

2. GLOBÁLNÍ ENERGETICKÁ BILANCE ZEMĚ

Elektromagnetické záření

- sluneční záření – elektromagnetické x korpuskulární (částicové)
- **elektromagnetické záření** – soubor záření různých vlnových délek vycházejícího od povrchu objektu
- **vlnová délka L** – vzdálenost od jednoho hřbetu vlny k sousednímu hřbetu; jednotka – μm (10^{-6} m) nebo nm (10^{-9} m)

Obr. 2.1/31 - Strahler, Strahler (1999)

Záření a teplota

- dva základní principy emise elektromagnetického záření:
 - a) nepřímý vztah mezi vlnovou délkou záření daného tělesa a jeho teplotou (Slunce – kratší vlnové délky, Země – větší vlnové délky)
 - b) teplejší tělesa vyzařují mnohem více než tělesa chladnější (závislost na čtvrté mocnině absolutní teploty – Stefan-Boltzmannův zákon)

Sluneční záření

- Slunce: jaderné reakce proton-protonového cyklu (přeměna vodíku na hélium) – povrchová teplota $6000\text{ }^{\circ}\text{C}$ – výkon Slunce $2,8 \cdot 10^{26}\text{ W}$ – rychlost elektromagnetického záření 300 tisíc $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ – 8 1/3 min. než dorazí na Zemi
- vzdálenější planety – méně energie od Slunce; Země – $1,7 \cdot 10^{17}\text{ W}$
- **spektrum elektromagnetického záření:**
 - a) ultrafialové záření – 0,2-0,4 μm – pohlceno téměř úplně plyny v atmosféře – škodlivé pro živé organismy
 - b) viditelné záření – 0,4-0,7 μm – světelná energie – barva závislá na vlnové délce (fialové, modrá, zelená, žlutá, oranžová, červená) – jen malá část pohlcována
 - c) krátkovlnné infračervené záření – 0,7-3 μm – lidské oko není na ně citlivé – snadno proniká atmosférou
- a) + b) + c) = **krátkovlnné záření**
- d) tepelné infračervené záření – $> 3\text{ }\mu\text{m}$ – vydáváno chladnějšími objekty – pociťováno jako teplo – označuje se jako **dlouhovlnné záření** (tepelné snímkování)

Obr. 2.2/32 - Strahler, Strahler (1999)

Charakteristiky slunečního záření

- různá intenzita vyzařování podle vlnové délky: ultrafialové – 9 %, viditelné – 41 %, krátkovlnné infračervené – 50 % (velmi málo energie pro $L > 2\text{ }\mu\text{m}$)
- intenzita slunečního záření je největší ve viditelné části spektra
- **solární konstanta** - celková intenzita elektromagnetického záření Slunce, dopadajícího na horní hranici atmosféry na jednotkovou plochu kolmou k paprskům při střední vzdálenosti Země-Slunce: $I_S = 1367\text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \pm 0,3\%$

Dlouhovlnné záření Země

- zemský povrch a atmosféra vyzařují méně energie o větších vlnových délkách (v porovnání se Sluncem)
- intenzita vyzařování má tři maxima pro $L = 5, 10$ a $20\text{ }\mu\text{m}$ – vlnové délky mezi tím pohlcovány hladně vodní párou a CO_2

Globální radiální bilance

- Země stále pohlcuje krátkovlnné sluneční záření a vydává dlouhovlnné záření – **radiální bilance**

- krátkovlnné záření je zčásti odraženo zpět do meziplanetárního prostoru (též oblaky, částicemi), zčásti pohlcováno v atmosféře a na aktivním povrchu (vzestup teploty)
- dlouhovlnné záření uniká do meziplanetárního prostoru (pokles teploty)
- dlouhodobě je příjem krátkovlnného záření vyrovnáván výdejem dlouhovlnného záření (zářivá rovnováha)

Insolace Země

- sluneční záření je proměnlivé v závislosti na čase a na místě na Zemi
- **insolace** – tok dopadající sluneční energie na exponovaný povrch pro sférickou Zemi bez atmosféry ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) – závisí na výšce Slunce (maximální pro Slunce v zenitu)
- výška Slunce závisí na zeměpisné šířce, části dne a části roku

Obr. 2.5/35 - Strahler, Strahler (1999)

Dráha Slunce na obloze

Obr. 2.6/35 – Strahler, Strahler (1999)

Denní insolace během roku

- denní insolace závisí na úhlu dopadu slunečních paprsků a době expozice (tedy na zeměpisné šířce a roční době)
- v pásmu mezi obratníky existují dvě maxima (na rovníku v době rovnodenností), která se od rovníku k obratníkům přibližují až splývají v jedno maximum
- mezi obratníky a polárními kruhy – maximum při letním slunovratu, minimum při zimním slunovratu
- mezi polárními kruhy a póly – minimum nulové postupně se rozšiřující na půl roku

Obr. 2.7/36 - Strahler, Strahler (1999)

Roční insolace podle zeměpisných šířek

- roční insolace plynule klesá od rovníku k pólu – na pólu asi 40 % hodnoty insolace na rovníku
- díky sklonu zemské osy je významná část insolace přerozdělena od rovníku k pólům a střídají se roční období

Obr. 2.1/31 - Strahler, Strahler (1999)

Světové šířkové zóny

- rovníkový pás (10° s.š. – 10° j.š.) – intenzivní insolace během roku, dny a noci téměř stejně dlouhé
- tropický pás (10 - 25° z.š.) – roční cyklus, velká roční insolace
- subtropický pás (25 - 35° z.š.)
- pás mírných šířek (35 - 55° z.š.) – velké rozdíly ve výšce Slunce a délce dnů a nocí mezi zimou a létem
- subarktický (subantarktický) pás (55 - 60° z.š.)
- arktický (antarktický) pás (60 - 75° z.š.) – velké rozdíly v délce dne a v insolaci
- polární pás (nad 75° z.š.) – dominuje vždy téměř půl roku polární den a polární noc

Obr. 2.9/37 - Strahler, Strahler (1999)

Složení atmosféry

- atmosféra (atmos – pára, sphaira – koule, obal) – plynný obal Země, tvořený zvláštní směsí plynů – **vzduchem**
 - hmotnost $5,157\cdot 10^{18}$ kg
 - rozložení hmotnosti: 50 % do 5-6 km, 90 % do 16 km, 99 % do 30 km
 - hlavní plynné složky atmosféry v suchém čistém vzduchu:
- a) **dušik** – N_2 – 78,084 % (objemový podíl) – 75,51 % (hmotnostní podíl) [inertní plyn, vulkanická činnost]

- b) **kyslík** – O_2 – 20,946 % - 23,01 % [dýchání, reaktivní plyn, pohlcování záření, ozon, fotosyntéza]
- c) **argon** – Ar – 0,934 % - 1,286 % [inertní plyn, rozpad ^{40}K]
- d) **stopové plyny**:
oxid uhličitý – CO_2 – pohlcování dlouhovlnného záření (oteplování atmosféry), spotřebováván při fotosyntéze
další stopové plyny: ozon, methan, neon, krypton, xenon, vodík, oxid dusný, hélium
- vlhký čistý vzduch:
vodní pára – max. do 4 % objemu (průměr 2,6 %) na úkor dalších plynných komponent, pokles s výškou, pohlcování dlouhovlnného záření
- **atmosférické aerosoly** – pevné a tekuté příměsi ve vzduchu

Ozon ve stratosféře

- ozon – zápachající plyn vznikající při elektrických vývojech v atmosféře (C. F. Schönbein – 1840)

Přirozená rovnováha ozonu v atmosféře

- stopový plyn, tvořený 3 atomárními kyslíky (O_3)
- 90 % ve stratosféře, asi 3/4 v 15-30 km – ozonosféra
- měření spektrofotometrem
- Dobsonovy jednotky (DU) – celkové množství O_3 ve vertikálním sloupci o základně 1 cm^2 (100 DU odpovídá při normálním tlaku a teplotě 298K vrstva O_3 o tloušťce 1 mm)
- geografické rozložení: růst koncentrací od minim v oblasti rovníku (cca 250 DU) k maximum na 60° z.š. (cca 400 DU), odtud pokles k pólům, koncentrace v Arktidě vyšší než v Antarktidě
- roční chod: maximum na jaře, minimum na podzim
- vznik a zánik O_3 – Chapmanova teorie:

Vznik:

- a) UV-záření o $L < 0,242\ \mu\text{m}$ – disociace kyslíku: $O_2 + h\nu \rightarrow 2O$
b) reakce atomárního a molekulárního kyslíku: $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$

Zánik:

- a) disociace O_3 zářením s $L < 1,2\ \mu\text{m}$: $O_3 + h\nu \rightarrow O + O_2$, popř. reakce O_3 s atomárním kyslíkem:
 $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$
b) katalytické reakce: $O_3 + X \rightarrow OX + O_2$
 $OX + O \rightarrow X + O_2$

katalyzátory: radikály dusíku NO_x (NO, NO_2) – 70 % v 15-35 km
radikály vodíku HO_x (HO, HO_2) – 70 % nad 50 km

Ozonová díra a její příčiny

- ozonová díra – drastický úbytek celkového ozonu, pozorovaný v Antarktidě v září-říjnu v porovnání s koncem 70. let
- halogenované uhlovodíky: lehké uhlovodíky (zejména methan CH_4 a ethan C_2H_6), v nichž vodík je nahrazen
- a) atomy fluoru F a chloru Cl (chlorofluoruhlovodíky – CFC – též freony
hydrochlorofluoruhlovodíky – HCFC)
- b) atomy bromu Br (bromované uhlovodíky, též halony)
- vlastnosti: plyny nebo lehce těkavé kapaliny – nehořlavost, nejedovatost, chemická netečnost, domnělá ekologická nezávadnost – prudký nárůst produkce
- použití: hnací plyny, chladiva, nadouvadla, čistící a odmašťovací prostředky, protipožární technika atd.
- mechanismus působení na O_3 :
- a) průnik z troposféry do stratosféry
- b) vůči O_3 inertní sloučeniny Cl (chlorovodík HCl, chlornitrát $ClONO_2$)

- c) v polární noci na částicích polárních stratosférických oblak (PSO) – aktivní formy (Cl_2 , HOCl)
PSO – polární vortex, teploty kolem $-80\text{ }^\circ\text{C}$
- d) časně zjara působením slunečního záření uvolňován aktivní Cl – katalytické reakce – zánik O_3
- pokles O_3 v Antarktidě větší než v Arktidě (nestabilní vortex, vznik PSO méně častý)

Obr. Vznik ozonové díry

Turbulentní a latentní tok tepla

- stýkají-li se dva objekty různé teploty, předává se teplo od teplejšího k chladnějšímu vedením
- neuspořádaný vertikální přenos tepla – **turbulentní tok tepla** (sensible heat transfer)
- teplo spotřebované či uvolňované při fázových změnách vodní páry – latentní teplo
- **latentní tok tepla** – přenos tepla od povrchu do atmosféry při výparu, uvolňování tepla na povrchu při kondenzaci nebo sublimaci

Globální energetická bilance

- tok energie mezi Sluncem a Zemí zahrnuje nejen záření, ale i ukládání a transport energie

Ztráty záření

- molekuly a částice ve vzduchu rozptylují sluneční záření všemi směry – **rozptýlené záření**
- část záření, která je rozptýlena zpět do prostoru, se označuje jako **difuzní odraz** (asi 5 % přicházejícího slunečního záření)
- **pohlcování záření** při průchodu atmosférou (asi 15 % přicházejícího záření)
- pohlcování záření se může měnit výrazně podle prostředí
- oblaka mohou odrážet 30-60 % přicházejícího záření a pohlcovat 5-20 %; v případě husté oblačné vrstvy může být při povrchu jen 10 % z dopadajícího záření

Obr. 2.11/42 - STRAHLER, STRAHLER (1999)

Albedo

- **albedo** – procentuální podíl odraženého záření vzhledem k celkovému dopadajícímu záření
- albedo určuje, jak rychle se povrch vystavený insolaci zahřívá
- např. albedo sněhu 45-85 % - odráží většinu záření, zahřívá se pomalu
- albedo Země měřené pomocí družic – 29-34 %

Zpětné záření atmosféry

- aktivní povrch vydává dlouhovlnné záření pouze do atmosféry, kde je pohlcováno CO_2 a vodní párou, ale i oblaky
- atmosféra vyzařuje do meziplanetárního prostoru a také k zemskému povrchu – **zpětné záření atmosféry**
- **skleníkový efekt atmosféry** – atmosféra je dobře propustná pro krátkovlnné záření, ale pohlcuje dlouhovlnné vyzařování zemského povrchu

Obr. 2.12/43 - Strahler, Strahler (1999)

Globální energetická bilance atmosféry a aktivního povrchu

Obr. 2.13/43 – Strahler, Strahler (1999)

Bilance krátkovlnného záření:

- albedo systému zemský povrch - atmosféra 31 %
- pohlcování v atmosféře 20 %
- pohlceno zemským povrchem 49 %

Bilance dlouhovlnného záření:

- vyzařování zemského povrchu 114 %, z čehož 102 % pohltí atmosféra a zbytek 12 % uniká do meziplanetárního prostoru (atmosférické okno)
- zpětné záření atmosféry 95 %

Zemský povrch:

- 49 (krátkovlnné) + 95 (dlouhovlnné) = 144 %, takže 144 (zisk) – 114 (ztráta) = zisk 30 %
- tento zisk se předává do atmosféry latentním tokem tepla (23 %) a turbulentním tokem tepla (7 %), takže ztráta zemského povrchu činí celkově 114 (dlouhovlnné) + 23 + 7 = 144 %

Atmosféra:

- ztráta: 57 % do meziplanetárního prostoru, 95 % k zemi jako zpětné záření atmosféry, tj. 152 %
- zisk: 102 (dlouhovlnné) + 20 (krátkovlnné pohlcené) + 23 (latentní tok) + 7 (turbulentní tok) = 152 %
- bez skleníkového efektu by byla Země chladným neobývatelným místem

Šířkový transport energie

- příjem a výdej energie pro Zemi v dalším časovém intervalu je vyrovnaný, což ale nemusí platit pro konkrétní místo nebo kratší časové úseky
- **radiační bilance** – difference mezi veškerým přijímaným a vyzařovaným zářením:
 - a) pozitivní – příjem záření větší než výdej (např. den)
 - b) negativní – výdej záření větší než příjem (např. noc)
- mezi 40° s.š. a 40° j.š. je v ročním průměru přebytek zářivé energie (kladná radiační bilance)
- ve vyšších šířkách než je 40° z.š. je negativní radiační bilance – deficit je vyrovnávám transportem energie z rovníkové a tropické zóny směrem k pólům dvěma způsoby:
 - a) přenos tepelné energie oceánskou cirkulací
 - b) přenos tepelné energie atmosférickou cirkulací (latentní teplo)

Obr. 2.14/45 – Strahler, Strahler (1999)

Antropogenní vlivy na energetickou bilanci

- energetická bilance je citlivá na řadu faktorů, ovlivňujících pohlcování a výdej energie
- růst CO_2 zvyšuje pohlcování dlouhovlnného záření v atmosféře – zesilování skleníkového efektu
- růst aerosolů ve vyšších vrstvách atmosféry zvyšuje rozptyl záření a tedy snižuje přívod krátkovlnného záření k povrchu
- větší obsah aerosolů v dolních vrstvách atmosféry zvyšuje pohlcování dlouhovlnného záření
- lidskou činností se mění charakter aktivního povrchu (vliv na albedo, pohlcování záření a na vyzařování)

Literatura:

Netopil, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. SPN, Praha. Kap. 2.2-2.3.2: s. 35-56.

Strahler, A., Strahler, A. (1999): Introducing Physical Geography. Wiley, New York. Kap. 2: The Earth's Global Energy Balance, s. 31-47.