

# Od pasátů po brízu: za vším hledej Slunce

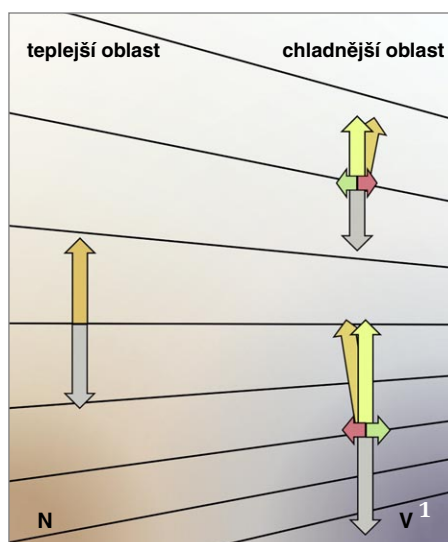
Tak jako nikdy nevstoupíme dvakrát do stejné řeky, protože její voda odtéká, obměňuje se i vzduch, který nás obklopuje. Atmosféra je totiž v neustálém pohybu různých měřítek, od nejmenších turbulentních vírů až po proudění v rámci planetárních cirkulačních buněk. Spolu se vzduchem se přenášejí energie, voda, další chemické látky i nejrůznější kapalné a pevné částice. Pohyb vzduchu je tak nutnou podmínkou velkého množství přírodních procesů, u kterých si to často ani neuvědomujeme.

## Přetahovaná atmosférických sil

Abychom se mohli vydat zkoumat pohyb vzduchu na naší planetě, musíme nejprve určit sílu, která tento pohyb vyvolává. Nabízí se síla zemské tíže, která způsobuje v úvodu zmíněný pohyb tekoucích vod. Tíhová síla však směřuje dolů, kolmo na ideální zemský povrch (šedé šipky v obr. 1), takže ji prozatím opustíme.

Zdánlivě neúspěšný první krok při hledání příčiny pohybu vzduchu nebyl zbytečný, protože síla zemské tíže způsobuje atmosférický tlak, který vzduch v nížinách stlačuje na hustotu přibližně  $1,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Když ale dofukujeme pneumatiky našeho auta, snadno si ověříme, že vzduch lze stlačit na násobně větší hustotu, než v atmosféře pozorujeme. Opačným směrem než síla zemské tíže musí na vzduch působit stejně velká síla, která účinek tíhové síly při dané hustotě vyrovná, a bude tedy úměrná hustotě vzduchu. Tou je síla tlakového gradientu, směřující z vyššího do nižšího tlaku. Protože tlak vzduchu s nadmořskou výškou klesá, směřuje tato síla přibližně vzhůru (oranžová šipka na obr. 1 vlevo).

Mohlo by se zdát, že jsme si moc nepomohli, protože dvojice navzájem opačných sil ustavila tzv. hydrostatickou rovnováhu, takže hlavní „pachatel“ pohybu vzduchu nám unikl. (Bylo by přesnější mluvit o aerostatické rovnováze, nicméně platí v tekutinách obecně a uvědomujeme si ji především ve vodě.) V tuto chvíli proto musíme povolat Slunce a nechat ho vzduch prohřívát, a to v různých oblastech odlišnou měrou, což je na planetě Zemi běžné. Vzduchový sloupec teplejšího, tedy řidšího vzduchu bude na vzduch při zemi působit menším tlakem, v případě studeného vzduchu tomu bude naopak, takže budou vznikat horizontální rozdíly tlaku vzduchu. Jakkoli je horizontální tlakový gradient u zemského povrchu nejméně o tři řády menší než gradient vertikální, stačí k tomu, aby síla tlakového gradientu nemířila přesně kolmo vzhůru. Tím dostáváme horizontální složku síly tlakového gradientu (červené šipky v obr. 1 a 2), která – na rozdíl od vertikální složky (žluté



1 Vertikální schéma atmosférických sil působících v prostředí s různě prohřátým vzduchem na severní polokouli. V hustším chladnějším vzduchu (modře) je při zemi tlaková výše (V), v lehčím teplejším vzduchu (hnědě) tlaková níže (N). Černé izobary znázorňují pokles velikosti atmosférického tlaku s výškou. Směrem k zemskému povrchu na vzduch působí síla zemské tíže (šedé šipky), kolmo na izobarické plochy síla tlakového gradientu (oranžové šipky), přičemž kromě její vertikální složky (žluté šipky) můžeme rozlišit i horizontální složku (červené šipky), která uvádí vzduch do pohybu. Větř v nižších hladinách vane směrem od nás (kolmo na rovinu papíru), ve vyšších hladinách směrem k nám, v obou případech kvůli stáčení Coriolisovou silou (zelené šipky). Síla tření a jí způsobené odchýlení větru u zemského povrchu není znázorněno. Blíže v textu

šipky v obr. 1) – proti sobě (zatím) nemá opačnou sílu, takže vyvolává vítr.

Tím však přetahovaná atmosférických sil nemůže skončit, protože i k horizontální složce síly tlakového gradientu musíme

najít sílu, která bude působit proti ní, aby se vítr ustálil na určité rychlosti. Jde o uchylující sílu zemské rotace neboli Coriolisovu sílu (zelené šipky v obr. 1 a 2b, c), která začne působit na proudící vzduch, a to na severní polokouli kolmo doprava na směr jeho pohybu. Pokud jí dáme dost času, stočí vítr o celých  $90^\circ$ , takže ten nebude vát z oblasti vysokého tlaku do míst s nízkým tlakem, nýbrž mezi nimi: při pohledu směrem po větru zůstane tlaková níže nalevo a tlaková výše napravo od nás (situace znázorněná na obr. 1 dole a na obr. 2b). Také v tomto případě se tedy nakonec ustaví rovnováha sil, nazývaná geostrofická, a vítr si pak uchováva konstantní rychlost, dokud se nezmění velikost horizontálního tlakového gradientu.

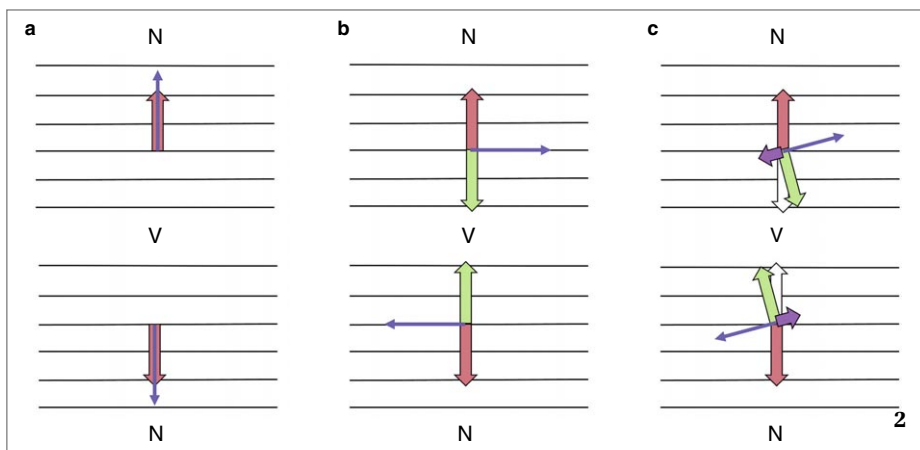
Při pohybu vzduchu v blízkosti zemského povrchu se ovšem ke slovu hlásí ještě jedna síla, kterou při našem uvažování nemůžeme zanedbat. Je jí síla tření, jež působí proti směru větru a tím ho zpomaluje (fialové šipky na obr. 2c). Navíc kvůli tomu dochází k zeslabení Coriolisovy síly, která je rychlosti proudění přímo úměrná. Geostrofická rovnováha se tím naruší, horizontální složka síly tlakového gradientu získá nad Coriolisovou silou převahu, a vítr proto nebude vát přesně podél izoliní tlaku vzduchu neboli izobar, nýbrž mírně šikmo na ně, a to směrem do míst s nižším tlakem.

Směr větru se tak při pohledu vzhůru mění a kvůli slábnoucímu vlivu tření jeho rychlost zpravidla roste. Navíc často pohledem na plující oblaky zjistíme, že ve vyšších vrstvách atmosféry vane vítr dokonce úplně opačným směrem než v nižších. Rozložení tlakových útvarů totiž obývá v různých hladinách odlišně, což opět souvisí s různým prohřátím vzduchu. V teplém, tedy méně hustém vzduchu klesá atmosférický tlak s výškou pomaleji, takže zatímco v něm při zemi většinou pozorujeme tlakovou níži, ve výšce zde naopak může být tlak vzduchu relativně vyšší než v oblasti studeného vzduchu (viz opět obr. 1, kde proto výškový vítr vane směrem k nám). Zásadní přítom však je, že dochází i k vertikální výměně vzduchu.

## Balony a lanovky

Pojmem vítr obvykle označujeme pouze horizontální proudění vzduchu. Pro pochopení systému všeobecné cirkulace atmosféry na Zemi však musíme uvažovat i vertikální pohyby. V atmosféře nastávají v důsledku dvou hlavních mechanismů, pro které můžeme použít symboly balonu a lanovky.

Když jsme sílu zemské tíže vyloučili jako možného hlavního hybatele vzduchu, zdůvodnili jsme to hydrostatickou rovnováhou se silou tlakového gradientu, přesněji s její vertikální složkou. Rovnováha však může být narušena, pokud se hustota určitého množství vzduchu oproti okolnímu změní, a to především vlivem změny teploty. Nejčastěji k tomu dochází při prohřátí vzduchu nad zemským povrchem, tedy opět působením Slunce. Vzhůru směřující síla, které v tomto kontextu říkáme vztlačová, získá podle Archimedova zákona převahu nad silou zemské tíže a vzniká kladný vztlak. Řidší vzduch pak stoupá vzhůru, stejně jako balon naplněný ohřá-



tým vzduchem nebo plynem lehčím než vzduch. Stoupající vzduch s sebou přenáší teplo přijaté od zemského povrchu, proto tento pohyb označujeme termínem konvekce (z latinského *con-vehere* – svést s sebou). Dokud je stoupající vzduch teplejší než okolí, je jeho výstup kladným vztlakem urychlován. Jak vysoko tyto výstupy dosáhnou, záleží na teplotním zvrstvení atmosféry, tedy na vertikálním profilu teploty vzduchu. Vzduch se totiž při pohybu vzhůru do nižšího tlaku rozpíná, čímž ztrácí vnitřní energii, a tudíž se ochlazuje na každých 100 m o přibližně 1 °C. Dříve či později se tak jeho teplota vyrovná s okolím a dál už je jeho výstup brzděn.

K narušení hydrostatické rovnováhy může dojít i opačným směrem. Při ochlazení vzduchu v určité výšce oproti jeho okolí síla zemské tíže na něj působící převyšuje vztlakovou sílu a vzduch je urychlován směrem dolů (jako balon v případě nechtěného úniku většího množství plynu, který ho nadnášel, je těžší než okolní vzduch o stejném objemu). Konvektivní výstupy i sestupy ostatně probíhají současně, takže od zemského povrchu stoupající teplý vzduch je nahrazován chladnějším z vyšších hladin. Když tento vzduch dosáhne zemského povrchu, roztéká se podél něj a opět vzniká horizontální proudění, tedy vítr. Vidíme, že i síla zemské tíže může druhotně vést ke vzniku větru ve smyslu horizontálního proudění vzduchu, a to i tam, kde žádný horizontální gradient tlaku vzduchu nepozorujeme (resp. vzniká až druhotně). Oproti větru v důsledku horizontálního tlakového gradientu je však vítr vyvolaný konvekcí prostorově heterogennější a proměnlivější v čase.

Kromě konvekce se vzduch může pohybovat vertikálně – vzhůru nebo dolů – i vynuceně. Podmínkou je vítr, který má v tomto případě i svou vertikální složku. Pohyb vzduchu šikmo vzhůru nebo šikmo dolů můžeme přirovnat k pohybu kabiněk lanovky, v nichž nehraje roli jejich hmotnost oproti okolnímu vzduchu, nýbrž pohon lanovky. Jako v případě běžného větru proudícího horizontálně, i zde působí horizontální tlakový gradient, avšak ve spolupráci s dalším mechanismem. Nejčastěji je jím konvergence nebo divergence proudění, k nimž dochází hlavně u zemského povrchu působením síly tření. Jak jsme již zjistili, v tlakových nížích směřují vektory přízemního větru šikmo dovnitř, takže zde přízemní konvergence způsobuje vynucené výstupy vzduchu. Naopak v tlakových

2 Horizontální schéma směru větru jako výsledku ustavení rovnováhy atmosférických sil v oblastech mezi pásy nižšího (N) a vyššího (V) tlaku vzduchu na severní polokouli: a – vítr (modré šipky) jako důsledek síly horizontálního tlakového gradientu (červená šipka) za podmínek, kdy se nestihne uplatnit horizontální složka Coriolisovy síly; b – geostrofický vítr jako výsledek rovnováhy síly horizontálního tlakového gradientu a Coriolisovy síly (zelené šipky); c – vítr v blízkosti zemského povrchu ovlivňovaný navíc silou tření (fialové šipky). Orig. M. Müller (obr. 1 a 2)

výších je vzduch nucen klesat v důsledku přízemní divergence proudění. Obdobně může působit i výšková divergence, resp. konvergence. Dalším mechanismem vynucených výstupů vzduchu může být natekání relativně teplejšího vzduchu nad studenější na teplé frontě, nebo přetékání vzduchu přes horské hřebeny. Při všech těchto pohybech se ale přemísťuje nejen vzduch.

### Atmosféra jako dopravní prostředek

Různé druhy horizontálních i vertikálních pohybů vzduchu zjevně mají společnou prvotní příčinu – nerovnoměrné ohřívání vzduchu. Právě proudění vzduchu je ostatně jedním z hlavních nástrojů, kterými je tato nerovnováha zmírňována, a to nejen v horizontálním, ale i ve vertikálním směru od zemského povrchu, který je hlavním příjemcem slunečního záření. Turbulentními toky je pak přenášena energie ve formě zjevného tepla projevujícího se ohřátím vzduchu, ale i tepla latentního, které se do vzduchu „ukryje“ při výparu vody z vodních ploch, půdy, rostlin apod.

Kromě toho, že vzduch a zejména vodní pára představují prostředek přenosu tepla, je neméně podstatný i transport samotné vody jakožto další podmínky života. Kapalná voda je skoro tisíckrát hustší než vzduch v nížinách, takže by bez pomoci atmosféry vyplnila sníženiny zemského reliéfu bez možnosti dalšího pohybu. Díky výparu se však voda v plynném skupenství stává součástí vzduchu a může být větrem přenášena na dlouhé vzdálenosti. Na rozdíl od vžitě představy k tomu dochází hlavně ve spodní troposféře právě kvůli rychlému poklesu vlhkosti vzduchu s výškou. Obzvláště velká množství vodní páry se přenášejí v útvarcích označovaných jako atmosférické řeky, což jsou pásy

rychle proudícího vlhkého vzduchu, často vznikající v teplých sektorech mimotropických cyklon (tlakových níží).

Zcela zásadní pro přírodní sféru Země je schopnost atmosféry unášet vodní páru směrem vzhůru, přičemž dochází k výše zmíněnému ochlazení vzduchu kvůli jeho rozpínání. Když k tomu doplníme fakt, že chladnoucí vzduch v sobě pojme stále menší množství vodní páry, musí při dostatečně vertikálně mohutných výstupech vznikat stav nasycení („naplnění“ vzduchu vodní párou) a následně se tvoří oblačné kapky, případně ledové krystalky. Přitom probíhá pozoruhodná spolupráce vzduchu a vody. Výstup vodní páry je podmíněn výstupem vzduchu, zároveň je však výstup vzduchu za podmínky nasycení výstupem vodní páry dále podporován. Do vzduchu se pak totiž uvolňuje latentní teplo kondenzace, které zesiluje výstupné pohyby natolik, že mohou nastat konvektivní bouře, které někdy dokážou proniknout až nad horní hranici troposféry (obr. 3). Růstem oblačných částic se tvoří padající srážky, které spolu s odtokem uzavírají hydrologický cyklus neboli oběh vody na Zemi.

Jakkoli o atmosféře mluvíme jako o plyněném obalu Země, není to zcela přesné. Kromě vzduchu coby směsi plynů jsou součástí atmosféry i kapalné a pevné částice. Vedle oblačných a srážkových částic vody nebo ledu jde především o nejrůznější aerosolové částice, které se ve vzduchu vznášejí a spolu s ním jsou transportovány často na dlouhé vzdálenosti. Maximální velikost unášených částic je přímo úměrná rychlosti proudění, přičemž podstatnou roli hraje atmosférická turbulence, která u menších částic zcela eliminuje jejich pádovou rychlost vlivem síly zemské tíže. Při extrémních rychlostech větru může vzduch unášet i větší předměty, které pak mohou zesilovat ničivé účinky větru.

### Spolehlivě vanoucí větry

Nyní se již můžeme rozhlédnout po Zemi a hledat stálé nebo pravidelně se vyskytující horizontální rozdíly v jejím prohřátí, abychom mohli popsat i stálé nebo pravidelně se vyskytující větry.

Vzhledem ke sférickému tvaru Země je v celoplanetárním měřítku největší teplotní kontrast mezi zeměpisnými póly a rovníkem. V polárních i v tropických oblastech tak síla horizontálního tlakového gradientu pohání vzduch ve spodní troposféře směrem od nižších zeměpisných šířek. Coriolisova síla však uchyluje proudění doprava, takže zde má vítr převažující směr od východu na západ (jako v dolní části obr. 2b). V tropech ho označujeme jako pasát, což je slovo příbuzné se slovem pasáž, tedy průchod nebo průjezd. Pasáty se totiž hodily posádkám plachetnic směřujících z Evropy do Ameriky. Přestože jsou to převážně východní větry, mají při zemi i svou složku směřující k rovníku (jako v dolní části obr. 2c), kde vzniká intertropická zóna konvergence pasátů obou polokoulí. Nejprohřátější zóna, která se ovšem sezonně posouvá střídavě na sever a na jih od rovníku, je prstencem sníženého tlaku vzduchu, kde vertikálně mohutné výstupy vzduchu vyvolávají hlavně v odpoledních hodinách tropické lijáky. Obdobně oblast kolem pólu je především v zimě příslušně



polokoule silně promrzlá, což zde způsobuje tlakovou výši, z níž se při zemi vzduch roztéká do nižších zeměpisných šířek. Schéma na obr. 1 tak připomíná vertikální řez tropickými i polárními oblastmi severní polokoule od jihu k severu (směrem doprava roste zeměpisná šířka). Kvůli pomalejšímu poklesu tlaku vzduchu směrem vzhůru je v teplejším vzduchu ve výšce relativně vyšší tlak oproti vzduchu chladnějšímu, takže se zde v obou oblastech vzduch vydává opačným směrem než při zemi. V horní troposféře proto převažuje západní proudění, v tropech označované jako antipasátů. Cirkulační buňky uzavírají výstupy vzduchu v tlakových nížích a sestupy v tlakových výších.

Ve středních zeměpisných šířkách je situace složitější. V oblastech kolem 30° zeměpisné šířky zejména nad oceány dominují tlakové výše, a to navzdory tomu, že je zde prokazatelně tepleji než v oblastech kolem 60° zeměpisné šířky, kde naopak nad oceány převažují tlakové níže. Tyto tlakové útvary totiž mají jinou než termickou příčinu. Na okrajích tropů dochází kvůli antipasátům k výškové konvergenci proudění a tím ke vzniku vysokých anticyklon, po okraji polárních oblastí se naopak vlní rozhraní odlišně teplých vzduchových hmot, na kterém se tvoří pohyblivé tlakové níže neboli frontální cyklony. Poloha těchto útvarů je značně proměnlivá, navíc se i ony sezonně posouvají v severojižním směru, v průměru však v mezilehlém prostoru způsobují převládající západní větry (jako v horní části obr. 2b), a to napříč celou troposférou. Výměna vzduchu, energie, vody a dalších látek přes střední zeměpisné šířky tak probíhá až vlivem tzv. Rossbyho vln, tedy horizontálního rozvlnění výškových západních větrů.

Popsaný systém planetárních cirkulačních buněk (tří na každé polokouli) je zásadně narušován nerovnoměrným rozdělením pevnin. Ty se ve vyšších zeměpisných

3 Vertikálně mohutná konvekce podpořená uvolňováním latentního tepla do výstupného proudu oblaku druhu cumulonimbus způsobuje konvektivní bouři, která se projevuje mimo jiné nárazovitým větrem, vyvolaným roztékáním studeného vzduchu ze sestupného proudu oblaku podél zemského povrchu. Foto M. Müller

šířkách oproti oceánům sezonně mnohem více prohřívají i chladnou, takže vznikají další významné prostorové rozdíly v prohřátí vzduchu. I v tomto případě můžeme k demonstraci částečně využít obr. 1, pouze ho musíme v létě uvažovat opačně než v zimě, neboť v létě se nad prohřátou Asií i Severní Amerikou snižuje tlak vzduchu, v zimě se zde naopak ve studeném vzduchu formují mohutné tlakové výše. Tyto sezonní tlakové útvary dávají vzniknout monzunům, které mají sezonnost již ve svém názvu a jsou typické především v jižní, jihovýchodní a východní Asii. Vlhké letní monzuny při zemi natékají šikmo nad pevninu, suché zimní monzuny pak opačným směrem. Dlužno však poznamenat, že na rozdíl od proudění v polární i tropické neboli Hadleyově cirkulační buňce neexistuje nad monzunem žádný „antimonzun“, který by monzunovou cirkulaci uzavíral.

Pasáty i monzuny jsou poměrně „spolehlivými“ větry, které v danou roční dobu vanou v daných oblastech pravidelně, jejich intenzita ale není každý rok úplně stejná. Pasáty se navzájem ovlivňují s povrchovou vrstvou oceánů, nad nimiž vanou, což platí především pro tropické Tichomoří. Pasáty zde způsobují povrchové oceánské proudy mířící k západu, přičemž se voda prohřívá a na západě je oceán teplejší než na východě. Vzniká tak další rozdíl v prohřátí vzduchu, který pasáty zesiluje. Ať už dojde k zeslabení, nebo zesílení pasátů v atmosféře, vede to ke změně teplotního rozdílu mezi uvedenými částmi oceánu,

totéž však platí i naopak. V průměru jednou za několik roků se zde proto vystřídají El Niño a La Niña, teplá a studená fáze oscilace označované jako ENSO (El Niño Southern Oscillation). Prostřednictvím dálkových vazeb ovlivňuje i letní monzun, který má při teplé fázi ENSO tendenci slábnout, což může v Indii způsobit sucho.

### Pod drobnohledem

Vítr v určitém místě a v určitou chvíli se však může od výše popsaného systému primární cirkulace výrazně lišit. Z oblastí s nižším tlakem vzduchu vybíhají brázdy nízkého tlaku vzduchu, z rozsáhlých tlakových výší naopak hřebeny vysokého tlaku vzduchu, které se pohybují a v čase proměňují. Mimitropické frontální cyklony procházejí typickým vývojem od svého vzniku z frontální vlny po zcela okludovanou, tedy studeným vzduchem tvořenou cyklonu, přičemž se v nich mění i pole větru. Ve středních zeměpisných šířkách občas dojde k blokování západního proudění vysokou anticyklonou, po jejíž přední straně dochází k pronikání studeného vzduchu od pólu, po zadní straně teplého vzduchu z tropů. V oblastech s přechodně nevýrazným tlakovým polem a uvnitř rozlehlých tlakových výší bývá navíc vítr jen slabý.

Právě za situace, kdy prakticky chybí pozadové proudění vzduchu a přitom je ve dne jasno a sluneční záření je dostatečně silné, přicházejí ke slovu místní cirkulační systémy s denní periodou. Nejznámějším z nich je brízová cirkulace mezi pobřežními oblastmi a přilehlým mořem, popřípadě i velkými jezery. Zatímco teplota moře se mezi dnem a nocí prakticky nemění, pevnina se během dopoledne prudce ohřívá, čímž zde klesá tlak vzduchu. Vzniklý horizontální tlakový gradient vyvolává mořskou brízu, kterou Coriolisova síla nestihne stočit podél izobar (jako na obr. 2a), proto vane přímo do vnitrozemí a zesla-

buje zde odpolední vedra. Naopak v noci a ráno stéká prochlazený vzduch z pevniny nad moře a s pevninskou brízou v zádech vyplouvá za svou nadějí i Hemingwayův stařec. Obdobný cirkulační systém se tvoří nad horskými svahy a údolími, kde vzduch ve dne stoupá vzhůru a v noci stéká dolů. Ve všech případech je přízemní proudění kompenzováno ve výšce kolem 2 km protisměrným prouděním, takže cirkulace tvoří jakýsi zploštělý rotující válec, který se během dopoledne a pak opět navečer zastaví a roztáčí opačným směrem. Již několikrát zmiňovaný obr. 1 tak můžeme považovat za příčný řez tímto válcem, avšak s tou výhradou, že zde Coriolisovu sílu neuvažujeme a větry vanou ve směru síly horizontálního tlakového gradientu.

Reliéf zemského povrchu má nicméně vliv i na velkoprostorové proudění vzduchu. S nadmořskou výškou v průměru roste rychlost větru kvůli zmenšujícímu se vlivu tření. Na závětrné straně pohoří může být vítr dále urychlován z dynamických příčin (fén) i s přispěním síly zemské tíže (bóra). K dalšímu urychlení větru může přispět tryskový efekt, který typicky vzniká v chladném vzduchu v horských průsmycích či údolích orientovaných ve směru větru. Právě pro „závětrné“ svahy horských překážek a oblastí při vyústění horských průsmyků je typický výskyt větrných bouří, které však obecně nejsou vázány jen na určité tvary reliéfu.

#### Naštěstí jen občas

Větrné bouře, tedy silný vítr s potenciálně škodlivými účinky, mohou nastávat v zásadě třemi způsoby. Jedním z nich je mimořádné zesílení mechanismů, kterými bývá vítr vyvoláván. Druhým způsobem je lokální zesílení jinak slabšího větru kvůli fyzicko-geografickým podmínkám, o kterém již byla řeč. Třetím je pak vznik atmosférických útvarů, které se zásadně liší od běžných podmínek v atmosféře.

Standardním mechanismem vzniku větru je horizontální tlakový gradient vlivem různého prohrátí vzduchu. Může se ovšem stát, že se gradient mimořádně zvětší a spolu s ním naroste i rychlost větru. Občas to pozorujeme v mimotropických oblastech, když dojde k výraznému zahloubení některé z cyklon tvořících se na rozhraních odlišně teplých vzduchových hmot. Teplotní kontrasty jsou obecně větší v chladné části roku, kdy také většinou vzniká tento druh větrných bouří. Zasahují území podstatně větší než jednotlivé státy v Evropě, kde je zvykem dávat jim jména podle příslušných cyklon. V živé paměti zůstává např. bouře Kyrill, která přes Německo pronikla až na naše území v lednu 2007.

Odlišný způsob vzniku větru spočívá v atmosférické konvekci, kdy je horizontální proudění důsledkem sestupu chladnějšího vzduchu v konvektivních buňkách a jeho roztékání podél zemského povrchu. V konvektivních bouřích (obr. 3) se pak někdy tyto sestupy značně urychlují a označujeme je jako downburst. Jakkoli větrné bouře spojené se silnou konvekcí, typické pro teplou část roku, bývají spíše lokální, může se zformovat i tzv. derecho, které zasáhne pás území o délce více než 400 km. A právě s konvektivními bouřemi se pojí i dva atmosférické útvary, v nichž jsou

dosahovány vůbec nejvyšší hodnoty rychlosti větru.

Tropické oceány nejsou oblastmi nejsilnějších konvektivních bouří, protože jejich povrch se nemůže rozehřát natolik jako pevnina. Kromě intertropické zóny konvergence, kde výstupy pomáhá odstartovat přízemní sbíhavost pasátů, a dostatečně vysokých ostrovů, kde může být konvekce iniciována vynucenými výstupy pasátů, zde proto silná konvekce není typická. Pokud však z určitých dynamických příčin vznikne rozsáhlé uskupení bouřkových oblaků (tropická porucha), má kvůli vysoké absolutní vlhkosti vzduchu k dispozici velké množství latentního tepla kondenzace pro podporu dalších výstupných pohybů. Tím se snižuje atmosférický tlak a případným působením Coriolisovy síly vzniká také rotace celého systému, který se může vyvinout v tropickou cyklonu (obr. 4). Pokud v ní změřená desetiminutová rychlost větru přesáhne 118 km.h<sup>-1</sup>, označujeme ji jako hurikán, tajfun nebo cyklon. Vzhledem k tomu, že měří napříč v průměru obvykle několik set kilometrů, při úderu na pobřeží významně vzdouvají mořskou hladinu a způsobují i intenzivní srážky, jde o vůbec nejničivější meteorologické útvary z hlediska objemu škod. Cyklonu Olivia, který v dubnu 1996 zasáhl severozápadní Austrálii, ostatně patří „světový rekord“ maximální naměřené rychlosti větru v nárazu 408 km.h<sup>-1</sup>.

Jenže tak jako světový rekord v hodu možná drží Václav Lysický ze známé Čapkovy povídky, ani maximum naměřené v cyklonu Olivia nemusí být – a v tomto případě dokonce určitě není – nejvyšší rychlostí větru, která se kdy u zemského povrchu vyskytla. S konvektivními bouřemi souvisejí i útvary přibližně tisíckrát menší než tropické cyklony – tornáda. Zatímco tropická cyklona je rychle rotující

4 Hurikán Florence z r. 2018 svými spirálními pásy prozrazuje silnou rotaci celého systému, která způsobuje násobně vyšší rychlosti větru, než mají pasáty, které nad tropickými oblastmi standardně vanou. Zdroj: Národní úřad pro letectví a vesmír, USA (NASA), převzato v souladu s podmínkami použití

