

6. ZÁKLADY PŘEDPOVĚDI POČASÍ

7. ZÁKLADNÍ KLIMATOTVORNÉ FAKTORY

7.1 SOLÁRNÍ FAKTOR

- **sluneční činnost** – soubor různých jevů, vyskytujících se v některých obdobích a některých oblastech na Slunci, které ovlivňují tok elektromagnetického a korpuskulárního záření Slunce
- různé parametry vyjadřující sluneční činnost (např. sluneční protuberance, sluneční skvrny, chromosférické erupce, fákule)
- **sluneční skvrny** – chladnější místa ve sluneční fotosféře o teplotě kolem 4500 K, vznikající v oblastech zesíleného magnetického pole (místa zpomalení konvekce sluneční hmoty a tím i ochlazení)
- Wolfovo relativní číslo R:
$$R = k (10g + f)$$
 - k – konstanta závislá na použitém dalekohledu
 - g – počet jednotlivých skupin
 - f – počet skvrn na viditelné polokouli Slunce
- cykličnost hodnot Wolfových relativních čísel:
 - a) 11-letý cyklus Schwabeho
 - b) 22-letý cyklus Haleho
 - c) 80-90-letý cyklus Gleissbergův
 - d) 180-letý cyklus (pohyb Slunce kolem středu sluneční soustavy)
- změny solární konstanty v závislosti na sluneční aktivitě (během 11-letého cyklu cca o 0,1-0,2 %)
- s ohledem na hodnoty R a další proxy data charakterizující sluneční činnost (např. ^{14}C , ^{10}Be) lze rekonstruovat dlouhodobé změny v hodnotě solární konstanty a dávat je do souvislosti s rekonstruovanými teplotními řadami

7.2 VULKANICKÁ ČINNOST

- vulkanickou činností (zejména erupce) se dostává do ovzduší velké množství prachových a plynných příměsí
- doba setrvání částic je závislá na jejich velikosti
- erupce v troposféře jsou klimatologicky málo účinné – sedimentace částic gravitací a vymývání srážkami
- erupce ve stratosféře → rozšíření částic od místa erupce prouděním ve stratosféře – „prachový závoj“ → snížení propustnosti atmosféry → zvýšení albeda odrazem záření → redukce přiváděného krátkovlnného záření k povrchu → oteplení stratosféry (pohlcování záření částicemi aerosolu) → ochlazení přízemní vrstvy atmosféry
- dopady velkých vulkanických erupcí na počasí a klima:
 - a) redukce denního cyklu (začíná hned po erupci) – redukce krátkovlnného a dlouhovlnného záření – trvání 1-4 dny
 - b) pokles srážek v tropech (začíná 1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření, snížení výparu – trvání 3-6 měsíců

- c) letní ochlazení v tropech a subtropích severní polokoule (1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření – trvání 1-2 roky
- d) oteplení stratosféry (1-3 měsíce po erupci) – pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře – trvání 1-2 roky
- e) zimní oteplení na kontinentech severní polokoule (půl roku) - pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře, dynamika – 1-2 zimy
- f) globální ochlazování (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (1-3 roky)
- g) globální ochlazování po více erupcích (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (10-100 let)
- h) rozklad ozonu, zesílení UV-záření (1 den) – chemické reakce na částicích atmosférických aerosolů – 1-2 roky
- studium klimatologických účinků vulkanických erupcí – řady indexů vulkanické činnosti

7.3 INTERAKCE OCEÁN – ATMOSFÉRA

7.3.1 Hlavní oceánské procesy ovlivňující atmosféru

- výměna tepla, výpar, změny hustoty vody, stříh větru
- tyto procesy podmiňují rozvrstvení oceánu:
 - a) směšovací povrchová vrstva (mixed surface layer) – několik desítek metrů od 60° z.š. k pólům, 400 m na 40° z.š. a 100-200 m na rovníku
 - b) termoklinní vrstva, kde klesá teplota a roste hustota s hloubkou – stabilně zvrstvená, působí jako bariéra mezi teplejší povrchovou a chladnější hlubší vrstvou
 - c) hluboká vrstva (a deep layer) – studená a hustá voda – pohyb vody zde souvisí s kolísáním hustoty v důsledku rozdílů v salinitě a teplotě
- ve směšovací povrchové vrstvě je pohyb vody podmíněn působením větru – mořské proudy, povrchové víry
- **upwelling** – výstupný pohyb vody z větších hloubek (1-2 m/den)
- **hlubokooceánská cirkulace** – souvisí s povrchovými procesy (pokles studené a slané vody v severní části Atlantského oceánu a v oblasti Weddelova moře v Antarktidě jako kompenzace k upwellingu) – přenos vody mezi severním Atlantikem a severním Pacifikem 500-1000 let, celá globální cirkulace 1500 let
- změna v této cirkulaci může podmínit změny klimatu v měřítku století a tisíciletí
- pohlcování atmosférického CO₂ v oceánech
- anomálie povrchových teplot oceánů (SST – sea surface temperature) významně ovlivňují klima Evropy (např. NAO), Afriky a Jižní Ameriky

7.3.2 ENSO

- ENSO = El Niño – Southern Oscillation (Jižní Oscilace) – interval 2-7 roků:
 - a) **oceánská složka**
 - El Niño (Ježíšek) – každoroční rovníkový protiproud podél peruánského pobřeží k jihu v létě
 - **studená fáze ENSO (La Niña)**: teplé vody v západním Pacifiku, studené ve východním (Humboldtův proud + upwelling, výrazná pasátová cirkulace)

- **teplá fáze ENSO (El Niño):** teplá anomálie povrchových vod v Tichém oceánu šířící se od jihoamerického pobřeží na západ, která se spojí s teplou anomálií vznikající v oblasti datové hranice (zeslabení upwellingu a pasátové cirkulace)

b) atmosférická složka

- index Jižní oscilace (SOI) – rozdíl přízemního tlaku vzduchu mezi Tahiti ve Francouzské Polynésii a Darwinem v Austrálii – charakterizuje intenzitu pasátové cirkulace
- Walkerova cirkulace – charakterizuje cirkulaci podél rovníku ve vertikálním řezu
- studená fáze ENSO: intenzivní pasáty, cirkulační buňka s konvekcí nad Austrálií (srážky)
- teplá fáze ENSO: oslabení pasátů, přesun oblasti intenzivní konvekce nad střední část Tichého oceánu (Austrálie – subsidence vzduchu, sucho)
- dopady ENSO (např. teplota vzduchu, telekonekce, srážky a povodně, rybolov)

7.4 SLENÍKOVÝ JEV

- klima Země je závislé na rovnováze mezi pohlceným slunečním zářením a dlouhovlnným vyzařováním Země do meziplanetárního prostoru → v ročním a globálním průměru platí:

$$I_s (1 - \alpha_z) / 4 = \sigma T^4$$

I_s – solární konstanta

α_z – planetární albedo

4 – poměr plochy povrchu Země a plochy kruhu s poloměrem rovným poloměru Země

σ – Stefan-Boltzmannova konstanta

T – absolutní teplota

- pro současné hodnoty I_s a α_z je $T = 255 \text{ K}$ (-18 °C), ale průměrná teplota na Zemi je 288 K (15 °C)
- rozdíl obou teplot 33 °C je důsledkem skleníkového efektu atmosféry: atmosféra je poměrně dobře propustná pro krátkovlnné sluneční záření, ale pohlcuje část dlouhovlnného vyzařování zemského povrchu prostřednictvím tzv. skleníkových plynů (GHG)
- příspěvek jednotlivých plynů ke skleníkovému efektu: vodní pára $20,6 \text{ °C}$, oxid uhličitý $7,2 \text{ °C}$, ozon v troposféře $2,4 \text{ °C}$, oxid dusný $1,4 \text{ °C}$, methan $0,8 \text{ °C}$, ostatní plyny $0,6 \text{ °C}$
- díky antropogenní činnosti dochází k růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře → zesilování skleníkového efektu atmosféry
- hlavní antropogenní zdroje skleníkových plynů:

CO_2 – spalování fosilních paliv, výroba cementu, odlesňování, změny v land-use

CH_4 – pěstování rýže, chov skotu, spalování biomasy, těžba a přeprava uhlí a zemního plynu

N_2O – dusíkatá minerální hnojiva, spalování fosilních paliv a biomasy, doprava

O_3 v troposféře – oxidace uhlovodíků

7.5 ATMOSFÉRICKÉ AEROSOLY

- přirozené a antropogenní aerosoly
- **radiační působení antropogenních aerosolů (AA)** v porovnání se skleníkovými plyny:
 - a) kratší doba setrvávání částic AA v atmosféře
 - b) časově a prostorově nehomogenní působení AA
 - c) působení AA je největší v průběhu dne a v létě
 - d) AA závisí nelineárně na emisích a interagují s částicemi přirozených aerosolů
 - e) význam síranových aerosolů (hygroskopické)
- **přímé radiační působení AA:**
 - a) zpětný rozptyl a pohlcování krátkovlnného záření
 - b) obvykle malá absorpce dlouhovlnného záření
- **nepřímé radiační působení AA:**
 - a) vznik oblaků – role částic AA jako kondenzačních jader
 - b) životnost oblaků – vyšší počet částic snižuje velikost oblačných částic