

3. TEPLOTA VZDUCHU

- **teplota** – střední kinetická energie molekul tělesa (míra úrovně zjevného tepla v tělese)
- jestliže těleso přijímá tepelnou energii, jeho teplota roste
- povrch během dne dostává více krátkovlnného záření než ztrácí dlouhovlnným vyzařováním - jeho teplota roste; v noci, kdy tok krátkovlnného záření ustává, teplota klesá
- teplota tělesa se vedle pohlcování a vyzařování může měnit těmito procesy:
 - a) vedením – tok tepla mezi dvěma dotýkajícími se tělesy od teplejšího ke chladnějšímu (aktivní povrch – atmosféra)
 - b) výparem – změna skupenství vody z kapalného na plynné za pohlcování energie – pokles teploty vypařujícího povrchu
 - c) konvekcí – přenos tepla promícháváním při výstupném pohybu vzduchu

3.1 Měření teploty vzduchu

- teplotní **stupnice Celsiova** (°C) – bod mrazu 0 °C, bod varu 100 °C
- teplotní stupnice Fahrenheitova (°F) – bod mrazu 32 °F, bod varu 212 °F
- **teploměr** – přístroj pro měření teploty vzduchu (rtuť nebo líh v kapiláře reaguje na změnu teploty různým roztažením) v bílé žaluziové meteorologické budce ve výšce 2 m nad zemí, která brání přímému dopadu slunečních paprsků a umožňuje cirkulaci vzduchu kolem teploměru
- dnes kapalinové skleněné teploměry nahrazeny **odporovými teploměry** (termistory), které měří automaticky změny elektrického odporu s teplotou
- průměrná denní teplota vzduchu: $(t_{07} + t_{14} + 2t_{21})/4$, v řadě zemí ale průměr t_{\max} a t_{\min}
- z denních průměrných teplot se počítají průměrné měsíční teploty a z nich průměrné roční teploty

3.2 Denní chod teploty vzduchu

- denní změny radiační bilance (přes den pozitivní, v noci negativní) se projevují v denním chodu teploty vzduchu

3.2.1 Denní chod insolace a radiační bilance

- insolace → radiační bilance → teplota vzduchu

Obr. 3.3/53 – SS

3.2.2 Denní teplota

- **minimum teploty** asi půl hodiny po východu Slunce – důsledek ochlazování povrchu dlouhovlnným vyzařováním v období negativní radiační bilance
- po východu Slunce (kladná radiační bilance) výrazný vzestup teploty vzduchu do **maxima** mezi 13.-16. hodinou (promíchávání vzduchu a odvod tepla nahoru, jinak by při kladné bilanci měla teplota ještě dále vzrůstat)
- po maximum opět pokles teploty vzduchu k rannímu minimum (vzestupná část křivky kratší než sestupná)
- úroveň teploty a denní amplituda ovlivněny sezónně

3.2.3 Teplota při povrchu

- při povrchu je chod teploty extrémnější – povrch se slunečním zářením více zahřívá a více se ochlazuje dlouhovlnným vyzařováním než vzduch ve výšce 2 m nad zemí
- v noci aktivní povrch chladnější než podloží aktivního povrchu a teplota nad ním, ve dne naopak

Obr. 3.4/54 – SS

3.2.4 Kontrast teploty mezi městem a venkovskou krajinou

- charakter aktivního povrchu je měněn lidskou aktivitou, zvláště ve městech (zástavba, vozovky, chodníky aj.)
- venkovská krajina – vegetace – transpirace (výpar z povrchu rostlin) – odnímání tepla, povrch chladnější (výraznější ochlazující vliv v případě lesního porostu)
- půdní povrch je vlhčí, při výparu jeho ochlazování
- ve městě je srážková voda odváděna mimo město, povrch je sušší, insolací se otepluje povrch (teplota vyšší než v okolní venkovské krajině)
- stavební materiály ve městě pohlcují a uchovávají zářivou energii, v noci ji vyzařují (noční teploty vyšší než v okolní venkovské krajině)
- pohlcování tepla je posíleno několikerým odrazem záření mezi různými vertikálními povrchy ve městě

3.2.5 Tepelný ostrov města

- teplota ve městě je vyšší než v okolí (příčiny viz 3.2.4) – **tepelný ostrov města** – existuje během noci díky záření pohlcenému během dne
- odpadní teplo ve městě (topení aj.) – tepelný ostrov nejintenzivnější v zimě
- pouštní oblasti – evapotranspirace zavlažované vegetace ve městě může držet teplotu níže než v okolí

Obr. 3.6/56 – SS nebo něco lepšího na tepelný ostrov

3.3 Teplotní zvrstvení atmosféry

- teplota vzduchu klesá s výškou – pokles lze popsat **vertikálním teplotním gradientem** ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)
- vzduch se otepluje od aktivního povrchu, tedy čím je od povrchu dále, tím je chladnější
- průměrný vertikální teplotní gradient $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
- od určité úrovně ale průměrná teplota roste, což umožnilo rozlišit dvě části spodní atmosféry – troposféru a stratosféru

Obr. - Změna teploty s výškou v atmosféře

3.3.1 Troposféra

- nejnižší vrstva atmosféry, v níž teplota vzduchu klesá s výškou, aréna povětrnostních jevů (oblaka, bouřky atd.)
- **vodní pára** v troposféře ve významném množství: kondenzace – nízká oblaka, mlha; sublimace nebo usazování na ledových krystálcích – vysoká oblaka; zdroj vypadávání srážek; význam vodní páry pro skleníkový efekt
- **atmosférické aerosoly** – pevné a tekuté příměsi v troposféře:
 - a) přirozené aerosoly
 - kosmický prach ($1,4 \cdot 10^{10}$ kg ročně)
 - vulkanický prach (vulkanické erupce, vliv na intenzitu přímého záření)
 - kouřové částice (lesní a rašeliništní požáry)
 - částice z povrchu půdy a moře (zvednuty větrem – písečné a prachové bouře, vlnění)
 - aeroplankton (např. pyl, bakterie)
 - b) antropogenní aerosoly
 - (asi 10 %, toxické účinky, dálkový přenos, kondenzační jádra, rozložení s výškou; pevné a kapalné příměsi - sedimentace na povrchu, plynné příměsi – SO_2 , halogenované uhlovodíky aj.)
 - aerosoly jako **kondenzační jádra** (zárodky pro vznik oblaků a mlh)
 - aerosoly způsobují **aerosolový rozptyl** dopadajícího záření – největší pro delší vlnové délky viditelného záření (např. červená barva při západu a východu Slunce)
 - **tropopauza** – přechodná vrstva mezi troposférou a stratosférou (teplota se s výškou nemění – izotermie, nebo roste – inverze)

3.3.2 Stratosféra

- růst teploty vzduchu s výškou, hlavně v důsledku pohlcování slunečního záření ozonem
- sahá do výšky asi 50 km, slabá výměna vzduchu s troposférou – obsahuje málo vodní páry a aerosolů

3.3.3 Prostředí vysokých hor

- pokles hustoty vzduchu s výškou – řídký vzduch (menší počet molekul v jednotkovém objemu vzduchu)
- menší obsah vodní páry a CO_2 – větší pokles nočních teplot
- denní teploty vzduchu klesají s rostoucí výškou a mají větší denní amplitudu

Obr. 3.9/59 - SS

3.3.4 Teplotní inverze a mráz

- jasná noc, bezvětrí: povrch se ochlazuje dlouhodobým zářením → radiční bilance negativní → ochlazuje se vzduch při povrchu → intenzita ochlazení klesá s výškou → teplota vzduchu s výškou roste – **teplotní inverze**
- teplota při povrchu může v takovýchto případech klesnout pod nulu – **mráz** (killing frost) – ochrana: vrtule - promíchávání vzduchu, oteplování přízemní vrstvy spalováním paliv
- **přízemní inverze** – nejčastější v zimě nad povrchem se sněhovou pokrývkou, kdy se tvoří během několika dnů (výrazně vertikálně vyvinuty) nebo v průběhu noci jako slaběji vyvinuté noční inverze
- **advektivní inverze** – nasouvání teplejší vrstvy vzduchu nad chladnější povrch

3.4 Roční chod teploty vzduchu

3.4.1 Radiační bilance a teplota

- sklon zemské osy k rovině ekliptiky a oběh Země kolem Slunce podmiňují roční chod radiační bilance, který ovlivňuje roční cyklus teploty vzduchu

Obr. 3.12/60 - SS

3.4.2 Kontrast mezi pevninou a oceánem

- stanice při pobřeží v porovnání s vnitrozemím jsou chladnější v létě a teplejší v zimě a mají menší teplotní amplitudu (denní i roční)

Obr. 3.13/61

- vodní plochy se při stejné insolaci ohřívají a ochlazují pomaleji než povrch souše z následujících příčin:
 - a) sluneční záření proniká ve vodě do větší hloubky v porovnání se souší, kde dopadá na povrch
 - b) voda se ohřívá pomaleji než povrch souše (např. specifické teplo vody je asi pětkrát větší než u skalního povrchu)
 - c) promíchávání teplejší a chladnější vody v zahřívané vrstvě
 - d) větší výpar nad vodní plochou než nad souší, kde může při suchém povrchu i ustát

Obr. 3.14/62

- v denním chodu teploty vzduchu na stanicích s oceánským klimatem menší denní amplituda než u stanic s kontinentálním klimatem
- v ročním chodu dochází k opoždování extrémů (např. přesun minima z ledna na únor a maxima z července na srpen)

Obr. 3.16/63

3.5 Geografické rozložení teploty vzduchu

- rozložení teploty vzduchu ukazují **mapy izoterm** – tj. čar, spojujících místa se stejnou teplotou vzduchu
- mapy ukazují centra vysokých a nízkých teplot a teplotní gradient, tj. směr změny teploty vzduchu

3.5.1 Faktory ovlivňující rozložení teploty vzduchu

- **zeměpisná šířka** – s jejím růstem klesá průměrná roční insolace a tedy i teplota (pokles teploty od rovníku k pólům – při letním slunovratu dostává pól více sluneční energie než rovník)
- **oceanita a kontinentalita** – viz 3.4.2; vliv teplých a studených mořských proudů na pobřežní oblasti
- **nadmořská výška** – pokles teploty vzduchu s výškou

3.5.2 Rozložení teplot vzduchu v lednu a v červenci

Obr. 3.18/65

- a) **pokles teploty vzduchu od rovníku k pólům** – lépe vyjádřený na jižní polokouli, na severní komplikován rozložením pevnin
- b) **centra extrémně nízkých teplot v zimě na pevninách v subpolárních a polárních šířkách** – Sibiř kolem $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, severní Kanada kolem $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (velké albedo nad zasněženým povrchem), Grónsko kolem $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ledovcový štít)
- c) **malá změna teploty vzduchu v ekvatoriální oblasti mezi lednem a červencem** – insolace se výrazněji nemění v průběhu roku
- d) **velký severo-jihní posun izoterm mezi lednem a červencem nad kontinenty ve středních a subarktických šířkách** – pevnina: leden – posun k jihu, červenec – posun k severu (v důsledku rozdílného ohřívání a ochlazování pevnin a oceánů)
- e) **výše ležící polohy jsou vždy chladnější než nížiny v okolí**
- f) **zaledněné oblasti nebo oblasti se stálou sněhovou pokrývkou jsou vždy velmi chladné** – Antarktida a Grónsko: značná nadmořská výška, velké albedo

3.5.3 Roční amplituda teploty vzduchu

Obr. 3.20/68

- a) **roční teplotní amplituda roste se zeměpisnou šířkou**, hlavně na kontinentech severní polokoule (hlavně Asie a Severní Amerika, kontrast zimní a letní insolace)
- b) **největší roční teplotní amplituda v subarktické a arktické zóně Asie a Severní Ameriky** (letní insolace porovnatelná s rovníkem, zimní velmi nízká)

- c) **roční teplotní amplituda je poměrně vysoká v oblasti pouští** (Sahara, Kalahari, střední část Austrálie – suchý vzduch, malá oblačnost)
- d) **roční teplotní amplituda nad oceány je menší než nad pevninou v téže zeměpisné šířce** (kontrast pevnina – oceán)
- e) **roční teplotní amplituda je velmi malá nad oceány v tropické zóně** (méně než 3 °C – malé sezónní změny insolace)

3.6 Skleníkový efekt a globální oteplování

- v důsledku antropogenní činnosti růst koncentrací plynů, přispívajících k zesilování skleníkového efektu – tzv. **skleníkové plyny** (CO₂, metan CH₄, oxid dusný N₂O, ozon O₃, halogenované uhlovodíky)
- hlavní zdroj skleníkových plynů – spalování fosilních paliv

3.6.1 Kolísání teploty vzduchu

Dva obr. globální teplotní řady ze zprávy IPCC – normální řada a Mann

- globální teplotní řada (teploty vzduchu průměrované z velkého počtu stanic na Zemi) ukazuje vzestup teploty vzduchu na Zemi asi o 0,6 °C za 100 let – tzv. **globální oteplování**
- faktory ovlivňující kolísání globální teploty vzduchu na Zemi:
 - a) sluneční aktivita – změny solární konstanty (vzestup teploty)
 - b) vulkanická činnost – po erupcích ve stratosféře se vytváří vrstva aerosolů, které odrážejí dopadající záření – ochlazení při zemském povrchu
 - c) interakce oceán-atmosféra (výměna tepla v oceánech, ENSO – roky El Niña výrazněji teplejší)
 - d) zesilování skleníkového efektu (oteplování) – všeobecně považováno za hlavní faktor globálního oteplování

3.6.2 Budoucí scénáře

- Mezivládní panel pro klimatické změny (Intergovernmental Panel on Climate Change) při Světové meteorologické organizaci (World Meteorological Organisation)
- počítačové simulace změn teploty vzduchu na Zemi v důsledku růstu koncentrací skleníkových plynů pro různé scénáře – odhadovaný vzestup teploty od roku 1990 do roku 2100 v rozmezí 1,4-5,8 °C
- důsledky globálního oteplování: růst hladiny oceánů (tání ledovců, expanse vody – odhadovaný vzestup hladiny od roku 1990 do roku 2100 v rozmezí 10-80 cm), růst frekvence a intenzity extrémů (povodně, sucha, atd.)
- možné dopady globálního oteplování na různé oblasti lidské činnosti: klimatické scénáře a studium dopadů – tzv. impaktní studie

Dva obr. globální teplotní řady + hladina oceánů simulace ze zprávy IPCC

Literatura:

Netopil, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. SPN, Praha. Kap. 2.3.4: s. 57-65.

Strahler, A., Strahler, A. (1999): Introducing Physical Geography. Wiley, New York. Kap. 3: Air Temperature, s. 51-73.