

Rozhledy matematicko-fyzikální

Jan Bednář; Jaroslav Kopáček; Michal Žák

Záření v atmosféře Země – od rozptylu a absorpce ke globálnímu oteplení

Rozhledy matematicko-fyzikální, Vol. 95 (2020), No. 3, 33–42

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/148461>

Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 2020

Institute of Mathematics of the Czech Academy of Sciences provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This document has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ*:
The Czech Digital Mathematics Library <http://dml.cz>

Záření v atmosféře Země – od rozptylu a absorpce ke globálnímu oteplení

*Jan Bednář, Jaroslav Kopáček, Michal Žák
Katedra fyziky atmosféry MFF UK, Praha*

Obdobně jako v minulém čísle tohoto časopisu nabízíme čtenáři zajímavé čtení z knihy *Jak vzniká počasí* [1].

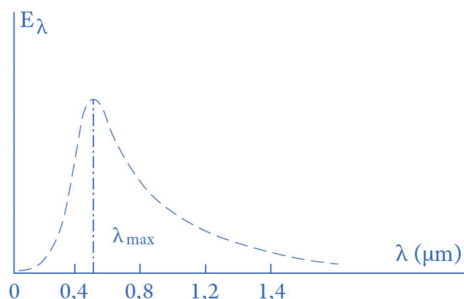


V tomto článku budeme mimo jiné hledat odpovědi na otázky, proč je obloha někdy modrá a jindy spíše bělavá, jak mohou vzniknout přízemní mrazíky a čím je způsoben skleníkový efekt. Původní text knihy byl pro potřeby tohoto článku mírně upraven.

SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ

Sluneční záření, jež představuje základní zdroj energie pro veškeré procesy probíhající v atmosféře a na zemském povrchu, lze rozdělit na dvě části, a to sluneční záření přímé a rozptýlené (difuzní). *Přímé sluneční záření* přichází do oka pozorovatele od slunečního disku a vzhledem k velké vzdálenosti Země od Slunce tvoří svazek prakticky rovnoběžných paprsků. *Rozptýlené sluneční záření* vzniká následkem rozptylu přímého slunečního záření na molekulách plynných složek vzduchu, na vodních kapičkách, ledových částicích a na nejrůznějších aerosolových částicích vyskytujících se v zemském ovzduší. Rozptýlené sluneční záření pozorujeme jako záření oblohy a bez něj by se nebeská klenba jevila i během dne černá s ostře zářícím slunečním diskem a s hvězdami.

Sluneční záření je elektromagnetické záření o charakteristickém spektru vlnových délek λ , které se před vstupem do zemské atmosféry přibližně podobá spektru dokonale černého tělesa o povrchové teplotě přibližně 6 000 K. Zastoupení jednotlivých vlnových délek v tomto spektru si můžeme znázornit *spektrální funkcí* E_λ , kterou vidíme na obr. 1.



Obr. 1 Znázornění spektra slunečního záření před jeho vstupem do zemské atmosféry

Sluneční záření můžeme rozdělit na:

1. *ultrafialové sluneční záření* s vlnovými délkami menšími než 400 nm, které tvoří před vstupem do zemské atmosféry energeticky asi 7 % celkového slunečního záření a je z velké části absorbováno atmosférickým ozonem ve stratosféře,
2. *viditelné sluneční záření* s vlnovými délkami přibližně od 400 do 750 nm (asi 48 % energie celkového slunečního záření před vstupem do atmosféry) vytvářející spektrum barev od fialové po červenou,

3. *infračervené sluneční záření*, které má vlnové délky větší než 750 nm a před vstupem do atmosféry představuje asi 45 % energie slunečního záření.

Vlnová délka $\lambda_{\max} \doteq 475$ nm odpovídající před vstupem do atmosféry maximu spektrální funkce E_λ (viz obr. 1) se nalézá ve viditelné oblasti spektra a odpovídá nazelenale modrému barevnému odstínu. Základní veličinou při popisu přímého slunečního záření je jeho intenzita I , kterou definujeme jako množství zářivé energie, jež za jednotku času dopadá na jednotkovou plochu orientovanou kolmo ke slunečním paprskům. Množství přímého slunečního záření dopadající za jednotku času na jednotkovou plochu horizontálního zemského povrchu nazýváme *insolací* I' a z elementární geometrické úvahy okamžitě vyplývá vztah

$$I' = I \sin \alpha \quad \text{nebo} \quad I' = I \cos \theta, \quad (3)$$

kde α značí úhlovou výšku Slunce nad ideálním (geometrickým) obzorem a θ úhlovou vzdálenost Slunce od zenitu (tzv. zenitový úhel Slunce). Ve vztazích (3) představuje I intenzitu přímého slunečního záření na zemském povrchu, kterou lze vyjádřit vzorcem

$$I = I_* \frac{R_{\text{OZ}}^2}{R_Z^2} P, \quad (4)$$

v němž I_* značí tzv. *solární konstantu* (solární konstanta – intenzita slunečního záření vně zemské atmosféry ve vzdálenosti od Slunce, jež se rovná střední vzdálenosti Země–Slunce, $I_* \doteq 1,36 \text{ kW} \cdot \text{m}^{-2}$), R_{OZ} , resp. R_Z střední, resp. okamžitou vzdálenost Země od Slunce a P propustnost zemské atmosféry pro přímé sluneční záření.¹⁾ Maximální vzdálenost Země od Slunce je přibližně 152 milionů km a minimální vzdálenost asi 147 milionů km. Hodnota faktoru R_{OZ}^2/R_Z^2 proto v průběhu roku kolísá v rozmezí zhruba $\pm 0,035$ kolem jedné, což znamená, že intenzita přímého slunečního záření při vstupu do zemské atmosféry I_0 se může od

¹⁾Známe-li hodnotu solární konstanty, můžeme zhruba určit celkový příkon P slunečního záření dopadajícího na Zemi. Vzhledem k významu a fyzikální jednotce solární konstanty ($\text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$) stačí, když ji vynásobíme obsahem „zemského kotouče“ (kruhu o zemském poloměru R_{ZE}). Pro příkon pak dostáváme $P = I_* S = I_* \pi R_{\text{ZE}}^2 = 1,36 \cdot 10^3 \cdot 3,14 \cdot (6,38 \cdot 10^6)^2 \text{ W} \doteq 2 \cdot 10^{17} \text{ W}$. Pro zajímavost dodejme, že je to téměř o 4 řády (10 000krát) více než výkon, se kterým disponuje současná lidská civilizace. Na čtenáři necháváme případný řádový výpočet výkonu Slunce, který je spojený s elektromagnetickým zářením. (Vyjde $P \doteq 4 \cdot 10^{26} \text{ W}$.)

solární konstanty I_* maximálně lišit asi o 3,5 % její hodnoty. Nejbliže je Země ke Slunci (perihelium, přísluní) na počátku ledna, v největší vzdálenosti (afelium, odsluní) se nalézá na počátku července. Přímé sluneční záření je v atmosféře zeslabováno rozptylem a absorpcí.

Rozptyl

Pokud jde o *rozptyl*, povšimněme si jeho dvou základních typů, a to rozptylu *na molekulách vzduchu* (molekulární rozptyl) a rozptylu *na větších částicích* přítomných v atmosféře (vodní kapičky, ledové částice, různé prachové částice apod.). Účinnost molekulárního rozptylu i je úměrná čtvrté mocnině převrácené hodnoty vlnové délky λ rozptylovaného záření, tj.

$$i \approx \frac{1}{\lambda^4}, \quad (5)$$

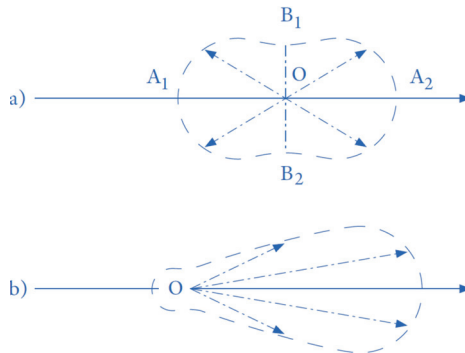
a z tohoto důvodu jsou v rozptýleném slunečním záření nejvíce zastoupeny krátké vlnové délky příslušející v oblasti viditelné části slunečního spektra především fialové a modré barvě. Naproti tomu rozptyl slunečního záření na částicích, jež jsou ve srovnání s molekulami o několik řádů větší, má vzhledem k vlnové délce neutrální charakter, tzn., že různé vlnové délky jsou stejně účinně rozptylovány a rozptýlené světlo má přirozenou bílou barvu. Z těchto skutečností okamžitě vyplývá vysvětlení modré až modrofialové barvy bezoblačné oblohy, působené slunečním zářením rozptýleným především molekulami vzduchu, a bílé barvy ozářených oblaků, neboť v tomto případě vnímáme sluneční záření rozptýlené zejména oblačnými kapkami nebo ledovými částicemi. V případě výraznějšího zakalení atmosféry prachovými částicemi nebo produkty kondenzace vodní páry (drobné kapičky), které rozptylují sluneční záření neutrálně vzhledem k vlnové délce, je modrá (modrofialová) barva oblohy tlumena a nebeská klenba nabývá bělavého vzhledu. Naproti tomu tmavě modrá až fialová barva svědčí o velké průzračnosti vzduchu.

Další rozdíl mezi rozptylem slunečního záření na molekulách vzduchu a na větších částicích spočívá v odlišném rozložení účinností rozptylu do různých směrů vzhledem ke směru dopadajících přímých slunečních paprsků. Na obr. 2a vidíme prostorový diagram, tzv. rozptylovou indikatrix, kde vodorovná šipka znázorňuje směr dopadajících přímých slunečních paprsků, rozptylující element objemu vzduchu se nalézá v bodě O a zakreslená křivka znázorňuje rozložení intenzity rozptýleného záření do různých směrů. Z tohoto obrázku je patrné, že molekulární rozptyl má

symetrický charakter vzhledem k rovině kolmé ke směru dopadajících paprsků a procházející bodem O , tj. množství záření rozptylovaného do směrů, které se směrem původního paprsku svírají úhel menší než 90° , je stejné jako množství záření rozptylovaného do směrů svírajících se směrem tohoto paprsku úhel větší než 90° . Na obr. 2a dále platí

$$|OA_1| = |OA_2| = 2|OB_1| = 2|OB_2|,$$

tzn., že rozptyl kolmo na směr paprsků přímého slunečního záření je polovinou rozptylu přímo do jejich směru nebo do směru přesně opačného.



Obr. 2 Prostorový diagram rozptylu slunečního záření a) molekulární rozptyl, b) rozptyl na aerosolových částicích

Obr. 2b ukazuje typický rozptyl slunečního záření na částicích řádově větších ve srovnání s molekulami vzduchu. Jak je patrné, má rozptyl v tomto případě silně asymetrický charakter, většina rozptýleného záření směřuje do poměrně úzkého úhlu kolem směru původních přímých slunečních paprsků. Skutečnost, že větší (aerosolové, oblačné) částice rozptylují svazek rovnoběžných slunečních paprsků především směrově dopředu, může na první pohled vypadat podivně, ale fyzikální vysvětlení je evidentní. Jde především o působení ohybu paprsků na konturách optického průřezu těchto částic kolmému ke směru dopadajících paprsků.

Absorpce

Druhým činitelem ovlivňujícím průchod slunečního záření atmosférou je absorpce. Bezoblačná atmosféra absorbuje sluneční záření poměrně slabě, asi 15–20 % z jeho vstupujícího množství. Na této absorpci se největší měrou podílí vodní pára, a to především v infračervené oblasti spektra, ultrafialové záření je intenzivně absorbováno atmosférickým ozonem

a z dalších plynných složek ovzduší se na zmíněné absorpci určitou mírou podílí zejména oxid uhličitý. Pokud by si čtenář přál poněkud blíže se seznámit s matematickým popisem průchodu slunečních paprsků zemskou atmosférou, lze ho odkázat např. na publikaci [2].

Označíme-li J množství rozptýleného (difuzního) slunečního záření dopadající za jednotku času na jednotku plochy horizontálního zemského povrchu, potom součet

$$S = I' + J,$$

v němž I' představuje insolaci, nazýváme *globálním slunečním zářením*. Teplo, jež získává jednotka plochy zemského povrchu za jednotku času absorbováním slunečního záření, je zřejmě rovno

$$S(1 - A),$$

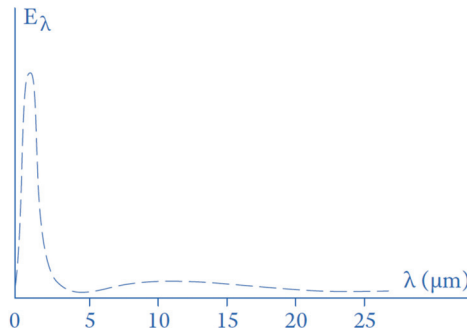
kde A značí *albedo (odrazivost)* zemského povrchu definované jako poměr množství slunečního záření odraženého a dopadlého.

Z reálných povrchů má v přírodě největší albedo sněhová pokrývka (popř. zaledněné oblasti), neboť čistý čerstvě napadlý sníh odráží asi 70 % a někdy i více z dopadajícího slunečního záření. Ostatní přirozené povrchy půdy a vegetačního krytu mají albedo většinou v rozmezí 0,05–0,30 (tj. odrážejí 5–30 % dopadajícího slunečního záření), přičemž relativně vysoké hodnoty mají zejména povrchy písků (pouště) nebo povrchy porostlé řídkou suchou trávou. Albedo vodních ploch velmi výrazně závisí na výšce Slunce nad obzorem. Velké albedo při malých výškách Slunce se např. k večeru projevuje zrcadlovým leskem vodních ploch a malé albedo při polohách Slunce vysoko nad obzorem naopak jejich tmavým odstínem v poledních hodinách.

Poměr množství slunečního záření odraženého Zemí jako planetou do kosmického prostoru ku množství téhož záření vstupujícího do zemské atmosféry se nazývá planetární albedo Země a podle družicových měření je přibližně rovno 0,30, tzn., že Země jako celek odráží zhruba 30 % slunečního záření, které na ni dopadá. Na planetárním albedu Země má největší podíl odraz slunečního záření od oblaků, jejichž vlastní albedo se nejčastěji pohybuje v rozmezí 0,50–0,80 (tj. 50–80 %), dále se na něm podílí zpětný rozptyl slunečního záření na molekulách plynných složek vzduchu (rozptyl směrem vzhůru, který je u molekulárního rozptylu slunečního záření stejně velký jako rozptyl k zemskému povrchu) a v oblastech bez oblačné pokrývky i vlastní albedo zemského povrchu.

DLOUHVLNNÉ ZÁŘENÍ, SKLENÍKOVÝ EFEKT, GLOBÁLNÍ OTEPLENÍ

Kromě absorbování slunečního záření zemský povrch sám vyzářuje dlouhovlnné neboli tepelné záření a tím se ochlazuje. Sluneční i zmíněné dlouhovlnné záření jsou fyzikální podstatou elektromagnetická záření, ale liší se vlnovými délkami. Zatímco největší část slunečního záření přísluší vlnovým délkám 10^{-7} – 10^{-6} m a zastoupení vlnových délek větších než $5 \cdot 10^{-6}$ m je ve spektru slunečního záření z energetického hlediska prakticky zanedbatelné, je dlouhovlnné záření nejvíce tvořeno vlnovými délkami řádově 10^{-5} – 10^{-4} m. Společné schematické znázornění spektra vlnových délek slunečního a dlouhovlnného záření vidíme na obr. 3.



Obr. 3 Spektrum slunečního a dlouhovlnného záření

Právě zmíněná schematicnost zobrazení spočívá v tom, že poměr výšek dvou znázorněných maxim (ostré maximum v oblasti vlnových délek odpovídajících slunečnímu záření a ploché maximum pro vlnové délky příslušející dlouhovlnnému záření) je v realitě velmi výrazně větší než lze technicky zobrazit na tomto obrázku.

Kdyby zemský povrch vyzářoval jako dokonale černé těleso, bylo by množství záření dáno Stefanovým–Boltzmannovým zákonem

$$G = \sigma T_g^4, \quad (6)$$

kde G značí množství záření za jednotku času jednotkou plochy povrchu černého tělesa o teplotě T_g (v kelvinech) a σ představuje Stefanovu–Boltzmannovu konstantu. Pro reálný zemský povrch však spíše platí vztah

$$G = \varepsilon \sigma T_g^4, \quad (7)$$

v němž ε je kladné číslo bez fyzikálního rozměru menší než jedna, které nazýváme *vyzařovací schopnost* daného povrchu nebo též *emisivita*. Protože u většiny typů zemského povrchu je ε pouze o málo menší než jedna, lze v případech hrubšího přiblížení i pro reálný zemský povrch používat $\varepsilon = 1$ a považovat tak zemský povrch v oboru dlouhovlnného záření za prakticky černý.

Dlouhovlnné záření vyzařuje i zemská atmosféra a tok této radiace směřující dolů a měřený v úrovni zemského povrchu nazýváme *zpětné záření atmosféry*. Na vzniku zpětného záření se z plyných složek atmosféry zdaleka největší měrou podílí vodní pára, avšak nezanedbatelný doplňkový účinek přísluší oxidu uhličitému. Ostatní plynné složky přirozeného ovzduší přispívají ke zpětnému záření velmi málo, ale jeho silným zdrojem jsou oblaky. Označíme-li E tok zpětného záření dopadající na jednotku plochy zemského povrchu, potom podle tzv. Kirchhoffova zákona tato jednotka plochy absorbuje za jednotku času množství dlouhovlnného záření rovné εE . Protože však, jak jsme již uvedli, hodnota vyzařovací schopnosti ε je pro většinu typů reálného zemského povrchu poměrně blízká jedné, lze v prvním („hrubém“) přiblížení předpokládat, že všechno dopadající zpětné záření je zemským povrchem absorbováno.

Pro radiační režim zemského povrchu má velký význam tzv. *efektivní vyzařování* E^* , které za zjednodušujícího předpokladu $\varepsilon = 1$ zavádíme jako rozdíl vlastního vyzařování zemského povrchu G a zpětného záření atmosféry E , tj.

$$E^* = G - E, \tag{8}$$

Protože vlastní vyzařování zemského povrchu G je zpravidla větší než zpětné záření atmosféry E , působí efektivní vyzařování radiační ochlazování zemského povrchu a v noci, kdy chybí kompenzující příkon slunečního záření, tak může docházet k vytváření přízemních radiačních inverzí teploty nebo za vhodných podmínek ke vzniku přízemních mrazků radiačního původu. Efektivní vyzařování výrazně roste se zvětšující se teplotou zemského povrchu, klesá s rostoucím obsahem vodní páry ve vzduchu a je výrazně zeslabováno oblačností. Vysokých hodnot proto dosahuje při jasné obloze.

Dlouhovlnné záření směrem k zemskému povrchu působí jeho oteplování a vytváří tak tzv. skleníkový efekt zemské atmosféry. Tento pojem však představuje jen formální analogii k působení stěn skleníku, které – obdobně jako zemská atmosféra – relativně dobře propouštějí sluneční záření dovnitř, avšak významně omezují únik dlouhovlnné tepelné radi-

ace ven. Oteplující vliv skleníku však souvisí též s tím, že jeho stěny brání zchlazování působenému v přírodě vnější ventilací. V současné době je průměrná teplota zemského povrchu v planetárním měřítku vyhodnocována jako blízka $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (288 K). Jednoduché výpočty však spolehlivě ukazují, že v případě neexistence skleníkového efektu, tj. absence zpětného záření atmosféry, by tato teplota byla nižší o přibližně 33 K , tj. dosahovala by asi $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ (255 K).

Ze složek zemské atmosféry se na vzniku skleníkového efektu zdaleka největší měrou podílí vodní pára, popř. též voda zkondenzovaná v oblacích. Menšinový, avšak zdaleka nikoli zanedbatelný podíl však přísluší oxidu uhličitému CO_2 . Ke kontinuálnímu růstu obsahu tohoto plynu v zemské atmosféře dochází po celou dobu průmyslové éry lidské civilizace. Je to způsobeno především rostoucí intenzitou nejružnějších spalovacích procesů (energetika, průmysl, doprava atd.). Pokud by tento trend pokračoval i v bezprostřední budoucnosti, lze se obávat zesílení skleníkového efektu a určitého oteplení zemského povrchu s velice závažnými důsledky. Obecně se to dnes označuje jako *problém globálního oteplení (oteplování)*.

Zemská atmosféra je však velice dynamickým systémem a každá změna v globálním rozložení teploty se pak nutně musí projevit změnami v atmosférické cirkulaci. Je zřejmé, že právě zmíněné globální oteplení by se mělo více projevit v polárních oblastech, a to především z důvodu zdejší nižší úrovně přirozeného energetického příkonu slunečního záření. Je velmi pravděpodobné, že s touto skutečností se setkáváme již dnes. Oteplení Arktidy a Antarktidy se evidentně projeví zmenšením rozsahu polárního zalednění a následným zvýšením hladiny světového oceánu s těžkými důsledky pro nízko položené pobřežní oblasti a ostrovy. Dojde však i ke snížení teplotního kontrastu mezi polárními a rovníkovými oblastmi, jenž je do značné míry odpovědný za současně převládající tzv. zonální typ atmosférické cirkulace, tj. za skutečnost, že převažující atmosférická cirkulace probíhá podél rovnoběžek. Důsledkem zmíněného globálního oteplení pak zřejmě bude podstatné zhoršení podmínek přenosu vláhly z oceánských do kontinentálních oblastí zemského povrchu a zintenzivnění tzv. meridionálních složek atmosférické cirkulace podmiňujících např. vpády arktického (antarktického) vzduchu do mírných zeměpisných šířek nebo naopak vysouvání se tropického vzduchu směrem k polárním oblastem. Evidentními důsledky by pak např. v řadě oblastí Země byl růst suchosti klimatu, mnohde sklon k větší variabilitě průběhu počasí a zřejmě i vzrůst četností výskytu extrémnějších počasí-

vých forem (anomální srážky, bouře, extrémně suchá období, jarní nebo podzimní mrazové epizody apod.).

Antropogenní příčiny zesílení skleníkového efektu zemské atmosféry a s tím související rizika tzv. globálního oteplení se však dnes neuvažují jen v souvislosti s růstem obsahu CO_2 v ovzduší. Obdobný, a z hlediska kvantitativního hodnocení důsledků zřejmě srovnatelný význam má celý soubor tzv. skleníkových (radiálně aktivních) plynů, jejichž emise se dnes dostávají z antropogenních příčin do vzduchu. V této souvislosti jde zejména o metan (CH_4), oxidy dusíku (především oxid dusný N_2O) nebo řadu dalších látek typu halogenovaných uhlovodíků. Mezi skleníkové plyny patří i ozon.

Našemu čtenáři je zřejmě známo, že zde stručně připomenutá problematika antropogenního, tzv. globálního oteplení je dnes považována za zcela zásadní problém na současném stupni civilizačního rozvoje lidské společnosti. Evidentně obsahuje podstatná a velmi znepokojující rizika, a to nejen pro člověka, ale doslova pro celý globální ekosystém Země.

Literatura

- [1] Kopáček, J., Bednář, J., Žák, M.: *Jak vzniká počasí*. Karolinum, Praha, 2020.
- [2] Bednář, J.: *Meteorologie: Úvod do studia dějů v zemské atmosféře*. Portál, Praha, 2003.

Fyzikální toulky: Křížem krážem republikou

Věra Koudelková, KDF MFF UK, Praha

Na webovém portálu matfyz.cz vycházel toto léto seriál o fyzikálních zajímavostech Čech, Moravy a Slezska. Se svolením autorky vám přinášíme jeden díl tohoto seriálu [1]. Nechte se jím inspirovat a těšte se fyzikou kolem vás!

Kde svisle není svisle

Přibližně 5 km jihozápadně od centra dnešní Karviné stojí nejmikmější stavba u nás. Kostel sv. Petra z Alkantary [2] byl postaven v roce 1736 na mírném vršku v centru tehdejšího města Karvinná, kde nahradil původní dřevěný kostel sv. Martina. Obrat v rozvoji původně nenápadné