

Počasí

Počasí a meteorologie je velice široké téma, o němž bychom se mohli bavit celý semestr. V naší přednášce v rámci Zajímavé fyziky i v tomto textu se proto omezíme jen na několik základních jevů a fyzikálních principů, které se u tvorby počasí uplatňují.

Vodní pára v atmosféře

Ve vzduchu se může nacházet menší či větší množství vodní páry. Jsou to molekuly vody, které se víceméně volně pohybují mezi ostatními molekulami vzduchu a sráží se s nimi. Pokud koncentrace molekul vody při dané teplotě přesáhne určitou hodnotu (hodnotu odpovídající tzv. nasycené páře), molekuly se začnou spojovat a vodní pára kondenzuje na kapalnou vodu. Je-li tedy vodní pára nasycená, je v rovnováze s kapalnou vodou. Pára v takové situaci nekondenzuje a kapalná voda se nevypařuje.

S koncentrací syté vodní páry souvisí pojem **relativní vlhkost vzduchu**. Je-li pára nasycená, je vlhkost vzduchu 100%, má-li koncentraci poloviční proti nasycené páře, je vlhkost 50% atd.

Koncentrace nasycené vodní páry silně roste s teplotou. Čím je vzduch teplejší, tím více páry může pojmout. Pokud budeme mít vzduch s nějakým množstvím páry a budeme jej ochlazovat, jeho relativní vlhkost poroste. Po dosažení 100% pak pára začne kondenzovat. Takto vzniká např. mlha nebo mraky. Při ohřátí vzduchu s kapičkami dochází naopak k rozpouštění oblaků nebo mlhy.

Teplota, při níž by začalo docházet ke kondenzaci páry obsažené ve vzduchu, se nazývá **rosný bod**. Čím blíže je rosný bod aktuální teplotě vzduchu, tím je vzduch nasycenější vodní párou. Pokud je rosný bod roven aktuální teplotě vzduchu, je vodní pára v něm nasycená.

Při kondenzaci přechlazené páry např. na stéblech trávy vzniká rosa, pokud je větší zima, vzniká resublimací páry jinovatka.

Pokud přijde člověk v brýlích do teplé místnosti, ty se mu orosí, protože v místnosti je díky vyšší teplotě větší koncentrace páry, která pak na chladných brýlích kondenzuje.

Pokles teploty vzduchu s výškou

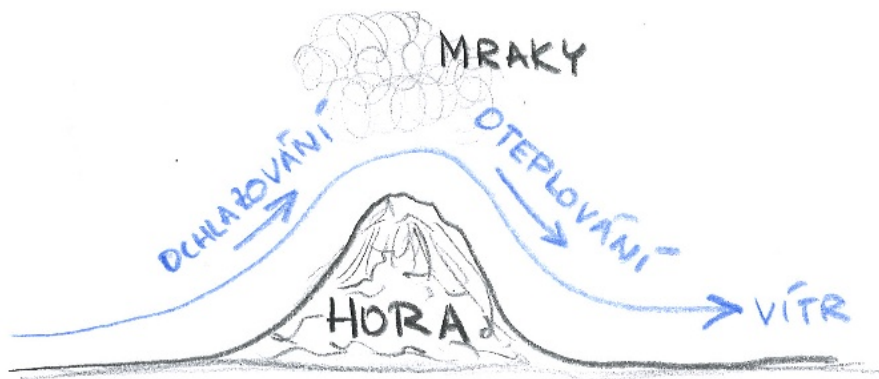
Každý jistě ví, že v horách bývá větší zima než v nížině. Proto bývá na horách sníh i tehdy, když v nížině není, a může se vyskytovat dokonce i v Africe (na hoře Kilimandžáro). A letadla letící ve výšce deseti kilometrů jsou vystavena teplotám kolem -55 stupňů Celsia. Čím je takový pokles teploty s nadmořskou výškou způsoben?

Abychom to pochopili, představme si určité množství vzduchu, který je z nějakého důvodu nucen stoupat vzhůru. Typickým příkladem takové situace je, že vítr naráží na vysokou horu nebo celé pohoří a protože se dále nemůže pohybovat vodorovně, stočí se nahoru a stoupá podél úbočí hory. Při stoupaní klesá tlak tohoto vzduchu, protože, jak známo, tlak vzduchu klesá s nadmořskou výškou. Vzduch se proto rozpíná a tím se ochlazuje. To je podstata poklesu teploty vzduchu s výškou. Pokud vzduch naopak klesá (např. na opačném úbočí téže hory), jeho tlak roste, objem klesá a teplota stoupá (podobně jako se při stlačování pístem ohřívá vzduch ve válci vznětového motoru – tam se ohřeje dokonce natolik, že vstříknuté palivo se samo vznítí).

Pokus: Zapálení střelné bavlny stlačením pístu ve skleněném válci.

Je pro uvedený proces důležitý pohyb vzduchu? Je. Představme si situaci, kdy bychom nějakým způsobem udržovali celou zemskou atmosféru v klidu. Po nějaké době by se díky přenosu tepla vedením ustavila tepelná rovnováha a celá atmosféra by získala stejnou teplotu.

Pokles teploty s výškou je možné odhadnout i kvantitativně. Předpokládejme nejprve, že při pohybu námi uvažovaného množství vzduchu nedochází k významné výměně tepla mezi ním a okolím.



Obrázek 1: Proudění vzduchu kolem hory spojené s ochlazením vzduchu při stoupání a jeho opětovným ohřátím při klesání.

V takovém případě je rozpínání téměř adiabatické, což umožňuje aplikovat známý vztah pro adiabatický děj, $pV^\kappa = \text{const.}$, kde p je tlak plynu, V je jeho objem a $\kappa \approx 1,4$ je adiabatická (Poissonova) konstanta. Jestliže navíc využijeme stavovou rovnici ideálního plynu (jímž vzduch s dobrou přesností je), $pV/T = \text{const.}$, získáme kombinací obou rovnic $p^{\kappa-1}/T^\kappa = \text{const.}$ a odtud derivováním získáme vztah mezi malou změnou teploty a malou změnou tlaku ve tvaru $\Delta T = (1 - 1/\kappa)T\Delta p/p$. Využijeme ještě vztahu pro pokles tlaku s nadmořskou výškou, $\Delta p = \rho g \Delta h$ a nakonec tak dostaneme

$$\frac{\Delta T}{\Delta h} = \left(1 - \frac{1}{\kappa}\right) \frac{T\rho g}{p}.$$

Dosažením hodnot pro vzduch při pokojové teplotě na hladině moře, $\rho = 1,2 \text{ kg m}^{-3}$, $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$, $T = 293 \text{ K}$, $p = 10^5 \text{ Pa}$, dospějeme k hodnotě $\Delta T/\Delta h = 0,01 \text{ K/m}$. Teplota vzduchu tedy klesá přibližně o jeden Kelvin (a tím i o jeden stupeň Celsia) na každých 100 metrů nadmořské výšky. Ve skutečnosti je ale pokles o něco pomalejší, protože jednak při stoupání vzduchu může docházet ke kondenzaci obsažené vodní páry, jednak určitou roli hraje i vedení tepla, které teplotní gradient také o něco zmenšuje.



Obrázek 2: Čepička z mraků kolem hory Fuji v Japonsku.

Pokles teploty vzduchu s výškou mívá za následek krásný jev, kdy se kolem vrcholku hory vytvoří „čepička“ z mraků vzniklých kondenzací páry v ochlazeném vzduchu, viz obrázek 2. Vrcholky některých hor jsou zahaleny mraky neustále ze stejného důvodu. Lze to pěkně demonstrovat i **pokusem**, při němž pumpičkou natlakujeme PET láhev, v níž je trocha vody nebo ještě lépe lihu. Při následném

vypuštění přebytečného vzduchu dojde k jeho ochlazení, obsažená pára proto zkondenzuje a v láhvi se vytvoří mnoho malých kapiček vody – mlha.

Stabilita atmosféry, inverze

Ne vždy klesá teplota vzduchu s výškou přesně podle vztahu odvozeného výše. Může se například stát, že zemský povrch se v určitém místě silně zahřeje dopadem slunečních paprsků a od něj se zahřeje i okolní vzduch, který začne stoupat vzhůru. Takových vzestupných proudů s oblibou využívají velcí ptáci, neboť jim to umožňuje hodiny plachtit a nemávnout přitom křídly, nebo větroně. Pták či pilot si najde stoupavý proud, nechá se jím vynést do velké výšky a pak může dlouho plachtit. Po ztrátě výšky se znovu nechá vynést atd. a může tak pokračovat v principu neomezeně dlouho (pokud je dostatek stoupavých proudů).

V souvislosti s tímto jevem vyvstává zajímavá otázka: za jakých podmínek je atmosféra mechanicky stabilní a kdy je nestabilní?

Představme si opět určité množství vzduchu, které se nachází v atmosféře v nadmořské výšce h a má teplotu T . Předpokládejme, že z nějakého důvodu se tento element vzduchu přesune o něco výše – do výšky h' , kde je teplota okolního vzduchu T' . Díky mechanismu popsanému výše dojde k ochlazení našeho elementu na teplotu $T'' < T$, která může být stejná, vyšší nebo nižší než teplota okolního vzduchu. Uvažujme nejprve situaci, kdy $T'' > T'$. Náš element vzduchu je teplejší a tedy i lehčí než okolní vzduch, bude proto dále stoupat nahoru a uvedená situace je tedy mechanicky nestabilní. Příkladem je výše popsaný stoupavý proud vzduchu.

Jestliže naopak $T'' < T'$, tedy náš element vzduchu je po svém přesunu chladnější než okolní vzduch, bude díky své vyšší hustotě samovolně klesat zpět dolů. V takovém případě je atmosféra stabilní a nedochází k samovolnému promíchávání vzduchových vrstev. Extrémním případem takové situace je teplotní inverze, kdy teplota vzduchu s výškou roste. Tehdy neplatí $T' < T$ jako obvykle, ale $T' > T$ a díky vztahu $T'' < T$, který platí vždy, pak nutně platí $T' > T''$. V takovém případě je vzduch extrémně mechanicky stabilní a je velmi těžké dosáhnout jeho promíchávání. To je i důvodem špatných rozptylových podmínek při inverzích.

Pokud nastane třetí možnost, $T'' = T'$, je situace indiferentní, tedy ani stabilní, ani nestabilní. Element vzduchu vynesení výše je v rovnováze se svým okolím a nic zvláštního se nebude dít. To je v atmosféře asi nejběžnější situace.

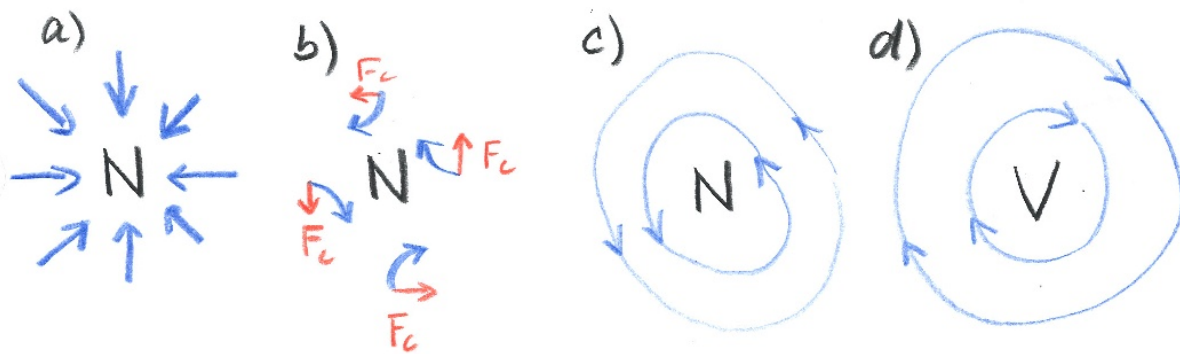
Tlakové níže a výše

Představme si, že v určité malé části prostoru jsme vytvořili místo, v němž je nižší tlak než v okolí. Co se stane? Přirozeně vzduch z okolí začne vlivem tlakového rozdílu rychle proudit do tohoto místa a tím velmi rychle dojde k vyrovnání tlaku.

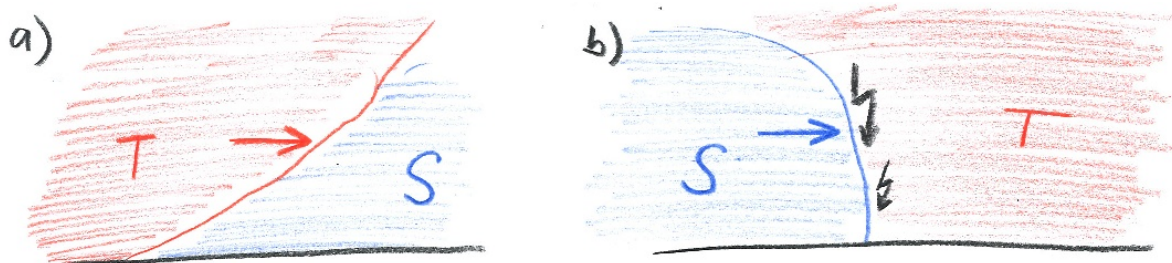
Co se stane, když podobná situace nastane ne v místnosti, ale nad povrchem Země? Ukazuje se, že to dopadne poněkud jinak, a to díky působení tzv. Coriolisovy síly.

Uvažujme, že v atmosféře někde na severní polokouli vzniklo místo (označme je jako N – níže), kde je nižší tlak než v okolí, o velikosti mnoha stovek kilometrů. Vzduch je podobně jako v předchozím příkladě tlakovým gradientem puzen do tohoto místa. Jakmile se ale začne pohybovat, bude na něj působit Coriolisova síla směrem doprava (při pohledu ve směru pohybu vzduchu). Tato setrvačná síla způsobí stočení směru proudění, které už nebude probíhat ve směru tlakového gradientu. Ukazuje se, že Coriolisova síla je dostatečně silná na to, že stočí proudění do směru téměř kolmého na gradient tlaku, tedy téměř do směru izobar, viz obrázek 3.

Vzduch proto nebude proudit do středu tlakové níže, ale bude obíhat kolem něj proti směru hodinových ručiček v málo strmých spirálách a jen pomalu se bude středu níže blížit. Proto bude trvat mnohem déle, než tlaková níže zanikne, ve srovnání se situací, kdyby Coriolisova síla nepůsobila. Díky tomu také mnohem déle bude foukat vítr, který tak může například přinést vodní páru z moře



Obrázek 3: a) Proudění vzduchu v blízkosti malé oblasti se sníženým tlakem (tlakové níže). Vzduch proudí přímo do tlakové níže, tedy proti směru tlakového gradientu a kolmo na izobary (křivky konstantního tlaku). b) U tlakové níže velkých rozměrů na Zemi dojde na severní polokouli vlivem Coriolisovy síly F_c ke stočení směru větru doprava. c) Výsledkem je proudění téměř ve směru izobar (křivek konstantního tlaku). d) Proudění kolem tlakové výše.



Obrázek 4: Přechod a) teplé a b) studené fronty.

nad pevninu atd. Dá se tedy říci, že díky rotaci Země je počasí mnohem rozmanitější a bohatší, než by bylo bez ní.

V blízkosti zemského povrchu ale dochází k brzdění proudícího vzduchu třením o zem. Rychlost proudění je zde proto menší a menší je Coriolisova síla. Proto vzduch v blízkosti zemského povrchu neproudí ve směru izobar, ale stáčí se do směru poklesu tlaku. Tak se vzduch při zemi rychleji dostává do středu tlakové níže a jakmile se tam dostane, začne stoupat vzhůru. Tím se vzduch adiabaticky ochlazuje, dochází ke kondenzaci páry a vzniku mraků a někdy i bouřek. Tlaková níže je tedy provázána srážkami a špatným počasím, což bylo odedávna známo námořníkům, kteří pak se znepokojením pozorovali klesání rtuti barometru.

V případě tlakové výše je situace analogická, vzduch opět proudí téměř podél izobar, ale tentokrát směru hodinových ručiček, viz obrázek 3. Tlaková výše bývá provázána pěkným počasím a jasnou slunečnou oblohou.

Tlaková výše se také nazývá cyklóna, níže pak anticyklóna. Na jižní polokouli má Coriolisova síla opačný směr (působí doleva), proto se cyklóny točí ve směru hodinových ručiček a anticyklóny proti němu.

Fronty

Představme si situaci, kdy se jedna vzduchová masa pohybuje směrem ke druhé a vytlačuje ji. Takové situaci říkáme fronta.

Teplá fronta

V tomto případě teplý vzduch před sebou tlačí vzduch chladnější. Ten je těžší, zůstává při zemi a teplý vzduch se tlačí nad něj. Vlivem tření (viskozity) je pohyb chladného vzduchu brzděn a vytvoří se poměrně široké rozhraní mezi oběma masami vzduchu, viz obr. 4 a). Na tomto rozhraní se teplý vzduch ochlazuje od studeného (a naopak) a dochází ke kondenzaci páry obažené v teplém vzduchu, takže se vytvoří oblačnost a srážky. Vzhledem k relativně velké šířce rozhraní obou vzduchových mas trvá déšť delší dobu a není příliš prudký.

Studená fronta

V tomto případě studený vzduch před sebou tlačí vzduch teplejší. Postupující těžší studený vzduch se podsouvá pod teplejší vzduch a navíc je brzděn třením o zem, takže se vytvoří poměrně ostré a krátké rozhraní, viz obr. 4 b)., Na něm dochází ke kondenzaci páry obsažené v teplém vzduchu díky ochlazení vzduchem studeným. Výsledkem bývá silný déšť nebo bouřka, který však netrvá tak dlouho jako déšť při teplé frontě.

Srážky

Srážky (déšť, sněžení) vypadávají z mraků. Mraky jsou tvořeny obrovským množstvím mikroskopických kapiček vody nebo ledových krystalků. Ty díky zemské přitažlivosti padají v okolním vzduchu k zemi, ale vzhledem jejich nepatrné velikosti je to pohyb velmi pomalý a trvalo by velmi dlouho, než by kapičky dopadly na zem. K tomu, aby vznikl déšť, je proto nutné, aby velikost kapek narostla o několik řádů – z mikrometrů na milimetry.

K tomuto nárůstu dochází několika různými mechanismy, nejčastěji pak kombinací několika z nich. Jsou to

- Brownův pohyb. Díky neustálému chaotickému tepelnému pohybu kapek dojde občas k jejich kontaktu. Povrchové napětí se pak okamžitě postará o to, aby se kapky spojily v jednu větší kapku, která má stejný celkový objem, ale menší povrch.
- Gravitační koalescence. Větší kapičky padají dolů rychleji a naráží proto na menší kapky, které jsou pod nimi. Dojde opět ke spojení kapek a k nárůstu jejich velikosti.
- Elektrostatické přitahování. Dvě opačně elektricky nabitě kapky se přitahují, což opět způsobuje spojování kapek. Díky elektrostatické indukci se přitahuje i neutrální kapka k nabitě, takže stačí jedna nabitá kapka mezi mnoha neutrálními, aby je začala k sobě přitahovat, pohlcovat a růst.
- Turbulence. Při turbulentním proudění vzduchu v mraku¹ se vytvářejí prudké víry a značně se zvyšuje pravděpodobnost spojení kapek.
- Aerodynamické přitahování díky Bernoulliho principu.

Bouřky

Elektrina v mracích vzniká několika různými mechanismy, tento jev dosud není plně pochopen. Většinou spodní část mraku nese záporný náboj a horní kladný. V zemi pod mrakem se indukuje kladný náboj. Při bleskovém výboji se náboje vyrovnají, čímž se Země nabíjí záporně.

Hrom – oyzývá se dlouho, protože se zvuk odráží od terénu i od mraků.

¹Pozor – tím se nemyslí, že by obtékání mikroskopické kapičky při jejím pádu bylo turbulentní; toto proudění je vzhledem k malé velikosti kapek vždy laminární.

Literatura

Jan Bednář, Pozoruhodné jevy v atmosféře. Praha, Academia 1980.