

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie (Magisterské studium)

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Helena TOMANOVÁ

Závislost hodnot UV indexu na vybraných parametrech

Relationship between the UV index and selected parameters

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Praha, 2021

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....
Bc. Helena Tomanová

Poděkování:

Na tomto místě bych především ráda poděkovala vedoucí mé diplomové práce RNDr. Lucii Pokorné, Ph.D. za její ochotu, hodnotné připomínky, trpělivost a kvalitní vedení této práce. Poděkovat bych také chtěla RNDr. Petru Pešicovi, Ph.D., z Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd České republiky, za pomoc se zpracováním dat SYNOP. Kromě toho bych chtěla poděkovat Solární ozónové observatoři v Hradci Králové a Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd České republiky za poskytnutá data. V neposlední řadě moc děkuji své rodině a svým blízkým za trpělivost při psaní této práce a že mi jsou neustálou oporou.

Zadání diplomové práce

Téma práce: Závislost hodnot UV indexu na vybraných parametrech

Cíle práce:

Cílem práce je analyzovat hodnoty UV indexu v závislosti na úhlu dopadajících slunečních paprsků, na změnách ozónu a na množství oblačnosti. Na základě výsledků provést revizi aktuálně používaných hodnot Cloud modification factor (CMF). Dále prověřit vliv nadmořské výšky na hodnoty UV indexu ve vybraných sezónách.

Použité pracovní metody, datové zdroje:

Tato práce navazuje na bakalářskou práci (BP) „Faktory ovlivňující hodnoty UV indexu v ČR“. Hodnoty UV indexu, albeda a globálního záření použité v BP budou rozšířeny o hodnoty délky trvání slunečního svitu, koncentraci ozónu a také o informace ze zpráv SYNOP z nejbližších synoptických stanic. Již prezentovaný vliv nadmořské výšky na hodnoty UV indexu bude prověřen v jednotlivých sezónách pro případy s jasnou oblohou. Vliv ozónu bude testován v pro případy s bezoblačnou oblohou a vybrané intervaly výšky Slunce nad obzorem. Vztah mezi výškou Slunce nad obzorem bude zkoumán odděleně od vlivu dalších parametrů. Pomocí zpráv SYNOP bude oblačnost rozdělena do skupin podle výšky spodní základny, charakteru a množství. Pro jednotlivé kategorie pak bude spočítaná míra útlumu UV indexu a vytvořena aktualizovaná tabulka hodnot CMF pro UVI.

Datum zadání: 04.11.2019

Jméno studenta: Bc. Helena Tomanová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Závislost hodnot UV indexu na vybraných parametrech

Abstrakt

UV záření je krátkovlnné záření s vlnovými délkami od 100 do 400 nm. Toto záření má jak pozitivní, tak i negativní účinky na živé organismy a zdraví člověka. Proto byl definován v roce 1994 tzv. UV index (UVI), charakterizující biologický efekt UV záření na lidské zdraví. Cílem této práce je zhodnotit vliv vybraných parametrů (celkové množství ozónu, výška Slunce nad obzorem, oblačnost a nadmořská výška) na hodnoty UVI. K tomu byla použita data naměřená na čtyřech stanicích na území Česka (Hradec Králové, Košetice, Kuchařovice, Labská bouda) a zprávy SYNOP ze čtyř nejbližších stanic za období 2010–2017. Významný vliv na hodnoty UVI má výška Slunce nad obzorem (úhel dopadajících slunečních paprsků). Nejvyšších hodnot UVI je obecně dosahováno při vysokých úhlech, kdy je dráha paprsků k zemskému povrchu nejkratší. Nárůst UVI lze popsat exponenciálou, ovšem od úhlu 30° je nárůst téměř lineární. Na stanici Hradec Králové dochází v průměru k nárůstu hodnot UVI o 0,8 a na stanici Labská bouda o 0,9 při zvýšení úhlu o 5°. Oblačnost má také značný vliv na hodnoty UVI, přitom záleží na výšce a množství oblačnosti. Vysoká oblačnost snižuje UVI málo, jen o 15 % pokud je pokryta celá obloha. Střední a nízká oblačnost snižuje UVI podle množství o 15–64 %. Nejvíce snižují hodnoty UVI oblaky nízkého patra a to, o 21–64 %. Naopak kupovitá oblačnost, pokud nezakrývá sluneční kotouč, hodnoty UVI mírně zvyšuje. Protože UVI závisí výhradně na intenzitě UV-B záření, má na jeho hodnoty vliv také množství stratosférického ozónu (TOC). Přitom záleží na úhlu dopadajících slunečních paprsků. Při úhlech 26°–40° dochází při poklesu TOC o 100 DU za jinak stejných podmínek k nárůstu UVI o 1,14 a při úhlu 41°–55° je nárůst UVI o 0,47. Vliv nadmořské výšky byl prokázán v zimě i v létě, kdy nárůst UVI je o 28,5 %, respektive o 12,5 % na 1000 výškových metrů. Výsledky této diplomové práce významně přispěly ke upřesnění vlivu jednotlivých parametrů na hodnoty UVI a k možnému zlepšení předpovědi UVI.

Klíčová slova: CMF, Česko, délka slunečního svitu, dohlednost, globální záření, nadmořská výška, oblačné patro, oblačnost, ozón, SYNOP, úhel slunečních paprsků, UV index, zeměpisná šířka

Relationship between the UV index and selected parameters

Abstract

Ultraviolet radiation (UV radiation) is a shortwave radiation with wavelengths from 100 to 400 nm. This radiation has both positive and negative effects on living organisms and human health. Therefore the so-called UV index (UVI), characterizing the biological effect of UV radiation on human health was defined in 1994. This thesis aims to evaluate the link between selected factors (total ozone column, solar elevation angle, cloudiness and altitude) and the UVI values. Observed data at four stations in Czechia (Hradec Králové, Košetice, Kuchařovice, Labská bouda) and SYNOP reports from the four nearest stations during the period 2010–2017 were used. The Sun elevation (angle of Sun ray) has the strongest effect on the UVI values. The highest UVI values are generally reached at high angles when the Sun rays go the shortest path through the atmosphere. The increase of the UVI is exponential, from an angle of 30° the increase is approximately linear. The UVI values increase on average by 0.8 at the Hradec Králové station and by 0.9 at the Labská bouda station for angle increasing by 5°. The effect of clouds is significant and depends on the height and the clouds amount. High level clouds reduce UVI negligible, overcast sky by only 15 %. Medium and low level clouds reduce UVI by 15–64 %, depending on the total cloud cover. The reduction between 21–64 % was detected for cumulus and cumulonimbus. However, the same clouds slightly increase the UVI values if the sun disk is not covered. Because UVI depends explicitly on the intensity of UV-B radiation, its values are affected by the total ozone column (TOC) in stratosphere. At the same time, the values are strongly influenced by the Sun elevation. At the angles of 26°–46°, the decrease in TOC by 100 DU under otherwise the same conditions increase the UVI by 1.14, at an angle of 41°–55° by 0.47. The effect of altitude was confirmed of the UVI is by 28.5 % and 12.5 % per 1,000 altitude meters in winter and summer, respectively. The results of this diploma thesis significantly contributed to the accuracy improvement of the influence of individual parameters on the UVI values and to the possible improvement of the UVI prediction.

Key words: CMF, Czechia, length of sunlight, visibility, global radiation, altitude, cloud level, cloudiness, ozone, SYNOP, solar elevation angle, UV index, latitude

Obsah

Seznam obrázků	8
Seznam tabulek	10
Seznam použitých zkratk	11
1 Úvod	13
2 Zavedení pojmu UVI	16
3 Faktory ovlivňující hodnoty UVI	19
3.1 Stratosférický ozón.....	19
3.1.1 Proces tvorby a zániku ozónu.....	20
3.1.2 Roční chod celkového množství ozónu.....	22
3.1.3 Vliv změny koncentrace ozónu na UVI.....	24
3.2 Vliv oblačnosti.....	25
3.3 Vliv albeda povrchu.....	26
3.4 Vliv nadmořské výšky.....	27
4 Data	29
5 Použitá metodika	32
6 Výsledky	37
6.1 Vliv celkového množství ozónu.....	37
6.2 Vliv výšky Slunce nad obzorem.....	40
6.3 Vliv oblačnosti.....	42
6.4 UVI v různých nadmořských výškách.....	47
7 Diskuze	49
8 Závěr	53
9 Zdroje	56
9.1 Knihy a časopisy.....	56
9.2 Internetové a další zdroje.....	59

Seznam obrázků

Obr. 1: Naměřené denní hodnoty UVI na stanici Edmonton za rok 2006 (černé tečky). Plná tmavě šedá linie znázorňuje odhad UVI za jasné oblohy, bez sněhové pokrývky při „normálních“ hodnotách celkového množství ozónu před rokem 1980. Světle šedá linie znázorňuje odhady UVI pro jasnou oblohu, bez sněhové pokrývky se zohledněním naměřených hodnot celkového množství ozónu v jednotlivých dnech.	17
Obr. 2: Změny množství ozónu s nadmořskou výškou a znázornění ozónové vrstvy.	19
Obr. 3: Ozónová díra nad Antarktidou s TOC 220 DU nebo nižším - 4. října 2004.	22
Obr. 4: Závislost TOC na zeměpisné šířce za období 1979-1990 za měsíce červenec-prosinec. TOC je vyjádřeno v DU, čárkované křivky vyjadřují rozpětí získaných hodnot za sledované období. Kladné hodnoty zeměpisné šířky odpovídají severní zeměpisné šířce, záporné hodnoty jižní zeměpisné šířce.	23
Obr. 5: Průměrný roční chod celkového ozónu nad územím Česka založený na dlouhodobém měření v Hradci Králové za období 1962–1980 a 1981–2005.....	24
Obr. 6: Průměrné polední hodnoty UVI za jasné oblohy na stanicích s různou nadmořskou výškou, ve dnech se stejnou hodnotou TOC.	28
Obr. 7: Poloha vybraných stanic, měřících UV záření a stanic SYNOP.....	29
Obr. 8: Roční chod TOC za sledované období 2010-2017 na stanici SOO HK.	37
Obr. 9: Průměrná měsíční mezidenní variabilita TOC za sledované období 2010-2017 na stanici SOO Hradec Králové.	38
Obr. 10: Závislost hodnot UVI na TOC s proloženou regresní přímkou (červená linie) v intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 26°-40° na stanici SOO HK.....	39
Obr. 11: Závislost hodnot UVI na TOC s proloženou regresní přímkou (červená linie) v intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 41°-55° na stanici SOO HK.....	40
Obr. 12: Hodnoty UVI při daném úhlu dopadajících slunečních paprsků za jasných dní na stanicích Hradec Králové (oranžová) a Labská bouda (modrá) při TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km.	41
Obr. 13: Průměrné hodnoty UVI v jednotlivých intervalech úhlů dopadajících slunečních paprsků za jasných dní při TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km na stanicích Hradec Králové (oranžová), Kuchařovice (žlutá), Košetice (zelená) a Labská bouda (modrá).	42

- Obr. 14: Vliv jednotlivých oblačných pater (vysoká oblačnost-modré boxploty, střední oblačnost-zelené boxploty, nízká oblačnost-oranžové boxploty) na hodnoty UVI dle množství pokrytí oblohy oblačností v $x/8$ při úhlech dopadajících slunečních paprsků 40° - 55° , TOC 320-360 DU a dohlednosti nad 20 km ve srovnání s jasnou oblohou (černý boxplot). Tlustá černá vodorovná linie značí průměrnou hodnotu UVI za jasné oblohy..... 44
- Obr. 15: Vliv oblaků druhů Cu, Cb—oranžový boxplot a Ns—zelený boxplot na hodnoty UVI ve srovnání s jasnou oblohou (černý boxplot) při intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 40° – 55° , TOC 320-360 DU a dohlednosti nad 20 km. 45
- Obr. 16: Vliv ranní mlhy (modrý boxplot) na hodnoty UVI ve srovnání s jasnou oblohou v ranních hodinách (černý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 5° - 20° , při hodnotách TOC 240-290 DU a dohlednosti pod 1 km..... 46
- Obr. 17: Vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI za jasného dne v období červen, červenec na stanicích Hradec Králové (oranžový boxplot), Košetice (zelený boxplot) a Labská bouda (modrý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 30° - 50° , TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km 47
- Obr. 18: Vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI za jasného dne - 9. 2. 2011 na stanicích Hradec Králové (oranžový boxplot), Košetice (zelený boxplot) a Labská bouda (modrý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 15° - 30° , TOC 340-345 DU a dohlednosti nad 20 km. 48

Seznam tabulek

Tab. 1: Typické hodnoty CMF (Cloud Modification Factor) pro různé druhy a množství oblačnosti.	25
Tab. 2: Hodnoty albeda v UV-B části UV záření pro jednotlivé typy povrchů.	27
Tab. 3: Jasný dny s dohledností nad 20 km, které byly použity pro zjištění vlivu výšky Slunce nad obzorem na hodnoty UVI.	33
Tab. 4: Přehled použitých filtrů a jejich hodnoty pro zkoumání vlivu oblačnosti na hodnoty UVI. Nh-množství všech oblaků nízkého patra, nebo množství všech oblaků středního patra, jestliže nejsou žádné oblaky nízkého patra.	35
Tab. 5: Hodnoty CMF_{UVI} (Cloud Modification Factor for UVI) pro oblačnost vysokého patra (Cc, Ci, Cs), středního patra (As, Ac), nízkého patra (St, Sc, Cu), pro oblaky druhu Cu, Cb a pro oblak druhu Ns s rozlišením pokrytí oblohy oblačností (po 2/8) při úhlech dopadajících slunečních paprsků 40°-55°, TOC 320-360 DU a dohlednosti nad 20 km.	55

Seznam použitých zkratk

Ac – oblak Altocumulus

As – oblak Altostratus

BP – Bakalářská práce

Cb – oblak Cumulonimbus

Cc – oblak Cirrocumulus

Ci – oblak Cirrus

Cs – oblak Cirrostratus

Cu – oblak Cumulus

CMF – Cloud modification factor (faktor modifikace oblaků)

CMF_{UVI} – Cloud modification factor for UVI (faktor modifikující hodnoty UVI vlivem oblačnosti)

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav

DSS – Délka slunečního svitu

DP – Diplomová práce

DU – Dobson units (jednotky pro vyjádření celkového množství ozónu)

EUV – Erytémové ultrafialové sluneční záření

GLB – Globální záření

ICNIRP – International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection (Mezinárodní komise pro ochranu před neionizujícím zářením)

Ns – oblak Nimbostratus

RAF – Radiation amplification factor (faktor zvyšující intenzitu záření při změně koncentrace stratosférického ozónu)

Sc – oblak Stratocumulus

SOO HK – Solární ozónová observatoř v Hradci Králové

St – oblak Stratus

SYNOP – Surface synoptic observations (pravidelná meteorologická zpráva)

TOC – Total ozone column (celkové množství ozónu)

ÚFA AV ČR – Ústav fyziky atmosféry Akademie věd České republiky v. v. i.

UNEP – United Nations Environment Programme (Program OSN pro životní prostředí)

UVI – index ultrafialového záření

UV – Ultraviolet (Ultrafialové)

WHO – World Health Organization (Světová zdravotnická organizace)

WMO – World Meteorological Organization (Světová meteorologická organizace)

1 Úvod

Ultrafialové záření (UV záření) představuje jen malou část slunečního záření dopadající na zemský povrch, a to i přesto má nezastupitelnou roli v mnoha procesech v biosféře. U lidí aktivuje důležité chemické reakce k vytváření prospěšného vitamínu D, podporuje tvorbu melatoninu a v některých případech se používá k léčbě lupénky a k fotochemoterapii. Má však i negativní účinky, narušuje molekuly DNA, což vede často k nejružnějším rostlinným, či živočišným mutacím, nebo dokonce k odumírání organismů (např. fytoplanktonu). Přestože člověk nezbytně potřebuje toto záření, dlouhodobé vystavení se UV záření s vysokou intenzitou může způsobit zdravotní problémy. Nejčastěji dochází ke kožnímu erytému (zčervenání kůže), dále se může jednat o rakovinu kůže, nebo poškození spojivky a rohovky u očí. I rostliny citlivě reagují na vysokou intenzitu UV záření. Dochází ke zpomalení fotosyntézy a může dojít i k odumírání buněk projevující se hnědnutím listů (nekrózou). Hodnoty UVI se výrazně mění během roku. Největší intenzity dosahuje UV záření během letních měsíců. Liší se ale citlivost živých organismů na UV záření během ročních období. Podle Arola a kol. (2003) se u některých organismů maximální citlivost vyskytuje na konci zimy a během jarních měsíců, protože organismy jsou nezralé a nachází se v maximální růstové fázi.

UV záření zaujímá spektrální oblast vlnových délek od 100 až do 400 nm. Dělí se na 3 podoblasti podle toho, jaká je intenzita UV záření při zemském povrchu a jaké má biologické účinky (Metelka 2018). Podoblast UV-A (vlnové délky 315 až 400 nm) není absorbována atmosférickým ozónem a k zemskému povrchu prochází jen s minimálním zeslabením. Jedná se o nejméně nebezpečnou část UV záření, která obvykle nezpůsobuje akutní zčervenání kůže, ani spálení, ale může například za předčasné stárnutí kůže. Dále je to podoblast UV-B (vlnové délky 280 až 315 nm), která je absorbována stratosférickým ozónem, ale část prochází až k zemskému povrchu. Tato část UV záření může být při vyšších intenzitách z biologického hlediska nebezpečná, způsobuje již dříve zmiňované zdravotní problémy. Poslední podoblastí je UV-C záření (vlnové délky 100 až 280 nm). Tato část je zcela absorbována stratosférickým ozónem i molekulárním kyslíkem a výrazně se podílí na vzniku ozónu ve stratosféře. UV záření dopadající na zemský povrch je tedy tvořeno zejména UV-A zářením (90 – 99 %), UV-B tvoří jen malý podíl (1 – 10 %) (WHO, WMO, UNEP, ICNIRP 2002, s. 1).

Zvýšenou pozornost dostalo UV záření po objevení ozónové anomálie (výrazně snížené koncentrace ozónu v atmosféře) v Antarktidě v 80. letech 20. století (Solomon 2019). V poslední době dostává tato problematika také zvýšenou pozornost, protože v roce 2020 byla naměřena nejnižší hodnota celkového množství ozónu (TOC) na severní polokouli nad

Arktidou a to 205 DU (Gray 2020). Obvykle naměřené hodnoty TOC v březnu v této oblasti jsou 240 DU. Podle Králíka (2020) tato ozónová anomálie zasahovala jen do oblastí s velmi malou hustou osídlení, proto neznamenal tak velké riziko pro člověka.

K vyjádření rizika spojeného s vysokou intenzitou UV záření byl v roce 1994 zaveden Světovou zdravotnickou organizací (WHO) a Světovou meteorologickou organizací (WMO) UV index (UVI). Jeho hodnota se pohybuje od nuly výše, čím vyšší hodnota nastane, tím je větší pravděpodobnost zdravotních problémů. Protože UV záření není pro organismy nebezpečné v celé své šíři, používá se UVI k posouzení vlivu UV záření na organismy.

Intenzita UV záření, a tedy i UVI při zemském povrchu je ovlivňována řadou faktorů. Podle Vaníček a kol. (1999) patří mezi nejvýznamnější faktory ovlivňující intenzitu UV záření výška Slunce nad obzorem, nadmořská výška, atmosférický rozptyl, oblačnost, albedo povrchu a atmosférický ozón. Z nich velkou roli hraje výška Slunce nad obzorem, kdy s rostoucí výškou Slunce roste i intenzita UV záření. Důvodem je, že paprsky procházejí atmosférou k povrchu po kratší dráze a dochází tak k menším energetickým ztrátám (Vaníček a kol. 1999). Výška Slunce nad obzorem, a tedy i intenzita UV záření, se mění se zeměpisnou šířkou, roční sezónou a denní dobou. Dalším významným faktorem je oblačnost. Její vliv není doposud podrobně prozkoumán. Z publikovaných prací vyplývá, že při zatažené obloze je intenzita UV záření snížena. Estupinan a kol. (1996) uvádějí, že může jít při zcela zatažené obloze o snížení až o 99 %. Konkrétní zeslabení ovšem závisí na výšce spodní základny oblačnosti, její tloušťce, druhu oblačnosti a charakteru oblačných částic (Kerr, Seckmeyer 2002). Další faktor je nadmořská výška. S rostoucí nadmořskou výškou intenzita UV záření roste vlivem kratší dráhy slunečního záření v atmosféře. Nárůst je zhruba o 6–8 % na 1 000 m nadmořské výšky podle Vaníčka a kol. (1999) a o 5 % podle Allaart a kol. (2004). Jedním z méně důležitých, ale často uváděných faktorů mající vliv na UV záření je TOC ve stratosféře. Podle Weatherhead a kol. (2005) snížení TOC v atmosféře o 1 % vede k nárůstu erytérového ultrafialového slunečního záření (EUV) o 1,1 %. Dalšími faktory, které mají vliv, je například albedo povrchu či rozptyl. Cílem této práce je analyzovat vliv jednotlivých faktorů (stratosférický ozón, výška Slunce nad obzorem, oblačnost a nadmořská výška) na hodnoty UVI na území Česka. Tato práce vychází z bakalářské práce (BP) (Tomanová 2018), kde byl vliv některých faktorů popsán a dokumentován na pozorovaných datech (úhel dopadajících slunečních paprsků, oblačnost, albedo povrchu a nadmořská výška). Vybrané faktory jsou nyní zkoumány podrobněji a ze statistického hlediska korektněji, tj. vliv jednotlivých faktorů je sledován při zafixování hodnot ostatních faktorů. Pro posouzení vztahů mezi sledovanými prvky a hodnotami UVI byla použita

data ze stanic v Česku z období 2010-2017. Vstupní data byla připravena precizněji, protože se během výpočtů ukázalo mnoho hodnot jako podezřelých nebo chybných. Kapitola 2 zahrnuje definici UVI a vysvětluje důvody pro jeho zavedení. Kapitola 3 shrnuje současné poznatky o vlivu oblačnosti, nadmořské výšky, albeda povrchu a stratosférického ozónu na UV záření. V kapitole 4 je uvedena charakteristika stanic a použitých dat, kapitola 5 přehledně shrnuje postup zpracování dat a metody použité pro detekci vztahu mezi konkrétními faktory a hodnotami UVI. V kapitole 6 jsou prezentovány výsledky popisující proměnlivost hodnot UVI, v závislosti na změnách TOC, výšky Slunce nad obzorem, charakteru oblačnosti a nadmořské výšce. Zjištěné vztahy jsou v kapitole 7 diskutovány a porovnány se studii publikovanými v zahraničí. Ovšem s výjimkou vlivu oblačnosti na hodnoty UVI, který je velmi málo prozkoumán, proto zde uvedené výsledky lze považovat za unikátní a není možné je s ničím porovnat. V závěrečné kapitole 8 jsou shrnuty nejdůležitější výsledky.

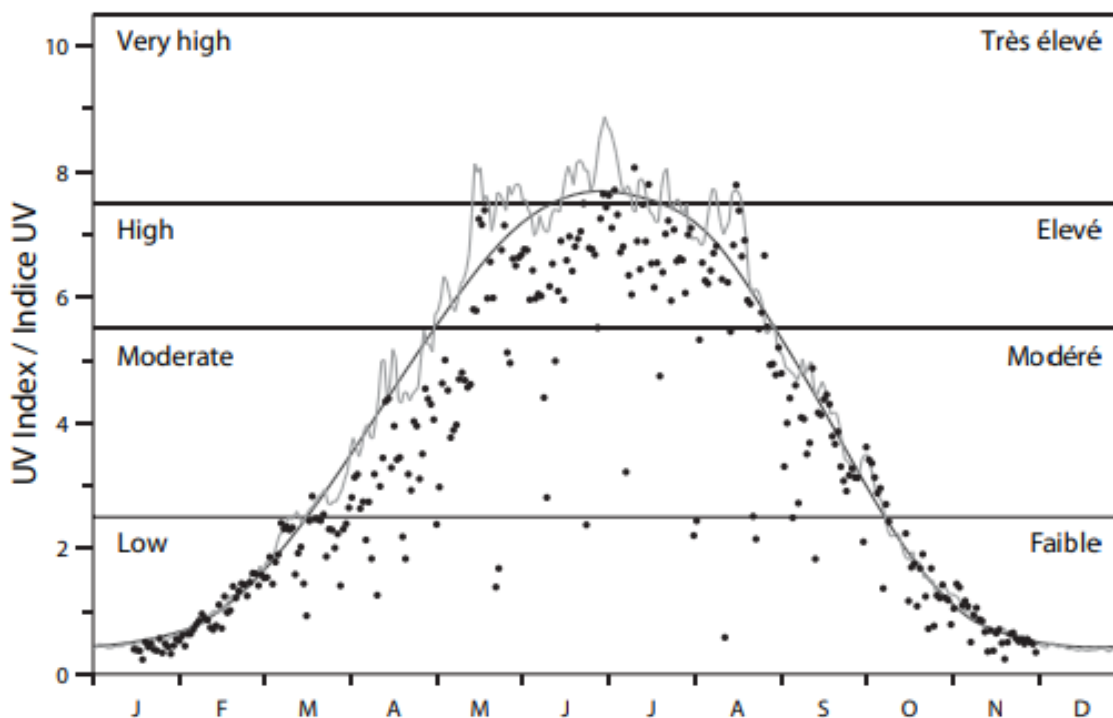
2 Zavedení pojmu UVI

Negativní účinky UV záření jsou lidem známé již několik desítek let (Bolton, Cotton 2008). V roce 1994 byl zaveden WMO a WHO tzv. UV index (UVI) (Fioletov a kol. 2010). Tento index charakterizuje schopnost UV záření vyvolat u člověka poškození kůže (kožní erytém) a další onemocnění (Allaart a kol. 2004; Metelka 2018). Jedná se o mezinárodní standardizovanou bezrozměrnou veličinu, jejíž hodnoty se pohybují od 0 do 20. Čím vyšší je hodnota, tím větší je pravděpodobnost poškození kůže a oka. UVI se používá především k informování obyvatelstva o možném negativním vlivu UV záření na lidský organismus. Podle WHO, WMO, UNEP, ICNIRP (2002) se hodnota UVI vypočítá dle rovnice (1):

$$UVI = \frac{1}{25} \int_{250 \text{ nm}}^{400 \text{ nm}} I_{\lambda} * s_{er}(\lambda) d\lambda \quad (1)$$

kde I_{λ} je spektrální intenzita UV záření o vlnové délce λ [$\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$] a $s_{er}(\lambda)$ je hodnota erytémového akčního spektra o vlnové délce λ [bezrozměrné číslo]. Erytémové akční spektrum značí relativní míru erytémové reakce pokožky na UV záření.

Hodnoty UVI se dělí na 5 kategorií, od nízkých hodnot UVI po extrémní hodnoty. Hraniční hodnoty kategorií jsou: nízké UVI 0-3, střední 3-6, vysoké 6-8, velmi vysoké 8-11 a extrémní hodnoty 11 a výše. Na Obr. 1 je znázorněn roční průběh denních hodnot UVI na kanadské stanici Edmonton v roce 2006 naměřené Brewerovým spektrometrem (stanice byla vybrána, protože leží na podobné rovnoběžce, jako stanice v Česku; její zeměpisná šířka je $53^{\circ} 32' \text{ s. š.}$). Můžeme vidět, že nejvyšších hodnot bylo dosaženo v letních měsících červen, červenec, kde byly naměřeny i hodnoty UVI spadající do velmi vysoké kategorie. V tomto období dopadající UV záření k zemskému povrchu dosahuje nejvyšší intenzity. Tehdy stoupá zejména intenzita UV-B záření, a to až 10krát ve srovnání se zimním obdobím (Krajsová 1993). Rozkolísanost odhadovaných hodnoty UVI za jasné oblohy (v Obr. 1 šedá linie) je způsobena přirozenými výkyvy TOC v ozónovém sloupci. Roční průběh maximálních hodnot Clear-sky UVI na stanici SOO HK (Metelka 2018) se shoduje s ročním průběhem UVI na kanadské stanici Edmonton (Obr. 1). V Česku však nejvyšší letní hodnoty UVI spadají pouze do kategorie vysoké UVI.



Obr. 1: Naměřené denní hodnoty UVI na stanici Edmonton za rok 2006 (černé tečky). Plná tmavě šedá linie znázorňuje odhad UVI za jasné oblohy, bez sněhové pokrývky při „normálních“ hodnotách celkového množství ozónu před rokem 1980. Světle šedá linie znázorňuje odhady UVI pro jasnou oblohu, bez sněhové pokrývky se zohledněním naměřených hodnot celkového množství ozónu v jednotlivých dnech (zdroj: Fioletov a kol. (2010)).

Hodnoty UVI se mění (v závislosti na mnoha faktorech) a také v závislosti na zeměpisné šířce. Například v Severní Americe se průměrné hodnoty poledního UVI v létě pohybují od 1,5 v Arktidě do 11,5 nad jižním Texasem a mohou dosahovat až 20 ve vysokých nadmořských výškách na Havaji (Fioletov a kol. 2010). V Evropě dosahuje UVI v létě průměrných hodnot od 2 (detekováno severně od 57° s. š.) až do extrémních hodnot UVI 12 (detekováno jižně od 43°) (Vitt a kol. 2020). Další faktory jsou popsány v BP (Tomanová 2018) a kapitole 3.

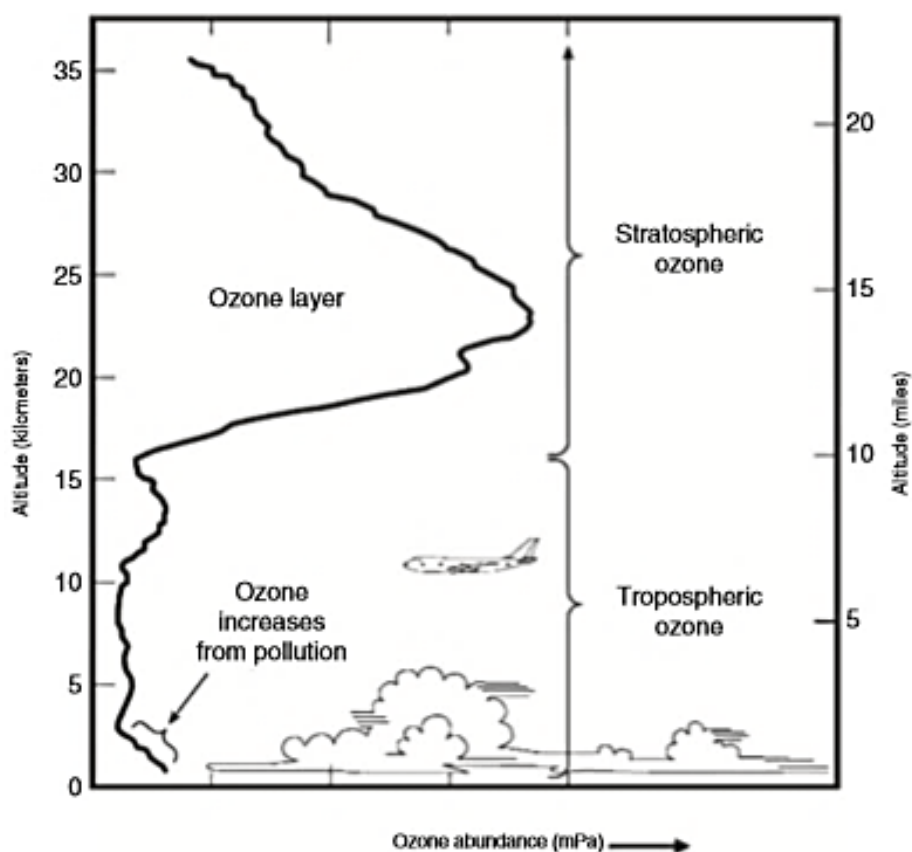
Podle WHO, WMO, UNEP, ICNIRP (2002) by se člověk měl chránit už při hodnotách UVI větších než 3 (dolní hranice střední kategorie hodnot UVI), kdy by měl použít opalovací krém s příslušným SPF faktorem (sun protection factor). Extrémní stupeň, kdy je doporučeno nevycházet z budov nebyl u nás zatím zaznamenán, nicméně v nižších zeměpisných šířkách je běžný. V našich zeměpisných šířkách je rizikové letní období, kdy kolem poledne je možnost vzniku erytému dvakrát větší než v ranních a odpoledních hodinách (WHO 2014). Rizikové jsou také polední hodiny během jarních měsíců, než se vytvoří přirozená ochranná pigmentace. Rychlost, s jakou si jedinec vytvoří tuto přirozenou ochranu, závisí mimo jiné i na typu pokožky (Freitinger Skalická a kol. 2010).

S nadměrným vystavením se UV záření dochází ke kožním a očním onemocněním (rakovina kůže, sluneční alergie, sněžná slepota, zánět spojivek atd.). Výrazný nárůst výskytu rakoviny kůže byl pozorován hlavně u světlého typu kůže (ve světě se každoročně vyskytuje až 132 000 nových nálezů melanomových kožních nádorů) (WHO, WMO, UNEP, ICNIRP 2002). Pravidelná ochrana před UV zářením v dětství snižuje riziko následků z tohoto záření v dospělosti až o 70 % (Lajčíková, Pekárek 2009). Právě UVI je důležitý prostředek ke zvýšení povědomí veřejnosti o rizicích nadměrného vystavení se UV záření a upozorňuje tak lidi na nutnost ochrany před tímto zářením. Na UVI by se měli zaměřit zejména citlivé osoby, rodiče malých dětí a turisté.

3 Faktory ovlivňující hodnoty UVI

3.1 Stratosférický ozón

Stratosférický ozón se nachází především ve stratosféře ve výškách mezi 20-30 km (Obr. 2). Tato oblast s relativně vysokou koncentrací ozónu je známa právě jako ozónová vrstva, která nás chrání před nadměrných průnikem UV-B záření (oblast od 280 až 315 nm) a UV-C zářením (oblast od 100 do 280 nm). Stratosférický ozón má zásadní vliv na propustnost UV záření dopadajícího na zemský povrch, proto se měření TOC řadí mezi sledované atmosférické parametry. TOC se udává v Dobsonových jednotkách (DU). Platí, že 1 DU odpovídá 0,01 mm výšky sloupce ozónu při tlaku 1013 hPa a teplotě 15 °C (Calbó a kol., 2005). Běžné hodnoty ozónu ve stratosféře se pohybují mezi 200-500 DU. Takto velký rozptyl hodnot je způsoben tím, že koncentrace ozónu ovlivňuje celá řada faktorů jako je například zeměpisná šířka, intenzita slunečního záření, teplota ve stratosféře a v neposlední řadě také přítomnost chemických sloučenin v atmosféře. O časovém a prostorovém rozložení ozónu více v kapitole 3.1.2.



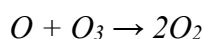
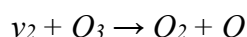
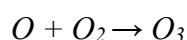
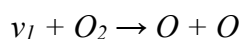
Obr. 2: Změny množství ozónu s nadmořskou výškou a znázornění ozónové vrstvy (zdroj: Abbasi a Abbasi 2017, s.10).

3.1.1 Proces tvorby a zániku ozónu

Evoluční geologové odhadují, že ozónová vrstva, tak jak ji známe dnes, se tvořila velmi pomalu po dobu 2500 milionů let (Abbasi, Abbasi 2017, s. 9). Ozón se v atmosféře neustále formuje a rozpadá působením slunečního UV záření. Základem vzniku a zániku stratosférického ozónu je tzv. Chapmanův cyklus (2) (Dessler 2000). V tomto cyklu se molekula kyslíku štěpí pomocí působení UV záření o vlnových délkách 185-220 nm na dva volné atomy kyslíku. Ty se následně spojí/reagují s molekulami kyslíku za vzniku ozónu. Dále dochází k rozpadu ozónu, kde molekula ozónu absorbuje UV záření v rozsahu 200–320 nm a štěpí se zpět na atomární a molekulární kyslík. Atom kyslíku následně reaguje s molekulou ozónu, kde výsledkem jsou dvě molekuly kyslíku.

Chapmanův cyklus:

(2)

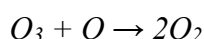
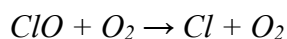
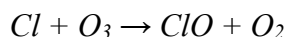


kde v_1 znázorňuje energii UV záření o vlnové délce 185-220 nm a v_2 energii UV záření o vlnové délce 200-320 nm.

V minulosti docházelo k tvorbě a rozpadu ozónu přirozeně a koncentrace se měnily jen velmi pomalu v závislosti na aktivitě Slunce a množství kyslíku v atmosféře. Panovala tak rovnováha mezi vznikem a zánikem ozónu. V důsledku činnosti člověka (vypouštění freonů do atmosféry) došlo k porušení rovnováhy a rozpad stratosférického ozónu převážil nad jeho tvorbou. Tudíž, než lidstvo vytvořilo a začalo uvolňovat chemikálie ničící ozón (halogenové uhlovodíky-freony), ve stratosféře existovala přirozená rovnováha reakcí vytvářejících ozón a rozkládajících ozón. To udržovalo hladinu stratosférického ozónu ve „stabilním stavu“ po miliony let (Abbasi a Abbasi 2017, s. 10). V 70. letech 20. století zaznamenala družicová měření úbytek ozónu. Ukázalo se, že příčinou jsou látky ničící ozón (halogenové uhlovodíky-freony) vypouštěné volně do atmosféry a pronikající až k ozónové vrstvě do stratosféry. Rozklad ozónu tak probíhal nejen působením UV záření, ale také reakcemi ozónu s atomy halogenů (zejména Cl, F, výjimečně i Br). Proces ovlivnění ozonové vrstvy freonovými plyny popsali v 70. letech Molina a Rowland (Záliš 1996). Dle jejich teorie chemicky inertní freony pronikají až do ozonoféry, kde jsou vystaveny intenzivnímu UV záření. Za působení UV záření dochází ve stratosféře k rozkladu chlorovaných uhlovodíků (freonů) až na elementární chlor. Protože je

ozón nestabilní molekula tvořená třemi atomy kyslíku, snadno reaguje právě s těmito volnými atomy chloru a dochází tak k destrukci molekuly ozónu. Molina a Rowland vypočetli, že molekuly freonů mohou setrvávat v atmosféře více než půl století (Záliš 1996). Rovnice (3) znázorňují tento proces (Abbasi a Abbasi 2017, s. 40):

(3)

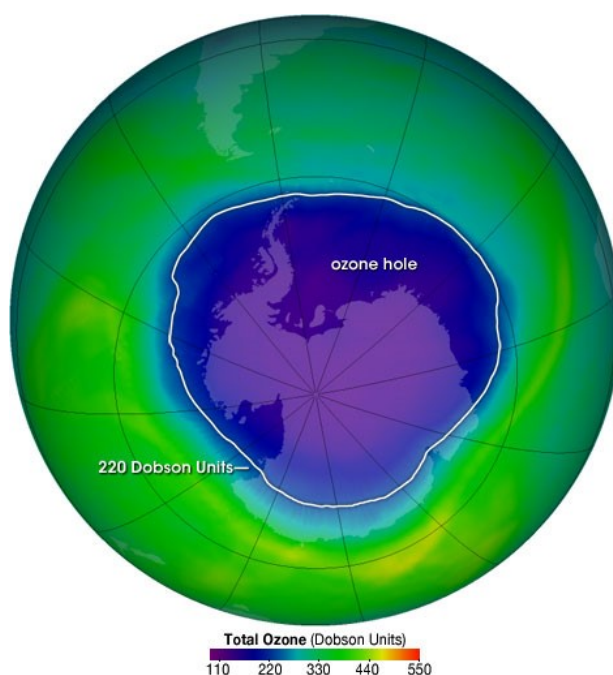


Po zjištění souvislostí mezi halogenovými uhlovodíky a rozpadem ozónu Farman a kol. (1985) publikovali zjištění neobvykle nízkých koncentrací ozónu nad Antarktidou, jakožto důsledek používání právě halogenových uhlovodíků (freonů). Ty se nejčastěji nacházeli v rozprašovačích a chladicích zařízeních. Farman a kol. (1985) následně tento jev označili jako ozónová díra. Ozónová díra není „dírou“ (chápáno jako oblast s nulovým výskytem ozónu), ale jedná se o oblast s velmi malou koncentrací ozónu ve stratosféře. Hranicí pro označení ozónové díry je 220 DU. Na Obr. 3 můžeme vidět bílou linií ohraničenou hranici 220 DU (ozónová díra) okolo Antarktidy v roce 2004.

Ozónové díry se tvoří jen ve vysokých zeměpisných šířkách za polárním kruhem. Díky absenci slunečního záření v polárních oblastech dochází k výraznému poklesu teploty a nad Antarktidou se vytvoří uzavřená cirkulace vzduchu nazývána jako polární vortex. Nízké teploty navíc umožňují vznik polární stratosférické oblačnosti. Právě na těchto oblacích probíhají heterogenní chemické reakce (reakce při kterých se méně aktivní látky přeměňují na aktivnější sloučeniny chlóru), které produkují více reaktivní formy halogenových sloučenin. Ty pak vstupují do reakcí vedoucích k destrukci ozónu. Ozónová díra se na jižní polokouli kolem Antarktidy tvoří každý rok, protože zimní teploty v této oblasti běžně klesají výrazně pod bod mrazu (okolo $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$), což umožňuje tvorbu již zmiňované polární stratosférické oblačnosti. Roku 1985 byla sepsána a přijata Vídeňská úmluva na ochranu ozónové vrstvy, jejíž součástí je tzv. Montrealský protokol. Signatáři se dohodli na zákazu výroby a spotřeby látek ničících ozón. Ozónová díra nad Antarktidou je nyní na cestě k zacelení/zmenšení. V minulém roce (2020) byla největší za dobu pozorování, bude tedy trvat desetiletí, než chemikálie úplně zmizí z atmosféry a dojde k jejímu „zacelení“ (Witze 2020).

V březnu 2020 se ozónová díra objevila také na severní polokouli (pokles hodnot celkového množství ozónu pod 220 DU). Ozónová díra se běžně na severní polokouli (kolem

Arktidy) nevyskytuje. Nejsou zde podmínky pro vznik ozónové díry tak příznivé jako na jižní polokouli (stabilně nízké teploty vzduchu) (Witze 2020). Analýza satelitních pozorování ukazuje, že hladiny ozónu dosáhly svého nejnižšího bodu 12. března 2020 na 205 DU (Gray 2020). Tento abnormálně výrazný pokles celkového množství ozónu byl podle NASA způsoben velmi stabilní a silnou zimní cirkulací, což vedlo ke vzniku abnormálně rozsáhlých oblastí velmi nízkých teplot. Nad Arktidou bylo více studeného vzduchu než v jakékoli jiné zimě od roku 1979 (Witze 2020). Naštěstí se tato ozónová díra vyskytla nad neobydlenou oblastí a měla jen krátké trvání, tudíž nepředstavovala pro populaci žádné výrazné ohrožení.

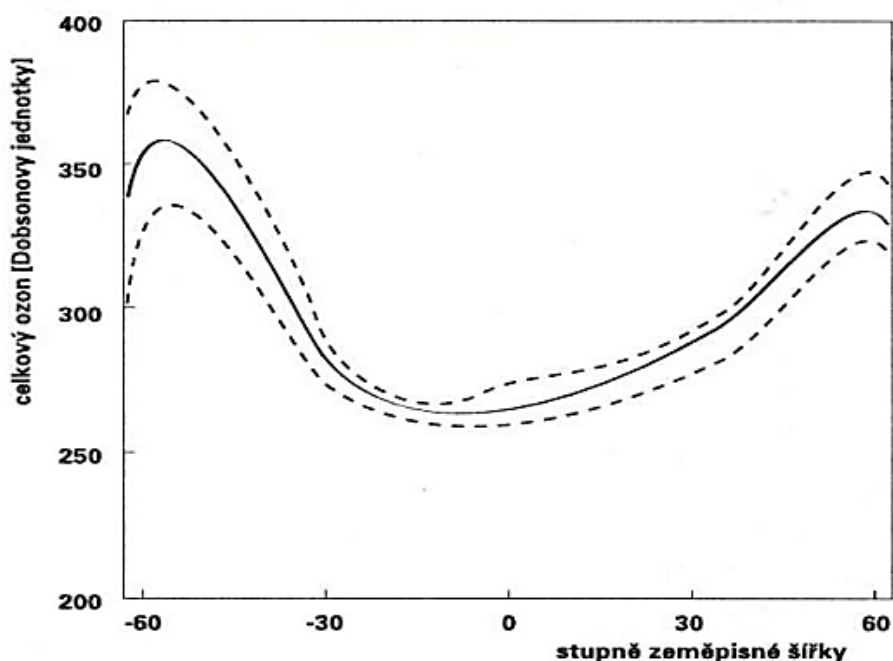


Obr. 3: Ozónová díra nad Antarktidou s TOC 220 DU nebo nižším - 4. října 2004 (zdroj: Newman 2018).

3.1.2 Roční chod celkového množství ozónu

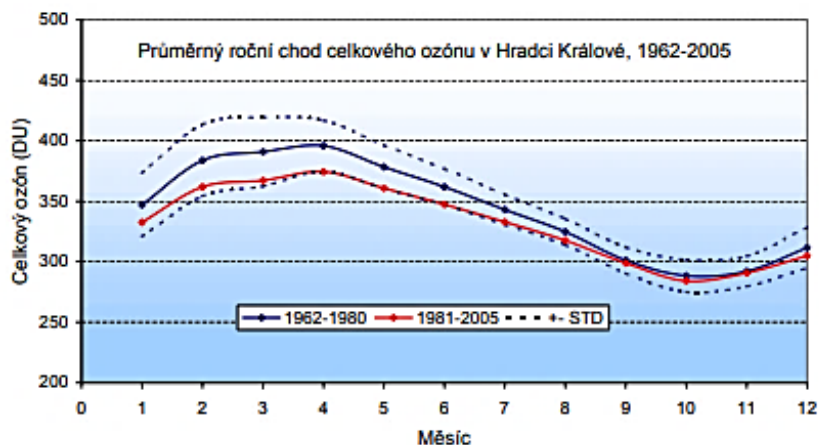
Protože k tvorbě ozónu je potřeba vysokoenergetického UV záření, nejvíce ozónu vzniká v tropických oblastech, kde je tohoto záření nejvíce. Paradoxně je ale v těchto oblastech ozónu nejméně (Obr. 4). V celoročním průměru je nad rovníkovými oblastmi stratosférického ozónu jen okolo 260 DU. Od tropických oblastí směrem cca k 60. rovnoběžce TOC roste, až v průměru ke 350 DU, a následně směrem k zeměpisným pólům opět TOC klesá. Zeměpisné póly sice nejsou na Obr. 4 zobrazeny, ale je patrné, že od 60. rovnoběžky směrem k zeměpisným pólům dochází k poklesu TOC. Můžeme vidět, že nárůst TOC směrem k 60. rovnoběžce je na severní polokouli menší než na té jižní, stejně tak tomu je u poklesu TOC směrem k zeměpisným pólům. Tyto výraznější změny na jižní polokouli mohou být způsobeny výskytem ozónové díry na jižním pólu.

Rozložení ozónu se ovšem v jednotlivých zeměpisných šířkách mění během roku. Tento roční chod stratosférického ozónu je způsoben tzv. Brewer-Dobsonovou cirkulací ve stratosféře, která transportuje stratosférický vzduch z tropických oblastí do polárních oblastí. Brewer-Dobsonova cirkulace má výrazný roční chod. Na severní polokouli dosahuje její intenzita maxima ke konci zimního období a minima ke konci letního období. Brewer-Dobsonova cirkulace má za následek nárůst koncentrací ozónu na přelomu zimy a jara v našich zeměpisných šířkách. S nástupem jara začíná Brewer-Dobsonova cirkulace slábnout, sluneční záření sílí a zapříčiňuje postupný úbytek ozónu až do minima na podzim, kdy opět začne Brewer-Dobsonova cirkulace převažovat (Cordero a kol. 2012).



Obr. 4: Závislost TOC na zeměpisné šířce za období 1979-1990 za měsíce červenec-prosinec. TOC je vyjádřeno v DU, čárkované křivky vyjadřují rozpětí získaných hodnot za sledované období. Kladné hodnoty zeměpisné šířky odpovídají severní zeměpisné šířce, záporné hodnoty jižní zeměpisné šířce (zdroj: Gleason a kol. 1993).

Roční chod ozónu nad Českem je ovlivňován převážně cirkulačními podmínkami ve spodní a střední stratosféře (15–30 km). Koncem zimy a v jarním období, dochází ke zvýšení množství ozónu nad střední Evropou a TOC dosahuje ročního maxima (únor – duben) (Achrer a kol. 2007). Naopak, v letním období dochází k poklesu množství stratosférického ozónu a následuje podzimní minimum (září – listopad) (Achrer a kol. 2007). Tento roční chod je zobrazen na Obr. 5.



Obr. 5: Průměrný roční chod celkového ozónu nad územím Česka založený na dlouhodobém měření v Hradci Králové za období 1962–1980 a 1981–2005 (zdroj: Achrer a kol. 2007).

3.1.3 Vliv změny koncentrace ozónu na UVI

V případě poklesu TOC ve stratosféře, je absorbováno méně slunečního UV záření. UV-C záření (100-280 nm) je při průchodu atmosférou stále zcela absorbováno. UV-A záření (315-400 nm) prochází až k zemskému povrchu jen s minimálním zeslabením za jakékoliv koncentrace. Proto jediné UV-B část (280-315 nm) UV záření je závislá na množství ozónu ve stratosféře. Tudíž pokles TOC, či dokonce výskyt ozónové díry má za následek větší toky tohoto záření k zemskému povrchu. Když dojde k 1% poklesu TOC, vzroste intenzita UV záření na povrchu Země o 0,97-1,49 % (Lee a kol. 2013). Faktor vyjadřující poměr mezi změnami UV-B zářením a TOC se nazývá radiační zesilující faktor–RAF (Radiation amplification factor). RAF vyjadřuje, o kolik procent vzroste intenzita UV-B záření dopadající na zemský povrch při snížení TOC v ozónosféře o 1 % v podmínkách bezoblačné oblohy (Achrer a kol. 2007). Pro celkovou biologicky aktivní oblast UV radiace je hodnota přibližně 1,2 % (Janouch, Ettlér 2009). Faktor RAF ukazuje, že díky poklesu TOC o 1 % dojde k nárůst EUV o $1,18 \pm 0,02$ % s maximálním rozsahem 0,67–1,74 % v závislosti na SZA (40° – 70°) jak za jasných, tak i za jiných podmínek počasí (Kim a kol. 2013). Vztah mezi ozónem a UVI zatím nebyl podrobně zkoumán, a proto jsem se na tento vztah zaměřila v praktické části.

3.2 Vliv oblačnosti

Oblačnost patří mezi faktory, které výrazně ovlivňují UV záření dopadající na zemský povrch. Její efekt je ale velice obtížné kvantifikovat, protože oblaky jsou časově a prostorově velmi variabilní, ať už se jedná o jejich optickou tloušťku, rozsah nebo mikrofyzikální optické vlastnosti jako například velikost a tvar oblačných částic (Kerr, Seckmeyer 2002). Oblačnost má převážně tlumící efekt na intenzitu dopadajícího UV záření, ale některé druhy oblačnosti mohou způsobit zvýšení intenzity tohoto záření (Metelka 2018).

K vyjádření vlivu oblačnosti se nejčastěji používá CMF (cloud modification factor). Výpočet tohoto faktoru (4) se udává jako poměr naměřené intenzity UV záření (E_{means}) a odpovídající vypočítané intenzitě UV záření při jasné obloze (E_{clear}).

$$CMF = \frac{E_{\text{means}}}{E_{\text{clear}}} \quad (4)$$

Typické hodnoty tohoto faktoru, jsou znázorněny v tab. 1. Čím menší faktor, tím méně UV záření prochází skrz oblačnost a snižuje se tedy i hodnota UVI. Z této tabulky je patrné, že záleží na výšce oblaků, druhu oblačnosti a na jejím množství (vyjádřené v osminách). K největšímu poklesu hodnot UVI dochází při pokrytí většiny oblohy nízkou oblačností. Podstatné je také zda prší, nebo je mlha, kdy je hodnota CMF 0,2 respektive 0,4.

Tab. 1: Typické hodnoty CMF (Cloud Modification Factor) pro různé druhy a množství oblačnosti (zdroj: Metelka 2018).

TYP OBLAČNOSTI	MNOŽSTVÍ OBLAČNOSTI (osminy)			
	0-2	3-4	5-6	7-8
VYSOKÁ	1,0	1,0	1,0	0,9
STŘEDNÍ	1,0	1,0	0,8	0,5
NÍZKÁ	1,0	0,8	0,5	0,2
MLHA	-	-	-	0,4
DĚŠŤ	-	-	-	0,2

Alados-Arboledas a kol. (2003) zkoumali vztah mezi CMF a záření různé vlnové délky na třech stanicích na Pyrenejském poloostrově. Zjistili, že při zatažené obloze představují oblaky nižších pater útlum UV záření o 20 % větší než útlum oblaky vyšších pater. Pokud je obloha pokryta oblaky méně než ze 4/8, je účinek oblaků zanedbatelný. Také dokázali, že vliv oblaků na vlnové délky UV záření je menší než na celkové globální záření (u globálního záření dochází k útlumu o 33 % více ve srovnání s UV zářením). Podle Allaarta a kol. (2004) snižuje neporušená souvislá vrstva oblačnosti UV záření o 50 až 60 % (hodnota CMF 0,5 až 0,4).

Účinek oblačnosti se výrazně liší v horských oblastech a údolích. Blumthaler a Ambach (1997) měřili UV záření na horské stanici Jungfrauoch ve Švýcarsku (3576 m n. m.) a na stanici v údolí Innsbruck v Rakousku (577 m n. m.) ve dnech, kdy byla obloha zcela pokryta oblaky (10/10). Výsledkem bylo, že útlum UV záření oblačností byl na stanici Jungfrauoch o 70 % (hodnota CMF 0,3) a na stanici Innsbruck o 41,8 % (hodnota CMF 0,6). To naznačuje, že významnou roli hraje také výška spodní základny oblačnosti. Čím je nižší, tím více UV záření oblačnost pohltí (větší útlum na stanici Jungfrauoch).

3.3 Vliv albeda povrchu

Vysoké albedo neboli odrazivost povrchu způsobuje zvýšení intenzity UV záření při povrchu. Část UV záření, které dosáhne zemského povrchu, je absorbováno a část se odráží zpět do atmosféry. Množství odraženého záření závisí hlavně na vlastnostech povrchu, na které záření dopadá a také na vlnové délce. Měření albeda různých povrchů vykazují rozdíly pro UV záření a viditelné záření.

Blumthaler a Ambach (1997) zjistili, že albedo v UV oblasti u většiny povrchů vykazovalo velmi nízké hodnoty. Například, jak můžeme vidět v Tab. 2, pro zelenou trávu činí albedo v UV oblasti pouze 0,013. Výrazně vyšší hodnoty albeda však vykazovala sněhová pokrývka. V UV oblasti je albedo pro nový suchý sníh 0,94 (de Correa, Ceballos 2008). Podle Burrowse (1997) sněhová pokrývka zvyšuje UV záření o 11 % až 13 % i za oblačných podmínek, ale její vliv se zmenšuje se zvětšující se výškou Slunce nad obzorem. Fioletov a kol. (2010) zjistili, že sněhem pokrytý hladký terén v Arktidě (stanice Churchill) způsobí zvýšení UV záření asi o 36 %, zatímco sněhová pokrývka ve městě (Halifax) způsobuje zvýšení pouze o 7 %. Albedo sněhové pokrývky v UV oblasti je závislé na hloubce, stáří, teplotě a barvě sněhu (Arola a kol. 2003). Při stárnutí sněhu se mohou na povrch dostat drobné kamínky, které sníží albedo sněhové pokrývky.

Tab. 2: Hodnoty albeda v UV-B části UV záření pro jednotlivé typy povrchů (zdroj: de Correa, Ceballos 2008).

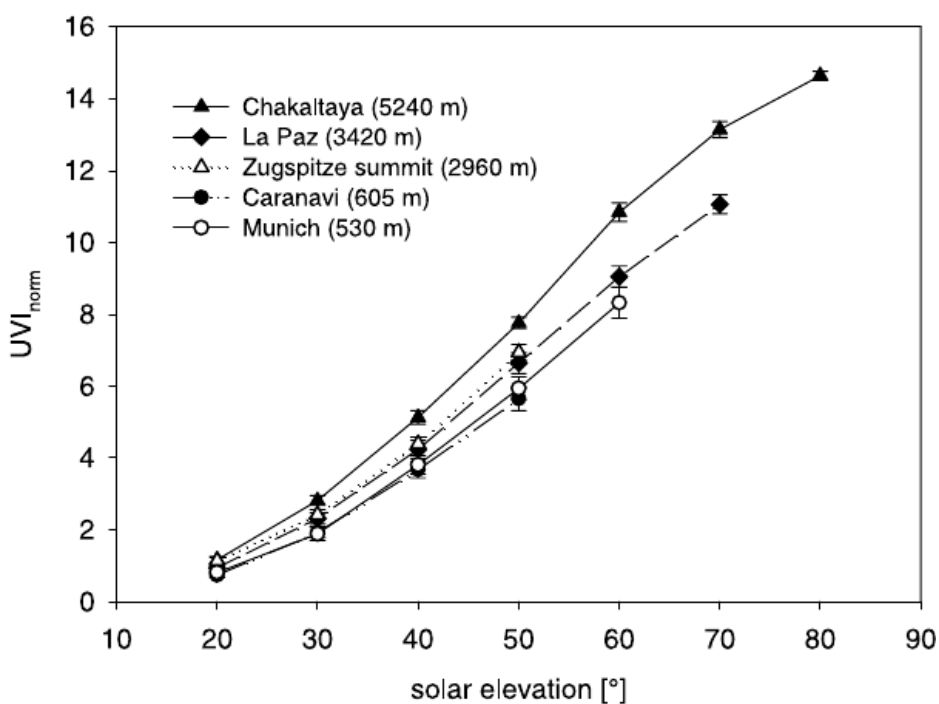
Surface	Albedo (%)	
	This work	BA88
Green grass	1.1 ± 0.1	1.3
Yellow grass	1.0 ± 0.1	–
Stainless steel opaque plate	4.3 ± 0.1	–
Natural clear wood (pinus)	2.6 ± 0.1	–
White painted wood (pinus)	4.2 ± 0.1	–
Black painted wood (pinus)	2.7 ± 0.1	–
White formica (synthetic)	7.9 ± 0.4	–
Wet coarse sand	2.4 ± 0.2	–
Dry coarse sand	4.2 ± 0.1	–
Sand flood	–	9.1
Asphalt	–	5.5
Water	–	4.8
Ice	–	7.8
Soil	–	2.2
Primitive rock	–	3.7
Tennis court	–	2.9
Alpine pasture	–	4.9
Limestone	–	11.2
Dry snow (new)	–	94.4
Wet snow (new)	–	79.2
Dry snow (old)	–	82.2
Wet snow (old)	–	74.4

3.4 Vliv nadmořské výšky

Další z faktorů mající vliv na hodnoty UVI je nadmořská výška, kdy s rostoucí nadmořskou výškou intenzita UV záření roste. Je to způsobeno především tím, že záření je pohlcováno tenčí vrstvou atmosféry. Intenzita záření se zvyšuje s nadmořskou výškou pro všechny složky UV záření. Na Obr. 6 můžeme vidět, že intenzita UV záření roste s nadmořskou výškou různě, dle daného místa měření. Pfeifer a kol. (2006) znázornili růst hodnot UVI vlivem nadmořské výšky ve dvou státech (Mnichov, Zugspitze-Německo; Caranavi, La Paz, Chakaltaya-Bolívie). Efekt nadmořské výšky při jasné obloze a stejném TOC závisí ještě na výšce Slunce nad obzorem, atmosférickém zákalu (atmosférický aerosol tvořený mikroskopicky malými pevnými částicemi) a albedu povrchu.

Podle Blumthaler a Ambach (1997) je výškový efekt v zimě vyšší než v létě, v zimě asi 20 % na 1 000 m a v létě asi 15 % na 1 000 m. Důvodem je podle autorů studie určitá závislost výšky Slunce nad obzorem na nadmořské výšce. Také prostorově není vliv nadmořské výšky jednotný. V Bolívii je to nárůst 7 % na 1 000 m (Zaratti a kol. 2003), ve Švýcarských Alpách

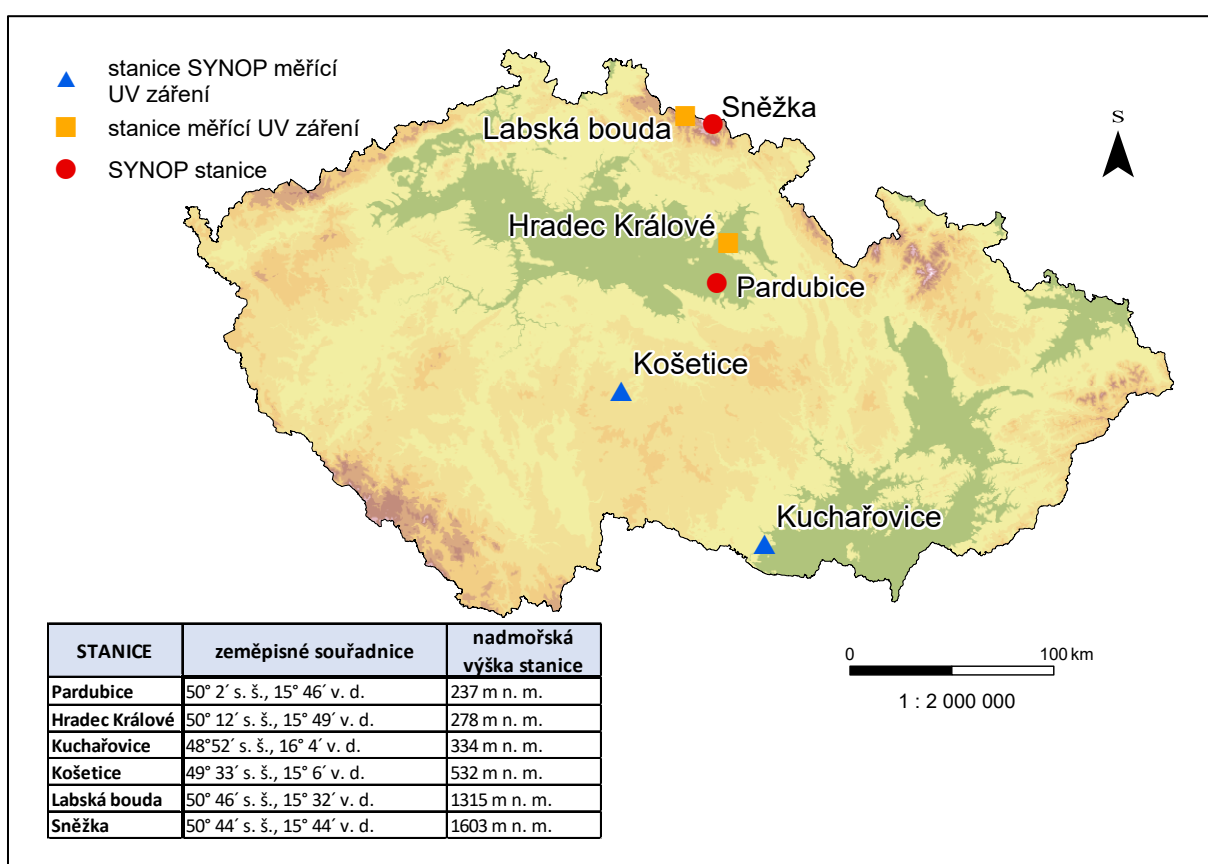
10,7 % na 1 000 m (Schmucki, Philipona 2002) a v západních Himalájích 11 % na 1 000 m (Singh, Singh 2004). Co se týká Česka, Dubrovský (2000) zjistil nárůst intenzity UV záření na tomto území o 4–8 % na 1000 m. Tato variabilita vlivu nadmořské výšky potvrzuje, že procentuální nárůst intenzity UV záření s nadmořskou výškou nejde definovat jedním číslem. Závisí silně na atmosférických a povrchových parametrech (Bais, Lubin 2007). Ve vyšších nadmořských výškách se většinou nachází po delší dobu sněhová pokrývka, která ještě přispívá k nárůstu intenzity UV záření. Vitt a kol. (2020) tvrdí, že „odchylky od teoretických hodnot vlivu nadmořské výšky lze částečně přičíst důvodům souvisejícím s atmosférickými podmínkami, jako je silnější oblačnost v horských oblastech, obvykle vyšší zatížení aerosolem v městských oblastech nebo rozdíly v albedu povrchu (například způsobené dlouhodobými suchými povětrnostními podmínkami)“.



Obr. 6: Průměrné polední hodnoty UVI za jasné oblohy na stanicích s různou nadmořskou výškou, ve dnech se stejnou hodnotou TOC (zdroj: Pfeifer a kol. 2006).

4 Data

Pro analýzu hodnoty UVI byly vybrány čtyři stanice v Česku, měřící intenzitu UV záření (stanice Hradec Králové, Košetice, Kuchařovice a Labská bouda). Data mi byla poskytnuta ze Solární a ozónové observatoře v Hradci Králové (SOO HK), jakožto specializované pracoviště Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ), kde se pravidelně UV záření měří. Data SYNOP za stanice Košetice, Kuchařovice, Sněžka na polské straně a Pardubice pro zkoumání vlivu oblačnosti na hodnoty UVI jsem získala z Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd České republiky, v. v. i. (ÚFA AV ČR). Geografická poloha a nadmořská výška jednotlivých stanic je zobrazena na Obr. 7.



Obr. 7: Poloha vybraných stanic, měřících UV záření a stanic SYNOP (zdroj vstupních dat: ARCDATA PRAHA; vlastní zpracování).

Jako vstupní data byly použity denní desetiminutové hodnoty intenzity EUV [$\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$] měřené na stanicích v Česku (Hradec Králové, Kuchařovice, Košetice a Labská bouda) (Obr. 7). Následný přepočítání na hodnoty UVI byl proveden vydělením hodnot intenzity EUV hodnotou 25 a zaokrouhlením na jedno desetinné místo. Ze stejných desetiminutových intervalů jsou k dispozici průměrné hodnoty intenzity globálního záření (GLB) [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] a délka slunečního svitu (DSS) [s]. Globální záření je součet vertikální složky přímého slunečního

záření a rozptýleného slunečního záření dopadajícího na vodorovnou plochu z prostorového úhlu 2π (ČMeS 2021) a vypovídá tedy o celkové intenzitě záření dopadajících na zemský povrch. Zohledňuje přitom zakalení atmosféry i oblačnost, která zeslabuje přímé sluneční záření.

Vliv ozónu na UVI je zkoumán prostřednictvím hodnot denního průměru TOC [DU]. Hodnoty TOC jsou měřeny na stanici v Hradci Králové a jsou použitelné pro celý den a pro celé území Česka. Za neměnný v průběhu dne se považuje i stav půdy měřený na jednotlivých stanicích ve 14:00. Z něj se počítají hodnoty albeda v UV oblasti pro daný den. Pro zkoumání vlivu oblačnosti jsou využita data SYNOP ze synoptických stanic Košetice, Kuchařovice, Pardubice a Sněžka na polské straně (Obr. 7). Data z posledních dvou jmenovaných stanic slouží k určení charakteru oblačnosti v Hradci Králové, respektive na Labské boudě. Maximální vzdálenost mezi těmito stanicemi nepřesahuje 20 km. Data SYNOP jsou k dispozici v intervalu 1 hodina a obsahují informace o průběhu počasí na stanicích. Podávají podrobné informace o oblačnosti (druh oblačnosti, celkové pokrytí oblohy oblačností, množství a druh oblačnosti v jednotlivých patrech, výška základy nejnižše pozorovaných oblaků), dohlednosti, rychlosti větru, množství a typu srážek a další charakteristiky. Z těch jsem využila zejména data o celkovém pokrytí oblohy oblačností, druhu oblačnosti, dohlednosti, výšce základny „význačných“ oblaků a množství oblačnosti v jednotlivých „význačných“ vrstvách. Pro odstranění vlivu zakalenosti atmosféry jsem použila i údaje o dohlednosti na webové stránce OGIMET (2021), která poskytuje veřejně dostupná data ze stanic SYNOP, neboť v této době jsem ještě neměla data z ÚFA AV ČR.

Přestože hodnoty UVI byly použity již v BP, při jejich detailnějším statistickém zpracování se ukázalo, že obsahují velké množství chyb a podezřelých hodnot, které nešly obvyklými metodami odhalit. Nesmyslné hodnoty bylo potřeba tedy najít manuálně a z výpočtů odstranit. Příkladem jsou velmi nízké hodnoty UVI naměřené v intervalech kolem poledních hodin, kdy podle údajů o GLB a DSS byla jasná obloha. Při vytipování chybných hodnot jsem postupovala následovně. Přestože v dostupných zdrojích nebyl nalezen vztah mezi GLB a UVI, je jisté, že nějaký existuje. Ačkoliv nebylo úkolem této DP vztah najít a číselně vyjádřit, ukázal se potřebný pro odstranění podezřelých hodnot. Použila jsem hypotézu, že hodnoty UVI by měly při určitém úhlu dopadajících slunečních paprsků a jasné obloze nabývat hodnot z konkrétního intervalu. Střed intervalu tvořila hodnota GLB pro daný interval úhlů dělená hodnotou 140, což je střední hodnota podílu GLB a UVI pro úhly dopadajících slunečních paprsků $\geq 30^\circ$. Šíře intervalu byla stanovena hodnotou 30 % od střední hodnoty. Hranice

intervalu pro hodnoty UVI tak byly určeny jako podíl GLB a čísla 98 pro dolní hranici intervalu, resp. 188 pro horní hranici intervalu. Pokud hodnota UVI nebyla z vypočteného intervalu, byla z výpočtů vyřazena. Důvodem, proč byly i za jasné oblohy v poledne zaznamenány nízké hodnoty UVI, je nesystematická softwarová chyba měřících přístrojů způsobená kolizí výpočtu a odesíláním dat během krátkého časového intervalu.

Metodu filtrování podezřelých hodnot jsem aplikovala pouze na data, kdy GLB bylo $\geq 400,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, interval úhlů dopadajících slunečních paprsků mezi 30° - 55° a čas 9:00-17:00. Pro hodnoty UVI naměřené při nízkém úhlu dopadajících slunečních paprsků tento postup nebylo možné použít. Vztah mezi UVI a GLB není lineární a metoda by vedla k vyřazení velkého množství hodnot. Nebylo by pak možné analyzovat vliv sledovaných faktorů v zimním období, a nebylo by možné porovnávat hodnoty z letního a zimního období.

5 Použitá metodika

Data byla zpracována a vyhodnocována pomocí programu MS excel (verze 2016) a grafické výstupy a výsledná statistika byly prováděny v programu OriginPro 2016. Grafy jsou opatřeny anglickými popisky, neboť budou součástí článků publikovaných v mezinárodních časopisech.

Pro zkoumání jednotlivých faktorů bylo potřeba vytvořit filtry, které umožní zkoumat faktory odděleně. Vždy byl vybrán určitý interval úhlů dopadajících slunečních paprsků a TOC (s výjimkou zkoumání právě těchto faktorů; konkrétní hodnoty intervalů jsou vždy dále zmíněny). Také se vždy pracuje s hodnotami, kdy se na stanici nevyskytuje sněhová pokrývka, která zvyšuje hodnoty UVI (výjimkou je zkoumání vlivu nadmořské výšky v zimním období). Pro odfiltrování vlivu oblačnosti bylo potřeba definovat jasný den. Na definici tohoto dne byly použity hodnoty průměrné desetiminutové intenzity GLB. Jasný den na stanicích byl definován jako den, kdy hodnoty GLB byly větší než 90% percentil pro dané úhly na konkrétní stanici. Pro upřesnění byly použity i desetiminutové hodnoty DSS.

Prvním faktorem, kterým jsem se zabývala byl vliv TOC na hodnoty UVI naměřené na stanici SOO HK. Denní údaje TOC jsem nejprve použila pro určení ročního chodu TOC nad naším územím a k výpočtu mezidenní variability TOC. Roční chod TOC jsem zobrazila prostřednictvím průměrných denních hodnot a proložila vhodnou křivkou. Z rovnice popisující křivku byly spočítány průměrné maximální a minimální hodnoty UVI během roku. Byl vypočten také koeficient determinace (R^2), vyjadřující míru kvality regresního modelu (Wilks 2019). Mezidenní variabilita TOC v jednotlivých měsících byla vypočtena jako průměr rozdílů denních hodnot TOC mezi dvěma po sobě následujícími dny.

Aby byl prokázán vliv množství TOC na hodnoty UVI, byla provedena regresní analýza (vytvořen graf závislosti hodnot UVI na TOC). Pro vytvoření tohoto grafu jsem pracovala s průměrnými denními hodnotami TOC a s denními desetiminutovými hodnotami UVI. Zvolila jsem jen ty hodnoty UVI, kdy byla jasná obloha a interval úhlů dopadajících slunečních paprsků 26° - 55° . Hodnoty TOC byly rozděleny do intervalů po 10 DU a pro jednotlivé intervaly TOC byla vypočtena průměrná hodnota UVI. Tato průměrná hodnota UVI se v jednotlivých intervalech TOC počítala z 200-300 hodnot. Průměrnými hodnotami UVI byla proložena regresní přímka, vyjadřující závislost UVI na TOC. Byl vypočten také koeficient determinace a Pearsonův korelační koeficient (R) značící sílu lineárního vztahu (Wilks 2019). Závislost byla testována pro dva různě zvolené intervaly úhlů (první interval úhlů 26° - 40° , druhý 40° - 55°).

Druhým zkoumaným faktorem byla výška Slunce nad obzorem. Tento faktor byl zkoumán na všech čtyřech stanicích v měsících červen a červenec. Tyto měsíce byly vybrány,

protože během červnových a červencových dní vystupuje Slunce na obloze nejvýš a nastávají také v průměru nejvyšší hodnoty UVI. Opět jsem pracovala s filtrovanými hodnotami naměřenými za jasné oblohy a při dohlednosti nad 20 km (nízké zakalení atmosféry). Jasný den byl také upřesněn použitím filtru DSS rovnému 600 s. Interval TOC byl zvolen 325-330 DU. Tab. 3 zobrazuje konkrétní dny, které vyhovovaly těmto zmíněným filtrům a které vstupovaly do výsledných grafů. Pro zobrazení závislosti UVI na úhlu dopadajících slunečních paprsků byl zvolen interval úhlů 4°. Pro každý tento interval byla vypočtena průměrná hodnota UVI. Ve výsledku se přihlíželo na průběh UVI před a po poledni, ale hodnoty UVI se nijak výrazně nelišily. Pro znázornění nárůstu hodnot UVI s hodnotami úhlů dopadajících slunečních paprsků byla data proložena exponenciální křivkou. Na stanici Hradec Králové se pracovalo s počtem hodnot 800, na stanici Kuchařovice 557, na stanici Košetice 338 a na stanici Labská bouda se 334 hodnotami.

Tab. 3: Jasný dny s dohledností nad 20 km, které byly použity pro zjištění vlivu výšky Slunce nad obzorem na hodnoty UVI (zdroj dat: OGIMET, ČHMÚ; vlastní zpracování).

STANICE	VHODNÉ DNY							
	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Hradec Králové	10.7	4.6, 6.6, 29.6		16.7, 21.7	4.7	3.7, 4.7		1.6, 2.7
Kuchařovice		4.6, 29.6, 6.7		16.7, 21.7	4.7	3.7		2.7
Košetice		6.7			4.7	3.7		
Labská bouda	9.7, 10.7	29.6		21.7	4.7			

Vliv oblačnosti byl zkoumán pomocí zpráv SYNOP ze stanic Košetice, Kuchařovice, Sněžka na Polské straně a stanice Pardubice. Protože hodnoty UVI reprezentují průměr za každý 10minutový interval, lze data SYNOP použít pro interval posledních 10 minut dané hodiny, a prvních 10 minut následující hodiny. K SYNOPu každé hodiny tak byly přiřazeny hodnoty UVI zaznamenané v celou hodinu (např. 12:00) i hodnoty UVI zaznamenané 10 minut po celé hodině (např. 12:10). Pro zkoumání vlivu oblačnosti bylo potřeba vytvořit vhodný filtr, který ve výsledku vybere jen daný druh oblačnosti, či oblačné patro. Jednotlivé hodnoty filtrů a použitých proměnných jsou znázorněny v Tab. 4. Pro posouzení vlivu oblačnosti, byly porovnávány hodnoty UVI s hodnotami za jasné oblohy. Při analýze vlivu oblačnosti jsem sledovala druhy oblačnosti v jednotlivých patrech a jejich výšku. Zvláštní pozornost jsem věnovala vlivu ranní mlhy a změnám hodnot UVI při oblačnosti zasahující do více oblačných pater (oblačnost s vertikálním vývojem: oblaky druhu cumulus–Cu, cumulonimbus–Cb a nimbostratus–Ns).

Pro obecné posouzení vlivu oblačnosti na hodnoty UVI byl vytvořen faktor CMF_{UVI} (Cloud Modification Factor for UVI), inspirující se tabulkou CMF (viz kapitola 4.2 Vliv oblačnosti). Hodnota tohoto faktoru je počítána jako poměr naměřené hodnoty UVI při daném druhu oblačnosti ku naměřené hodnotě UVI za jasné oblohy. Výsledná hodnota nám tak říká, o kolik daný druh oblačnosti utlumuje hodnoty UVI. Pro vypočtení hodnot tabulky CMF_{UVI} bylo potřeba data rozdělit podle oblačného patra a následně ještě podle celkového pokrytí oblohy oblačností daného oblačného patra po 2/8. Zvolené parametry, jako hodnoty TOC mezi 320-360 DU, interval úhlů dopadajících slunečních paprsků 40° - 55° a dohlednost nad 20 km byly pro všechna oblačná patra stejné. Hodnoty UVI byly rozdělené podle toho, při jaké oblačnosti byly naměřeny (oblačnost v ostatních patrech nebyla žádná, s výjimkou pokrytí 8/8, kdy vyšší patra nelze vidět):

- Oblačnosti vysokého patra (oblaky druhu cirrus–Ci, cirrocumulus–Cc a cirrostratus–Cs)
- Oblačnosti středního patra (oblaky druhu altostratus–As, altocumulus–Ac)
- Oblačnosti nízkého patra (oblaky druhu stratus–St, stratocumulus–Sc a cumulus–Cu)

Do těchto výpočtů nevstupovaly oblaky s vertikálním vývojem Cb a Ns. Vliv těchto druhů oblaků byl zkoumán odděleně. Ve vybraném oblačném patru jsem pracovala s výškou základny nejnižších pozorovaných oblaků nad zemí. Pro vymezení výšky těchto pater jsem pracovala s definicí dle ČMeS (2021). Podle ní se ve středních zeměpisných šířkách oblaky vysokého patra vyskytují ve výšce od 5 do 13 km, oblaky středního patra ve výšce od 2 do 7 km a oblaky nízkého patra ve výškách do 2 km od povrchu země. Takto roztríděná data jsem dále dělila ještě podle celkového pokrytí oblohy oblačností daného oblačného patra (po 2/8) jako v Tab. 1. Pro zpřesnění definice plně zatažené oblohy byl pro pokrytí oblohy oblačností 7-8/8 použit u oblačnosti středního a nízkého patra navíc filtr DSS (≤ 10 s).

Další důvod, proč byly tyto oblaky zkoumány odděleně je ten, že oblaky druhu Cu, Cb mohou podle dále zmiňovaných studií v některých případech vést ke zvýšení hodnot UVI. Pracovala jsem s hodnotami UVI z intervalů, které vyhovují stejným filtrům (viz Tab. 4). Byly ovšem zohledněny hodnoty DSS. Při pokrytí oblohy oblačností 0-4/8 byla zafixována DSS ≥ 400 s a oblaky tak zakryly Slunce jen na část z 10 minut. Při pokrytí 7-8/8 byla naopak DSS zvolena ≤ 10 s a sluneční kotouč byl zakrytý po většinu intervalu. Následně bylo potřeba z dat vybrat jen oblaky druhu Cu, Cb a Ns. Do výpočtů vstupovaly oblaky druhu Cu tvarů humilis, mediocris, fractus, oblaky druhu Cb tvarů calvus a capilatus a oblaky druhu Ns. Oblak druhu Ns se vyskytuje na obloze samostatně méně často než oblaky Cu, Cb, proto počet vstupních

hodnot při oblačnosti druhu Ns byl menší (50 hodnot), než pro oblačnost druhu Cu, Cb (880 hodnot).

Tab. 4: Přehled použitých filtrů a jejich hodnoty pro zkoumání vlivu oblačnosti na hodnoty UVI. Nhmnožství všech oblaků nízkého patra, nebo množství všech oblaků středního patra, jestliže nejsou žádné oblaky nízkého patra (zdroj vstupních dat: ČHMÚ, ÚFA AV ČR; vlastní zpracování).

POUŽITÉ FILTRY ↓	VLIV RANNÍ MLHY		TABULKA CMF _{UVI}				VLIV OBLAČNOSTI S VERTIKÁLNÍM VÝVOJEM		
	RANNÍ MLHA	JASNÁ OBLOHA	OBLAKA VYSKÉHO PATRA	OBLAKA STŘEDNÍHO PATRA	OBLAKA NÍZKÉHO PATRA	JASNÁ OBLOHA	OBLAKA DRUHU Cu, Cb	OBLAKA DRUHU Ns	JASNÁ OBLOHA
Úhel dopadajícího slunečního záření	5°–20°	5°–20°	40°–55°	40°–55°	40°–55°	40°–55°	40°–55°	40°–55°	40°–55°
TOC [DU]	240–290	240–290	320–360	320–360	320–360	320–360	320–360	320–360	320–360
Albedo povrchu	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3	0,05; 0,3
Délka slunečního svitu [s]	X	600	X	Při pokrytí oblohy oblačností 7–8/8 volena ≤ 10	Při pokrytí oblohy oblačností 7–8/8 volena ≤ 10	600	Při 0-4/8 ≥ 400; při pokrytí 5-6/8 ≤ 400; při 7-8/8 ≤ 10	Při 0-4/8 ≥ 400; při pokrytí 5-6/8 ≤ 400; při 7-8/8 ≤ 10	600
Vodorovná dohlednost	≤ 1 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km	≥ 20 km
Celkové pokrytí oblohy oblačností [x/8]	0–2	0	intervaly po 2/8 (viz. tab. CMF)	intervaly po 2/8 (viz. tab. CMF)	intervaly po 2/8 (viz. tab. CMF)	0	voleno x/8	voleno x/8	0
Nh [x/8]	0	0	0	1–8	1–8	0	1–8	1–8	0
Oblaka druhů St, Sc, Cu, Cb	X	X	bez oblaků	bez oblaků	St, Sc, Cu + různé tvary	bez oblaků	Cu, Cb	bez oblaků	bez oblaků
Oblaka druhů Ac, As, Ns	X	X	bez oblaků	Ac, As + různé tvary	bez oblaků	bez oblaků	bez oblaků	Ns	bez oblaků
Oblaka druhů Ci, Cc, Cs	X	X	Ci, Cs, Cc + různé tvary	bez oblaků	bez oblaků	bez oblaků	bez oblaků	bez oblaků	bez oblaků
Výška základany "význačných" oblaků	X	X	2500 m a výše	2000 m a výše	50–2000 m	X	X	X	X

Pro znázornění vlivu ranní mlhy bylo potřeba vybrat hodnoty UVI, kdy dohlednost byla ≤ 1 km (dle definice uvedené ve slovníku ČMeS (2021) je dohlednost při mlze ≤ 1 km). Hodnoty TOC byly zafixovány na 240–290 DU, interval úhlů dopadajících slunečních paprsků 5°–20°, celkové pokrytí oblohy oblačností 0/8–2/8 a žádný výskyt oblaků nízkého a středního patra. Navíc zde byl uplatněn filtr pro „stav počasí“ (jedna z charakteristik zprávy SYNOP), odkud do výsledků vstupovaly jen dny, kdy nastalo kouřmo, přízemní mlha, mlha a zmrzlá mlha. Po aplikaci všech filtrů vlivu mlhy, zbylo pouze 14 hodnot pro posouzení.

Pro zkoumání hodnot UVI v různých nadmořských výškách jsem pracovala se stanicemi Hradec Králové (278 m n. m.), Košetice (532 m n. m.) a Labská bouda (1315 m n. m.). Rozdíl

nadmořských výšek stanice Hradec Králové a Labská bouda je 1037 m n. m. Porovnávala jsem mezi sebou denní desetiminutové hodnoty UVI za období měsíců červen, červenec a leden, únor. Pro přípravu dat jsem pro měsíce červen a červenec pracovala s intervaly, kdy nastala jasná obloha, interval TOC 325-330 DU a interval úhlů dopadajících slunečních paprsků 30°-50°. Jelikož zakalenost atmosféry má také vliv na hodnoty UVI, vybrala jsem jen dny, kdy dohlednost byla nad 20 km. Pro přípravu dat pro období leden, únor bylo potřeba zvolit jiný filtr. Interval úhlů dopadajících slunečních paprsků 15°-30°, TOC byl zafixován hraničními hodnotami 340-345 DU, jasná obloha a dohlednost nad 20 km. V období leden, únor prošlo přes tento filtr ale velice málo hodnot. Jako nejvhodnější den splňující všechny tyto zmíněné parametry vyšel 9. 2. 2011, pro který byl vytvořený graf.

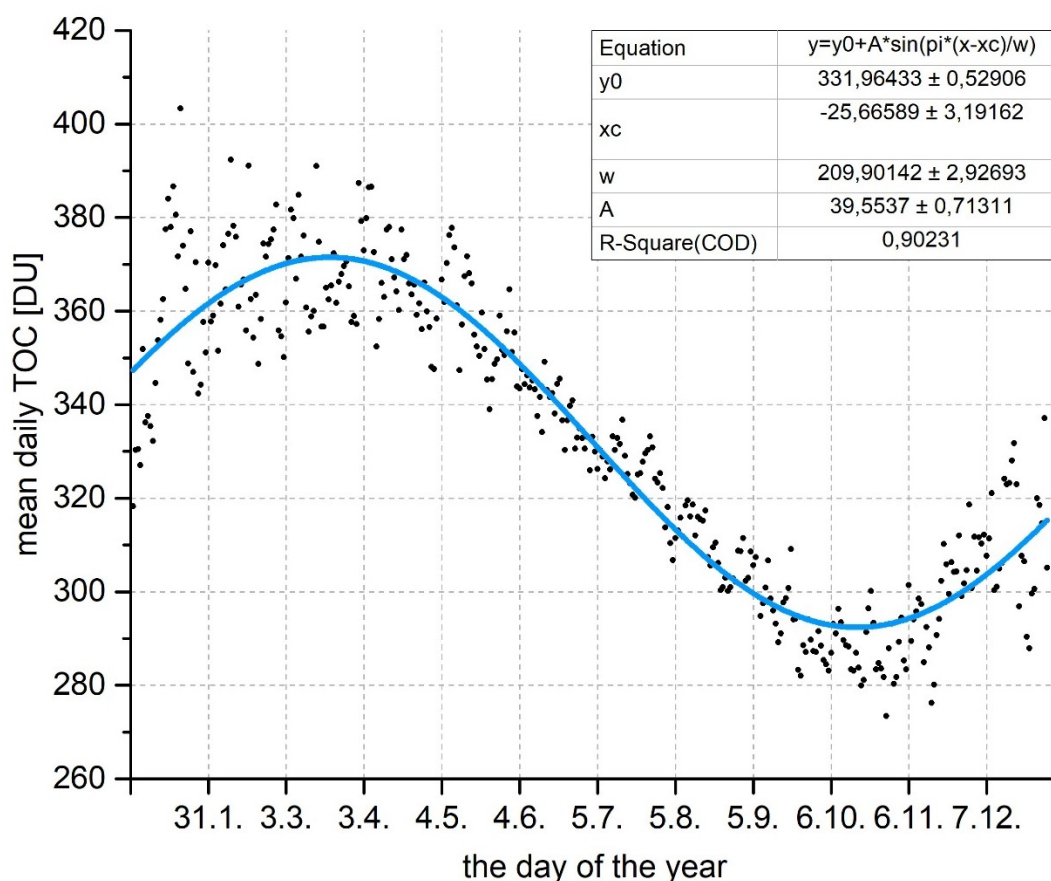
6 Výsledky

6.1 Vliv celkového množství ozónu

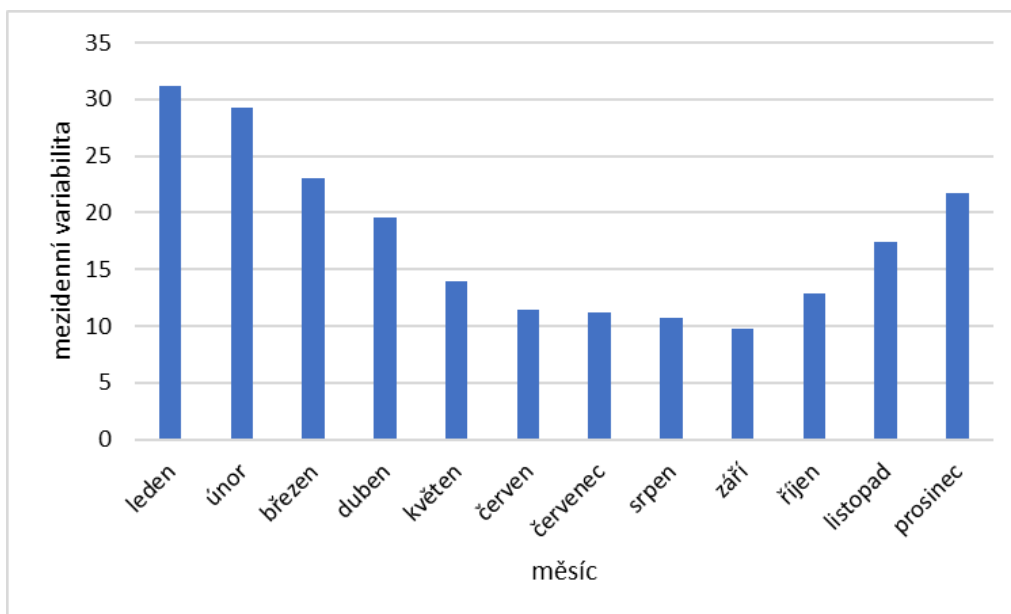
Prvním zkoumaným faktorem ovlivňujícím hodnoty UVI je stratosférický ozón. Tento faktor patří mezi faktory, který globálně nejvíce ovlivňuje průchodnost UV-B záření.

Hodnoty TOC mají roční chod, který je znázorněn na Obr. 8. Daty byla proložena modrá křivka charakterizovaná rovnicí (5), kde parametr y_0 značí posunutí na ose y, parametr A značí amplitudu, parametr x_c fázový posun a parametr w určuje periodu funkce $f(x)$. Z průběhu křivky je patrné, že koncem zimy a začátkem jara dochází ke zvýšení TOC ve stratosféře a vytváří se tak jeho roční maximum (pro 9. březen 371,5 DU). Naopak, během léta a v podzimním období dochází ke snížení TOC na hodnoty okolo 300 DU, a tudíž k ročnímu minimu (pro 13. listopad 292,4 DU).

$$f(x) = 331,96 + 39,55 * \sin \left(\pi * \frac{x+25,67}{209,90} \right) \quad (5)$$



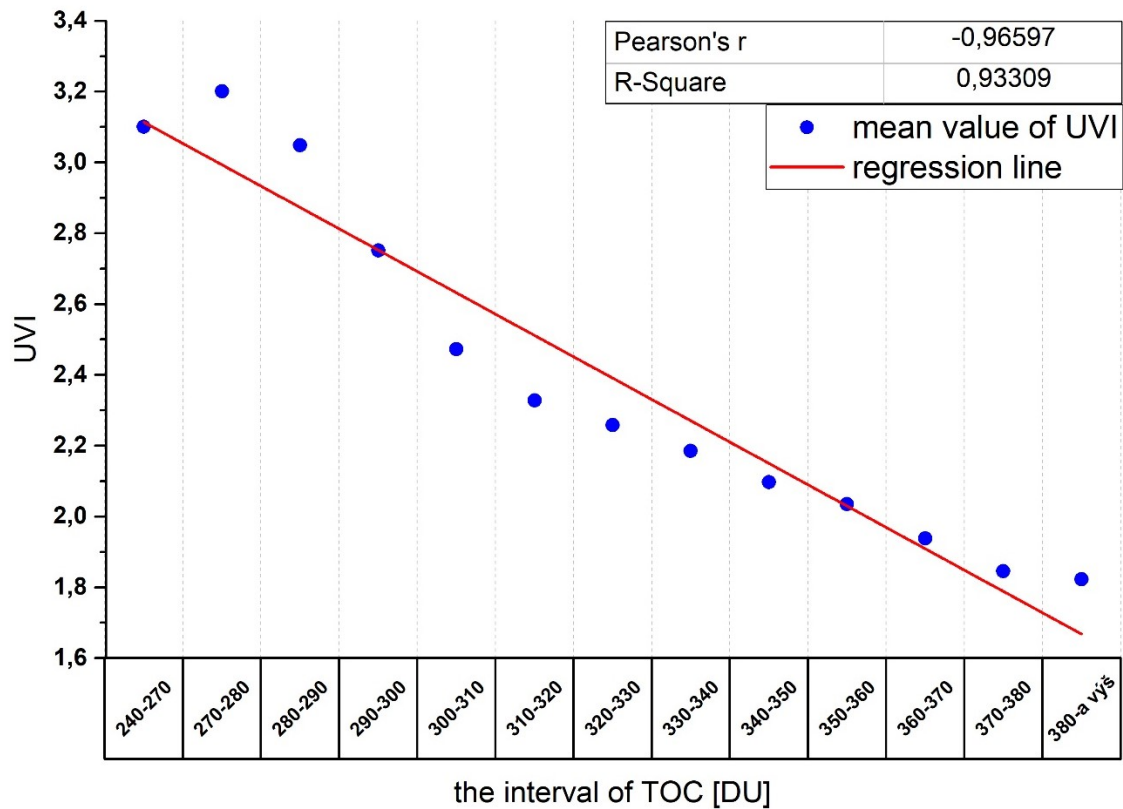
Obr. 8: Roční chod TOC za sledované období 2010-2017 na stanici SOO HK (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).



Obr. 9: Průměrná měsíční mezidenní variabilita TOC za sledované období 2010-2017 na stanici SOO Hradec Králové (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

Mezidenní variabilita TOC se také mění v průběhu roku (Obr. 9). Minimální mezidenní variabilita nastává na přelomu léta a podzimu, konkrétně v září průměrně 9,8 DU. Maximální variabilita nastává v lednu, průměrně 30,8 DU. Průměrná hodnota mezidenní variability za sledované období 2010-2017 činí 16,7 DU. Díky této variabilitě tak kolísají hodnoty UVI ve dnech po sobě jdoucích v průměru o 0,4 v lednu, v ostatních měsících jsou mezidenní změny UVI způsobené změnou TOC nižší (v září jen okolo 0,1).

Pro znázornění závislosti hodnot UVI na TOC byly vytvořeny dva grafy podle úhlu dopadajících slunečních paprsků (Obr. 10 a Obr. 11). Modré body v grafech znázorňují průměrné hodnoty UVI v daném intervalu TOC a červená linie značí proloženou regresní přímku. Z grafů je patrné, že hodnoty UVI s nárůstem hodnot TOC klesají v obou případech.



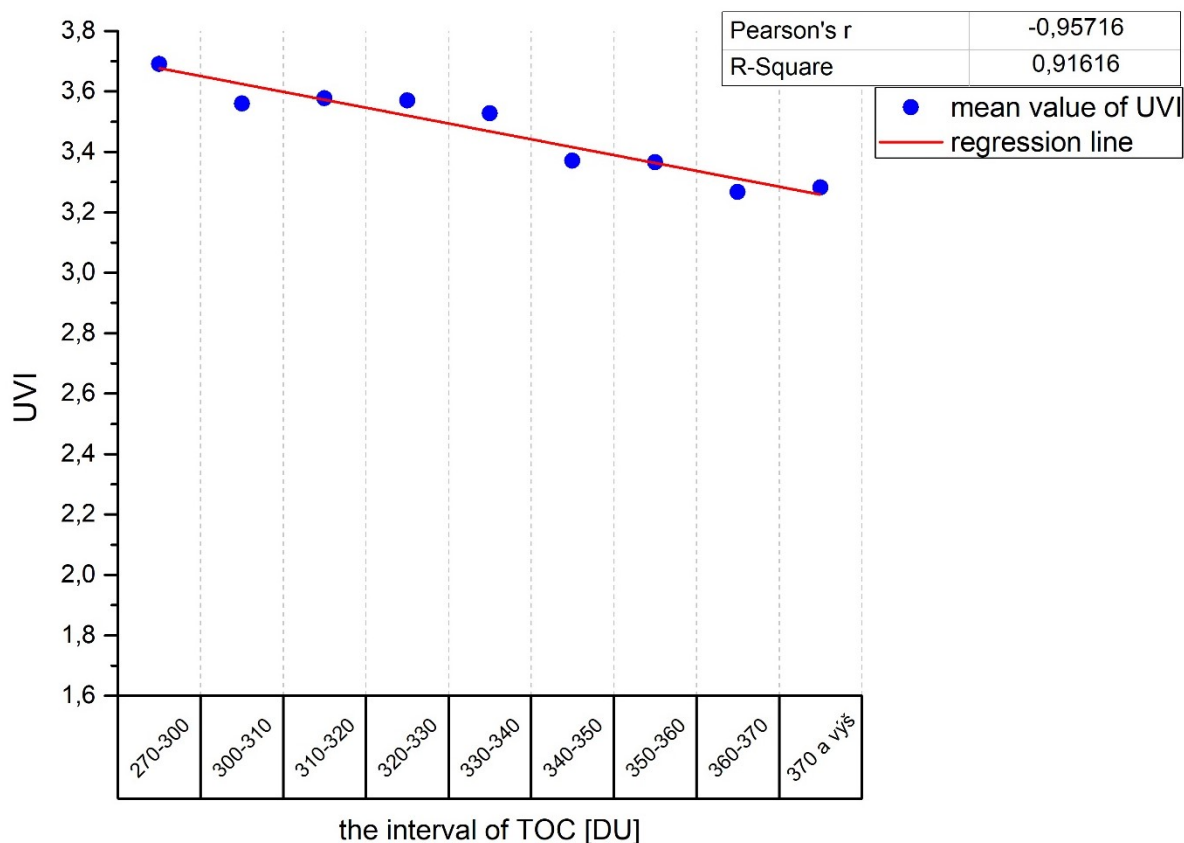
Obr. 10: Závislost hodnot UVI na TOC s proloženou regresní přímkou (červená linie) v intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 26°-40° na stanici SOO HK (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

Regresní přímkou pro úhel dopadajících slunečních paprsků 26°-40° v obr. 10 lze popsat rovnicí (6):

$$y = (-0,0114 * x) + 6,0885 \quad (6)$$

Pro vyšší úhly je nárůst hodnot UVI pomalejší. Regresní přímkou pro úhel dopadajících slunečních paprsků 41°-55° v obr. 11 vystihuje rovnice (7):

$$y = (-0,0047 * x) + 5,0445 \quad (7)$$



Obr. 11: Závislost hodnot UVI na TOC s proloženou regresní přímkou (červená linie) v intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 41°–55° na stanici SOO HK (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

Koeficient determinace vyšel pro Obr. 10 0,93 a pro Obr. 11 0,92. Pearsonův korelační koeficient vyšel pro Obr. 10 -0,97 a pro Obr. 11 -0,96, jedná se tedy o zápornou lineární závislost. Můžeme vidět, že při vlivu TOC na hodnoty UVI záleží na úhlu dopadajících slunečních paprsků. Při vyšších úhlech je nárůst hodnot UVI při poklesu hodnot TOC mírnější ve srovnání s nižšími úhly, více než o polovinu. Směrnice regresní přímky nám říká, že při úhlu dopadajících slunečních paprsků 26°–40° (6) je nárůst hodnot UVI o 1,14, a při úhlu 41°–55° (7) je nárůst UVI o 0,47 při poklesu TOC o 100 DU. Nad naším územím je rozdíl průměrných maximálních hodnot TOC (březen, duben) a minimálních hodnot (15. září–15. listopad) 78 DU, čemuž odpovídá rozdíl hodnot UVI při úhlech 26°–40° o 0,9 při úhlech 41°–55° o 0,4.

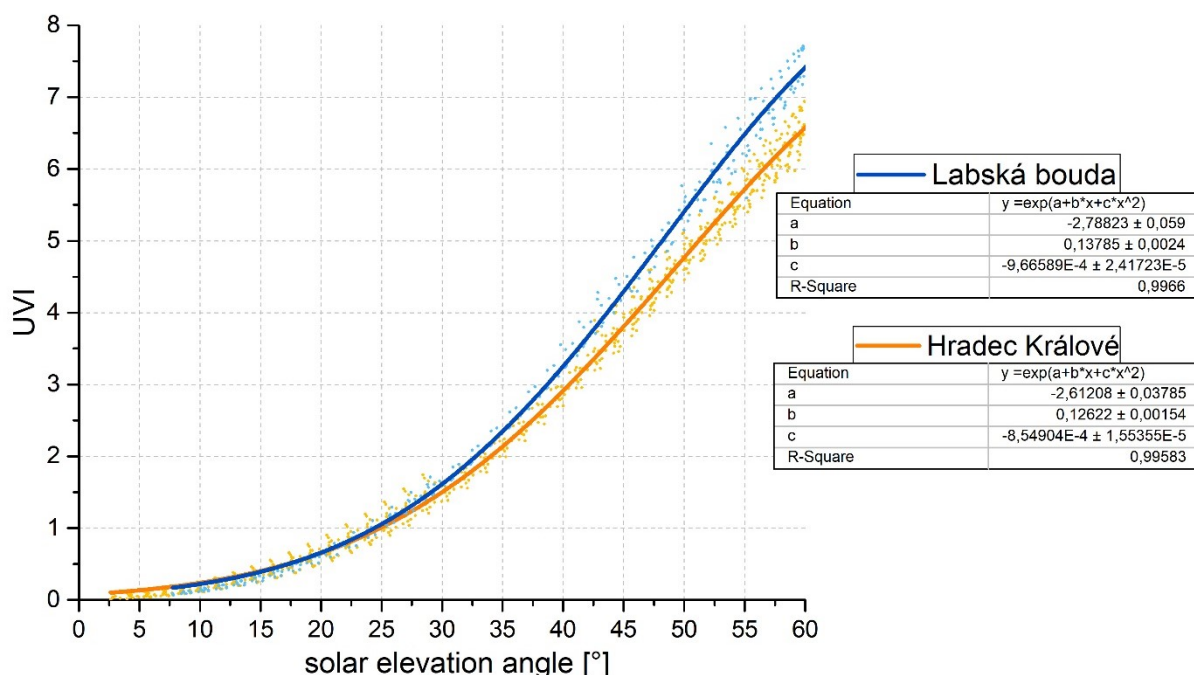
6.2 Vliv výšky Slunce nad obzorem

Tento faktor má výrazný vliv na hodnoty UVI, stejně jako na intenzitu dopadajícího slunečního záření. Pro zkoumání tohoto faktoru jsem využila data ze všech stanic měřících UV záření. Graf na Obr. 13 ukazuje, že hodnoty UVI rostou exponenciálně s narůstajícím intervalem úhlů dopadajících slunečních paprsků (Obr. 12). Maxima dosahují při nejvyšších úhlech (v pravé poledne). Exponenciální růst lze reprezentovat křivkami, které jsou popsány rovnicí (8) pro

stanici Hradec Králové a rovnicí (9) pro stanici Labská bouda. Do úhlů 30° rostou hodnoty UVI stejně v nadmořských výškách od 278 do 1315 metrů. Od úhlu 30° dochází při změně dopadajících slunečních paprsků o dalších 5° v průměru ke změně hodnoty UVI na stanici Hradec Králové o 0,8 a na stanici Labská bouda o 0,9. Hodnota koeficientu determinace vyšla v obou případech 0,99.

$$y = e^{-2,61+(0,126*x)+((-8,5*10^{-4})*x^2)} \quad (8)$$

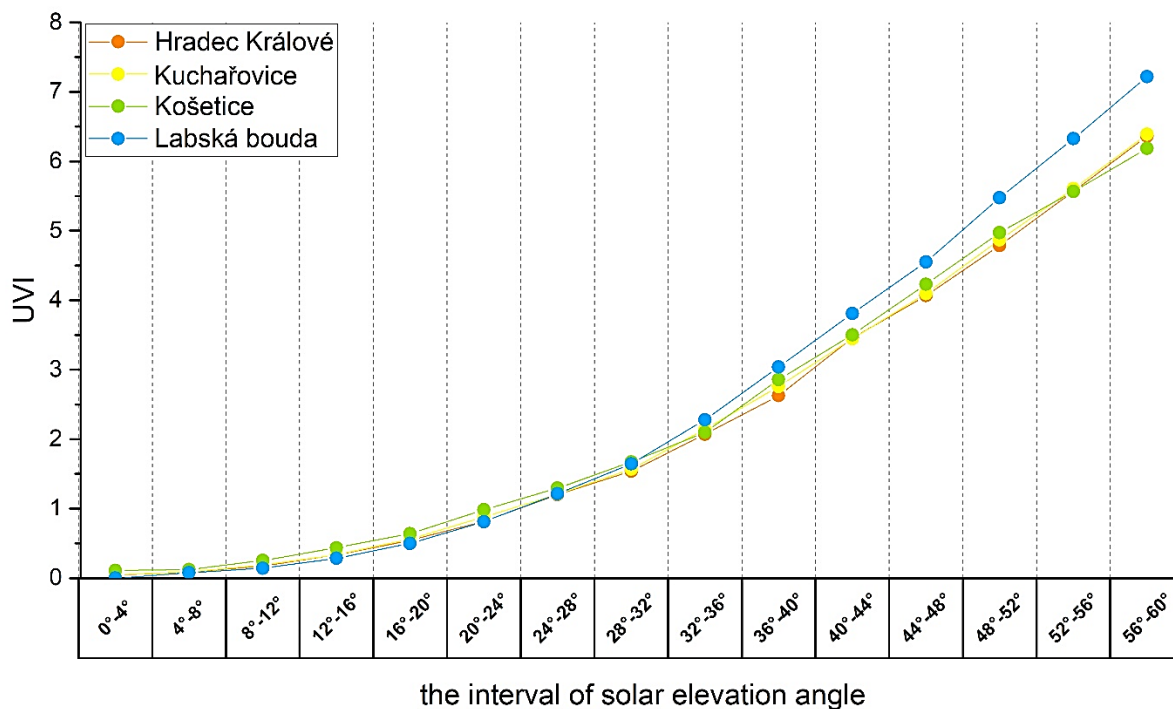
$$y = e^{-2,79+(0,133*x)+((-9,7*10^{-4})*x^2)} \quad (9)$$



Obr. 12: Hodnoty UVI při daném úhlu dopadajících slunečních paprsků za jasných dní na stanicích Hradec Králové (oranžová) a Labská bouda (modrá) při TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

Pro znázornění průběhu průměrných hodnot UVI v jednotlivých intervalech úhlů dopadajících slunečních paprsků na všech čtyřech stanicích byl vytvořen Obr. 13. Maximální hodnoty úhlů dosahují na každé stanici odlišných hodnot. Proto byl konečný interval úhlů omezen hodnotou úhlu dopadajících slunečních paprsků 60°. V intervalu úhlů 56°-60° je rozdíl nejvyšší a nejnižší průměrné hodnoty UVI na jednotlivých stanicích 1,1. Průměrná hodnota UVI ve dnech s minimálním zeslabením UVI všemi dalšími faktory na stanici Hradec Králové činí 3,2, Kuchařovice 3,5, Košetice 3,4 a na stanici Labská bouda 3,9 (průměrné hodnoty UVI počítány ze dní v tab. 3). Jelikož vlivy albeda povrchu, ozónu a oblačnosti byly odstraněny, je

patrný také vliv nadmořské výšky, kdy se hodnota UVI na stanici Labská bouda liší v průměru o 0,4 ve srovnání s hodnotou UVI na stanici Hradec Králové.



Obr. 13: Průměrné hodnoty UVI v jednotlivých intervalech úhlů dopadajících slunečních paprsků za jasných dní při TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km na stanicích Hradec Králové (oranžová), Kuchařovice (žlutá), Košetice (zelená) a Labská bouda (modrá) (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

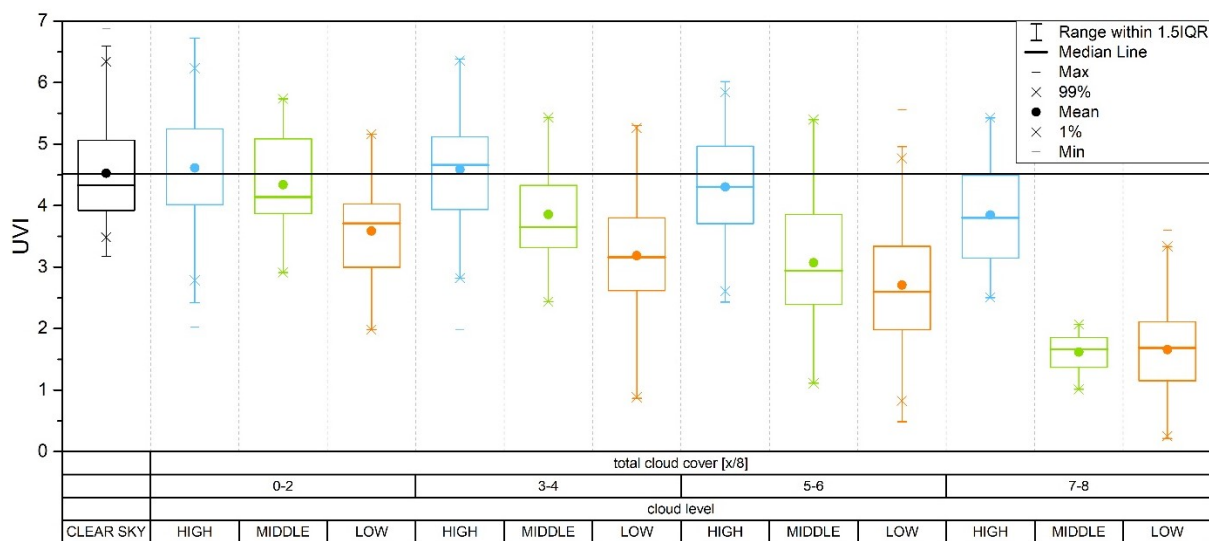
6.3 Vliv oblačnosti

Vliv oblačnosti byl zkoumán na všech stanicích měřící UV záření, přitom informace o oblačnosti byly čerpány ze zpráv SYNOP. Hodnoty UVI naměřené v intervalech, kdy se vyskytovala oblačnost byly porovnávány s průměrnou hodnotou UVI za jasné oblohy, která je za stejných podmínek rovna 4,52.

Hlavním cílem při zkoumání vlivu oblačnosti byl výpočet hodnot nově zavedeného faktoru CMF_{UVI} , vycházejícího z již používaného faktoru CMF (podíl naměřené intenzity UV záření za přítomnosti oblačnosti ku intenzitě při jasné obloze). Hodnoty UVI při oblačnosti v jednotlivých patrech jsou rozděleny podle celkového pokrytí oblohy oblačností po 2/8 (Obr. 14). S rostoucím množstvím oblačnosti a snižováním její základny je útlum UVI obecně větší. Vysoká oblačnost (C_c , C_i , C_s —modré boxploty) snižuje hodnoty UVI jen minimálně. Při pokrytí 0-4/8 dochází v průměru dokonce k mírnému zvýšení hodnot UVI a to o 2,2 % (rozdíl průměrů UVI oproti jasné obloze je 0,1). Tento rozdíl je však statisticky nevýznamný na hladině 0,01. Ke snížení hodnot UVI při vysoké oblačnosti dochází při pokrytí 5-6/8 o 5 % a při pokrytí 7-8

% o 15 % (hodnota CMF_{UVI} 0,95 respektive 0,85). Průměrná hodnota UVI při pokrytí oblohy 7-8/8 oblačností vysokého patra je 3,8. Rozdíl průměrů UVI v porovnání s jasnou oblohou je 0,7 a tento rozdíl je statisticky významný na hladině 0,01. Oblačnost středního patra (A_s , A_c —zelené boxploty) zeslabuje hodnoty UVI víc než oblačnost vysokého patra. Při pokrytí 0-4/8 je zeslabení okolo 15 % (hodnota CMF_{UVI} 0,85). Průměrná hodnota UVI při pokrytí 0-2/8 je 4,3, což je o 0,2 méně v porovnání s jasnou oblohou (tento rozdíl však není statisticky významný na hladině 0,01). Při pokrytí 3-4/8 je průměrná hodnota UVI rovna 3,9 a při srovnání průměrů s jasnou oblohou je rozdíl 0,7 (statisticky významný na hladině 0,01). Od pokrytí 5-6/8 dochází k výraznějšímu snížení hodnot UVI a to o 32 % (hodnota CMF_{UVI} 0,68). Průměrná hodnota UVI při tomto pokrytí je 3,1 a rozdíl průměrů UVI ve srovnání s jasnou oblohou je 1,4 (rozdíl je statisticky významný na hladině 0,01). Největší pokles nastává při pokrytí 7-8/8 o 64 % (hodnota CMF_{UVI} 0,36). Hodnoty při tomto pokrytí vykazují velmi malý rozptyl hodnot (rozdíl prvního a třetího kvartilu je roven 0,4). Příčinou může být malý počet vstupních hodnot po použití potřebných filtrů (28 hodnot), což dokazuje, že se oblačnost středního patra při pokrytí 7-8/8 vyskytuje jen velmi málo samostatně. Rozdíl průměrů UVI v porovnání s hodnotami za jasné oblohy je 2,9 a je statisticky významný na hladině 0,01. Největší účinky na hodnoty UVI má obecně oblačnost nízkého patra (St , Sc , Cu —oranžové boxploty). Tyto druhy oblaků vedou už od pokrytí 0-2/8 k poklesu hodnot UVI o 21 % (hodnota CMF_{UVI} 0,79), což je srovnatelné s poklesem hodnot UVI u oblačnosti vysokého patra při plném pokrytí oblačností 7-8/8. Průměrná hodnota UVI při tomto pokrytí je 3,6 a rozdíl průměrů ve srovnání s jasnou oblohou je statisticky významný na hladině 0,01. Při pokrytí 3-4/8 se jedná o útlum UVI o 29 % a ve srovnání průměrů s jasnou oblohou vychází rozdíl statisticky významný na hladině 0,01 (rozdíl průměrů 1,3). Útlum o 40 % (hodnota CMF_{UVI} 0,60) nastává už při pokrytí oblohy oblačností 5-6/8. Zde záleží, jak dlouho dopadaly paprsky na měřicí čidlo přístroje (tedy na DSS). Průměrná hodnota UVI při $DSS \leq 10$ s je 2,7 a rozdíl průměrů ve srovnání s jasnou oblohou je statisticky významný na hladině 0,01. Největší útlum nastává při pokrytí 7-8/8 o 64 % (hodnota CMF_{UVI} 0,36). Průměrná hodnota UV je 1,6 a rozdíl průměrů UVI je ve srovnání s jasnou oblohou statisticky významný na hladině 0,01. Na základě

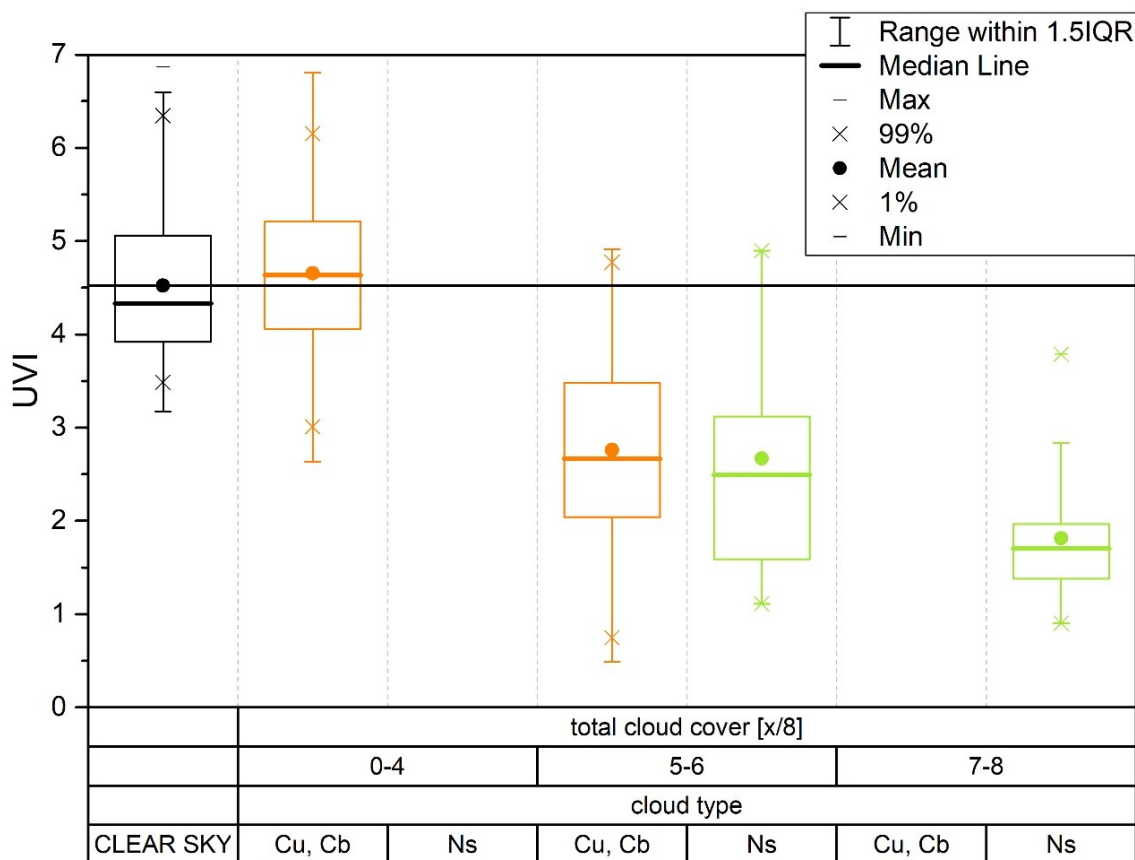
vypočítaných průměrných hodnot UVI při konkrétní oblačnosti v porovnání s jasnou oblohou, byla navržena tabulka CMF_{UVI} , jejíž hodnot jsou shrnuty v Tab. 5 v závěru (kapitola 8).



Obr. 14: Vliv jednotlivých oblačných pater (vysoká oblačnost-modré boxploty, střední oblačnost-zelené boxploty, nízká oblačnost-oranžové boxploty) na hodnoty UVI dle množství pokrytí oblohy oblačností v $x/8$ při úhlech dopadajících slunečních paprsků 40° - 55° , TOC 320-360 DU a dohlednosti nad 20 km ve srovnání s jasnou oblohou (černý boxplot). Tlustá černá vodorovná linie značí průměrnou hodnotu UVI za jasné oblohy (zdroj vstupních dat: ČHMÚ, ÚFA AV ČR; vlastní zpracování).

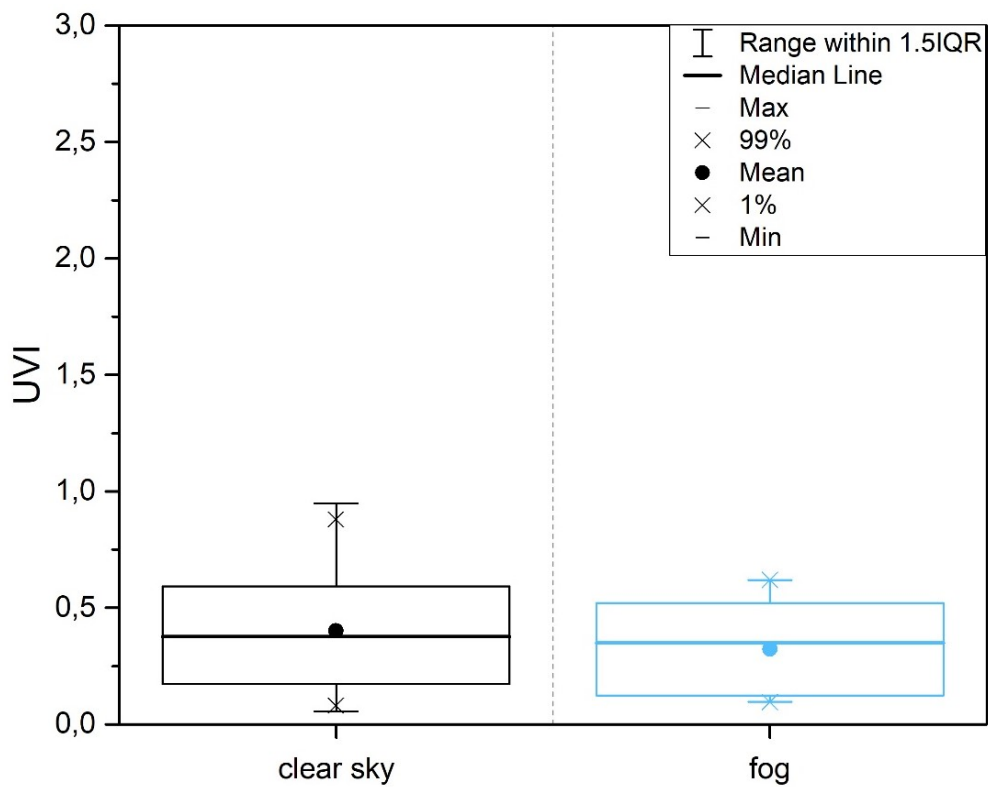
Při zkoumání vlivu oblačnosti na hodnoty UVI byl zvláště zkoumán vliv oblačnosti s vertikálním vývojem (oblaky druhu Cu, Cb, Ns). Hlavní zaměření bylo na oblaky druhu Cu, Cb, jelikož mohou za určitých podmínek vést k vyšším hodnotám UVI ve srovnání s jasnou oblohou. Jak můžeme vidět z Obr. 15, při výskytu těchto druhů oblaků opravdu dochází k nárůstu hodnot UVI (hodnota CMF_{UVI} 1,03) při pokrytí 0-4/8. Rozdíl průměrů UVI ve srovnání s jasnou oblohou činí 0,2 a rozdíl mediánů je roven 0,3. Jde tedy o nárůst hodnot UVI v průměru o 4,4 %. Oba tyto rozdíly jsou statisticky významné na hladině 0,01. Naopak při pokrytí 5-6/8 dochází k útlumu hodnot UVI a to o 39 % (hodnot CMF_{UVI} 0,61). Rozdíl průměrů ve srovnání s jasnou oblohou činí 1,8 a je statisticky významný na hladině 0,01. Samostatný výskyt oblaků druhu Cu, Cb při pokrytí 7-8/8 nebyl po aplikaci potřebných filtrů nalezen. Oblak druhu Ns se při pokrytí 0-4/8 samostatně nevyskytuje, a proto není v grafu znázorněn. Při pokrytí 5-6/8 snižují oblaky druhu Ns hodnoty UVI o 41 % (hodnot CMF_{UVI} 0,59). Jedná se o větší pokles než u oblačnosti druhu Cu, Cb. Průměrná hodnota je rovna 2,7 a rozdíl průměrů ve srovnání s jasnou oblohou je statisticky významný na hladině 0,01. Velmi výrazný je pokles hodnot UVI při oblačnosti druhu Ns při pokrytí 7-8/8 o 60 % (hodnota CMF_{UVI} 0,40). Tento pokles je obdobný jako u oblačnosti nízkého a středního patra při stejném množství oblačnosti.

Průměrná hodnota UVI při tomto pokrytí je 1,81 a rozdíl ve srovnání s jasnou oblohou je statisticky významný na hladině 0,01.



Obr. 15: Vliv oblaků druhů Cu, Cb–oranžový boxplot a Ns–zelený boxplot na hodnoty UVI ve srovnání s jasnou oblohou (černý boxplot) při intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 40°–55°, TOC 320-360 DU a dohlednosti nad 20 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ, ÚFA AV ČR; vlastní zpracování).

Jako poslední byl zkoumán vliv ranní mlhy (Obr. 16). Pouze v ranních hodinách se mlha vyskytuje samostatně, bez přítomnosti oblačnosti ve vyšších patrech. Pokud je mlha přítomna během dne, obvykle je doprovázena oblaky druhu St a nelze tedy zkoumat její vliv odděleně. V ranních hodinách jsou úhly dopadajících slunečních paprsků malé a hodnoty UVI tedy podstatně nižší než v poledních hodinách, kdy byl zkoumán vliv ostatních druhů oblačnosti. Škála hodnot UVI na Obr. 16 je jen od 0 do 3, tedy méně než poloviční, oproti ostatními grafům znázorňující vliv oblačnosti. Průměrná hodnota UVI při mlze je 0,3 a při jasné obloze 0,4 (rozdíl průměrů hodnot UVI je tedy 0,1). I když byly ostatní oblaky z dat odfiltrovány, hodnoty UVI při mlze vykazují značný rozptyl. Rozdíl prvního a třetího kvartilu je 0,4. Dle výsledků mlha snižuje hodnoty UVI v průměru o 0,1 ve srovnání s jasnou oblohou, což je o 25 %. Avšak tento rozdíl není statisticky významný na hladině 0,01.

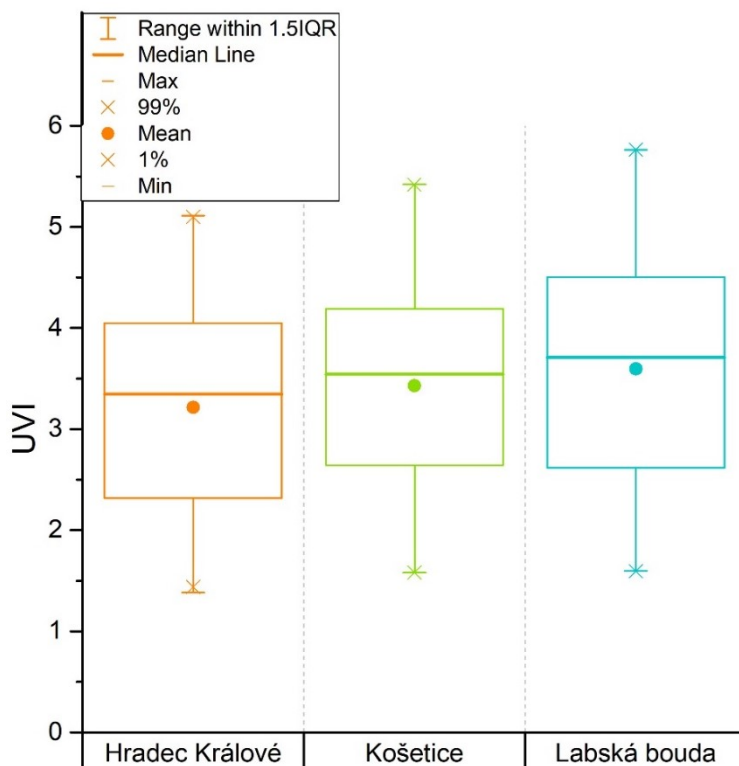


Obr. 16: Vliv ranní mlhy (modrý boxplot) na hodnoty UVI ve srovnání s jasnou oblohou v ranních hodinách (černý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 5°-20°, při hodnotách TOC 240-290 DU a dohlednosti pod 1 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ, ÚFA AV ČR; vlastní zpracování).

6.4 UVI v různých nadmořských výškách

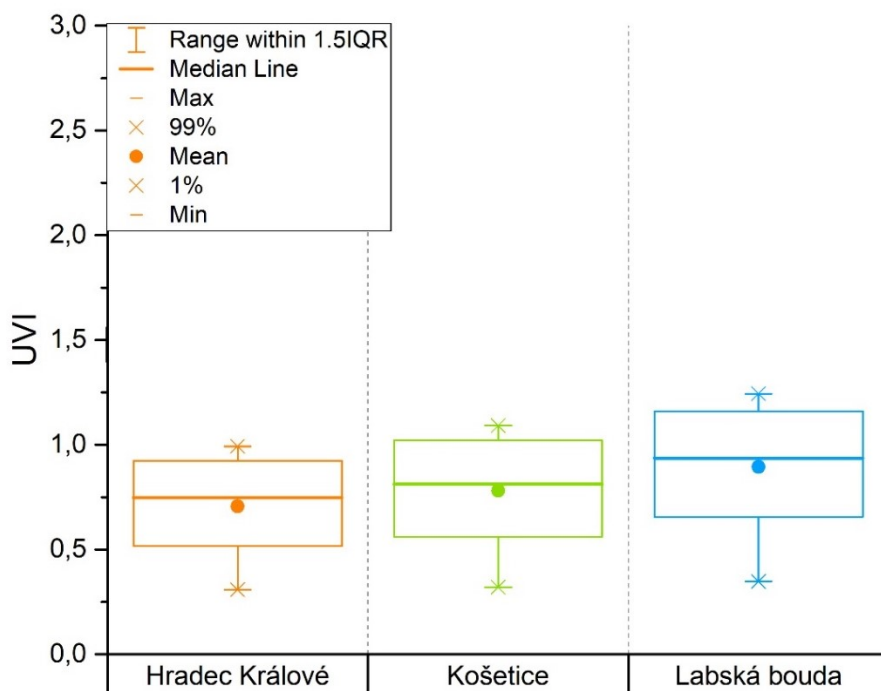
Dalším zkoumaným faktorem byla nadmořská výška, jejíž vliv je dokumentován pomocí hodnot UVI tří stanic: Hradec Králové (278 m n. m.), Košetice (532 m n. m.) a Labská bouda (1315 m n. m). V této analýze jsem srovnávala období červen, červenec a období leden, únor, abych zjistila, zda je vliv nadmořské výšky rozdílný ve vybraných sezónách. Obr. 17 a Obr. 18 znázorňují vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI v odlišných obdobích. Můžeme vidět, že s rostoucí nadmořskou výškou stanic v průměru hodnoty UVI rostou v obou případech.

Průměrná hodnota UVI v období červen, červenec při TOC 325-330 DU a úhleh dopadajících slunečních paprsků 30°-50° činí na stanici Hradec Králové 3,2, na stanici Košetice 3,4 a na stanici Labská bouda 3,6. Průměry a mediány UVI ze stanic Hradec Králové a Labská bouda se liší o 0,4 (při vzrůstu nadmořské výšky o 1037 metrů). Tento rozdíl je statisticky významný na hladině 0,01. Vzestup hodnot UVI vlivem nadmořské výšky je vidět i při porovnání stanic Hradec Králové a Košetice, kde je rozdíl nadmořských výšek jen 254 m. Zde jde o nárůst hodnot UVI v průměru o 0,2, což je ovšem ve srovnání s průměrnou hodnotou UVI na stanici Hradec Králové rozdíl statisticky významný až na hladině 0,2.



Obr. 17: Vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI za jasného dne v období červen, červenec na stanicích Hradec Králové (oranžový boxplot), Košetice (zelený boxplot) a Labská bouda (modrý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 30°-50°, TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

Obr. 18 zobrazuje vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI dne 9. 2. 2011. Tento den vyšel jako jediný vhodný po filtraci dat s tím, že se na stanici Labská bouda nacházela souvislá sněhová pokrývka, ale na ostatních stanicích nikoli. Tudíž Obr. 18 ukazuje vliv nadmořské výšky společně s vlivem albeda sněhové pokrývky na stanici Labská bouda. Průměrné hodnoty UVI rostou s nadmořskou výškou stanic při úhlu dopadajících slunečních paprsků 15°-30°, kde průměrná hodnota UVI na stanici Hradec Králové je rovna 0,7, na stanici Košetice 0,8 a na stanici Labská bouda 0,9. Můžeme vidět, že průměrné hodnoty UVI jsou výrazně nižší než v období červen, červenec, což je dáno tím, že v toto období je dosahováno v průměru mnohem nižších úhlů dopadajících slunečních paprsků. Rozdíl průměrných hodnot UVI mezi stanicemi Hradec Králové a Labská bouda je 0,2 a rozdíl mediánů taktéž 0,2. Oba tyto rozdíly jsou statisticky významné na hladině 0,01.



Obr. 18: Vliv nadmořské výšky na hodnoty UVI za jasného dne - 9. 2. 2011 na stanicích Hradec Králové (oranžový boxplot), Košetice (zelený boxplot) a Labská bouda (modrý boxplot) při úhlu dopadajících slunečních paprsků 15°-30°, TOC 340-345 DU a dohlednosti nad 20 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ; vlastní zpracování).

7 Diskuze

Tato diplomová práce se zaměřuje na zkoumání vlivu vybraných parametrů na hodnoty UVI v Česku. Je zde popsán vliv stratosférického ozónu, výšky Slunce nad obzorem, vliv oblačnosti a vliv nadmořské výšky. Po prvotních výpočtech se ukázalo, že data obsahují podezřelé hodnoty. Tyto hodnoty byly z dat manuálně odstraněny a do výpočtů tak nevstupovaly.

Vliv stratosférického ozónu na hodnoty UVI je celosvětově známý. Změna tloušťky ozonové vrstvy (změna TOC) ovlivňuje intenzitu UV-B záření dopadajícího na zemský povrch (Latosińska a kol. 2015). Tento faktor byl zkoumán na stanici Hradec Králové. Při zachování stanovených podmínek (jasno, vysoká dohlednost a interval úhlů dopadajících slunečních paprsků do 60°) se dá výsledný vliv TOC na hodnoty UVI aplikovat celosvětově. Při poklesu hodnot TOC dochází k lineárnímu nárůstu hodnot UVI. Podle Metelky (2018) 1% změna TOC má za následek cca 1,0-1,3% změnu hodnot maximálních poledních hodnot UVI. Podle regresní přímky na Obr. 10 a Obr. 11 jde o nárůst hodnot UVI při úhlu dopadajících slunečních paprsků 26° - 40° o 1,14 a při úhlu 41° - 55° nárůst o 0,47 při poklesu TOC o 100 DU. TOC má výrazný roční chod, maxima nastávají na přelomu zimy a jara (únor–duben) s maximální hodnotou 371,5 DU (9. březen), naopak na podzim (září–listopad) nastává minimum s hodnotou 292,4 DU (13. listopad). Tento roční cyklus TOC je typický pro mírné zeměpisné šířky na severní polokouli (Fioletov, Shepherd 2003). Měření z Ukrajiny za období 1979-2011 ukazují, že roční maximum TOC pro Kyjev nastává v březnu s hodnotou okolo 380 DU a minimem v říjnu s hodnotou 290 DU (Evtushevsky a kol., 2014), což se shoduje s výsledky v této DP. Odpovídající průměrné hodnoty UVI pro období maxima TOC dosahují 1,9 při intervalu úhlů dopadajících slunečních paprsků 26° - 40° a 3,3 při úhlech 41° - 55° . Na podzim, kdy dosahuje TOC minimálních hodnot, vycházejí průměrné hodnoty UVI 2,8 při úhlech 26° - 40° a při úhlech 41° - 55° 3,7.

Vyšší úhel dopadajících slunečních paprsků má za následek kratší dráhu slunečních paprsků atmosférou, a tím vyšší pravděpodobnost absorpce nebo rozptylu UV záření. Vliv výšky Slunce nad obzorem je velmi málo rozebírán a v různých studiích je spíše jen teoreticky popsán. Se vzrůstajícím úhlem dopadajících slunečních paprsků stoupají i hodnoty UVI, které kulminují v poledních hodinách, kdy je úhel největší. Stejně jako je tomu u viditelného záření, i minimální hodnoty UVI nastávají při nízkých úhlech a maximální v poledních hodinách, kdy je dráha paprsků k zemskému povrchu nejkratší. Nárůst UVI lze popsat exponenciální křivkou, kde exponent obsahuje hodnotu úhlu dopadajících slunečních paprsků i jeho druhou mocninu. Z výsledků vychází, že od úhlu dopadajících slunečních paprsků 30° při každé změně o dalších

5°, dochází v průměru k nárůstu hodnoty UVI na stanici Hradec Králové o 0,8 a na stanici Labská bouda o 0,9. Pro úhly do 24° je exponent záporný a UVI je menší než Eulerovo číslo (zaokrouhleně 2,7). Pro vyšší úhly UVI roste a na našem území dosahuje při úhlu 60° v nížinách okolo 6,6 a v nadmořských výškách nad 1000 metrů okolo 7,4 (při TOC 325-330 DU a dohlednosti nad 20 km). Při aplikaci všech filtrů majících vliv na hodnoty UVI je patrný také vliv nadmořské výšky na stanici Labská bouda. Stanice Labská bouda má od intervalu úhlů 37°–40° viditelně vyšší hodnoty UVI, než je tomu na ostatních stanicích.

Role oblačnosti v atmosférickém radiačním přenosu je zásadní. Podle Josefsson a Landelius (2000) je v UV oblasti efekt oblaků menší než pro celé sluneční spektrum (globální záření) a to hlavně díky více odrazovým faktorům. Ke zkoumání vlivu oblačnosti na hodnoty UVI jsem využila zprávy SYNOP. Posuzoval se vliv oblaků v jednotlivých oblačných patrech. Pro výběr pouze konkrétního oblačného patra z dat, bylo potřeba aplikovat vhodný filtr. Avšak po použití dalších důležitých filtrů (interval TOC, úhel dopadajících slunečních paprsků a dalších) se ve výběru neobjevily všechny druhy oblaků daného oblačního patra. Například při pokrytí 0-2/8 oblačností vysokého patra do výsledků nevstupovaly oblaky druhu Cs. Vliv oblaků s vertikálním vývojem byl posuzován samostatně. Bylo prokázáno, že tyto oblaky za určitých podmínek vedou ke zvýšení hodnot UVI.

Výsledky ukazují, že oblaky vysokého patra při pokrytí 0-4/8 mírně zvyšují hodnoty UVI (hodnota CMF_{UVI} 1,02), což může být díky odrazu UV záření na ledových krystalcích, ze kterých jsou oblaky tvořeny. Obecně je však vliv této oblačnosti velmi malý, protože oblaky druhu Ci, Cc, Cs jsou pro UV záření průsvitnější ve srovnání s oblaky nízkého a středního patra. Například pokles hodnot UVI při pokrytí 7-8/8 je pouze o 15 % oproti hodnotám UVI při jasné obloze (hodnota CMF_{UVI} 0,85). To potvrzují i Josefsson a Landelius (2000), kteří uvádí že u oblaků vysokého patra není vidět téměř žádný vliv při pokrytí oblohy oblačností menší než 4/8. Samostatný vliv oblačnosti středního patra (Ac a As) nebyl doposud publikován. Z mých výsledků je zřejmé, že při pokrytí 0-4/8 je vliv relativně malý, při větším pokrytí pak srovnatelný s oblačností nízkého patra. Nejvyšší efekt na hodnoty UVI má obecně oblačnost nízkého patra, což se shoduje s výsledky López a kol. (2012). Snižuje hodnoty UVI už od pokrytí 0-2/8 a to o 21 %. Přitom mezi oblaky nízkého patra byly zahrnuty kromě Sc, St také oblaky druhu Cu, které mají sice základnu níže než 2 km, ale jinak jde o oblaky s vertikálním vývojem. Tento druh oblačnosti však bylo nutné do výpočtu zahrnout, jinak by zbylo velmi málo hodnot UVI vyhovujících všem ostatním filtrům. Při pokrytí oblohy oblačností 7–8/8 vychází hodnota CMF_{UVI} 0,36, pokles hodnot UVI o 64 %. Vliv oblaků druhu Cu, Cb byl

posuzován zvláště, neboť podle měření Forresta a Johna (1994) vede kupovitá oblačnost na observatoři Mauna Loa k nárůstu UV-B záření až o 25 %, a to hlavně když se oblaky nacházely v blízkosti slunečního kotouče. Z hodnot UVI využitých v této DP vychází zvýšení UVI o 3 % při pokrytí oblohy 0-4/8 oblaky druhu Cu, Cb. To při hodnotách $UVI \geq 7$ vede ke zvýšení o 0,2. Větší pokrytí oblačností druhu Cu, Cb způsobuje obdobné snížení hodnot UVI jako oblačnost nízkého patra. Rozptyl hodnot UVI (šířka boxplotů) může být mimo jiné způsoben tím, že do výpočtů vstupovaly hodnoty UVI naměřené na všech čtyřech stanicích s různou nadmořskou výškou. Tento krok byl však nutný pro získání dostatečného počtu případů pro jednotlivá oblačná patra.

Nově navržená tabulka s hodnotami CMF_{UVI} se mírně liší od aktuálně používané tabulky CMF. Pro výpočet hodnoty CMF se používají naměřené a teoreticky vypočtené hodnoty intenzity UV záření. Avšak do nově navržené tabulky CMF_{UVI} vstupovaly pouze naměřené hodnoty UVI. Také byly odstraněny všechny další faktory ovlivňující hodnoty UVI (úhel dopadajících slunečních paprsků, TOC, zakalenost atmosféry...). Pro zpřesnění výsledků byl použit také filtr DSS, který určuje dobu dopadajícího záření (např. pro pokrytí 7-8/8 byla zvolena $DSS \leq 10$ s). Proto se hodnoty CMF_{UVI} mírně liší od těch aktuálně používaných z tabulky CMF. Myslím si, že nově navržená tabulka CMF_{UVI} je přesnější, jelikož na její výpočet byly použity hodnoty UVI, a tudíž následný odhad hodnot UVI za daných oblačných podmínek bude přesnější.

Vliv mlhy byl zkoumán v ranních hodinách. Pouze tehdy se mlha vyskytuje samostatně a výsledky tak nejsou ovlivněny jinou oblačností. V ranních hodinách jsou úhly dopadajících slunečních paprsků malé, a hodnoty UVI dosahují hodnot jen okolo 0,4. Hodnota UVI 0,3 zjištěná při mlze tak znamená pokles o 25 %, není však statisticky významný na hladině 0,01. Hodnota CMF pro mlhu prezentovaná v tabulce je dle mého názoru nadhodnocena, neboť jde pravděpodobně o společný vliv mlhy a oblačnosti nacházející se nad ní.

Nadmořská výška ovlivňuje hodnoty UVI dle geografické polohy pohoří. Například ve Španělsku jde o nárůst UV záření o 7–11 % na 1000 m (Sola a kol. 2008) v Německu jde o nárůst 7–16 % na 1000 m (Pfeifer a kol. 2006) a McKenzie a kol. (2001) zmiňují vliv okolo 7–9 % na 1000 m na Havaji a Novém Zélandu (pro výšku Slunce nad obzorem větší než 40°). Dubrovský (2000) udává nárůst intenzity UV záření na území Česka o 4–8 % na 1000 m. Z výsledků této DP vyplývá, že v létě (období červen, červenec) dochází v průměru k nárůstu hodnot UVI o 0,4 (12,5 %) na 1037 výškových metrů (porovnání hodnot UVI na stanici Hradec Králové a Labská bouda). V zimě je tento nárůst těžké samostatně určit, protože v nížinách

(stanice Hradec Králové) se málokdy nachází sněhová pokrývka a ve vysokých nadmořských výškách (stanice Labská bouda) se sněhová pokrývka nachází téměř vždy. Navíc bezoblačných dnů je v lednu a únoru velmi málo. Proto je velmi složité najít dny, kdy se na obou stanicích v zimě nachází souvislá sněhová pokrývka, anebo naopak je půda holá, aby byl odstraněn vliv albeda povrchu na hodnoty UVI. Po aplikování jednotlivých filtrů na data, vyšel pro zimní období jen jeden vhodný den pro analýzu nadmořské výšky (9. 2. 2011), přičemž na stanici Labská bouda se nacházela souvislá sněhová pokrývka. Pro tento den vyšel vzestup hodnot UVI v průměru o 28,5 % na 1037 výškových metrů, s vlivem albeda povrchu na stanici Labská bouda. Oba tyto nárůsty hodnot UVI vlivem nadmořské výšky jsou statisticky významné na hladině 0,01 (jak pro období červen, červenec tak i v zimním období pro den 9. 2. 2011). Ve srovnání s hodnotou nárůstu UV záření na 1000 m, kterou udává Dubrovský (2000), je hodnota vypočtená v této DP pro letní období větší. Z těchto výsledků můžeme tedy říci, že vliv nadmořské výšky má větší vliv v zimním období než v letním období, což koresponduje s Blumthaler, Ambach (1997). Ti udávají, že výškový efekt je v zimě asi 20 % na 1000 m a v létě asi 15 % na 1 000 m.

8 Závěr

Cílem této DP práce bylo analyzovat vliv vybraných geografických a atmosférických parametrů na hodnoty UVI. Konkrétně byl studován vliv stratosférického ozónu, výšky Slunce nad obzorem, oblačnosti a nadmořské výšky. Od svého zavedení v roce 1994 se index stal široce používaným parametrem pro charakteristiku vyjádření míry nebezpečí poškození lidského organismu, při vystavení se UV záření. V úvodu této diplomové práce popisují definici indexu UVI a jeho praktický význam. Následně jsou v jednotlivých podkapitolách popsány faktory, které mají na hodnotu tohoto indexu vliv. V praktické části DP jsem se zaměřila na čtyři z nich. Pracovala jsem s daty UVI naměřenými v období 2010–2017 na čtyřech stanicích na území Česka (stanice Hradec Králové, Kuchařovice, Košetice a Labská bouda). Z dalších měřených charakteristik jsem využila intenzitu globálního záření, délku slunečního svitu, albedo povrchu a celkové množství ozónu ve stratosféře. Pro vliv oblačnosti jsem navíc použila zprávy SYNOP ze stejných (Kuchařovice, Košetice) nebo blízkých stanic (Pardubice, Sněžka). Vlastními metodami jsem zkoumala vliv výše jmenovaných parametrů a porovnávala hodnoty UVI za jasně specifických podmínek, včetně statistické významnosti rozdílů hodnot.

Nejvíce ovlivňuje hodnoty UVI výška Slunce nad obzorem. Tento faktor není v české ani zahraniční literatuře dostatečně popsán, proto jsou zde předloženy výsledky zcela unikátní a doposud nikde nepublikované. Vyšší úhel dopadajících paprsků má za následek kratší dráhu slunečních paprsků, dochází tedy v menší míře k absorpci a rozptylu UV záření při průchodu atmosférou než při menších úhlech. Proto se vzrůstajícím úhlem dopadajících slunečních paprsků hodnoty UVI stoupají. Nárůst lze popsat exponenciální křivkou, kde exponent obsahuje úhel dopadajících slunečních paprsků i jeho druhou mocninu. Pro úhly do 24° je exponent záporný a hodnoty UVI jsou menší než 2,7. Od úhlu 30° je nárůst téměř lineární, k nárůstu UVI o 0,8 na stanici Hradec Králové a o 0,9 na stanici Labská bouda, při zvětšení úhlu o každých dalších 5° . Při zafixování všech ostatních parametrů majících vliv na hodnoty UVI je při zkoumání vlivu výšky Slunce nad obzorem patrný také vliv nadmořské výšky. Stanice Labská bouda má od intervalů dopadajících slunečních paprsků 37° – 40° viditelně vyšší hodnoty UVI, než jaké byly naměřeny na ostatních stanicích s menší nadmořskou výškou.

Vliv nadmořské výšky byl tedy zkoumán podrobněji na základě hodnot ze tří stanic (Hradec Králové, Košetice a Labská bouda) s rozdílem nadmořských výšek až 1034 m n. m. Porovnávány byly hodnoty UVI naměřené za jasné oblohy a při dohlednosti nad 20 km, v období červen, červenec při celkovém množství ozónu 325–330 a úhlu dopadajících slunečních paprsků 30° – 50° a v období leden, únor při celkovém množství ozónu 340–345 a úhlu

dopadajících slunečních paprsků 15-30° (v druhém případě splnil všechny požadované parametry pouze den 9. 2. 2011). Rozdíl průměrných hodnot UVI na stanicích s rozdílem nadmořské výšky 1034 m je v zimním období 0,2, což je 28,5 % nárůst oproti hodnotám v nížině. V letním období je nárůst UVI o 0,4 (tedy 12,5 %). Rozdíl je v zimních i jarních měsících statisticky významný na hladině 0,01.

Další významný faktor ovlivňující UVI je oblačnost. Byl zjišťován efekt jednotlivých druhů oblaků a oblačných pater a hodnoty UVI naměřené za různé oblačnosti byly porovnávány s hodnotami UVI naměřenými za jasné oblohy. Posuzovaly se pouze hodnoty z intervalů, kdy byl úhel slunečních paprsků 40–55°, celkové množství ozónu 320-360, půda na stanici holá (beze sněhu) a dohlednost nad 20 km. Hodnoty UVI klesají s rostoucím množstvím pokrytí oblohy oblačností a snižováním její základny. Oblačnost vysokého patra ovlivňuje hodnoty UVI jen minimálně. Při pokrytí 0–4/8 dochází k nárůstu UVI o 0,1 (2,2 %), avšak tento nárůst není statisticky významný. Od pokrytí 5/8 dochází k zeslabení, při pokrytí 7–8/8 v průměru o 15 %. Střední oblačnost při malém pokrytí snižuje UVI v průměru o 4 až 15 %, při vyšším pokrytí až o 64 %. Oblačnost nízkého patra snižuje výrazněji UVI již od pokrytí 1–2/8 (o 21 %). Při zatažené obloze je efekt nízké oblačnosti srovnatelný s efektem oblačnosti středního patra. Odděleně byl zkoumán efekt oblaků s vertikálním vývojem. Oblaky druhu Cu, Cb zvyšují hodnoty UVI při pokrytí oblohy oblačností 1–4/8, pokud oblak nezakryje sluneční kotouč. Při neúplném pokrytí oblohy (5–6/8) nejvíc zeslabuje UVI oblak druhu Ns o 41 %. Vliv oblačnosti vyšel ve všech kategoriích statisticky významný na hladině 0,01. Míra snížení UVI je vyjádřena hodnotami CMF_{UVI} (poměr naměřeného UVI při dané oblačnosti ku naměřenému UVI za jasné oblohy). Výsledky jsou pro jednotlivá patra, případně druhy oblaků, a pro různé množství oblačnosti vyjádřené v osminách přehledně shrnuty v tab. 5.

Hodnoty CMF_{UVI} se mírně liší od hodnot CMF pro UV záření, které jsou aktuálně používány pro výpočet očekávaných hodnot UVI. Navržená tabulka založená na skutečně naměřených hodnotách UVI tak umožní zpřesnit předpověď UVI na základě předpovědi výšky a množství oblačnosti (obojí patří mezi standardní výstupy numerického předpovědního modelu Aladin pro Česko). Byl také zkoumán vliv ranní mlhy, která způsobuje pokles hodnoty UVI o 0,1. Avšak při srovnání průměrů s jasnou oblohou, není rozdíl průměrů statisticky významný na hladině 0,01

Tab. 5: Hodnoty CMF_{UVI} (Cloud Modification Factor for UVI) pro oblačnost vysokého patra (Cc, Ci, Cs), středního patra (As, Ac), nízkého patra (St, Sc, Cu), pro oblaky druhu Cu, Cb a pro oblak druhu Ns s rozlišením pokrytí oblohy oblačností (po 2/8) při úhlech dopadajících slunečních paprsků 40°-55°, TOC 320–360 DU a dohlednosti nad 20 km (zdroj vstupních dat: ČHMÚ, ÚFA AV ČR; vlastní zpracování).

OBLAČNÉ PATRO	POKRYTÍ OBLOHY OBLAČNOSTÍ [x/8]			
	0–2	3–4	5–6	7–8
Oblaka vysokého patra	1,02	1,02	0,95	0,85
Oblaka středního patra	0,96	0,85	0,68	0,36
Oblaka nízkého patra	0,79	0,71	0,60	0,36
Oblaka druhu Cu, Cb	1,03	1,03	0,61	
Oblak druhu Ns			0,59	0,40

Celkové množství ozónu má překvapivě malý vliv na hodnoty UVI. V důsledku Brewer-Dobsonovy cirkulace ve stratosféře, která transportuje stratosférický vzduch z tropických oblastí do polárních oblastí, dosahují průměrné koncentrace ozónu na našem území maximálních hodnot okolo 370 DU koncem zimy a začátkem jara (únor-duben) a minimálních na podzim (září-listopad) s hodnotami okolo 290 DU. Jak dokazují naměřené hodnoty, při úhlu dopadajících slunečních paprsků 26°–40° vzrostou hodnoty UVI o 1,14 při poklesu celkového množství ozónu o 100 DU, při úhlu 41°–55° je nárůst mírnější a to o 0,47. Průměrná mezidenní variabilita celkového množství ozónu v lednu 32 DU způsobuje mezidenní změny UVI za jasného dne v průměru o 0,4 (16,7 %). V letních měsících (červen–srpen), kdy je variabilita TOC jen 12 DU, se UVI mění ze dne na den jen o 0,1 (2,0 %). Podzimní nárůst UVI (v porovnání s jarními hodnotami) způsobený průměrným poklesem TOC o 78 DU je při nízké poloze Slunce nad obzorem (26°–40°) 0,9, a při vyšších úhlech Slunce (41°–55°) jen 0,4.

Vztah mezi UVI a zde analyzovanými prvky nebyl doposud v odborné literatuře prezentován. Vztahy zde uvedené tak významně rozšiřují znalosti o proměnlivosti UVI a jejích příčinách. Jedním z hlavních přínosů je vytvoření tabulky s hodnotami CMF_{UVI} , díky níž bude možné zpřesnit odhad hodnot UVI na následující den. Také výpočet maximálního UVI za jasného počasí pro konkrétní den a místo bude s využitím rovnice pro nárůst UVI při jednotlivých úhlech mnohem přesnější. Zde uvedené závislosti UVI na jednotlivých parametrech je také možné zahrnout do regresních modelů, které počítají Clear sky UVI (UVI dosahovaný za jasné oblohy) a ten dále porovnávat s naměřenými hodnotami UVI. Výsledky DP budou publikovány v mezinárodních recenzovaných časopisech.

9 Zdroje

9.1 Knihy a časopisy

ABBASI, S. A., ABBASI, T. (2017): Ozone Hole Past , Present , Future. Springer, New York.

ACHRER, J., ETTLER, K., HLAVÁČEK, J., HRDÝ, R., JANOUCH, M., LEDVINOVÁ, J., PETRÁK, J., PETRÁK, M., PLACHÝ, J., SKŘIVÁNKOVÁ, P., STEJSKAL, V., VANÍČEK, K. (2007): Ochrana ozonové vrstvy v České republice: 20 let od podepsání Montrealského protokolu. Ministerstvo životního prostředí, Praha.

ALLAART, M., VAN WEELE, M., FORTUIN, P., KELDER, H. (2004): An empirical model to predict the UV-index based on solar zenith angles and total ozone. *Meteorological Applications*, 11, 59–65.

ALADOS-ARBOLEDAS, L., ALADOS, I., MORENO, I., F., OLMO, F., J. (2003): The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance. *Atmospheric Research*, 66, 273–290.

AROLA A., KAUROLA J., KOSKINEN L., TANSKANEN A., TIKKANEN T., TAALAS P., F. V. (2003): A new approach to estimating the albedo for snow-covered surfaces in the satellite UV method. *Journal of Geophysical Research*, 108, 1–5.

BAIS, A. F., LUBIN, D. (2007): Surface Ultraviolet Radiation : Past , Present , and Future - Chapter 7. In: *Scientific Assessment of Ozone Depletion*. 7.1-7.54.

BLUMTHALER, M., AMBACH, W., ELLINGER, R. (1997): Increase in solar UV radiation with altitude. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 39, 130–134.

BOLTON, J., N., COTTON, C., A. (2008): *The Ultraviolet Disinfection Handbook*. 3–4.

BURROWS, W. R. (1997): CART Regression Models for Predicting UV Radiation at the Ground in the Presence of Cloud and Other Environmental Factors. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 531–544.

CALBÓ, J., PAGÉS, D., GONZÁLEZ, J. A. (2005): Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review. *Reviews of Geophysics*, 43, 1–28.

CORDERO, E., NEUWMAN, P. A., WEAVER, C., FLEMING, E. (2012): Stratospheric dynamics and transport of ozone and other tracer gases, Chapter 6: Stratospheric Ozone. In: Mohanakumar, M., Springer, Nizozemsko, 253-304.

DE CORREA, M. P., CEBALLOS, J. C. (2008): UVB surface albedo measurements using biometers. *Brazilian Journal of Geophysics*, 26, 411–416.

- DESSLER, A. (2000): *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone*, San Diego, CA: Academic Press, 1-214.
- DUBROVSKÝ, M. (2000): Analysis of UV-B irradiances measured simultaneously at two stations in the Czech Republic. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105, 4907–4913.
- ESTUPINAN, J. G., RAMAN, S., CRESCENTI, G. H., STREICHER, J. J., BARNARD, W. F. (1996): Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research*, 96, 101, 807–816.
- EVTUSHEVSKY, O., GRYTSAI, A., MILINEVSKY, G. (2014): On the regional distinctions in annual cycle of total ozone in the northern midlatitudes. *Remote Sensing Letters*, 3, 5, 205–212.
- FARMAN, J. C., GARDINER, B. G., SHANKLIN, J. D. (1985): Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315, 207–210.
- FIOLETOV, V., KERR, J. B., FERGUSON, A. (2010): The UV Index: Definition, Distribution and Factors Affecting It. *Canadian journal of public health*, 4, 104, 1–5.
- FIOLETOV, V. E., SHEPHERD, T. G. (2003): Seasonal persistence of midlatitude total ozone anomalies. *Geophysical Research Letters*, 7, 30, 1–4.
- FORREST, M. M., JOHN, E. F. (1994): Cumulus clouds and UV-B. *Nature*, 371, 291.
- FREITINGER SKALICKÁ, Z., HON, Z., NAVRÁTIL, L. (2010): Biologický účinek ultrafialového záření. *Kontakt*, 4, 480–486.
- GLEASON, J. F., BHARTIA, P. K., HERMAN, J. R., MCPETERS, R., NEWMAN, P., STOLARSKI, R. S., FLYNN, L., LABOW, G., LARKO, D., SEFTOR, C., WELLEMEYER, C., KOMHYR, W. D., MILLER, A. J., PLANET, W. (1993): Record Low Global Ozone in 1992. *Science*, 260, 523–526.
- JANOUCHE, M., ETTLER, K. (2009): Dlouhodobé změny ultrafialového záření na území České republiky a jejich zdravotní rizika, Český hydrometeorologický ústav, Lékařská fakulta Univerzity Karlovy a Fakultní nemocnice v Hradci Králové, Hradec Králové, s. 29.
- JOSEFSSON, W., LANDELIUS, T. (2000): Effect of clouds on UV irradiance: As estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, D4, 105, 4927–4935.
- KERR, J. B., SECKMEYER, G. (2002): *Scientific Assessment of Ozone Depletion*, Chapter 5:

Surface ultraviolet radiation: Past and future, In: G.O.R.a.M.P, Ženeva (World Meteorological Organization), 5.1–5.46.

KIM, J., CHO, H., MOK, J., DONG, H., CHO, N. (2013): Effects of ozone and aerosol on surface UV radiation variability. *Journal of Photochemistry & Photobiology, B: Biology*, 119, 46–51.

KRAJSOVÁ, I. (1993): *Je opalování nebezpečné?* Praha, Maxdorf, 57.

LAJČÍKOVÁ, A., PEKÁREK, L. (2009): Ultraviolet Radiation and Its Health Impact. *Hygiena*, 54, 57–61.

LATOSIŇSKA, J. N., LATOSIŇSKA, M., BIELAK, J. (2015): Towards analysis and predicting maps of ultraviolet index from experimental astronomical parameters (solar elevation, total ozone level, aerosol index, reflectivity). *Artificial neural networks global scale approach. Aerospace Science and Technology*, 43, 301–313.

LEE, J., CHOI, W. J., KIM, D. R., KIM, S., SONG, C., HONG, J. S., HONG, Y., LEE, S. (2013): The Effect of Ozone and Aerosols on the Surface Erythral UV Radiation estimated from OMI Measurements. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 3, 49, 271–278.

LÓPEZ, M. L., PALANCAR, G. G., TOSELLI, B. M. (2012): Effects of stratocumulus, cumulus, and cirrus clouds on the UV-B diffuse to global ratio: Experimental and modeling results. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 6, 113, 461–469.

MCKENZIE, R. L., JOHNSTON, P. V., SMALE, D., BODHAINE, B. A., MADRONICH, S. (2001): Altitude effects on UV spectral irradiance deduced from measurements at Lauder, New Zealand, and at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, D19, 106, 22845–22860.

METELKA, L. (2018): Hodnoty clear-sky UV indexu na území ČR. *Meteorologické zprávy*, 2, 33–38.

PFEIFER, M. T., KOEPKE, P., REUDER, J. (2006): Effects of altitude and aerosol on UV radiation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1, 111, 1–11.

SCHMUCKI, D. A., PHILIPONA, R. (2002): UV radiation in the Alps : the altitude effect. *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 234–239.

SINGH, S., SINGH, R. (2004): High-altitude clear sky direct solar ultraviolet irradiance at Leh and Hanle in the Western Himalayas : Observations and model calculations High-altitude clear-sky direct solar ultraviolet irradiance at Leh and Hanle in the western Himalayas : Observation.

Journal of Geophysical Research Atmospheres, 109, 1–12.

SOLA, Y., LORENTE, J., CAMPMANY, E., DE CABO, X., BECH, J., REDAÑO, A., MARTÍNEZ-LOZANO, J. A., UTRILLAS, M. P., ALADOS-ARBOLEDAS, L., OLMO, F. J., DÍAZ, J. P., EXPÓSITO, F. J., CACHORRO, V., SORRIBAS, M., LABAJO, A., VILAPLANA, J. M., SILVA, A. M., BADOSA, J. (2008): Altitude effect in UV radiation during the Evaluation of the Effects of Elevation and Aerosols on the Ultraviolet Radiation 2002 (VELETA-2002) field campaign. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 23, 113, 1–11.

TOMANOVÁ, H. (2018): Faktory ovlivňující hodnoty UV indexu v ČR, bakalářská práce. Univerzita Karlova, Praha.

VANÍČEK, K., FREI, T., LITYNSKA, Z., SCHMALWIESER, A. (1999): UV- Index for the Public. Working Group 4 of the COST-713 Action “UVB Forecasting”, 1–26.

VITT, R., LASCHEWSKI, G., BAIS, A. F., DIÉMOZ, HENRI, FOUNTOULAKIS, I. (2020): UV-Index Climatology for Europe Based on Satellite Data. *Atmosphere*, 727, 11, 1–26.

WEATHERHEAD, B., TANSKANEN, A., STEVERMER, AMY, a kol. (2005): Arctic Climate Impact Assessment Report, Chapter 5: Ozone and Ultraviolet Radiation, 152-176.

WHO, WMO, UNEP, ICNIRP (2002): Global Solar UV Index: A Practical Guide. Switzerland, Geneva, 1-28.

WILKS, D. S. (2019): *Statistical Methods in the Atmospheric Science*. 4th edition.

WITZE, A. (2020): Rare ozone hole opens over Arctic — and it’s big. *Nature*, 580, 18–19.

ZÁLIŠ, S. (1996): Chemie atmosféry-oxidy dusíku, freony a mechanismy destrukce ozónové vrstvy Země. *Vesmír*, 12, 75.

ZARATTI, F., FORNO, R. N., GARCI, J. (2003): Erythemally weighted UV variations at two high-altitude locations. *Journal of Geophysical Research*, 108, 1–6.

9.2 Internetové a další zdroje

ARCDATA PRAHA (online): Arc ČR 500 verze 3.3, Digitální geografická databáze. cit [14. 4. 2021].

ČHMÚ (online): Solární a ozónová observatoř, Dostupné z: <https://www.chmi.cz/onas/organizacni-struktura/usek-meteorologie-a-klimatologie/solarni-a-ozonova-observator-hradec-kralove/zakladni-informace>, cit. [15 .4. 2021].

ČMES (online): Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/> [cit. 25.2.2021].

GRAY, E. (2020): NASA Reports Arctic Stratospheric Ozone Depletion Hit Record Low in March, NASA's Earth Science News Team. Dostupné z: <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2020/nasa-reports-arctic-stratospheric-ozone-depletion-hit-record-low-in-march>, cit. [23.4.2020].

NEWMAN, P. A. (2018): NASA Ozone Watch-What is the Ozone Hole?, Dostupné z: https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/hole_SH.html, cit. [24.4.2020].

OGIMET (online): Synop based summary by states form, Dostupné z: <https://www.ogimet.com/resynops.phtml.en>, cit. [2.1.2021].

ÚFA AV ČR, v. v. i. (online): Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i., Dostupné z: <https://www.ufa.cas.cz/>, cit [15. 4. 2021].

WHO (2014): Ultraviolet radiation and the intersun Programme. Health effects of UV radiation, Dostupné z: http://www.who.int/uv/health/uv_health2/en/, cit: [5. 10. 2020].