

# METEOROLOGIE A KLIMATOLOGIE

**Meteorologie** je fyzikální věda o atmosféře a její stavbě, vlastnostech a v ní probíhajících procesech. Mezi hlavní úkoly meteorologie patří studium

- složení a stavby atmosféry,
- oběhu tepla a tepelného režimu atmosféry,
- oběhu vody včetně její interakce se zemským povrchem,
- všeobecné cirkulace atmosféry a místní cirkulace,
- elektrického pole atmosféry,
- optických a akustických jevů v atmosféře.

Meteorologové se zajímají o nižší části atmosféry (do výšky cca 35 km). Vyšší sféry atmosféry zkoumá aeronomie.

**Klimatologie** je fyzicko-geografická disciplína a je chápána jako nauka o podnebí, tj. dlouhodobém režimu atmosférických podmínek. Ty jsou typické pro určitá místa zemského povrchu.

V rámci meteorologie a klimatologie existují dva subsystémy - **atmosféra** a **aktivní povrch**. Meteorologie zkoumá vztahy mezi nimi, kdežto klimatologie zkoumá aktivní působení mezi oběma subsystémy.

Okamžitý stav atmosféry lze charakterizovat

- a. meteorologickými prvky**, tj. vlastnostmi, které lze fyzikálně měřit a jejich souhrn ukazuje stav počasí;
- b. meteorologickými jevy**, tj. takovým stavem atmosféry, který nelze měřit, ale lze jej kvalitativně posoudit (např. druhy oblaků, druhy srážek, optické a akustické jevy v atmosféře aj.).

Nezákladnějším meteorologickým prvkem je teplota vzduchu v zastíněném prostředí 2 m nad zemí. Druhým nejdůležitějším prvkem jsou srážky v mm ( $1 \text{ mm} = 1 \text{ l vody na } 1 \text{ m}^2$ ). Dalšími důležitými prvky jsou tlak a vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru, výpar, stupeň pokrytí oblohy oblaky, sluneční svit, přízemní teplota vzduchu, maximální teplota během dne, minimální teplota během noci aj.

V atmosféře nebo na zemském povrchu lze pozorovat zvláštní úkazy, tzv. **meteory** (meteorologické jevy), které podle charakteru dělíme na hydrometeory, litometeory, fotometeory a elektrometeory.

**Podnebí (klima)** je oproti variabilnímu počasí pojmem vyznačujícím se relativní stálostí. K podnebí ještě přistupují

- **klimatotvorné procesy** (příjem, přeměna a výdej energie, oběh vody) a
- **klimatotvorné faktory**, které lze rozdělit na
  - a. astronomické (mají svůj původ ve vlastnostech Země, jejím tvaru, sklonu zemské osy, složení atmosféry atp.),
  - b. geografické (např. rozložení oceánů a kontinentů, orografie, zemská tektonika a geologické procesy s ní spjaté, vlastnosti vegetačního krytu atd.)

- c. cirkulační (představují přenos a výměnu vzduchových hmot),
- d. antropogenní (představují jak úmyslné, tak neúmyslné zasahování a ovlivňování přirozeného stavu a rovnováhy atmosféry i zemského povrchu člověkem).

## HISTORIE A VÝVOJ METEOROLOGIE

První projevy meteorologie se projevily již v antickém Řecku (výraz “meteorologika” použil poprvé Platón ve 4. stol. př. Kr.). Další rozvoj zažila meteorologie v období renesance, která přinesla vynález teploměru a tlakoměru. Od této doby se meteorologie rozvíjí do dneška.

První stálé pozorování teploty vzduchu bylo započato r. 1664 v Paříži, avšak část musela být homogenizována. Nejstarší českou meteorologickou řadou je řada “klementinská”, která má svůj počátek v roce 1771, přerušovaná měření však probíhala již od roku 1752. Od roku 1816 vznikají v českých zemích hydrometeorologické stanice a ty pracují do dneška. V druhé polovině 19. stol. vznikla na našem území rozsáhlá síť srážkoměrných stanic, která je v současnosti redukována. Samostatná meteorologická služba vznikla bezprostředně se vznikem Československa (Státní ústav meteorologický, který sledoval počasí a zabezpečoval leteckou dopravu; Státní ústav bioklimatický, který poskytoval informace a služby pro zemědělství; Státní ústav hydrologický, který pozoroval srážky). Roku 1954 vznikl jednotný Hydrometeorologický ústav, který nese od roku 1968 jméno Český hydrometeorologický ústav. Sídlí v Praze - Komořanech a má tři odbory:

- meteorologie a klimatologie,
- hydrologie,
- ochrana čistoty ovzduší.

### WMO - Mezinárodní meteorologická organizace

Její úkolem je celosvětová koordinace sledování jevů a procesů v atmosféře a předávání informací jednotlivým státům. Českou meteorologickou organizací je Český hydrometeorologický ústav.

## ORGANIZACE METEOROLOGICKÉHO POZOROVÁNÍ V RÁMCI ČESKÉ REPUBLIKY

Meteorologické pozorování je realizováno sítí meteorologických stanic, které mají rozličné pozorovací úkony a dělí se na

### 1. pozemní - ty se dále dělí na

- synoptické - jsou nejdůležitější skupinou, jejich počet je mezi 30 až 40. Výsledky jejich měření jsou předávány do Prahy - Komořan a dále do celosvětové výměnné sítě (odesílány v 0, 6, 12 a 18 h světového času). Výsledky z těchto stanic se používají pro tvorbu meteorologických modelů.
- klimatologické - výsledky jejich měření se sestavují do měsíčních výkazů a ty se odvádí se do Prahy - Komořan. Výsledky charakterizují klima a získávají se v 7, 14 a 21 h našeho času. Průměrná teplota vzduchu se vypočte takto:  $T_d = (T_7 + T_{14} + 2T_{21})/4$ . Klimatologické stanice užívají narozdíl od stanic synoptických manuálních metod. Klimatických stanic je přibližně 270. Funkci klimatologických stanic plní i stanice synoptické. Data naměřená v klimatologických stanicích jsou odvedena do Prahy - Komořan, kde by měla být zpracovávána podle doporučení WMO (období 30 let).

- **srážkoměrné** - měří množství srážek či výšku sněhové pokrývky. Srážkoměrných stanic je kolem 600. Data naměřená v srážkoměrných stanicích jsou odvedena do Prahy - Komořan a měla by být stejně jako data z klimatologických stanic zpracovávána podle doporučení WMO.
2. **aerologické** - provádějí aerologická měření pomocí meteorologických sond vypouštěných balóny. Civilní aerologická stanice je v Praze - Libuši a vojenská v Prostějově. Sonda se dostane tak vysoko, dokud balón nepukne. Sonda se pak snese na padáku. Výška dosahu aerologických měření je 20 až 35 km. Aerologická měření se týkají troposféry a spodní stratosféry a k měření dochází jednou za 6 h. Aerologická měření přinášejí i informace o tlaku vzduchu a rychlosti a směru větru ve výšce.
  3. **radiolokační** - v České republice se nacházejí dva meteorologické radiolokátory (vrchol Praha v Brdech a Skalky v Dražanské vrchovině). Jejich dohlednost je omezena kružnicí o poloměru 256 km, avšak značný vliv má morfologie. Radiolokátory sledují oblačné pásmové pole a intenzivnější srážkové jevy.

## DRUŽICOVÁ METEOROLOGIE

Meteorologické **družice** dělíme na

- **geostacionární** - jsou na oběžné dráze shodné s rovinou rovníku ve vzdálenosti od Země 35 900 km. Pro evropsko-africký prostor se užívá družice Meteosat (EU). Dalšími družicemi jsou indická Insat, která sleduje střední Asii, japonská GMS, která sleduje Daleký východ, a americké GOES-E a GOES-W.
- **polární** - mají největší význam pro meteorologická pozorování a modelování. Polární družice obíhají po dráze podobné poledníkovému průmětu. Jejich oběžná dráha je ve vzdálenosti 800 až 900 km od zemského povrchu. Nejpoužívanějšími družicemi jsou americké družice řady NOAA. Polární družice zobrazí pouze kolem 1 milionu km<sup>2</sup> povrchu Země. Podávají informace o oblačných polích a teplotních poměrech na horní části atmosféry.

Družicové informace jsou přijímány a vyhodnocovány v Praze - Libuši.

## VZDUCH A ATMOSFÉRA

**Atmosféra** je plynná substance obepínající zemské těleso a tvořící přechod od zemského tělesa do meziplanetárního prostoru. Atmosféru členíme podle tří kritérií:

- **změny teploty vzduchu s výškou,**
- **elektrických vlastností vzduchu a**
- **z hlediska vlastnosti promíchávání vzduchu.**

### ZMĚNA TEPLoty VZDUCHU S VÝŠKOU

Změna teploty vzduchu s výškou souvisí s vydělováním jednotlivých **sfér** (troposféra, stratosféra, mezosféra, termosféra, exosféra), mezi nimiž jsou úzké přechodné pásy zvané pauzy (tropopauza, stratopauza, mezopauza, termopauza). Smysl ve vydělování sfér je v tom, že změna teploty vzduchu s výškou má pokaždé jiný charakter. Pokles teploty se zastavuje na

horní hranici troposféry. V horní stratosféře teplota vzduchu s výškou stoupá, v mezosféře klesá, v termosféře se nemění nebo stoupá a v exosféře klesá.

Nejvíce vzdušné složky je soustředěno v **troposféře** - zde je obsažena rozhodující část celkové vzduchové hmoty, a to celkově asi **4/5 vzduchu** (v nízkých zeměpisných šířkách, tj. na rovníku, je v troposféře obsaženo 90 % celkového vzduchu a v mírných a vysokých zeměpisných šířkách 75 % vzduchu). Rozložení vzduchové hmoty se mění vlivem otáčení Země, resp. vlivem rotačního zrychlení. **Výška troposféry** dosahuje na rovníku 16 až 18 km, nad póly 7 až 9 km. Ve středních zeměpisných šířkách je její průměrná výška 11 km. Výška troposféry je z hlediska času nestálá, její mezidenní proměnlivost může dosahovat až několika km, kromě toho se mění v závislosti na roční době a celkové povětrnostní situaci. Nestálost je dána existencí **4 hlavních vzduchových hmot** mezi rovníkem a zemským pólem:

- **ekvatoriální,**
- **tropická,**
- **polární (mírných šířek),**
- **arktická, resp. antarktická.**

Mezi těmito vzduchovými hmotami se vyskytují přechodné oblasti mající charakter nakloněné roviny. Tyto oblasti zveve **hlavní atmosférické fronty**, přičemž každá z nich má jiné vlastnosti a jinou výšku. Výška tropopauzy je v místě přechodu mezi dvěma vzduchovými hmotami tvořena dvěma body - směrem vertikálním teplota klesá, stagnuje, roste a opět klesá a stagnuje. Oblasti horní hranice troposféry jsou důležité z hlediska **tryskových proudění (jet-streamů)**, což jsou proudy, které jsou schopny obepnout celou Zemi. **Průměrná povrchová teplota** vzduchu je udávána jako + 15 °C, avšak průměrná teplota v rovníkových oblastech je + 26 až + 27 °C a na severním pólu – 23 °C. Na horní hranici troposféry je teplota nad rovníkem – 70 °C a nad severním pólem – 45 °C (v létě) až – 65 °C (v zimě). Tlak vzduchu na zemském povrchu je 1013,25 hPa (v 0 m n. m. a při 0 °C), na horní hranici troposféry dosahuje 1/5 (na pólech) až 1/7 (na rovníku) této hodnoty. Oblasti do výšky 1 až 2 km nad zemským povrchem zveve **planetární mezní vrstva**. V této části troposféry je patrný vliv tření pohybujícího se vzduchu o zemský povrch. V mezní vrstvě je vyvinuta **termická konvekce a termická turbulence**. Termická konvekce je výstupní pohyb teplého vzduchu ze spodních hladin vzhůru. Omezuje se buďto na výšku planetární mezní vrstvy nebo proniká do větších výšek. Termická turbulence je vířivé neuspořádané vzduchové proudění vázané planetární mezní vrstvou. Nad planetární mezní vrstvou jsou vlastnosti vzduchu určovány parametry Země. V planetární mezní vrstvě je soustředěno 50 % atmosférické vody. Přízemní vrstva troposféry neboli **Prandtlůva vrstva** dosahuje do výšky 80 až 100 m nad zemský povrch a je pro ni typické soustředění pravidelných nočních inverzí vzduchu při jasných nocích. Jde vlastně o spodní ochlazení vzduchu vlivem chladnutí zemského povrchu. Vlastnosti Prandtlovy vrstvy jsou definovány ovlivňováním vlastnostmi zemského povrchu. **Tropopauza** je přechodná vrstva mezi troposférou a stratosférou. V tropopauze se pokles teploty zastavuje a případně mění na vzestup.

**Stratosféra** je oblast atmosféry od horní hranice troposféry do **výšky 50 km**. Teplota se s výškou do 20 km nemění, od 22. až 25. km stoupá. Na horní hranici troposféry dosahuje hodnot 0 až + 15 °C. Spodní část stratosféry (mezi výškami 18 až 30 km) je charakterizována zvýšeným podílem **ozónu** (trojatomového kyslíku), a je někdy zvana ozónosféra. Ozón, který pohlcuje sluneční záření a silně se zahřívá, je příčinou vzestupu teploty s výškou. Obsah ozónu je zde nepatrný a byl-li by redukován na normální tlak 1013,25 hPa při teplotě 0 °C vytvářel by vrstvičku o tloušťce přibližně 3 mm. Stratosférický ozón je udáván v Dobsonových jednotkách (D. U.) a hodnota jeho redukované výšky odpovídá 300 D. U. Z toho vyplývá, že 1 D. U. odpovídá 0,01 mm ozónové vrstvy. Více ozónu se nachází v nízkých

zeměpisných šířkách. Ve spodní části stratosféry (ve výšce kolem 25 km) se můžeme v některých oblastech (např. Skandinávii) setkat s *perlet'ovými oblaky*, které mohou signalizovat přítomnost vodních par, kterých je jinak ve stratosféře minimální množství. Nad stratosférou se nachází *stratopauza* a odděluje ji od mezoféry.

**Mezoféra** se nachází mezi 50 až **80 km výšky**. V této části atmosféry teplota vzduchu s výškou klesá a v blízkosti horní hranice dosahuje ve vysokých zeměpisných šířkách hodnot – 80 až – 90 °C (v létě) a – 40 až – 50 °C (v zimě). V mezoféře, podobně jako ve stratosféře, dochází k intenzivním fotochemickým reakcím, kdy je spotřebovávána určitá část slunečního záření a dochází ke vzniku ozónu a elektrických částic. Stratosféra a mezoféra jsou někdy souhrnně zvány chromosféra. Pro mezoféru jsou typické noční *svítící oblaky* ve výškách kolem 70 km a ve vyšších zeměpisných šířkách. Tyto oblaky jsou možná spjaty se sopečným prachem z obrovských erupcí. Nad mezoférou je ve výšce 80 až 85 km *mezopauza*.

**Termosféra** se rozkládá od mezopauzy do **výšky 500 až 700 km**. Do výšek 200 až 300 km je pro ni charakteristický výrazný vertikální růst teploty, který dosahuje řádu stovek °C. Ve 100 km dosahuje teplota – 50 °C (v noci) až + 100 °C (ve dne) a ve 300 km dosahuje + 100 °C (v noci) až + 600 °C (ve dne). Jedná se však spíše o teplotu rychle se pohybující částic o malé hustotě. Nad termosférou se nachází *termopauza*.

Nejvyšší částí atmosféry Země je **exosféra**, která již tvoří přechod do volného meziplanetárního prostoru. Horní hranice exosféry se pohybuje mezi 2 000 až 40 000 km nad zemským povrchem. Obecně se horní hranice exosféry klade do prostoru, kde je hustota hmoty desetinásobná oproti hustotě meziplanetárního prostoru.

## ELEKTRICKÉ VLASTNOSTI VZDUCHU

Podle elektrických vlastností vzduchu atmosféru vertikálně členíme na neutrosféru a ionosféru. Hranice mezi nimi se nachází ve výšce 60 až 70 km nad zemským povrchem.

V **neutrosféře** jsou molekuly elektricky neutrální a nepůsobí odraz rádiových vln. Od ionosféry je oddělena *neutropauzou*.

**Ionosféra** je elektricky vodivá atmosférická vrstva a zasahuje do výšky až 500 km. Ionty tvoří v ionosféře až 3 % procenta vzduchové hmoty. Ionosféra je významná z hlediska přenosu rádiových vln a dále jako prostředí, ve kterém je *elektromagnetické pole Země*. Ve výškách od 80 km nad zemským povrchem se můžeme setkat s *polární září* (aurora borealis/australis), jejíž příčinou je vztahování korpuskulárního záření Slunce do magnetického pole Země a následné vyvolání světelného efektu. Polární záře se vyskytují především v období intenzivní sluneční činnosti, a to zvláště v severních a jižních polárních oblastech v okolí magnetických pólů. Aby vznikla polární záře, musí být v pořádku magnetické pole Země, jinak sluneční částice dorazí až k zemskému povrchu.

## VLASTNOSTI VZDUCHU Z HLEDISKA JEHO PROMÍCHÁVÁNÍ

**Homosféra** je část atmosféry Země, v níž se podstatně nemění objemové zastoupení plynů. Homosféra zasahuje do výšky kolem 90 km; nad ní se nachází **heterosféra**. V heterosféře vlivem disociačních procesů nabývají některé látky na významu (ubývají plyny těžší než vzduch), avšak toto neplatí pro kyslíko-dusíkový poměr. V heterosféře se setkáme s koncentrací specifických látek, jako např. sodíku, hélia či hydroxylových radikálů.

## SLOŽENÍ VZDUCHU

Vzduch je směsí plynů, kapalných i pevných částic (kapalné a pevné souhrnně zvány aerosoly), která vytváří atmosféru Země. Aerosoly jsou částečně původní (kosmický prach,

vulkanický prach, částice z požárů, látky z povrchu oceánu a povrchu půd, aeroplankton) a částečně antropogenní (zdrojem je průmysl a doprava).

### Složení atmosféry

Hlavními plyny v atmosféře jsou **dusík  $N_2$  (78,04 %)**, **kyslík  $O_2$  (20,95 %)**, **argon  $Ar$  (0,93 %)** a oxid uhličitý  $CO_2$  (r. 2003: 0,0376 %; r. 1968: 0,03 %; r. 1800: 0,026 %). Roční nárůst  $CO_2$  je 0,00016 % (1,6 ppm). Ostatními plyny zastoupenými v atmosféře jsou neon  $Ne$  (0,0018 %), hélium  $He$  (0,0005 %), metan  $CH_4$  (0,0002 %), krypton  $Kr$  (0,0001 %), vodík  $H_2$  aj.

Poznámka: Pro látky zastoupené v malém množství užíváme jednotky ppm, přičemž 1 ppm = 0,0001 %; 100 % = 1 000 000 ppm.

## VODNÍ PÁRA V ATMOSFÉŘE I.

Vodní pára je v atmosféře obsažena ve velmi proměnlivém množství; u zemského povrchu v průměru od 0 do 3 % objemu (v reálu 0,2 až 2,5 %). Obsah vodní páry je významně ovlivňován teplotou. Největší hodnoty obsahu vodní páry nalezneme v oblastech podél rovníku a nejnižší naopak v polárních oblastech (hlavně v Antarktidě).

Vodní pára přechází do atmosféry **výparem**, který dále dělíme na **evaporaci** (výpar odehrávající se v anorganickém prostředí; fyzikální výpar) a **transpiraci** (výpar odehrávající v organickém prostředí, fyziologický výpar). Celkový výpar zveřejníme **evapotranspirace**. V přírodě je však obtížné výpar měřit, a proto pro potřeby měření nahrazujeme výpar **výparností**, což je výpar za ideálních podmínek (na zemském povrchu je dostatek vody, která se může vypařovat) a simuluje podmínky výparu nad volnou vodní hladinou. V hydrologii je výpar zván "klimatologická výparnost". V různých podnebných pásích je odlišný poměr evaporace a transpirace. Směrem od pólů k rovníku narůstá podíl transpirace s výjimkou horkých oblastí podél obratníků. V našich zeměpisných šířkách převažuje transpirace nad evaporací.

Z fyzikálního hlediska jsou vodní molekuly v pohybu a některé v tak velkém, že dokáží překonat povrchové napětí a vstoupit do atmosféry. Převažují-li molekuly, které přecházejí z vody do atmosféry, dochází k **výparu**. Opakem výparu je **kondenzace**, kdy přechází voda ze skupenství plynného do skupenství kapalného. Je-li mezi tokem výparu a tokem kondenzace rovnováha, jedná se o stav **nasycení**. Nasycení je charakterizováno maximálním možným množstvím vodních par ve vzduchu. **Podmínky, za nichž je vzduch nasycen** vodními parami:

- **teplota vzduchu  $T$**  - se vzrůstající teplotou geometricky roste maximální možné množství vody obsažené ve vzduchu;
- **tlak vzduchu  $p$**  - s klesajícím tlakem vzduchu stoupá maximální možné množství vody obsažené ve vzduchu;
- **skupenství** (stav vody, z níž k výparu dochází) - v okolí ledového povrchu je maximální možné množství vody ve vzduchu menší než v okolí kapalné vodní hladiny);
- **zakřivení povrchu vodní hladiny** - s růstem poloměru zakřivení klesá množství vody obsažené ve vzduchu (např. velká vodní kapka - analogie ledu; malá kapka - analogie kapalné vodní hladiny);
- **obsah rozpuštěných solí** - se zvyšujícím se obsahem solí, klesá maximální možné množství vody obsažené ve vzduchu;
- **elektrický náboj vodního prostředí** - se zvyšujícím se obsahem elektrických nábojů, klesá maximální možné množství vody obsažené ve vzduchu.

## VLHKOST VZDUCHU A JEJÍ ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKY

**Tlak (napětí) vodní páry**  $e$  vyjadřuje dílčí (parciální) tlak vodní páry ve směsi se suchým vzduchem. Je-li vzduch vodními parami nasycený, nahrazujeme  $e$  **tlakem vodních par při nasycení**  $E$ . Obě veličiny se udávají v **hPa**. Tlak vodních par v okolí vody v pevném skupenství je odlišný od tlaku vodních par v okolí kapalné vody.

**Poměrná (relativní) vlhkost vzduchu**  $r$  vyjadřuje poměr skutečného tlaku vodní páry  $e$  k maximálně možnému tlaku nasycení  $E$  při dané teplotě.  $r$  vyjadřuje stupeň nasycení vzduchu vodní párou.  $r = e/E * 100 \%$

Při 100%  $r$  je dosaženo stavu nasycení.

**Sytostní doplněk**  $d$  vyjadřuje rozdíl mezi tlakem nasycení a skutečným tlakem vodní páry. Udává kolik vodní páry chybí, aby se vzduch stal nasyceným.  $d$  udáváme v hPa.  $d = E - e$

**Absolutní vlhkost vzduchu**  $a$  udává hmotnost vodní páry obsažené v jednotce objemu vzduchu neboli hustotu vodní páry. Udává se v  $g * m^{-3}$   $a = 1,22e$

**Měrná (specifická) vlhkost vzduchu**  $s$  udává hmotnost vodní páry obsažené v jednotce hmotnosti vlhkého vzduchu.  $s$  je bezrozměrná veličina a je stálá v měnícím se tlakovém, teplotním a hustotním prostředí. Při vertikálním pohybu vzduchu se  $s$  nemění.

**Teplota rosného bodu**  $\tau$  je teplota, při níž se vzduch následkem ochlazování stane nasyceným ( $r$  dosáhne 100 %), aniž mu byla dodána vodní pára zvnějšku. Při poklesu teploty pod  $\tau$  obvykle dochází ke kondenzaci vodní páry obsažené ve vzduchu a následnému poklesu  $\tau$ . Při  $r$  menší než 100 % je  $\tau$  vždy nižší než teplota vzduchu. Např. teplota vzduchu při ochlazování je 20 °C a tlak vodní páry je 24 hPa.  $\tau$  je 15 °C a tlak vodní páry 18 hPa.  $r$  je  $18/24 * 100$ , tedy 75 %.  $r$  se stále zvyšuje, a to až do teploty 15 °C, kdy je dosaženo stavu nasycení ( $r = 100 \%$ ) a začíná se tvořit rosa nebo mlha. Teplota vzduchu klesne až na 10 °C a tlak na 12 hPa. Na stejnou teplotu klesne i  $\tau$ . 6 hPa se “ztratí”, vytvoří se z nich rosa nebo mlha.

Poznámka: Celá proměnlivost atmosférického počasí je založena na různém množství vody při teplotních, tlakových a hustotních situacích.

Vodní pára je vysoce radiačně aktivní plyn mající vysoký význam při procesech pohlcování záření a vydávání vlastního záření. Fázové změny skupenství, které se odehrávají na zemském povrchu, jsou spojeny s toky tepla spotřebovaného při výparu a jsou důležité pro výměnu energie mezi zemským povrchem a atmosférou.

### Závislost tlaku vodních par na teplotě

$t$ (°C)	- 40	- 30	- 20	- 10	$\theta$	+ 10	+ 20	+ 30
$E$ voda (hPa)	0,19	0,5	1,3	2,9	<b>6,1</b>	12,3	23,4	42,4
$E$ led (hPa)	0,13	0,38	1,03	2,6	<b>6,1</b>	–	–	–

Poznámky: V atmosféře se voda v pevném stavu vyskytuje až při teplotách nižších než – 12 °C.

Kapalná voda se může v atmosféře vyskytovat do teploty – 40 °C.

Z tabulky vyplývá, že se stoupající teplotou roste tlak vodních par při nasycení.

### Bergoron-Findeisenova teorie srážek

Jestliže se blízko sebe nachází kapalná vodní částice a ledová částice, tak v kapalně vodní částici dojde ke stavu přesycení a začne se vypařovat do ledové částice. Ledová částice desublimuje (přechod od plynu v pevnou látku), zvětšuje se, přejímá vodní páry z kapalně vodní částice. Ledová částice se nakonec tak zvětší, až ji neudrží výstupné proudy a začne padat k zemi. Tento jev je zván **difusní přenos**. Částice může při pádu k zemi nabalovat jiné částice a růst, ale nemusí nakonec na zemský povrch dopadnout, neboť dosáhne takové velikosti, kdy se rozpadne. Proces nabalování zveme **koagulace**. Všechny srážky mají v zárodečné části pevné skupenství s výjimkou oblastí nízkých šírek a mírných šírek v létě.

## KONDENZACE VODNÍ PÁRY V OBLACÍCH

1. Ze zemského povrchu je prostřednictvím výparu dodáno do atmosféry mnoho vodní páry. Jakmile se atmosféra nasytí, dojde ke kondenzaci vodních par.
2. Od zemského povrchu díky oteplování slunečními paprsky se vzduch ohřívá a vystupuje vzhůru. S rostoucím stoupáním však dojde k chladnutí par až k úrovni stavu nasycení a jejich kondenzaci. Vzniknou oblaky.

Aby ke kondenzaci vodních par došlo, je nutná přítomnost **kondenzačních jader**, kterých je ve vzduchu dostatek. Kondenzační jádra jsou aerosolové částice v atmosféře, které mají vhodné fyzikální vlastnosti k tomu, aby se staly centry kondenzace vodní páry a napomáhaly přechodu vody z fáze plynné do fáze kapalně. Tím pádem kondenzační jádra napomáhají vzniku zárodečných vodních kapek. Kondenzační jádra mají rozměry od  $10^{-8}$  do  $10^{-5}$ . Kondenzační jádra jsou tvořena drobnými **krystalky mořských solí**, jež se do atmosféry dostávají následkem vypařování vodních kapek odstříkujících z mořské pěny. Částice větší jak  $10^{-6}$  zveme obří kondenzační jádra. Obří kondenzační jádra jsou tvořena antropogenními exhaláty, prachem či většími částicemi solí. Pro přechod obřích jader do atmosféry je nutné jejich uvolnění vyvinutím intenzivní termické konvekce. Při termické konvekci se od ohřátého zemského povrchu ohřeje vzduchová částice, které se říká vzduchový valounek, a ta získá schopnost odtrhnout částici země a výstupným pohybem ji odnést. Takováto termická konvekce je možná jen v tropech a v létě v mírném pásu.

### Rozdíl zakřivení vodní hladiny vůči rovné hladině kondenzačních jader

Rozměr kondenzačního jádra	$10^{-5}$	$10^{-6}$	$10^{-7}$
Rozdíl zakřivení	1,012	1,13	3,39

Mezi malou a velkou vodní kapkou je tlak vodních par nasycen, ale malá kapka je bohatší vodou. Voda v malé kapce je v přesyceném stavu a vypařuje se do velké kapky a ta se tím pádem zvětšuje. Jedná se o analogii ledové a vodní částice (viz Bergeron-Findeisenova teorie srážek). Při nahromadění větších kapek (příp. ledových krystalků) dojde ke vzniku oblaků. Z toho vyplývá, že kapky mohou padat i z malých nebo smíšených oblaků.

S přibývajícím koncentrací soli se snižuje tlak nasycení, z toho plyne, že výpar z hladiny oceánu je menší než výpar suchozemských hladin.



V prostředí znečištěné městské atmosféry je obsah solí v kapkách větší než v mimoměstské krajině. Ve znečištěném prostředí může dojít k zažehnutí kondenzace dříve, než dojde k nasycení vodních par.

Ke kondenzaci dochází dříve než je dosaženo 100 % poměrné vlhkosti vzduchu  $r$ . Na venkově ke kondenzaci dochází při  $r = 98$  až  $99$  % a v městě při  $r = 96$  %. Se snižující se teplotou je kondenzát mnohem slanější a stačí již  $r = 85$  % k zažehnutí kondenzace.

## STAVOVÁ ROVNICE PLYNŮ A JEJÍ VYUŽITÍ V METEOROLOGII

Vzduch je takřka ideálním plynem, ve kterém platí základní fyzikální pravidla. Základními charakteristikami fyzikálního stavu plynů jsou tlak  $p$ , teplota  $T$  a hustota  $\rho$ . **Stavová rovnice plynů** má tvar

$$pV = RT ,$$

přičemž  $R$  je plynová konstanta a  $V$  objem. Objem je vlastně převrácená hodnota hustoty, tj.  $V = \rho^{-1}$ . Plynová konstanta závisí na povaze plynu a činí  $287 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ .

Stavovou rovnici lze přepsat **Clapeyronovým vzorcem**

$$p/\rho = RT \text{ nebo } p = \rho RT .$$

### TLAK VZDUCHU

Tlak vzduchu  $p$  je síla působící v daném místě atmosféry kolmo na libovolně orientovanou jednotkovou plochu a vyvolaná tíhou vzduchového sloupce sahajícího od hladiny, ve které se tlak zjišťuje až k horní hranici atmosféry. Tlak vzduchu vyjadřujeme v **hPa**, případně v barech (ba) či torrech.  $1 \text{ torr} = 1 \text{ mm rtuťového sloupce}$

$$1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb}$$

$$1 \text{ hPa} = 4/3 \text{ torr}$$

$$1 \text{ torr} = 3/4 \text{ hPa}$$

**Průměrný tlak na Zemi při mořské hladině a  $0^\circ\text{C}$  je  $1\,013,25 \text{ hPa}$ , resp.  $760 \text{ torr}$ .** Tlak vzduchu se mění v závislosti na teplotě a nadmořské výšce.

Největší tlak vzduchu činil  $1083,8 \text{ hPa}$  a byl naměřen v prosinci 1968 na západní Sibiři (konkrétně stanice Agata) v centru asijské tlakové výše. Naopak nízký tlak vzduchu je spojen s oceány v okolí polárních kruhů (cirkumpolární oblasti). Zde se jedná o islandské či aleutské tlakové níže na severu ( $925 \text{ hPa}$ ) a cirkumpolární oceán obklopující antarktické pobřeží na jihu ( $923 \text{ hPa}$ ). V tropických podmínkách je nízký tlak vzduchu spjat s centrálními částmi tropických níží a může klesat i pod  $900 \text{ hPa}$ . Absolutně nejnižší tlak, a to  $870 \text{ hPa}$ , byl naměřen roku 1979 v centru cyklony Tip, která zpusťovala pobřeží Bengálského zálivu. Tlakové níže mohou mít teoreticky nejnižší hodnotu až  $600 \text{ hPa}$ , přičemž takovéto propady tlaku jsou typické pro centra tornád. Ničivá síla tornád je spojena s přechodem mezi tlakem vzduchu v centru tornáda a tlakem vzduchu uvnitř budovy. Budova má pak tendenci explodovat zevnitř.

Tlak vzduchu při standardních podmínkách a při  $0^\circ\text{C}$  v úrovni mořské hladiny je  $1\,000 \text{ hPa}$ .

Ve výšce 5 km je 538 hPa (tj. přibližně polovina), v 10 km 262 hPa (tj. čtvrtina), v 15 km 120 hPa (tj. osmina) a ve 20 km 56 hPa (dvacetina).

Oblasti s převládajícím vysokým tlakem vzduchu jsou teplými částmi troposféry a naopak oblasti s převládajícím nízkým tlakem vzduchu jsou studenými částmi troposféry.

## TEPLOTA VZDUCHU

Teplota vzduchu nám udává tepelný stav ovzduší. Teplotu udáváme ve °C (značka teploty  $t$ ) či kelvinech **K** (značka teploty  $T$ ).

$$0 \text{ K} = -273,18 \text{ °C} (\pm 0,03)$$

Ve Spojených státech a některých zemích Commonwealthu se teplota udává ve stupních Fahrenheita °F.

$$1 \text{ °C} = 1,8 \text{ °F} \quad 0 \text{ °C} = 32 \text{ °F} \quad 100 \text{ °C} = 212 \text{ °F}$$

Převod Fahrenheitu na °C:  $t \text{ (°F)} = 1,8 * t \text{ (°C)} + 32$

Teplota v °C se pohybuje v rozmezí přibližně od  $-90 \text{ °C}$  do  $+60 \text{ °C}$ . Průměrná povrchová teplota Země je  $+15 \text{ °C}$ . V České republice se interval teploty vzduchu pohybuje mezi  $-42 \text{ °C}$  a  $+40 \text{ °C}$ .

**Teplotní kontinentalita** je založena na roční amplitudě (rozpětí) teplot, typické pro určité prostředí. Porovnáme-li roční amplitudu daného místa s průměrnou amplitudou pro danou zeměpisnou šířku, můžeme srovnávat jednotlivá místa na Zemi z hlediska kontinentality. Jestliže je rozdíl mezi amplitudami větší než 1, má oblast kontinentálnější rysy, naopak je-li rozdíl menší než 1, tak má oblast rysy málo kontinentální.

Nejvyšší teplota na Zemi byla naměřena roku 1922 v Libyi (Azízijsko), a to  $+58 \text{ °C}$ . Stejně hodnoty dosáhla teplota naměřená roku 1933 v mexickém San Luis Potosí.

Poznámka: Co se týče globálního oteplování, zvyšuje se teplota chladných částí roku, maximální teplota se nezvyšuje.

Teplota nad  $+50 \text{ °C}$  může nastat v suchých teplých oblastech podél obratníků, tj. na severní polokouli na pomezí Spojených států a Mexika, na Arabském poloostrově, středním východě, v jižním Pákistánu a indickém státě Rádžasthán. Hodnotě  $+50 \text{ °C}$  se blíží již Pyrenejského poloostrova. Na jižní polokouli, která má oceáničtější podnebí, může teplota vyšplhat nad  $+50 \text{ °C}$  v centrální Austrálii, v pouštních a polopouštních oblastech jižní Afriky a v jihoamerickém Gran Chaco (severní Argentina, západní Paraguay, jižní Bolívie).

Teplotní minima nalezneme v Antarktidě. Absolutně nejnižší teploty se hlavně vyskytují v oblasti Sovětské plošiny ve Východní Antarktidě, a to  $-89,2 \text{ °C}$  (stanice Vostok, naměřeno r. 1983).

Poznámka: Dokud bude Antarktis na jižním pólu, budou se na Zemi střídát glaciály a interglaciály.

Na severní polokouli jsou nejchladnější subpolární oblasti Asie a Severní Ameriky. Nejnižší teploty se zde pohybují mezi  $-70 \text{ °C}$  až  $-78 \text{ °C}$  (Ojmjakon v Jakutské republice; Fort Good Hope v Kanadě). V Grónsku a Kanadě teplota klesá většinou jen k  $-67 \text{ °C}$ . Na severním pólu teplotní extrémy přesahují jen  $-50 \text{ °C}$ .

Změna teploty vzduchu s výškou osciluje v širokých mezích. Pro teplotní rozdíly v troposféře nám stačí užít **vertikální teplotní gradient**  $\Gamma = 0,6 \text{ °C} * 100 \text{ m}^{-1}$ .

## HUSTOTA VZDUCHU

Hustota vzduchu je podíl hmotnosti vzduchu a objemu, který vzduch zaujímá. Vodní pára má nižší hustotu než suchý vzduch, a proto hustota vodních par  $\rho_w = 0,623\rho$ . Z toho vyplývá, že hustota vzduchu se liší v závislosti na obsahu vodní páry. Hustota suchého vzduchu je při 1 013,25 hPa a 0 °C  $1\,293\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ . Čím více vodní páry je ve vzduchu, tím nižší je jeho hustota. Např. suchý vzduch při 1 000 hPa a 0 °C má hustotu  $\rho = 1\,276\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ , nasycený vlhký vzduch (při  $E = 6,1\text{ hPa}$ ) má  $\rho = 1\,273\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ .

**Virtuální teplota** je teplota suchého vzduchu, který by měl stejnou hustotu a stejný tlak jako vzduch s daným obsahem vodní páry.

S teplotou se nám zvětšuje rozdíl hustoty mezi suchým a vlhkým vzduchem.

Jak teplota a vlhkost stoupají, tak se vzduch stává lehčí vůči suchému vzduchu.

**Hustota vzduchu je přímo závislá na tlaku vzduchu a nepřímo na jeho teplotě.** Vystupujeme-li do výšky, klesá v důsledku poklesu tlaku vzduchu i jeho hustota. Současně klesá i teplota vzduchu. Hustota vzduchu s výškou však klesá značně pomaleji než jeho teplota a tlak.

**Homogenní atmosféra** je modelová atmosféra, kde je hustota vzduchu s výškou konstantní. Výška této modelové atmosféry je přibližně 8 km.

## ZÁKLADNÍ ROVNICE STABILITY (STATIKY) ATMOSFÉRY

Při jejím výpočtu vycházíme z nekonečně malého **jednotkového vzduchu**. Tento jednotkový vzduch je ze všech stran ovlivňován tlakem a působí na něj gravitační síla (tíhové zrychlení  $g$ ). Tato rovnice vyjadřuje závislost tlaku vzduchu  $p$  na vertikální souřadnici  $z$ . Jednotkový vzduch zůstává ve stejné poloze, a proto součet všech na něj působících sil je roven nule. Na spodní hranici  $z_0$  jednotkového vzduchu je tlak  $p$  a na horní hranici  $z_1$  tlak  $-(p + \partial p)$ , přičemž  $\partial p$  vyjadřuje kladnou změnu tlaku vzduchu. Rozdílem  $z_1$  a  $z_0$  dostaneme  $\partial z$ .

$$-(p + \partial p) + p - g\rho\partial z = 0$$

Po úpravě dostaneme tvar

$$\begin{aligned} \partial p &= -g\rho\partial z, \text{ který lze upravit na} \\ -1/\rho * \partial p/\partial z - g &= 0 \end{aligned}$$

Kladné změně tlaku vzduchu  $\partial p$  odpovídá záporná změna gravitační síly. Vzduch nemá v atmosféře tendenci ani stoupat, ani klesat.

$\partial p/\partial z$  je **vertikální barický (tlakový) gradient**, který vyjadřuje změnu tlaku vzduchu na jednotku vzdálenosti.  $\partial p/\partial z$  udáváme v  $\text{hPa} \cdot 100\text{ m}^{-1}$ . Při standardních podmínkách má  $\partial p/\partial z$  hodnotu  $12,5\text{ hPa} \cdot 100\text{ m}^{-1}$ .

$-1/\rho * \partial p/\partial z$  ze základní rovnice stability atmosféry vyjadřuje sílu vertikálního barického (tlakového) gradientu. Tato síla uděluje jednotkové hmotě zrychlení směrem nahoru.

Převrátíme-li hodnotu barického gradientu, dostaneme **vertikální barický stupeň**  $h = -\partial z/\partial p$ , což je vertikální vzdálenost odpovídající poklesu tlaku vzduchu o jednotkovou hodnotu. Při hladině moře má  $h$  hodnotu  $8\text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1}$  (tj. každých 8 m klesne tlak vzduchu o 1 hPa). Ze základní rovnice stability atmosféry lze  $h = -\partial z/\partial p$  vyjádřit jako

$$\partial p = -g\rho\partial z$$

$$-\partial z/\partial p = 1/g\rho$$

Ze stavové rovnice plynů si uvědomíme tvar  $\rho$ , který je  $\rho = p/RT$ , a dosadíme jej do upravené rovnice stability atmosféry. Dostaneme pak výsledný tvar

$$h = RT/pg$$

Se snižujícím se tlakem roste hodnota  $h$ , a to tak, že pokud je při standardních podmínkách  $h = 8 \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1}$ , tak v 5 km je hodnota  $h$  dvojnásobná, tedy  $h = 16 \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1}$ . S klesající teplotou, klesá hodnota  $h$ , a to tak, že každý 1 °C teploty je charakterizován 0,4 % hodnoty  $h$ . Z těchto závislostí plyne, že se tlak vzduchu ve stejných výškách v teplém nebo studeném vzduchu odlišuje. Proto jsou teplé oblasti v atmosféře ve větších výškách oblastmi vysokého tlaku a studené oblasti místy nízkého tlaku vzduchu.

Integrální tvar základní rovnice stability (statiky) atmosféry - **barometrická formule výšky**. Po úpravách a integraci základní rovnice dostaneme tvar

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{\partial p}{p} = - \frac{g}{RT_m} \int_{z_1}^{z_2} \partial z$$

a po matematických úpravách výsledný tvar

$$p_2 = p_1 \cdot e^{-g/RT_m \cdot (z_2 - z_1)},$$

kde  $p_1, p_2$  je zjištěný tlak vzduchu v první a druhé výškové hladině,  $z_1, z_2$  výšková hladina a  $T_m$  střední teplota vzduchu mezi  $z_1, z_2$  (průměrná hodnota teplotního rozdílu v troposféře).  $T_m$  je v rovnici proto, že narozdíl od tlaku nelze změnu teploty s výškou vyjádřit.  $T_m$  tak nahrazuje  $T$ .

Cílem barometrické formule je sledování změn tlaku vzduchu a střední závislosti na střední teplotě mezi určitými výškovými hladinami. Pomocí barometrické formule se redukuje zjištěné tlakové údaje na hladinu moře.

**Barometrická nivelace** je stanovení výškového rozdílu dvou míst pomocí barometrické formule (musím znát jejich teplotu a tlak).

## ADIABATICKÉ PROCESY V ATMOSFÉŘE

Základem adiabatického děje je předpoklad, že v důsledku platnosti stavové rovnice se teplota může měnit v závislosti na změně tlaku a hustoty, a to bez závislosti předávání energie mezi vzduchovou částicí a prostředím. V atmosféře se podmínky pro fungování adiabatických procesů odehrávají tehdy, předpokládáme-li, že vzduchové částice jsou z určitých důvodů donuceny k vzestupu či poklesu. V reálu tento jev nastane při působení termické konvekce (vzduchové valounky), při pohybech na frontálním rozhraní mezi studeným a teplým vzduchem (teplá fronta je charakterizována jako nakloněné rozhraní) nebo když vzduchové částice překonávají hradbu hor. Probíhají-li ji tyto procesy dostatečně rychle, tak se již adiabatickým nerovnají, mohou se jim pouze blížit.

Poznámky: Jestliže se částice přesune vzhůru, tj. do oblasti s nižším tlakem, rozepne se a její teplota klesne. Naopak klesne-li částice, tj. dostane se do oblasti s vyšším tlakem, smrští se a zvýší se její teplota.

Intenzita adiabatického ochlazení je mnohem vyšší než intenzita ochlazování při změně tlaku s výškou.

Při adiabatických procesech existuje rozdíl mezi vzduchem, který nemá nasycené vodní páry, a vzduchem s nasycenými vodními parami. Ve vzduchu, který nemá nasycené vodní páry, nedochází k fázovým přeměnám a hovoříme o **suchoadiabatickém procesu**. Jestliže však dochází k pohybu vzduchu, který má nasycené vodní páry, hovoříme o **vlhkoadiabatickém procesu**.

Pro **suchoadiabatické procesy** platí podmínky charakterizované stavovou rovnicí plynů. Změny u suchoadiabatických procesů vyjadřuje Poissonova rovnice

$$T_2/T_1 = (p_2/p_1)^{AR/C_P},$$

kde  $A$  je termický ekvivalent práce,  $R$  plynová konstanta,  $C_P$  specifické teplo při stálém tlaku. Celý exponent se rovná 0,288. Výsledkem rovnice je, že změna teploty na 100 m výšky je u suchoadiabatického procesu konstantní. Tuto změnu popisujeme suchoadiabatickým gradientem  $\gamma = 0,976 \text{ }^\circ\text{C (či K) * 100 m}^{-1}$ . V praxi  $\gamma$  zaokrouhlujeme na celý stupeň.

**Vlhkoadiabatické procesy** se odehrávají v podmínkách, kdy jsou vodní páry nasycené. Při výstupných pohybech vlhkého vzduchu, dochází ke kondenzaci vodní páry a uvolňuje se velké množství skupenského tepla. Skupenské teplo je spojené s přechodem mezi plynným a kapalným skupenstvím, resp. mezi plynným a pevným. Pro vznik 1 kg vody procesem kondenzace se musí uvolnit energie 2 550 J pro přechod plyn - kapalina, resp. 2 870 J v případě desublimace. Částice, která se při výstupu ochlazuje adiabaticky s procesem kondenzace či desublimace, se ochlazuje pomaleji než suchý vzduch.

Vlhkoadiabatický gradient  $\gamma' \leq \gamma$ . Při  $-40 \text{ }^\circ\text{C}$  se  $\gamma'$  skoro rovná  $\gamma$ , avšak se vzrůstající teplotou se  $\gamma$  vzdaluje.

Pro matematické úlohy je střední hodnota obou adiabatických gradientů rovna  $0,65 \text{ }^\circ\text{C * 100 m}^{-1}$ .

Adiabatické procesy jsou pro vzduch vratné, pokud nenastaly srážky. Při horkých dnech vlivem termické konvekce vzniknou bouřková oblaka a dojde ke srážkám. Vzduch, který se pak vrátí k zemskému povrchu má jinou teplotu.

Pokud vzduch přetéká horské překážky, tak jeho vlastnosti v místě výstupu a místě poklesu nejsou shodné. V takových případech hovoříme o pseudoadiabatickém procesu. Viz obrázek.

*Vlož Pseudoadiabatické\_procesy.jpg*

Poznámka: Důsledky pseudoadiabatických efektů jsou patrné i v České republice, a to např. v pásmu mezi Horažďovicemi a Českými Budějovicemi, v Poohří či v severním podhůří Jeseníku. Teplota těchto oblastí je o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  vyšší než v místech, kde přechod vzduchu přes překážky není příznivý (resp. pseudoadiabatické procesy nejsou příznivé).

V souvislosti s adiabatickými procesy užívají meteorologové pojem **potenciální teplota vzduchu**. Tu lze vyjádřit vzorcem

$$\Theta = T_0 + \gamma z,$$

kde  $z$  je stometrový rozdíl výšky. Potenciální teplota  $\Theta$  označuje teplotu, jakou by měla částice suchého vzduchu, kdybychom ji adiabaticky přivedli do tlakové hladiny 1 000 hPa. Pomocí  $\Theta$  můžeme porovnávat energetické potenciály různých vzduchových hmot v různých výškách.

Poznámka: V meteorologických grafech se objevuje linie adiabata, která udává změnu teploty odpovídající příslušnému adiabatickému procesu ochlazování.

Adiabatické procesy mají vliv na vznik a vývoj kupovité oblačnosti, dalším jejich významem je předávání tepla mezi zemským povrchem a atmosférou.

Z hlediska stavu okamžitých jevů v atmosféře, které charakterizujeme pomocí  $\gamma$ ,  $\gamma'$  můžeme vyvodit závěry týkající se **stability** či **lability atmosféry**. V zásadě vycházíme z porovnání 3 gradientů, a to  $\Gamma$ ,  $\gamma$ ,  $\gamma'$ . Z hlediska různých vzduchových hmot se nám mění  $\Gamma$ , avšak oba adiabatické gradienty jsou stálé. Nechť platí že:

- $\Gamma > \gamma \geq \gamma'$ , tj. vertikální teplotní gradient je nadadiabatický  
Na počátku výstupu má částice stejnou teplotu jako okolní atmosféra, avšak při výstupu je k okolní atmosféře teplejší. Sestupující částice je naopak těžší než okolní atmosféra. Takový stav zveme **absolutní labilita atmosféry**. Z hlediska znečištění ovzduší jsou tyto situace charakterizovány příznivými hodnotami. Labilita je charakteristická pro jaro a léto.
- $\gamma \geq \gamma' > \Gamma$   
Stoupající částice je při výstupu chladnější než okolní vzduch. Naopak klesající částice je v porovnání s okolní atmosférou teplejší.  
Teplota v okolní atmosféře s výškou ubývá pomaleji, než je suchoadiabatické či vlhkoadiabatické ochlazování stoupajícího vzduchu. Směrem vertikálním se teplota vzduchu nemění nebo dokonce stoupá. V takových případech hovoříme o **absolutní stabilitě atmosféry**. Krajními případy tohoto stavu jsou teplotní inverze, kdy teplota atmosféry s výškou roste, nebo izotermie, kdy teplota atmosféry se s výškou nemění.  
Při stabilitě atmosféry se oblačnost nevyvíjí a při zemi se vytváří zvrstvená nízká oblačnost. Jak se vzduch nepromíchává, je stabilita charakterizována zvýšeným znečištěním vzduchu.
- $\gamma > \Gamma > \gamma'$   
Takovéto zvrstvení atmosféry je stabilní pro suchý (nenasycený) vzduch a labilní pro vlhký (nasycený) vzduch. Jedná se o tzv. **vlhkolabilní zvrstvení**, které je středním stavem a je nejčastější. Vlhkolabilní zvrstvení je typické pro atmosférické vrstvy, kde se tvoří oblaky. Z hlediska znečištění hovoříme o zhoršených podmínkách.
- $\Gamma = \gamma$ , resp.  $\Gamma = \gamma'$   
Zvláštní typy vlhkolabilního zvrstvení. Jde o stavy **neurčitěho (indiferentního) zvrstvení**. Vzduch se pohybuje pouze tehdy, když má příčinu.

## ZÁŘENÍ V ATMOSFÉŘE

Každé těleso ve vesmíru, jehož teplota je větší jak 0 K, má schopnost vydávat elektromagnetickou radiaci (záření). Vztah mezi teplotou tělesa a vydané elmg. radiace je upraven mnoha rovnicemi:

1. **Vlnová délka záření je nepřímo úměrná teplotě vyzařujícího tělesa**, tj. čím vyšší je teplota, tím kratší vlnovou délku má vydaná radiace.
2. **Intenzita vydané radiace je nepřímo úměrná vzdálenosti vyzařujícího tělesa**.
3. **Intenzita záření je přímo úměrná teplotě vyzařujícího tělesa**.

Hlavním zdrojem radiace na Zemi je **Slunce**, přičemž jde o radiaci **krátkovlnnou**. **Země** také vydává vlastní radiaci, ale **dlohovlnnou**.

## SLUNEČNÍ RADIACE

Sluneční záření rozdělujeme na dva druhy:

- **elektromagnetické** (světlo a teplo) a
- **korpuskulární** (přicházející částice hmoty).

Z hlediska intenzity je **korpuskulární záření** o 7 stupňů nižší než elmg. a nemá valný význam, neboť je zachycováno v ionosféře a odváděno do oblastí kolem magnetických pólů. Korpuskulární záření je nebezpečné pouze tehdy, je-li geomagnetické pole Země oslabené nebo probíhají-li na Slunci erupce a navíc je narušené geomagnetické pole. Je-li slunečních částic vydáno více a geomagnetické pole Země je stabilní, můžeme tyto částice vidět ve formě polárních září.

**Elmg. záření** Slunce je z 99 % realizováno ve vlnových délkách kratších než 4  $\mu\text{m}$ . Z hlediska formy můžeme rozlišit hlavní kategorie slunečního záření podle toho, jak se s průchodem atmosférou mění a jak dopadají na zemský povrch (viz tabulka).

Vzhledem k vzdálenosti, kterou musí sluneční záření urazit ( $149,6 * 10^6$  km), považujeme sluneční paprsky za rovnoběžné.

**Jednotková intenzita** říká, kolik dopadá slunečních paprsků na jednotkovou plochu, která je kolmá k jejich dráze. **Solární (sluneční) konstanta**  $I_S$  udává celkové množství zářivé energie Slunce v celém spektru (ve všech jeho vlnových délkách) dopadající na horní hranici atmosféry Země za jednotku času a na jednotku plochy.  $I_S = 1\,353,732 \text{ W} * \text{m}^{-2}$ . V posledních desetiletích se ukazuje, že hodnota  $I_S$  se odchyluje z neznámých příčin o  $\pm 2 \%$ . Podle několika teorií je kolísání  $I_S$  závislé na množství kosmického prachu v různých částech oběžné dráhy Země, a to tak, že je-li méně částic v prostoru  $I_S$  klesá a naopak.

Země však obíhá po eliptické dráze, z čehož vyplývá, že příjem sluneční energie se mění v závislosti na vzdálenosti Země - Slunce, a proto zavádíme **aktuální solární konstantu**  $I_R$ , kterou lze vyjádřit vztahem

$$I_R = I_S * (r_m/r)^2 ,$$

přičemž  $(r_m/r)^2$  je funkce okamžité vzdálenosti Země - Slunce, kde  $r_m$  je střední a  $r$  aktuální vzdálenost Země - Slunce.  $I_R$  se v závislosti na  $r$  může odchýlovat až o  $\pm 3,5 \%$  (podle toho, zdali je Země v perihelu či afelu).

Z tohoto údaje lze vyvodit, že zimy jsou na severní polokouli teplejší a kratší oproti jižní polokouli.

Dopadají-li paprsky kolmo, např. k rovníku, tak v závislosti na zeměpisné šířce odpovídá jednotkové ploše **plocha horizontální**. Horizontální plocha je vlastně průmět jednotkové plochy k dráze slunečních paprsků. Množství slunečních paprsků dopadající na horizontální plochu zveme **insolace**  $I_h$ , pro kterou platí

$$I_h = I_S * \sinh \quad \text{nebo} \quad I_h = I_S * \cos z ,$$

přičemž  $\sinh$  resp.  $\cos z = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos t$  .  $\sinh$  udává proměnlivost výšky Slunce nad obzorem  $h$  (resp. proměnlivost úhlu zenitové vzdálenosti  $z$ ) během jednotlivých částí roku.  $h$  (resp.  $z$ ) je závislá na zeměpisné šířce  $\varphi$ , deklinaci  $\delta$  Slunce a hodinovém úhlu  $t$ . Rovnici můžeme navíc doplnit o funkci okamžité vzdálenosti Země - Slunce a dostaneme:

$$I_h = I_S * (r_m/r)^2 * \sinh \quad \text{nebo} \quad I_h = I_S * (r_m/r)^2 * \cos z .$$

**Insolaci** na horní hranici atmosféry označujeme jako **extraterestrální**  $I_{ex}$ .

$$I_{ex} = I_S * (r_m/r)^2 * (\sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos t) = I_h$$

Pomocí  $I_{ex}$  definujeme terestrální klima, jež je na horní hranici atmosféry a mění se změnou vzdálenosti Země - Slunce. Hodnoty  $I_{ex}$  lze vyjádřit pro jakékoli místo na zemi a zjistit její roční chod.

Sluneční záření zaznamenává **při průchodu atmosférou 3 změny** projevující se ztrátou jeho intenzity či změnou fyzikálních vlastností. Jedná se o

- **ohyb (refrakci),**
- **rozptyl (difúzi),**
- **pohlcování (absorpci).**

#### **Ohyb (refrakce)**

Dochází ke změně směru paprsků přímého slunečního záření. Paprsky mají tendenci lámat se ke kolmici (normále), jež ohraničuje obě prostředí. Tyto změny však neplatí pro zenit. Pomocí ohybu můžeme vnímat Slunce nad obzorem tehdy, když ještě nevyšlo.

#### **Rozptyl (difúze)**

Jeho prostřednictvím vzniká vedle přímého slunečního záření záření rozptýlené (difúzní). Rozptyl je umožněn molekulami plynů obsažených ve vzduchu a jemnými aerosoly. Podle toto rozlišujeme rozptyl

- **molekulární a**
- **aerosolový (částicový).**

**Molekulový rozptyl** nezasahuje rovnoměrně všechny délky slunečního záření. Postihuje více záření kratších vlnových délek. Podstatu molekulárního rozptylu definuje Rayleighův zákon:

$$i_\lambda = (C/\lambda^4) * I_\lambda ,$$

kde  $I_\lambda$  je intenzita přímého záření s vlnovou délkou  $\lambda$ ,  $i_\lambda$  intenzita rozptýleného záření se stejnou vlnovou délkou a  $C$  koeficient.



Důsledkem je, že záření o krátkých vlnových délkách je mnohem více rozptylováno, než záření delších vlnových délek. Z toho vyplývá, že jsou více rozptylovány modré a fialové barvy než červené a oranžové. Při jasné obloze se nám tedy jeví její barva modřejší, čím více je vzduch suchý a čistý. Naopak v místech řidšího vzduchu, kde intenzita rozptylu nedosahuje takových hodnot, se obloha jeví šedá až černá.

Pro *aerosolový rozptyl* platí

$$i_{\lambda} = (\beta/\lambda^{\varepsilon}) * I_{\lambda} ,$$

kde  $\beta$  je koeficient vyjadřující množství aerosolových částic a  $\varepsilon$  exponent závislý na rozměru rozptylujících částic. Hodnota  $\varepsilon$  se pohybuje v intervalu mezi 0 až 4, přičemž čím větší částice způsobují rozptyl, tím je  $\varepsilon$  menší.  $\varepsilon = 0$  při rozměrech částic 1,2  $\mu\text{m}$ . Pro tyto a větší částice je celé spektrum difúzně rozptýleno, tj. nedojde k selekci záření. Např. z kondenzovaná voda není schopna rozptylovat světlo selektivně, celé spektrum se v ní odráží, a proto se nám oblaka či mlha jeví bíle.

Jak velká část záření je v atmosféře *rozptylována*, závisí na mnoha faktorech.

- na *dráze slunečních paprsků* procházejících atmosférou. V závislosti na  $z$  se nám zvyšuje podíl rozptýleného (difúzního) záření. Rozptýleného záření je více ráno a odpoledne a ve vyšších zeměpisných šířkách.
- *množství částic ve vzduchu* (vody a produktů její kondenzace). Se stoupajícím obsahem vody či znečišťujících látek, stoupá intenzita rozptylu a tím pádem je větší podíl rozptýleného záření z celkového záření. Produktů kondenzace vody je nejvíce v rovníkových oblastech a mírných zeměpisných šířkách. V České republice je více záření rozptylováno v létě.

Celkové záření Slunce neboli *globální záření* je tvořeno zářením přímým a rozptýleným, přičemž podíl rozptýleného záření je různý pro různé oblasti. V rovníkových oblastech tvoří rozptýlené záření 45 % záření globálního, směrem k obratníkům klesá podíl rozptýleného záření na 25 % a od obratníků k pólům stoupá. Mezi 50° a 60° sev. š. dosahuje podíl rozptýleného záření 50 % záření globálního. V Arktidě je podíl rozptýleného záření 50 %, zatímco v Antarktidě pouze kolem 25 %.

Maximální roční úhrny globálního záření jsou 2 300 až 2 600  $\text{kWh} * \text{m}^{-2}$ . Tyto hodnoty jsou typické pro místa s výrazným podílem slunečního svitu, odpovídají pouštnímu pásu podél obratníků. Směrem od obratníků k tropům je celkový úhrn globálního záření 1 700  $\text{kWh} * \text{m}^{-2}$ . Od obratníků k mírném pásu celkový úhrn globálního záření rovněž klesá. V Arktidě dosahuje 700  $\text{kWh} * \text{m}^{-2}$  a v Antarktidě 1 200  $\text{kWh} * \text{m}^{-2}$ .

### **Pohlcování (absorpce)**

Atmosféra spotřebovává záření zejména pro disociaci plynů ve stratosféře. Část záření je pak dále spotřebována pro účely troposféry. Absorpce záření celkově dosahuje pouze asi 15 %. Nejznámější je absorpce slunečního záření stratosférou, kdy je spotřebována radiace v ultrafialové části spektra. Vedle ozónu  $\text{O}_3$  se na spotřebě slunečního záření podílejí kyslík  $\text{O}_2$ , vodní pára a oxidy dusíku.

Díky absorpci a rozptylu dochází k celkovému **zeslabování (extinkci)** slunečního záření v atmosféře. Intenzitu záření po průchodu jednotlivými vrstvami atmosféry vypočítáme:

$$I_Z = I_R * p^m ,$$

přičemž  $p$  je celkový koeficient propustnosti atmosféry a vypočítá se  $p = e^{-a}$ , kde  $a$  je koeficient extinkce.  $p$  dosahuje v čisté atmosféře hodnot kolem 0,9, v reálu se pohybuje mezi 0,5 až 0,9. Kromě toho je  $p$  ovlivňován vlhkostí (maximální je v zimě, minimální v létě).  $m$  je optická vzduchová hmota, tj. jednotkový sloup vzduchu, kterým musí sluneční paprsky procházet.  $m = 1/\cos z$

Tento vzorec lze aplikovat i na insolaci, dostaneme tedy

$$I_h = I_S * (r_m/r)^2 * p^m * \sin h \text{ nebo } I_h = I_S * (r_m/r)^2 * p^m * \cos z$$

Sluneční záření je zeslabováno  $h$  Slunce, přičemž čím je Slunce méně nad obzorem (resp. čím větší je  $z$ ), tím je záření zeslabováno více. Dále je zeslabováno propustností atmosféry; menší propustnost má atmosféra v létě, kdy je v ní více vody a naopak větší v zimě, kdy je v ní vody méně. V ideální atmosféře je  $p = 0,9$ , tj. dojde k 10% zeslabení slunečního záření oproti podmínkám na horní hranici atmosféry. V reálné situaci je hodnota záření zeslabena až o 50 % ( $p = 0,5$ ).

Zeslabení slunečního záření v atmosféře vyjadřuje **zákalový faktor**  $\tau$ .

$$\tau = a/A ,$$

kde  $a$  je koeficient extinkce v reálné atmosféře a  $A$  koeficient extinkce v ideální atmosféře.  $\tau$  dosahuje hodnot 1 až 6, z čehož vyplývá, že zeslabení může být jedno- až šestinásobné. Při  $\tau = 1$  je zeslabení stejné jako v ideální atmosféře (odpovídá  $p = 0,9$ ) a naopak při  $\tau = 6$  se v atmosféře ztratí 50 % záření ( $p = 0,5$ ). V našich podmínkách se  $\tau$  pohybuje v intervalu 2 až 6. U slunečního záření, které dopadá na zemský povrch, dochází díky rozptylu k rozkladu jeho chemických vlastností. Globální záření, které dopadá k zemskému povrchu, je od něj z části odraženo a proniká atmosférou pryč do kosmu. Odraz charakterizujeme pojmem **albedo**, což je schopnost zemského povrchu odrážet paprsky. Albedo je vlastně **poměr odraženého záření k množství záření dopadlého na zemský povrch**. Albedo většinou vyjadřujeme v procentech. Schopnost odrážet záření je dána barvou, vlhkostí a drsností zemského povrchu. Albedo není pro všechny vlnové délky stejné, pro délky menší než 0,08  $\mu\text{m}$  hodnota albeda stoupá, naopak pro vlnové délky větší než 0,08  $\mu\text{m}$  prudce klesá.

Největší odrazivost má bílá barva, přičemž čím je barva tmavší, tím menší je její odrazivost. Největší albedo má Antarktida, a to 93 %, následována grónskými ledovci - 70 až 85 %. Alpské ledovce mají albedo pouze 40 až 50 %. V běžných podmínkách je albedo čerstvého sněhu 70 %, naopak firn (starý sníh) má albedo pouze 20 %. Mezi nejhůře odrazivé vodní plochy patří vodní nádrže.

Odráživost je dána úhlem dopadu slunečních paprsků, tj.  $h$  Slunce. Ráno a večer je albedo větší než v poledne. Je-li Slunce  $50^\circ$  nad horizontem, od vodní hladiny se odráží pouze 2 % záření, při  $h = 15^\circ$  je to již 21 %, při  $h = 7,5^\circ$  45 % a při  $h = 2,5^\circ$  dokonce 75 %. Pro vlhký povrch je typická menší odrazivost než pro suchý povrch. Povrch porostlý má menší albedo než povrch bez vegetace.

## Sluneční spektrum

Vlnová délka $\lambda$	Druh	Podíl %	Poznámka
0,20 až 0,40	UV	7	ultrafialová část
0,20 až 0,28	UV-C	0,4	nejškodlivější, neprochází atmosférou
0,28 až 0,32	UV-B	1,2	škodlivé, jeho intenzita je nepřímo úměrná s ozónovou vrstvou v atmosféře
0,32 až 0,40	UV-A	5,4	pochází z rozptýleného záření
0,40 až 0,76	VS	46	viditelné světlo
0,40 až 0,52	V-A	18	modré až zelené
0,52 až 0,62	V-B	15	zelené až červené
0,62 až 0,76	V-C	13	červené
0,76 až 24,00	IČ	47	infračervená část
0,76 až 1,40	IČ-A	32	blízké infračervené
1,40 až 3,00	IČ-B	13	střední infračervené
3,00 až 24,00	IČ-C	2	vzdálené infračervené. Část IČ-C je tvořena tepelným zářením ( $\lambda = 3,50$ až $24,00$ )

## VLASTNÍ RADIACE ZEMĚ

Oproti Slunci vydává Země **dlohovlnné záření**. Vlnová délka vydávaná zemským tělesem se pohybuje mezi 4 až 50  $\mu\text{m}$ , tj. převážná část záření Země je realizována v jiných oblastech nežli záření sluneční. Atmosféra má také teplotu vyšší než 0 K, a je proto schopná zemskou radiaci pohlcovat a vydávat svoji vlastní.

*Vlož Radiace.jpg*

$E_Z$  záření zemského povrchu,  $E_A$  zpětné záření atmosféry,  $E_O$  záření zemského povrchu procházející atmosférou do kosmu,  $E_K$  záření atmosféry unikající do kosmu.

- **efektivní vyzařování zemského povrchu**  $E_Z^* = E_Z - E_A$ . Vyjadřuje čistou bilanci radiační energie dlouhovlnného záření.  $E_Z^*$  má záporné hodnoty pouze v polárních oblastech.
- **efektivní vyzařování atmosféry**  $E_A^* = E_Z - E_O - (E_A + E_K)$ . Atmosféra je schopna velkou část  $E_Z$  pohltit, avšak záření o vlnových délkách 4,5 až 5  $\mu\text{m}$  a 8 až 13  $\mu\text{m}$  nenarazí v atmosféře na prostředí, které by je pohltilo, a procházejí do kosmu ( $E_O$ ). Hovoříme o tzv. **atmosférickém okně**.  $E_A^*$  dosahuje pouze záporných hodnot (tj. atmosféra má zápornou bilanci).

Plyny v atmosféře, které jsou schopny dlouhovlnné záření pohlcovat, jsou hlavně vodní pára a oxid uhličitý  $\text{CO}_2$ . Zejména  $\text{CO}_2$  je aktivní v okrajových částech atmosférického okna. Díky zvyšování chemismu se do atmosféry dostává více  $\text{CO}_2$  a díky tomu se atmosférické okno "uzavírá".

Z hlediska bilance jednotlivých toků energie můžeme stanovit, že celková intenzita **skleníkového efektu** je 33,3 °C, o něž je schopen zemský povrch se ohřát. Kdyby skleníkový efekt nebyl, byla by průměrná teplota (teoreticky) – 18 °C a nikoliv + 15 °C. 21 °C vytváří vodní pára, 8 °C CO<sub>2</sub> a zbytek ostatní plyny (např. metan CH<sub>4</sub> a jiné uhlovodíky, oxid dusný N<sub>2</sub>O, troposférický ozón O<sub>3</sub>). Reakcí slunečního záření a plynů vzniklých ve spalovacích motorech vzniká tzv. losangeleský smog. Dochází ke vzniku troposférického O<sub>3</sub>, který je radiačně aktivní ve vlnových délkách odpovídajících vlnovým délkám atmosférického okna. Z toho vyplývá, že s růstem produkce CO<sub>2</sub> a O<sub>3</sub> dochází k tomu, že záření nemůže procházet atmosférou a bude jí vyzářeno zpět. Tento jev bude mít hlavně vliv na počasí, kdy bude problémem odhadnout jeho chování.

$E_Z$  dosahuje největších hodnot, je-li dosahováno největších teplot při zemském povrchu.  $E_A$  je závislé na schopnosti atmosféry záření zachytit a absorbovat (je závislé na typu počasí; je-li jasno, k maximálnímu toku záření dochází ráno a k minimálnímu odpoledne, naopak je-li oblačno,  $E_A$  získává nevýrazný denní režim).

**Radiační bilance zemského povrchu**  $R_Z$  je bilance mezi krátkovlnným slunečním zářením pohlceným na zemském povrchu a efektivním vyzářováním zemského povrchu.

$$R_Z = (I \sin h + i)(1 - \alpha) - E_Z^* \quad \text{nebo} \quad R_Z = (I \cos z + i)(1 - \alpha) - E_Z^* ,$$

kde  $I$  je přímé pohlcené záření,  $i$  rozptýlené pohlcené záření a  $\alpha$  albedo.  $R_Z$  nabývá převážně kladných hodnot.

**Radiační bilance atmosféry**  $R_A$  je bilance mezi krátkovlnným slunečním zářením pohlceným v atmosféře a efektivním vyzářováním atmosféry.

$$R_A = (I + i)_A - E_A^*$$

$R_A$  nabývá nad většinou zemského povrchu záporných hodnot.

**Bilance mezi krátkovlnným slunečním zářením pohlceným a efektivním vyzářováním systému zemský povrch - atmosféra:**

$$R_Z + R_A = (I \cos z + i)(1 - \alpha) + (I + i)_A - E_Z^* - E_A^*$$

Hodnota  $R_Z + R_A$  je taková, že pásy mezi 40° sev. š. a 40° již. š. energii získávají, naopak pásy vyšších zeměpisných šírek energii ztrácejí.

## NERADIAČNÍ VÝMĚNA MEZI ZEMSKÝM POVRCHEM A ATMOSFÉROU

Výměna energie mezi zemským povrchem a atmosférou probíhá pomocí **toků latentního tepla a termické konvekce a turbulence**. Tok latentního tepla je vlastně odebrání energie zemskému povrchu při výparu. V atmosféře je pak tato energie uvolňována při kondenzaci. Tyto toky jsou hlavním prostředníkem vyrovnávajícím rozdíly mezi energetickou bilancí a regulují navíc skleníkový efekt atmosféry. V důsledku posílení těchto dvou toků energie, kdy jí má zemský povrch více, stoupá intenzita skleníkového efektu a prostřednictvím předávání jejího většího množství atmosféře dochází k extrémním projevům počasí. S rostoucí intenzitou skleníkového efektu se otepluje zemský povrch a stoupá dynamika atmosféry. Podnební skladba Země jako celku se stává mnohem složitější, extrémnější a variabilnější.

## ENERGETICKÁ BILANCE SOUSTAVY ZEMSKÝ POVRCH - ATMOSFÉRA

Energetická bilance je měřena bilancometry teprve v posledních desetiletích a díky tomu můžeme sledovat její hodnoty pro regiony a vidět její obrovskou regionální rozrůzněnost.

Porovnáme-li podmínky ve stejné zeměpisné šířce nad oceány a kontinenty, dojdeme k závěru, že mnohem větší hodnotu radiační bilance mají oblasti oceánické než kontinentální. Oceány jsou tak schopny regulovat celý radiační systém. V České republice je radiační bilance závislá na typu počasí, celkově je však její roční úhrn záporný.

Přechod ze záporné bilance na kladnou je posunut o 14 dnů oproti jarní rovnodennosti do teplé části roku. Přechod z kladné bilance na zápornou je posunut od 14 dnů před podzimní rovnodennost. V denním chodu dochází ke změně radiační bilance při výšce Slunce  $10^\circ$  nad obzorem. Bilance se mění ze záporné na kladnou pro den a naopak.

Nejvyšší hodnoty radiace na Zemi jsou v místech, kde je sluneční radiace pohlcována, tj. je malé albedo, a vyzářování není příliš veliké. Z tohoto hlediska jsou nejideálnějšími místem Arabské moře a Perský záliv.

S rostoucí nadmořskou výškou se vzduch stává řidší, je tedy lépe průchodný pro oba druhy záření. S klesající teplotou klesá obsah vodní páry v atmosféře. Ve vyšších nadmořských výškách jsou dobré podmínky pro radiační ochlazení. Důležitým faktorem je poloha svahů, neboť větší radiační bilanci mají svahy exponované k jihu než svahy exponované k severu.

### **Celková tepelná (energetická) bilance zemského povrchu**

Vedle toků radiační energie máme i toky zprostředkované jinak nežli zářením. Celková tepelná (energetická) bilance vyjadřuje transformaci a předávání energie.

$$R = H + LE + G ,$$

kde  $R$  je radiační bilance,  $H$  termická konvekce a turbulence,  $LE$  latentní energie a  $G$  tok tepla do nebo od zemského podloží. Z krátkodobého či střednědobého hlediska může dojít k jakési nerovnováze, ale z dlouhodobého hlediska jsou si jednotlivé složky rovny. Existují rozdíly mezi denním (letním) a nočním (zimním) modelem energetické bilance.

*Vlož Toky\_energie.jpg*

Pozn.: V nočním modelu energ. bilance směřuje  $LE$  k zemi jen tehdy, je-li rosa.

Celková energetická bilance je pro **denní (letní) období pozitivní**. Naopak celková energetická bilance pro **noční (zimní) období je negativní**. Nerovnováha musí být vyrovnávána převrácením toků energie.

Tok tepla směřuje od povrchu do podloží, předpokládáme-li denní chod teploty vzduchu a ohřívání zemského povrchu. Maximální teplota bezprostředně nad zemským povrchem se shoduje s maximem insolace. Naopak minimum je v období východu Slunce. Ihned po překročení maxima se směr  $G$  mění na opačný a zemský povrch přijímá energii z podloží.  $H$  je orientována vzhůru jen ve světlé části dne a roste v období od východu Slunce do 14 h, ale i v období západu Slunce zůstává její hodnota kladná. Hodnota  $LE$  je sice přímo úměrná teplotě, ale stále má tendenci směřovat vzhůru. Tok latentního tepla je důležitým představitelem výměny energie. Zlom energetické bilance je posunut mnohem více do světlé části dne a letní části roku.

Maximálních hodnot dosahuje energetická bilance ve vlhkých oblastech kolem rovníku. Směrem k pólům se pak roční hodnoty energetické bilance snižují, ale v různých oblastech z různých důvodů:

- v suchých tropech a subtropích díky suchosti povrchu - zmenšení předávání  $LE$ , tj. teplo není předáváno atmosféře a jí zpět ve formě kondenzace, méně energie je předáváno do podloží, velká turbulence.
- v mírném pásu - extrémní energetické bilance jsou posunuty po slunovratech, tj. maximální hodnoty jsou v červenci a minimální v lednu; základními faktory posunu období jsou vlhkost vzduchu a srážky, díky nimž se uvolňuje latentní teplo (proto až červenec).
- v polárních oblastech - celkové energetické podmínky jsou reprezentovány prostřednictvím radiační bilance, neboť  $H$ ,  $LE$  a  $G$  jsou minimální.

## TEPLOTA VZDUCHU

Teplotou vzduchu se v meteorologii a klimatologii rozumí jeho **teplota v zastíněném prostředí ve výšce 2 m nad zemským povrchem změřená v meteorologické budce**. Dále se ještě zjišťuje přízemní minimální teplota vzduchu, která se měří v 5 cm nad zemským povrchem. Při zemském povrchu je obrovský vertikální teplotní gradient, díky němuž může rozdíl mezi oběma teplotami dosáhnout až 40 °C.

Nejvyšší hodnoty teploty půdy zaznamenáváme cca ve 13 h, nejvyšší hodnoty teploty vzduchu kolem 14 h. Minimální teploty jsou v půdě i vzduchu zaznamenávány 1 h před východem Slunce. Směrem vertikálním je chod tepla opoždován. V 1000 m se můžeme setkat s výkyvy maximálně 1 až 2 °C, mezi 2000 až 5000 m jsou výkyvy 0,5 až 1 °C. Do výšky 5000 m režim ovládaný energetickými výměnami mezi zemským povrchem a atmosférou již nezasahuje. Zde jsou teplotní změny způsobovány v důsledku horizontální výměny vzduchových hmot.

**Denní amplituda teplot** je rozdíl mezi minimální a maximální teplotou a závisí na planetárních i regionálních faktorech. Hodnota amplitudy je řízena

- **charakterem počasí** - při radiačním typu počasí (tj. malá oblačnost, malá rychlost větru) nabývá amplituda větších hodnot, naopak při advekčním typu (tj. radiační vlivy jsou překryty horizontálním přílivem vzduchu, je velká oblačnost) nabývá amplituda hodnot menších.
- **reléfem** - konvexní tvary (kopce) mají větší nadmořskou výšku, vzduch je tedy řidší, Slunce je v podmínkách řídkého vzduchu méně intenzivní. V případě konvexních tvarů je denní ohřev méně výrazný a tyto tvary mají menší amplitudu teplot. V konkávních útvarech (deprese) vzduch "stéká" do prohlubní a přes den se intenzivně ohřívá od terénu. Amplituda teplot je v těchto útvarech větší.
- **ročním obdobím** - teplotu ovlivňuje směr ohřívání vzduchu.
- **zeměpisnou šířkou** - pro rovníkové klima je denní amplituda velice malá, směrem od rovníku se zvyšuje a v oblastech obratníků nabývá extrémů, od obratníků k pólům pak klesá. Na pólech je denní režim převálcován ročním chodem.
- **kontinentalitou** - v oblastech na oceány je amplituda menší než v oblastech kontinentálních.

**Roční amplituda teplot** je závislá na

- **zeměpisné šířce** - s rostoucí zeměpisnou šířkou roste;
- **kontinentalitě** - s rostoucí kontinentalitou roste;
- **cirkulačních faktorech.**

Nejmenší roční amplitudu mají rovníkové oblasti, kde se pohybuje v průměru kolem 5 °C, avšak v oblastech kolem rovníku s oceánickým podnebím nedosahuje ani 1 °C. Nevýrazná teplotní maxima souvisejí se dny rovnodenností, minima se dny slunovratů.

Se vzrůstající zeměpisnou šířkou je v subtropickém kontinentálním podnebí amplituda 15 až 20 °C, v oceánickém 5 °C. Teplotní extrémy odpovídají vrcholení Slunce nad obratníkem.

V mírném pásu je typické podnebí čtyř ročních dob. V oceánických podmínkách mírného pásu je amplituda 10 až 15 °C, nad pevninami stoupá v závislosti na míře kontinentality. Extrémních hodnot nabývá v oblastech poblíž polárních kruhů, zde se amplitudy pohybují kolem 60 °C. V oblastech střední a východní Sibíře dosahují roční amplitudy až 100 °C.

V polárních oblastech je roční chod teploty postupně transformován v půlroční cyklus polárního dne a polární noci. Minimum teploty se posouvá na konec polární noci (konec února, začátek března), maxima souvisejí s vrcholem polárního dne (brzy po letním slunovratu). Amplitudy se pohybují kolem 40 °C.

Nad kontinenty se teplotní extrémy vyskytují měsíc po slunovratu, nad oceány a horskými oblastmi 2 měsíce po něm. Horské vrcholy se vyznačují menší amplitudou a dochází zde k posuvu extrémů. Velmi důležitá je expozice svahů vůči proudění.

Roční výkyvy teplot prostupují celou troposférou až do spodních vrstev stratosféry.

**Inverze** je opakem přímého zvrstvení atmosféry. Jedná se o zvláštní případ vertikálního rozložení teploty vzduchu, při kterém v určité vrstvě atmosféry, tzv. inverzní vrstvě, **teplota s nadmořskou výškou vzrůstá**. Výška inverzních vrstev dosahuje desítek až stovek metrů, výjimečně i 2500 m. Podle výšky inverzní vrstvy nad zemí rozlišujeme **přzemní a výškovou inverzi teploty vzduchu**, podle příčiny **inverzi teploty vzduchu advekční, frontální, radiační, subsidenční, turbulentní a pasátovou**.

### 1. **přzemní inverze:**

Radiační inverze je inverze vznikající bez přílivu vzduchu pouze následkem radiačního ochlazování. Vyskytuje se pouze v období záporné radiační bilance, tj. v noci nebo chladných částech roku. Noční radiační inverze dosahují výšek 80 až 100 m nad zemský povrch. Směrem do zimního období se může radiační ochlazování spojovat a propojit tak noční radiační inverze do vícedenních radiačních inverzí. Tyto inverze mohou trvat i několik týdnů a dosahují několik stovek metrů nad zemský povrch.

Advekční inverze souvisí s přílivem relativně teplé vzduchové hmoty nad studený zemský povrch. Studený vzduch přiléhající k zemskému povrchu je jím ještě více ochlazován. Advekční inverze se vyskytují na konci zimy a začátkem jara a někdy bývají zvány jarní nebo sněhové. Dosahují stejné výšky jako inverze radiační.

Oba druhy inverzní neexistují modelově, většinou dochází k jejich promíchání a vznikají radiačně-advekční resp. advekčně-radiační inverze.

### 2. **výškové inverze (inverze ve volné atmosféře)**

Radiační inverze vznikají tehdy, jestliže je určitá část atmosféry ochlazována vlivem radiačního záření, které vydává mlha nebo nízká oblačnost. V české kotlině vnímáme tuto inverzi jako výškovou v oblastech pánví a jako přzemní v horských oblastech.

Subsidenční inverze (inverze sesedáním) je způsobena "stékáním" vzduchu z vyšších hladin do nižších. Vzniká v centrálních částech tlakových výší. Při stékání vzduchu dochází k adiabatickému oteplování. Subsidenční inverze jsou typické pro oblasti

vysokého tlaku vzduchu nad oceány. Tato inverze brání konvekci vzduchu a je příčinou toho, že v těchto oblastech nemohou vznikat srážky, a proto jsou tyto oblasti suché.

## TEPLOTA PŮDY

Teplotní změny v půdě během roku popisují *Fourierovy zákony*.

- 1. Fourierův zákon:** Perioda výkyvů teplot (denních, ročních) se s rostoucí hloubkou nemění.
- 2. Fourierův zákon:** S aritmeticky rostoucí hloubkou se amplituda mezi minimální a maximální teplotou geometricky snižuje.  
Denní výkyvy teplot jsou patrné do hloubek kolem 1 m, zatímco roční výkyvy můžeme podle vlastností půd zaznamenat mezi 10 až 30 m. Hloubka závisí na vodivosti materiálu, kterým je půda tvořena. U půd porézních je teplotní vodivost horší než u půd vlhkých a jemnozrnných.
- 3. Fourierův zákon:** S rostoucí hloubkou se posouvá výskyt extrémů teploty v denním i nočním chodu.  
V hloubce kolem 1 m se extrémy vyskytují o 1 měsíc později po výskytu extrému na zemském povrchu.
- 4. Fourierův zákon:** Hloubky stálé denní a stálé roční teploty se mají k sobě jako druhé odmocniny period jejich výkyvů.

$$\frac{T_{den}}{T_{rok}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19,1}$$

To znamená, že hloubka stálé roční teploty je asi 19× větší než denní.

## VODNÍ PÁRA V ATMOSFÉŘE II.

Podíváme-li se na absolutní obsah vodní páry v atmosféře, zjistíme, že je na jedné straně determinován teplotou a na druhé straně režimem výparu (denním či ročním).

**Denní chod vlhkosti vzduchu** rozlišujeme na

- **zimní** neboli **mořský typ**, kdy je na zemském povrchu dostatek vody. V období maximální teploty se setkáváme s maximálními hodnotami vlhkosti nebo tlaku vodní páry. Maximum je kolem 14 h; minimum je v době východu Slunce. Tento typ je typický pro přímořské oblasti a mírný pás.
- **letní** neboli **pevninský typ**, kdy zemský povrch nemá dostatek vody, která by mohla být vypařována. Maximum absolutní vlhkosti je dopoledne, v odpoledních hodinách je vedlejší minimum. V období západu Slunce nastává tzv. podružné maximum. Hlavní minimum nastává na konci noci, resp. s východem Slunce.

**Denní chod poměrné (relativní) vlhkosti vzduchu má opačný průběh než denní chod teploty vzduchu.**

V určitých výškách atmosféry je množství vody závislé na teplotním režimu. Do výšky 1 km je soustředěno 50 % vody (troposféra obsahuje celkově 99 % atmosférické vody). Vlhkost atmosféry s výškou klesá, neboť dochází k poklesu teploty. Vody je v atmosféře krajně nerovnoměrně. Průměrně na 1 m<sup>2</sup> atmosféry připadá 28,5 kg vody. Tento malý obsah je však velmi důležitý pro život organismů.



V atmosféře dochází ke **kondenzaci**. Voda může kondenzovat:

- **růstem obsahu vody až k dosažení stavu nasycení** - tato možnost je velice omezená, neboť s rostoucí výškou klesá teplota a snižuje se geometricky tlak vzduchu při nasycení. Tento způsob je možný pouze bezprostředně u zemského povrchu a v přilehlých částech atmosféry. Typickým příkladem takovéto kondenzace jsou mlhy z vypařování, které vznikají tak, že se nad relativně teplý vlhký povrch nasune relativně chladný vzduch a dojde k vypařování.
- **stoupáním vzduchu, který se zároveň adiabaticky ochlazuje** - při ochlazování dojde ke stavu nasycení a k zažehnutí kondenzace. Jedině tímto způsobem mohou vznikat v atmosféře oblaka. Výstup vzduchu je možný prostřednictvím termické konvekce a turbulence, při přetékání horských překážek nebo podél vln v atmosféře.

Nezbytnou podmínkou kondenzace je **přítomnost kondenzačních jader**.

## OBLAKY

Během 18. století bylo zjištěno, že se oblaky skládají z vodních kapiček a ledových krystalů. Na přelomu 20. a 30. let 20. stol. byl objeven Bergeronem a Findeisenem **difusní přenos** (viz Vodní pára v atmosféře I.) v oblacích.

Oblaky mají tendenci setrvávat ve stejných výškách, a to proto, že množství vody v nich obsažené je na jedné straně relativně velké a na druhé straně naopak relativně malé. V oblacích o teplotě 0 °C je obsaženo vody 0,5 g \* m<sup>-3</sup> (pro srovnání u zemského povrchu při 0 °C a stavu nasycení, tj. 6,1 hPa, je množství vody 5 g \* m<sup>-3</sup>). Je to dáno tím, že výška, v níž se oblaky nacházejí, je mnohem chladnější. Normální kupa (*cumulus*) obsahuje 1 000 t vody, běžný bouřkový mrak (*cumulonimbus*) 50 000 až 300 000 t vody. To co vnímáme jako oblak jsou z kondenzované částice (vodní částice, ledové krystaly) o rozměrech 2 až 70 μm. Pro srovnání velikost 200 μm mají kapky mrholení, běžný déšť má kapky o rozměrech 500 až 2 000 μm. Z toho vyplývá, že částice v oblacích jsou mnohem menší než částice při srážkách. Oblačné kapky mají velké tření a malou rychlost pádu, což je příčinou jejich pospolného udržení v oblacích. Vodní částice o 5 μm dosahuje rychlosti pádu 2,5 m \* h<sup>-1</sup>, s rostoucí velikostí oblačných kapek se jejich rychlost zvyšuje. Pro oblačnou kapku o 50 μm je rychlost pádu již 360 m \* h<sup>-1</sup>. Propadávání kapek je bržděno existencí výstupných proudů. Rychlost těchto proudů se pohybuje mezi 3 až 5 m \* s<sup>-1</sup>.

V oblacích se běžně vedle vodních kapek vyskytují ledové krystaly. Pro vznik ledových krystalů je nutná teplota nižší než - 12 °C. Pro přímý vznik ledu je nutné překonání přesycení vodních par oproti vodním kápkám. Výška, která odpovídá teplotní hladině - 12 °C, je zvána **hladina ledových jader**. Při teplotách do - 20 °C se vedle ledových částic běžně vyskytuje kapalná voda s tím, že převažuje. Ve prospěch převahy ledových částic je nutná teplota nižší než - 20 °C, avšak do - 30 °C stále nalezneme v oblacích přechlazenou kapalnou vodu. Někdy se může přechlazená kapalná voda vyskytovat v oblacích i do - 40 °C. Od této hranice jsou oblaky tvořeny pouze ledovými částicemi.

Poznámka: V laboratorních podmínkách se podařilo kapalnou vodu udržet až do - 72 °C. V polárních oblastech jsou pozorovány oblaky tvořené kapalnou vodou. Z toho vyplývá, že kapalná voda se může vyskytovat i pod - 40 °C, pokud při této teplotě došlo ke kondenzaci.

Podle skupenství vody, které je závislé na teplotě okolního prostředí, rozlišujeme tři typy oblaků:

1. **oblaky vodní**, které jsou složeny výlučně z vodních částic v kapalně fázi a nacházejí se pod hladinou ledových jader ( $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ , výjimečně i  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ );
2. **oblaky smíšené**, které jsou složeny z částic v kapalně i tuhé fázi. Nacházejí se v pásmu mezi  $-12$  a  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  a za oblaky smíšené považujeme i oblaky přesahující do okolních pásem.
3. **oblaky ledové (krystalické)**, které jsou složeny výlučně z částic tuhé fáze vody. Tyto oblaky leží celé ve výškách, kde jsou teploty  $-30$  až  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  a nižší.

### Podmínky oblaků vyvolávat srážky

Aby oblaky vydávaly ve středních a vysokých zeměpisných šířkách srážky, musí se jednat o oblaky smíšené. Srážky vznikají tak, že okolo vodních krystalků dojde ke stavu nasycení. Avšak tlak nasycení je větší u kapalně vody než u ledu, a proto vodní páry, které jsou vůči kapce nasycené, jsou vůči ledu přesycené. Vodní páry jsou pohlcovány desublimací ledové částice a vodní kapky se postupně vypařují, zmenšují na úkor ledových částic. Ledové částice narůstají až do takových rozměrů, kdy je umožněn jejich pád. Během pádu ledová částice nabaluje i ostatní ledové částice a prostřednictvím koagulace může přejít z ledu do skupenství kapalněho. Forma srážek dopadajících na zemský povrch závisí na teplotě vzduchu při zemském povrchu.

V nízkých zeměpisných šířkách a v nejteplejším období středních šířek mohou srážky vypadávat pouze z velkých oblaků. Zde závisí stav nasycení na velikosti vodních kapek, tj. na zakřivení jejich hladin. Pro malou kapku platí analogie kapalně vodní částice; pro velkou kapku analogie ledové částice. Toto má na svědomí termická konvekce, která odnáší částice ze zemského povrchu. Tyto částice jsou v atmosféře obřimi kondenzačními jádry, ze kterých vznikají vodní částice obdobných rozměrů.

Po většinu roku na území České republiky mohou vydávat srážky pouze oblaky smíšené, jen v nejteplejších částech roku mohou někdy vydávat srážky oblaky vodní.

Od 7 km a výše se nacházejí ledové oblaky, avšak jejich srážky nemají naději dosáhnout zemského povrchu. Zemského povrchu dosáhnou jen při velmi záporných teplotách a navíc musí ledový oblak ležet bezprostředně při zemském povrchu. Pak může dojít k vydávání “sněhových jehliček”, což je vlastně jen reakce velmi podchlazeněho oblaku a povrchu.

***Ve výškové úrovni, kde se nacházejí oblaky, musí být teplota blízká teplotě rosného bodu.***

### Klasifikace oblaků

Má dvousetletou historii a je v současnosti koordinována WMO. První “produkty” mezinárodní klasifikace oblaků se vztahují k roku 1932. Současná klasifikace je z roku 1956. Z hlediska klasifikace je hlavním pracovním materiálem Meteorologický atlas oblaků. V mezinárodní klasifikaci oblaků jde o to, aby v jejich výskytu, četnosti a posuzování bylo jasno. Oblaky jsou zařazovány do jednotlivých **úrovní**. Nejvyšší úroveň je **příslušnost oblaků do výškového patra**, na jejímž základě jsou vyčleňovány čtyři rodiny, které jsou rozlišovány podle úrovně, v níž leží základna oblaku.

Rodina	Zkr.	Výška v km		
		rovníkový pás	mírné šířky	polární oblasti
<i>Clouds low</i> *)	<i>CL</i>	0 - 2	0 - 2	0 - 2

<i>Clouds middle</i>	<i>CM</i>	2 - 8	2 - 6	2 - 4
<i>Clouds high</i>	<i>CH</i>	6 - 18	5 - 13	3 - 8

\*) V rámci *CL* existují ještě oblaky s vertikálním vývojem, které jsou vlastně čtvrtým členem této rodiny, avšak jsou mimo mezinárodní klasifikaci.

Dále se oblaky dělí na **skupiny** a uvnitř nich na **druh** (správněji česky rod), **tvár** (druh), **odrůdu** a **doplňkové vlastnosti**. Druhů (rodů) oblaků je celkem 10 a rozlišujeme je podle celkových makrotvarů oblaků. Základem pro pojmenování druhů (rodů) oblaků jsou vymyšlené latinské názvy a jejich české ekvivalenty - *cirrus* (řasa), *cumulus* (kupa), *stratus* (sloha). Oblačné tvary jsou definovány podle vnějšího vzhledu (barvy, sytosti, poměru světla a stínu, vláknitosti, makrotvaru). Tvarů je více než 10 a lze pro každý oblak přiřadit pouze jeden tvar. Odrůda vychází ze stupně průsvitnosti nebo z makroskopičnosti. Odrůdy lze dávat dohromady a vytvářet z nich konglomeráty. Doplnkové tvary jsou detaily, kterými případně ještě určíme druh, tvar a odrůdy, pokud nám nevystačí.

## Druhy oblaků

### 1. *cirrus (Ci)* - řasa

Oblaky vysokého patra (u nás ve výšce nad 5 km), které jsou tvořeny ledovými krystalky. Jedná se o osamělé jednotlivé pruhy (pásky, šmouhy, vlákna) stříbřité nebo šedé barvy. Vyskytují se uspořádané do pásů. Jsou-li uspořádány k horizontu, jsou prvním ze "členů" oblačného systému teplé fronty. *Ci* mohou mít tvar pruhů (*spisatus*), "zobáčků" (*uncinus*), vločkovitých seskupení (*floccus*) či rybí kostry (*fibratus*) nebo se sbíhat do určitého bodu (*radiatus*).

### 2. *cirrocumulus (Cc)* - řasová kupa

*Cc* mají rozdíl od *Ci* výraznou lokalizovatelnou strukturu. Jsou tvořeny zrny nebo soustředěnými pruhy, vlnkami či chomáčky. Struktura *Cc* je pravidelně uspořádána. *Cc* jsou stejně jako *Ci* oblaky vysokého patra, tedy oblaky ledovými. Kromě ledu však může *Cc* obsahovat i přechlazenou vodu. Tvořící se výrazná vertikální struktura nasvědčuje nestabilitě v dané výšce, *Cc* nasvědčují příchodu nasouvající se studené fronty. Na *Cc* jsou zajímavé optické tvary např. vločkovitě vyhlížející (*floccus*).

### 3. *cirrostratus (Cs)* - řasová sloha

*Cs* je také oblakem vysokého patra. Jde o oblak pouze ledový, pokrývající celou oblohu nebo její část ve formě šedostrubného závoje. Slunce jím prosvítá. *Cs* je dosti často následovníkem *Ci*, nasvědčuje tedy příchodu teplé fronty.

Pro *Cs* a *Cc* jsou typické halové jevy, které se projevují jedním nebo dvěma velkými kruhy kolem Slunce a Měsíce. Tyto soustředné kruhy mají úhlovou vzdálenost 22° nebo 46° a je pro ně typická duhová struktura, neboť vznikají rozkladem světla na ledových krystalcích. Vedle halo řadíme k halovým jevům "vedlejší" Slunce v úhlové vzdálenosti 22° a 46° a "boční" Slunce v úhlové vzdálenosti 120°.

### 4. *altocumulus (Ac)* - vysoká (vyvýšená) kupa

Oblak středního patra (základna je mezi 2 až 7 km nad zemí), tvořený přechlazenou vodou. *Ac* není schopen vydávat srážky. Z deseti druhů oblaků je nejvariabilnější. *Ac* je pro Slunce neprůchozí, jeho okraje jsou výrazné a ostré. *Ac* někdy lemují okraje studené fronty. Pásky *Ac* se ukazují při přetékání horských překážek jako vlny nebo mají čočkovitou podobu (*lenticularis*), jsou-li v závětrí. Velikost *Ac* je 5° až 10°. *Ac* vertikálně vzhlízející (tvaru věžiček či cimbuří) zve *castellanus*, plošné nazýváme *stratiformis*. Dalšími tvary jsou šupiny, válce či šachová pole. *Ac castellanus* lemují bouřková oblaka, a proto vytvoří-li se tento typ *Ac* ráno, je 90% pravděpodobnost bouřek.

I na Ac vznikají optické jevy, a to např. irizace, což je zbarvení okrajů oblaků a nejen nich duhovými barvami.

**5. altostratus (As) - vysoká (vyvýšená) sloha**

Souvislý oblak, který zaujímá celou oblohu nebo její část. Jde o středně až světle šedý oblak, na jehož pozadí lze lokalizovat sluneční či měsíční kotouč. Světlo, které proniká tímto oblakem, není schopno vytvářet stíny. As je oblakem smíšeným a je schopen vydávat slabé srážky. As je třetím v pořadí nasouvající se teplé fronty (po Ci a Cs). V zimě z As drobně sněží. Hustý As zveme *opacus*, průsvitný *translucidus*.

**6. stratocumulus (Sc) - slohová kupa**

Oblak nízkého patra (do výšky 2 km nad zemským povrchem), ve kterém lze identifikovat jednotlivé kupy, které jsou nahromaděny na obloze nebo v její části. Sc jsou převážně vodní oblaky, a proto nemohou vydávat srážky. Sc lemují okraje studené fronty. Vývoj Sc směřuje většinou od základny vzhůru. Sc může mít podobu čočky (*lenticularis*), vyrůstat ve formě věžiček (*castellanus*), mít vzhled plochy (*stratiformis*). Na Sc lze zaregistrovat gloriolu (“brockenské strašidlo“), která vzniká díky rozkladu světla. Jejím projevem vztaženým na Sc jsou zvětšené stíny, které jsou lemované duhovým kruhem.

**7. stratus (St) - sloha**

Nepříliš mocný (desítky až stovky metrů) šedý oblak nízkého patra, jehož základna se vytváří do výšky 2 km. St vytvořený při zemi vnímáme jako mlhu. St je převážně vodní oblak, nemůže tedy vydávat srážky. Jen při výrazně chladných dnech mohou ze St vypadávat “sněhové jehličky”. Jestliže St vyplňuje celé kotliny, hovoříme o oblačném moři (*nebulosus*).

**8. nimbostratus (Ns) - dešťová sloha**

Tmavošedý oblak vytvářející souvislou vrstvu na obloze. Ns má značný vertikální rozsah (až několik km), jeho základna leží ve výšce 2 km. Je tvořen kapkami i ledovými částicemi a vypadávají z něj srážky frontálního charakteru, díky čemuž získává matný vzhled. Ns je přecházející (poslední) člen teplé fronty. Je zcela neprůsvitný. Pokud dosahují jeho části (včetně srážek) až k zemskému povrchu, zveme jej *precipitatio*.

**9. cumulus (Cu) - kupa**

Bílý až šedobílý oblak s vertikálním vývojem, jehož základna leží ve výšce do 2 km a výška je závislá na vývoji během dne. Cu jsou typickými letními oblaky a jejich vznik je podmíněn termickou konvekcí. Cu jsou tvořeny vodou či přechlazenou vodou a srážky zpravidla vydávat nemohou. Z hlediska vertikálního vývoje rozlišujeme tři tvary Cu:

- humilis (“oblak hezkého počasí”) - zploštělý oblak, jehož vertikální rozsah je menší než horizontální rozměr (výška nepřesahuje polovinu rozměru základny).
- mediocris - oblak s pokročilejším vertikálním vývojem, výška je rovna rozměru základny.  
Cu *humilis* a *mediocris* nevydávají srážky během teplé části roku. Jestliže od rána přeroste *humilis* v *mediocris*, naznačuje to labilní vývoj atmosféry.
- congestus - výrazně vertikálně vyvinutý Cu. Výška přesahuje dvojnásobek rozměru základny. Vzhled oblaku je stejný ve všech jeho částech. U tohoto typu Cu se můžeme setkat s nepříliš vydatnými letními srážkami. *Congestus* svědčí o labilitě atmosféry a je dokladem velké termické konvekce. Vypadávají-li z něj srážky je zván *congestus precipitatio*, je-li roztrhaný je zván *fractus*.

**10. cumulonimbus (Cb) - bouřkový oblak**

Aby vznikl, musí termická konvekce proniknout do velkých výšek. Cb obsahuje vodní kapky i ledové krystalky. Důsledkem obsahu ledových částic má horní část Cb nezřetelný, rozmazaný okraj. V Cb dochází k turbulentnímu proudění, díky němuž částice mohou

měnit svou polohu. Srážky z *Cb* mají charakter krátkých prudkých lijáků doprovázených krupobitím. Z hlediska vzhledu není *Cb* jednolitý:

- *calvus* - 1. vývojová fáze *Cb*. Tento tvar *Cb* je podobný *Cu congestus*.
- *capillatus* - 2. vývojová fáze *Cb*, při které je již pokročile vyvinutý a v jeho horní části se vytváří útvar podobný kovadlině se řasovitou strukturou. *Cb capillatus* zasahuje do výšky 6 až 8 km, extrémně vyvinutý i do spodní stratosféry.

*Cb*, ze kterých ční výběžky ve formě protuberancí, jsou zvané *pannus*. Mají-li *Cb* výrůstky tvaru ňader, zveme je *mamma*. V subtropích se nad pevninami s extrémně vyvinutými *Cb*, které mají složitě turbulentní proudění, poji výskyt vírů s vertikální osou. Tyto víry, ve kterých je výrazný podtlak, vyrůstají z přední části *Cb* a v Americe jsou zvané tornáda, v Evropě tromby.

Rozlišujeme *Cb* vytvářející se uvnitř vzduchové hmoty vlivem termické konvekce (bouřky z tepla) a *Cb* vázané na studené atmosférické fronty (frontální bouřky).

### Oblačný systém studené fronty

Vlož *Studená\_fronta.jpg*

Vzhledem k tomu, že se studená fronta nasouvá, dochází u jejího čela k **intenzivnímu výstupnému proudění**, které je příčinou vzniku *Cb*. Podle rychlosti postupu rozlišujeme studenou frontu

1. **prvního druhu (pomalu postupující)**, u které se díky jejímu pomalému postupu vzduch teplé vzduchové hmoty dostává po frontálním rozhraní do velkých výšek. Proto u tohoto typu studené fronty vznikají díky nasouvání se na teplý vzduch kromě *Cb* i na ně navazující *Ns* a *As*. Teprve v určité vzdálenosti se vytváří *Cc*. V menších vzdálenostech před frontou se mohou vytvořit *Ac* a *Sc*. Srážkové pole studené fronty prvního druhu je až 400 km široké. Srážky na čele fronty mají charakter přeháněk, dále za frontou přecházejí v trvalé srážky.
2. **druhého druhu (rychle postupující)**, u jejíhož čela je teplý vzduch nucen prudce stoupat. Srážkové pole je široké 100 km. Oblačný systém studené fronty druhého druhu je tvořen zpravidla *Cb* vázanými na čelo fronty. Za čelem fronty se rychle vyjasňuje. Před i za frontou se ale mohou objevit *Cc*, *Ac* a *Sc*.

U obou druhů studených front se liší výstup teplých vzduchových proudů u čela fronty. Sklon studené fronty je obecně větší než u teplé fronty. Zpravidla se pohybuje mezi 1 až 1,5° a často může nabývat výrazně vertikálního úklonu, čímž napomáhá výraznému vertikálnímu postupu teplého vzduchu.

Na rovníku mohou *Cb* dosahovat výšek přes 20 km, v mírných zeměpisných šířkách jen do 12 km. V rovníkových oblastech tvoří vertikálně vyvinuté *Cb* hroznovitá oblaka (*cluster clouds*).

### Oblačný systém teplé fronty

Vlož *Teplá\_fronta.jpg*

I v případě teplé fronty dochází k **výstupnému klouzání**. Úhel sklonu teplé fronty je zpravidla  $0,5^\circ$ . Délka oblačného pásma je výrazně větší než u studené fronty. Šířka oblačného systému je 600 až 1 000 km, srážkové pásmo je široké 300 až 400 km. Při stoupání teplého vzduchu dochází k **adiabatickým procesům**, které jsou příčinou vzniku *Ci* a *Cs*. Za *Cs* následují *As*, ze kterých mohou vypadávat srážky, které však nesáhnou zemského povrchu. Za *As* následuje hlavní srážkové pásmo tvořené *Ns*. Po jejich přechodu se počasí uklidňuje, dochází k vyjasnění a nastává relativně teplejší počasí.

Typické teplé fronty se u nás objevují jen v chladné části roku, neboť v létě vzniku teplých front zabraňuje ohřívání studené vzduchové hmoty vlivem insolace.

### **Vlnové oblaky**

Jedná se o oblaky s vertikálním vývojem objevující se v chladném půlroce. Naznačují stabilitu počasí nebo naopak oblevu. Vznikají ochlazováním zemského povrchu. Na hranici mezi stabilní a méně stabilní vzduchovou hmotou vzniká díky advekci (přenosu vzduchové hmoty určitých vlastností) zvlněné rozhraní. Díky proudění v méně stabilní části atmosféry dochází ke vzniku 0,5 až 2 km širokých pásů vlnových oblaků. Vlny jsou často vynucené, např. při přetékání vzduchu přes horské překážky. Jakmile se objeví vlnové oblaky, je zde naděje, že skončí inverze. Pruhy vlnových oblaků jsou většinou složeny z *Ac lenticularis*, resp. *Sc*, *Cc*, případně u zemského povrchu *St*.

### **Oblačnost**

Je to meteorologický prvek udávající **stupeň pokrytí oblohy oblaky**. Pro potřeby synoptické meteorologie se oblačnost udává v soustavě osminové (0 až 8), kde počet osmin udává stupeň pokrytí oblohy oblaky (9 znamená, že nebylo možné oblohu pozorovat).

Pro potřeby klimatologie je oblačnost udávána v desetinných (0 až 10). Pro Zemi jako celek je celková hodnota oblačnosti v desetinném vyjádření 5,4.

Hodnota oblačnosti na Zemi se liší z hlediska geografického i časového. Velká oblačnost je v rovníkovém pásmu a pásmu podél polárních kruhů. Naopak nejmenší oblačnost je podél obratníků. Ve středoevropském přechodném podnebí je minimum oblačnosti na konci srpna a začátkem září, maximum je na začátku zimy.

Nejvíce oblačnosti se vytváří vlivem noční radiační inverze v ranních hodinách, přičemž tato oblačnost má vertikální vývoj. Kupovitá oblačnost se vyvíjí odpoledne a večer. V našich podmínkách je nejvíce oblačnosti kolem 14 h, druhotné maximum je v období východu Slunce.

## **MLHA**

Jev vznikající kondenzací vodní páry v části atmosféry přiléhající k zemskému povrchu. V meteorologii hovoříme o mlze, je-li zeslabena horizontální dohlednost pod 1 km. Příčinou zeslabení je přítomnost produktů kondenzace vodní páry v atmosféře.

Je-li horizontální dohlednost zeslabena znečišťujícími látkami, hovoříme o **zákalu**. Při zeslabení dohlednosti na 1 až 10 km hovoříme o **kouřmu**, jehož příčinou je přítomnost produktů kondenzace vodní páry.

Pro vznik mlhy je důležitá **velká poměrná vlhkost vzduchu**  $r$ . Měla by být 100 %, avšak většinou se mlha vytváří při  $r = 98$  % nebo ve městech při  $r = 95$  %. Při nižších teplotách stačí pro vznik mlhy nižší hodnota  $r$  (při teplotě menší než  $20^\circ\text{C}$  stačí  $r = 80$  %). Pro vznik mlhy mají velký význam **kondenzační jádra** antropogenního

původu a **ledové krystaly**, na kterých dochází ke kondenzaci dříve než na “normálních” kondenzačních jádrech.

**Struktura mlhy** je podobná struktuře oblaků. Do  $-8$  až  $-12$  °C jde o přechlazené vodní částice, od  $-8$  až  $-12$  °C mají mlhy vodní i krystalickou strukturu a od  $-30$  °C a níže se setkáváme s ryze krystalickými mlhami.

Mlhy mohou vznikat při snižování přízemní teploty až na teplotu rosného bodu - **mlhy z ochlazování**, nebo růstem obsahu vodní páry ve vzduchu až na úroveň stavu nasycení - **mlhy z vypařování**.

### 1) Mlhy z ochlazování

Advekční mlha vzniká ochlazováním relativně teplého a vlhkého vzduchu při jeho advekci (přesunu) nad chladnější povrch. S advekčními mlhami se nejčastěji setkáme v místě styku teplých a studených oceánských proudů, neboť tyto proudy jsou způsobeny prouděním vzduchu. Největší výskyt advekčních mlh je v okolí Labradoru a Newfoundlandu, v oblasti Ochotského moře, v oblastech míšení rovníkových proudů omývajících kontinenty (pobřeží Mexika, Kalifornie, Peru, Chile, Namibie, Angoly, Sahary). Oblasti míšení teplých a studených vzduchových hmot mají velmi mocné advekční mlhy, které jsou až 1 000 m silné.

Radiační mlha (z vyzařování) vzniká radiačním ochlazováním vzduchu od zemského povrchu, jehož teplota se snižuje následkem efektivního vyzařování. Radiační mlhy jsou typické pro kontinentální klima. Jsou mocné několik desítek, maximálně stovek, metrů. Tvoří se od podzimu do jara. Radiační mlhy se šíří od zemského povrchu směrem vzhůru, avšak někdy se šíří snižováním základny nízkých oblaků druhu *stratus*. Takovéto mlhy označujeme jako vysoké a jejich příčinou je vnitřní vyzařování *stratu*.

Neexistuje typicky advekční nebo typicky radiační mlha. Mlhy, které vznikají ochlazováním zemského povrchu, jsou radiačně-advekční nebo advekčně-radiační.

### 2) Mlhy z vypařování

Pro jejich vznik je třeba, aby docházelo k postupnému zvyšování obsahu vodní páry až na úroveň stavu nasycení. Mlha z vypařování vzniká vypařováním vody z povrchu teplejší vodní plochy do chladnějšího vzduchu. Tyto mlhy se vyskytují v oblasti Antarktidy, arktických moří, u okrajů ledovců a nad vnitřními moři (Černé, Baltské moře). Mlhy z vypařování dosahují mocnosti pouze několika stovek metrů.

### Denní chod mlh

V nízko položených oblastech je maximum mlhy vázáno na ranní hodiny, v horských oblastech je maximum vázáno na odpolední hodiny (v horách je chod mlhy narušován denním chodem oblačnosti).

## DRUHY SRÁŽEK

V meteorologii rozlišujeme dva druhy srážek, a to **srážky padající** (dříve vertikální), které u nás převažují, a **srážky usazené** (dříve horizontální), které vznikají přímou kondenzací vody na zemském povrchu či jiným mechanismem.

### Padající srážky

1. **děšť** - z oblaků vypadávající vodní kapky o rozměru 0,5 až 2 mm, výjimečně i větší (takovéto vodní kapky jsou tak nestabilní, že se samy dělí).

2. **mrholení** - husté vodní srážky složené výhradně z velmi malých kapiček o průměru menším než 0,5 mm.
3. **sníh** - voda v pevném skupenství, skládající se z ledových krystalků hvězdicového tvaru šesticenné soustavy. Při teplotách vyšších než  $-5\text{ °C}$  se jednotlivé krystaly spojují ve větší vločky. Naopak při nižších teplotách mají vločky menší rozměr.
4. **sněhové krupky** - srážky složené z bílých ledových částic, jejichž průměr je 2 až 5 mm. Při dopadu na tvrdý povrch odskakují a často se tříští. Většinou se vyskytují při přízemních teplotách vzduchu kolem  $0\text{ °C}$ .
5. **sněhová zrna** - srážka složená z velmi malých bílých a neprůhledných zrněk ledu, která mají průměr menší než 1 mm. Při dopadu na tvrdý povrch neodskakují ani se nerozbíjejí.
6. **námrazové krupky** - sněhová zrna obalená vrstvou ledu o průměru 5 mm. Vyskytují se při teplotě kolem  $0\text{ °C}$ . Po dopadu na tvrdou plochu odskakují a tříští se.
7. **kroupy** - kulové, kuželovité nebo i nepravidelné kusy ledu o průměru větším než 5 mm. Maximální průměr krup se může pohybovat kolem 8 cm, jejich maximální hmotnost může být i větší než 300 g. Pro stavbu krup je typické střídání vrstev čirého a zakaleného ledu, někdy se uvnitř krup vyskytuje i kapalná voda. Kroupy jsou vázány na *cumulonimby*. Během svého utváření v bouřkovém oblaku vodní částice zaujímá různé výšky s různou teplotou, což je důsledek mohutných výstupných a sestupných vzdušných proudů uvnitř bouřkového oblaku. Nakonec částice nabude takových rozměrů, že ji turbulentní proudy neudrží a padá k zemi.
8. **zmrzlý déšť** - zmrzlé ledové vodní kapky dopadající na zemský povrch. Zmrzlý déšť naznačuje radikální změnu počasí.

### Usazené srážky

V našich podmínkách nejsou usazené srážky příliš významné, jejich roční úhrn je  $10\text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Naopak v oblastech příbřežních pouští či v Antarktidě jsou usazené srážky velice významné, neboť jsou takřka jediným způsobem, jak si atmosféra se zemským povrchem předává vodu. Nejlepší podmínky pro usazené srážky jsou v rovníkových oblastech, kde je jejich roční úhrn  $30\text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ .

Podle mechanismu vzniku můžeme rozčlenit usazené srážky na 3 skupiny:

#### 1. srážky vznikající přímou kondenzací vody na horizontálních plochách zemského povrchu (radiačně podmíněné srážky)

- **rosa** - aby vznikla, musí být teplota rosného bodu  $\tau$  větší než  $0\text{ °C}$  a minimální teplota  $t_{min}$  dosažená během noci musí být taktéž větší než  $0\text{ °C}$ .
- **zmrzlá rosa** - vznikne tak, že po vzniku rosy klesne teplota na bod mrazu a zkondenzovaná rosa změní skupenství. Zmrzlá rosa má formu pevného ledu, který kompaktně drží na tělesech. Aby vznikla musí být  $\tau > 0\text{ °C}$ ,  $t_{min} < 0\text{ °C}$ .
- **jíní (šedý mráz)** - vzniká přechodem atmosférické vodní páry do pevného skupenství (desublimací). Narozdíl od zmrzlé rosy má jíní formu poprašku ledových krystalů, který lze z povrchu tělesa snadno setřít. Aby vzniklo musí být  $\tau < 0\text{ °C}$  (resp.  $\tau < -5\text{ °C}$ ),  $t_{min} < -5\text{ °C}$ .

Předpokladem pro výskyt těchto srážek je klidné počasí s takřka úplným bezvětřím během noci (rychlost pohybu vzduchu musí být menší než  $2\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), neboť vzduch není promícháván turbulencí, a pokles teploty během noci na teplotu rosného bodu. Podle toho, kde se aktuální hodnota teploty rosného bodu nachází, vzniká jeden z těchto druhů srážek. Při vyšší rychlosti pohybu vzduchu, a to  $2\text{ až }4\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , by došlo ke vzniku mlhy. Při proudění o rychlosti vyšší jak  $4\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  nejsou podmínky ani pro vznik radiačně podmíněných srážek ani pro vznik mlhy.



## 2. srážky vznikající při advekci relativně teplého vzduchu nad relativně studeným povrchem (advekčně podmíněné srážky)

- ovlhnutí
- námraza - srážka vyskytující se při pronikání teplého vzduchu nad studený povrch. K jejímu výskytu dochází při oblevě, a to tehdy, když teplota pronikajícího vzduchu se pohybuje kolem  $-5$  až  $0$  °C a teplota předmětů, na nichž se námraza utváří, je menší než  $-5$  °C. Námraza vzniká jak z kapalně vody, tak z vodní páry. Pevně ulpívá na návětrné straně předmětů a nabývá takových rozměrů, až dosáhne destruktivních účinků. V České republice jsou ideální podmínky pro vznik námrazy v horských oblastech.
- krystalická námraza (jinovatka) - vzniká při pronikání relativně teplejšího vzduchu nad relativně chladnější povrch, ale jen při velmi záporných teplotách (teplota přitékajícího vzduchu musí být menší než  $-10$  °C a předmětů menší než  $-15$  °C). Vodní pára desublimuje na návětrné straně těles ve formě krystalů. Krystalická námraza nevytváří kompaktní vrstvu, naopak je lehká a lze ji setřást.

Pro tyto srážky je typické, že nad relativně chladným povrchem proudí relativně teplý vzduch. Advekčně podmíněné srážky se vytvářejí na návětrných stranách těles, přičemž pronikající teplejší a vlhčí vzduch je tělesy ochlazován a díky tomu dojde ke kondenzaci či desublimaci vodní páry na tělesech.

## 3. srážky, které jsou produktem fázových změn vody ze srážek padajících, na zemském povrchu

Voda, která spadne ve formě deště, sněhu či mrholení, zmrzne na zemském povrchu.

- ledovka - dochází k mrznutí kapek přechlazeného deště (teplota kapek je menší než  $0$  °C) na zemském povrchu. Ledovka je schopna obalit tělesa do kompaktní ledové vrstvy i na dobu několika dní. Výskyt ledovky je spojen se stykem odlišných vzduchových hmot ve vyšších vrstvách atmosféry, přičemž zde musí být výrazná inverzní vrstva. Ledovka se vytváří neobvyklými procesy uvnitř oblasti s chladnou vlnou vzduchu.
- náledí - dochází k mrznutí dešťových kapek na prochlazeném zemském povrchu. S náledím se většinou setkáváme na začátku oblevy.
- zmrazky - ledová plotna vzniklá zmrznutím kaluže.

---

## BARICKÉ POLE

**Tlak vzduchu** vytváří skalární pole, tzn. že každý bod v atmosféře můžeme definovat určitou hodnotou tlaku vzduchu. *Izobarické plochy (hladiny)* jsou takové plochy, které v atmosféře spojují všechny body s určitou hodnotou tlaku vzduchu. *V nižších hladinách atmosféry leží izobarické plochy s vyšší hodnotou tlaku vzduchu, zatímco výše ležící mají hodnotu tlaku vzduchu menší.*

### Hodnoty izobarických ploch

Výška km	0	1,5	3	5	9	11 - 12
Hodnota hPa	1 000	850	700	500	300	200

Izobarické plochy nemají rovnoběžný průběh se zemským povrchem. Někde jsou vypuklé k zemskému povrchu, jinde naopak vpouklé.

**Vertikální barický stupeň** (vertikální vzdálenost odpovídající poklesu tlaku vzduchu o jednotkovou hodnotu) je závislý na teplotě. *V teplém vzduchu tlak ubývá pomaleji než ve vzduchu studeném.* Určitá izobarická plocha bude tedy mít v teplém vzduchu výšku větší než ve vzduchu chladnějším. Izobarická plocha vlastně udává teplotu vzduchu, v němž leží. Některé izobarické plochy zemský povrch protínají. Čáry vymezené průsečíky izobarických ploch se zemským povrchem neboli *izobary* udávají přízemní tlakové pole.

Výšková poloha izobarické plochy k zemskému povrchu nebo k jiné izobarické ploše je důležitým teplotním ukazatelem. Polohu izobarických ploch vyjádříme pomocí **map barické topografie**, přičemž tyto mapy jsou dvojího druhu:

- *mapy absolutní barické topografie* vyjadřují výšku určité izobarické plochy vzhledem k zemskému povrchu (hladině moře);
- *mapy relativní barické topografie* znázorňují výškový rozdíl mezi dvěma zvolenými izobarickými plochami.

Mapy barické topografie mají velký význam pro tvorbu meteorologických modelů. Nejčastěji jsou zpracovávány mapy absolutní barické topografie zobrazující výšku 850 a 1 500 hPa nad zemským povrchem. V mapách relativní barické topografie se nejčastěji setkáme s hladinou 500 hPa nad hladinou 1 000 hPa.

Mapy barické topografie se vyjadřují v měřítku 10 gpm (*geopotenciální metr*), přičemž gpm je blízký klasickému metru a vychází z jeho úpravy v důsledku změny gravitačního pole Země.

Mapy barické topografie informují o teplotních podmínkách v příslušné vrstvě atmosféry nad zemským povrchem. V místech, kde je vyšší tlak vzduchu, jsou izobarické plochy vypuklé, naopak v místech, kde je tlak vzduchu nižší, jsou izobarické plochy vhloubené.

Mezi dvěma místy můžeme určit *vektor poklesu tlaku vzduchu* v horizontálním směru. Tento vektor směřuje z oblasti vyššího tlaku kolmo na normály k izobarám do oblasti nižšího tlaku vzduchu. Tuto skutečnost zapíšeme

$$\vec{\nabla} p = \frac{\partial p}{\partial n}$$

**Horizontální barický gradient** vyjadřuje pokles tlaku vzduchu na horizontální jednotku vzdálenosti. Narozdíl od vertikálního barického gradientu, jehož účinky eliminuje gravitace, není horizontální barický gradient eliminován žádným činitelem. Horizontální barický gradient je jedinou silou, která je schopna *uvádět vzduch do pohybu*. Horizontální barický gradient je o čtyři řády menší než vertikální barický gradient, na jeden poledníkový stupeň (111 km) je horizontální barický gradient 1 až 3 hPa.

U horizontálního barického gradientu rozlišujeme složku vertikální a mnohem menší složku horizontální, avšak horizontální složka uvádí vzdušnou masu v pohyb.

Máme-li vedle sebe oblast se studeným a oblast s teplým vzduchem, tak tlak v oblasti se studeným vzduchem ubývá rychleji než tlak v oblasti s teplým vzduchem.

V určitých výškách se horizontální tlakový gradient začíná shodovat s horizontálním gradientem teploty, tj. vzestup tlaku je spjat se vzestupem teploty a naopak sestup tlaku je spjat s poklesem teploty.

## ZÁKLADNÍ BARICKÉ ÚTVARY

Na přízemní mapě tlakového pole jsou hlavními útvary **tlaková níže (cyklona)** a **tlaková výše (anticyklona)**.

- **tlaková níže (cyklona)** je útvar, kolem nějž se koncentricky uzavírá alespoň jedna izobara, přičemž směrem do centra níže dochází k poklesu tlaku. Kolem níže dochází ke koncentrickému proudění proti směru pohybu hodinových ručiček.
- **tlaková výše (anticyklona)** je útvar, kolem nějž se koncentricky uzavírá alespoň jedna izobara, přičemž směrem do centra výše dochází k vzestupu tlaku. Kolem výše dochází ke koncentrickému proudění ve směru pohybu hodinových ručiček.
- **brázda nízkého tlaku vzduchu** vyjadřuje pokles tlaku vzduchu směrem k určité ose.
- **hřeben vysokého tlaku vzduchu** vyjadřuje vzestup tlaku vzduchu od určité osy na periferii.
- **barické sedlo** je bod na styku dvou proti sobě ležících tlakových výší (nebo hřebenů vysokého tlaku vzduchu) a dvou proti sobě ležících tlakových níží (nebo brázd nízkého tlaku vzduchu) tak, že tyto útvary jsou položeny do pomyslného kříže.

Brázdy a hřebeny tlaku vzduchu a barická sedla jsou analogií brázd, hřebenů a sedel na topografické mapě.

Jestliže bychom charakterizovali podmínky určitého místa na Zemi, např. mírných zeměpisných šířek severní polokoule, dojdeme k závěru, že v přední části tlakové níže (cyklony) dochází k přenosu teplých proudů od jihu a v zadní části k přínosu chladných proudů od severu. U tlakové výše (anticyklony) dochází v přední části k přenosu chladných proudů od severu a v zadní části k přívodu teplých proudů od jihu.

Na výškové napě se projevuje na čele tlakových níží (resp. týle tlakových výší) přívod teplého vzduchu. Díky tomu dojde k tvorbě výškového hřebene na týlu tlakové níže (resp. na čele výše) a vytvoří se výšková brázda tlaku vzduchu.

## VÝŠKOVÉ VARIACE TLAKU VZDUCHU

V případě **teplé tlakové níže** (cyklony) se začne projevovat to, že v jejím centru tlak ubývá pomaleji než na její periferii. Důsledkem toho je, že takováto cyklona by byla již v malé výšce nahrazena výškovou tlakovou výší (anticyklonou).

V případě **studené tlakové níže** (cyklony) je v jejím centru rychlejší pokles tlaku než na její periferii. Důsledkem je, že taková cyklona má podobu výškové níže. Takovéto výškové níže se rozkládají v celé troposféře.

**Teplá tlaková výše** (anticyklona) je vysokou tlakovou výší a obvykle prostupuje celou troposféru.

**Studená tlaková výše** (anticyklona) má podobu nízké cyklony a je vyjádřena na přízemní barické mapě.

