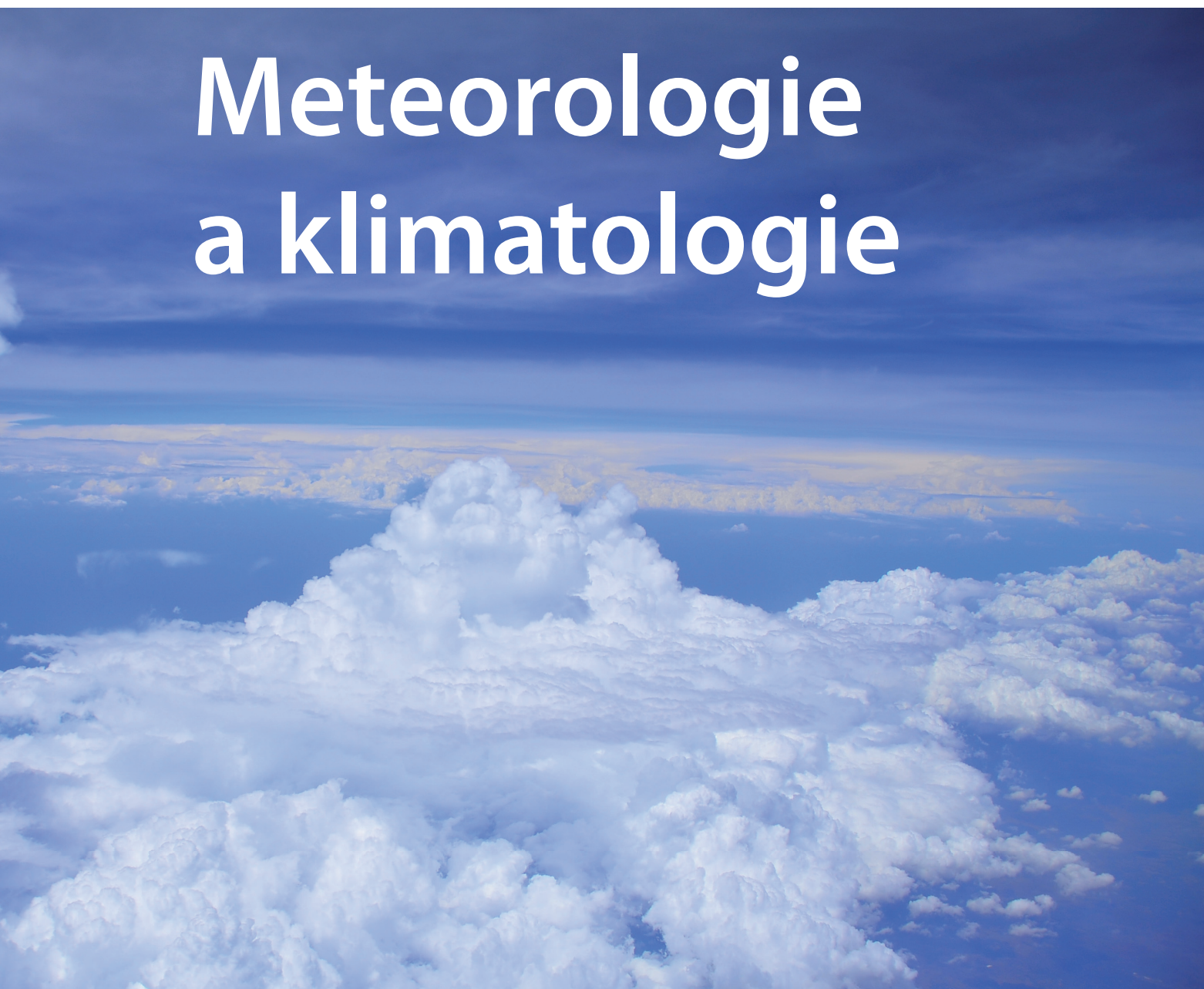


Základy fyzické geografie 1:

Meteorologie a klimatologie



Miroslav Vysoudil

Univerzita Palackého v Olomouci
Přírodovědecká fakulta

Základy fyzické geografie 1: Meteorologie a klimatologie

Miroslav Vysoudil

Olomouc 2013

Oponenti: RNDr. Norbert Polčák, Ph.D.
RNDr. Aleš Létal, Ph.D.
Mgr. Petr Zemánek, Ph.D.



evropský
sociální
fond v ČR



EVROPSKÁ UNIE



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY



OP Vzdělávání
pro konkurenceschopnost

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

Název projektu: Rozšíření akreditace studia učitelské geografie na PřF UP v Olomouci
o kombinovanou formu

Reg. číslo: CZ.1.07/2.2.00/18.0014

Neoprávněné užití tohoto díla je porušením autorských práv a může zakládat občanskoprávní,
správněprávní, popř. trestněprávní odpovědnost.

1. vydání

© Miroslav Vysoudil, 2013

© Univerzita Palackého v Olomouci, 2013

ISBN 978-80-244-3892-4 (tištěná verze)

ISBN 978-80-244-3893-1 (online verze)

Obsah

Úvod.....	5
Předpokládané vstupní znalosti	6
Písemné kontrolní úkoly, komunikace s tutorem	6
Vysvětlivky k ikonám.....	7
1 Úvod do meteorologie a klimatologie	9
1.1 Meteorologie, klimatologie, počasí, podnebí	9
1.2 Úplný klimatický systém.....	11
1.3 Organizace meteorologické služby	12
1.4 Radarová a družicová meteorologie, aerologie	14
2 Atmosféra.....	18
2.1 Charakteristika a vývoj zemské atmosféry	18
2.2 Chemické složení atmosféry.....	19
2.3 Vertikální členění atmosféry	20
2.4 Ozon v atmosféře a jeho destrukce.....	22
3 Energetický systém a energetická bilance Země.....	25
3.1 Sluneční záření	25
3.2 Vliv atmosféry na sluneční záření	28
3.3 Záření Země a atmosféry	29
3.4 Skleníkový efekt atmosféry	30
3.5 Energetická bilance Země.....	30
4 Teplota vzduchu a půdy.....	33
4.1 Teplota a teplo	33
4.2 Stupnice teploty	34
4.3 Teplota půdy	34
4.4 Teplota vzduchu.....	35
4.5 Vertikální změny teploty vzduchu.....	35
4.6 Periodické a neperiodické změny teploty	38
5 Atmosférický tlak	41
5.1 Tlak vzduchu.....	41
5.2 Změna tlaku s výškou, horizontální změna tlaku	43
5.3 Vítr jako meteorologický prvek	43
5.4 Základní tlakové útvary.....	44
5.5 Pohyby v atmosféře.....	45
6 Proudění a cirkulace.....	49
6.1 Proudění vzduchu, základní typy proudění.....	49

6.2	Všeobecná cirkulace atmosféry	50
6.3	Poruchy v atmosféře (tropické a mimotropické cyklony)	53
6.4	Místní cirkulace a místní větry	55
6.5	El Niño	59
7	Voda v atmosféře	61
7.1	Voda v atmosféře, její oběh	61
7.2	Vlhkost vzduchu	62
7.3	Kondenzace	63
7.4	Oblaka a oblačnost	64
7.5	Atmosférické srážky	67
8	Vzduchové hmoty a systém počasí	72
8.1	Vzduchové hmoty	72
8.2	Atmosférické fronty (teplá, studená, okluzní, stacionární)	73
8.3	Základní pojmy v synoptické meteorologii	76
8.4	Předpověď počasí	79
9	Klima na Zemi a jeho klasifikace	82
9.1	Podnebí na Zemi	82
9.2	Klimatické kategorie	83
9.3	Klimatické klasifikace	86
10	Kolísání klimatu a klimatické změny	90
10.1	Paleoklimatologie, klima v minulosti	90
10.2	Kolísání klimatu a jeho příčiny	90
10.3	Globální oteplování, projevy a dopady	92
10.4	Teorie příčin klimatických změn	93
11	Meteorologické prvky, jejich měření a základní klimatické charakteristiky	95
11.1	Sluneční záření	95
11.2	Sluneční svit	96
11.3	Teplota půdy	96
11.4	Teplota vzduchu	97
11.5	Tlak vzduchu	98
11.6	Vlhkost vzduchu	99
11.7	Výpar	100
11.8	Obláčnost	100
11.9	Atmosférické srážky	101
11.10	Směr a rychlost větru	103
11.11	Automatické meteorologické stanice	104
	Závěr	107
	Použité zdroje	108
	Profil autora	110

Úvod

Vážení studenti, do rukou dostáváte studijní oporu Základy fyzické geografie 1 – Meteorologie a klimatologie. Tento text je vytvořen v souladu se zásadami pro tvorbu distančních studijních opor, proto má možná pro Vás poněkud nezvyklou podobu. Je primárně určen studentům kombinované formy bakalářského studijního oboru Geografie (učitelská) a navazujícího magisterského studijního oboru Učitelství geografie pro střední školy. Cílem pracovníků katedry geografie je zpracovat pro ně studijní opory tak, aby i ve specifických podmínkách „domácí přípravy“ kombinované s pátečními tutoriály získali stejnou sumu znalostí jako účastníci prezenčního studia.

Přípravu kombinované formy studijních oborů Geografie (učitelská) a Učitelství geografie pro střední školy zajistil projektový tým Operačního projektu Vzdělání pro konkurenceschopnost – CZ.1.07/2.2.00/18.0014 „Rozšíření akreditace studia učitelské geografie na Přírodovědecké fakultě Univerzity Palackého v Olomouci o kombinovanou formu“, do kterého byla zapojena většina členů katedry geografie, mj. všichni vyučující. Z prostředků projektu byla hrazena zejména příprava studijních opor. Ty jsou zpracovávány podle jednotné metodiky a byly během akademických let 2012–13 a 2013–14 ověřeny ve výuce. Na základě připomínek a námětů studentů dostal tento studijní text svou konečnou podobu.

Meteorologie spolu s klimatologií patří mezi nejstarší přírodovědné disciplíny. Jejich vznik a rozvoj souvisel od počátku především s mnohostrannými možnostmi praktického využití poznatků o počasí a podnebí, ať už to bylo při vyhledávání míst vhodných k zakládání měst a osad, posuzování vhodnosti území pro zemědělskou výrobu, mořeplavectví a jiné.

Poslední desetiletí 20. století znamenala výrazný celosvětový vzestup zájmu o atmosférické vědy, mezi které meteorologie a klimatologie patří. Zejména aplikovaná meteorologie a klimatologie se staly velmi užitečným i populárním přírodovědným oborem mezi vědeckou i laickou veřejností. Důvody zájmu o meteorologii a klimatologii lze hledat především v těchto oblastech:

- přibývá hmatatelných důkazů o existenci klimatických změn a narušení přirozeného stavu úplného klimatického systému,
- stále častější extrémní přírodní katastrofy mají zřetelně původ v meteorologických jevech a procesech a jsou doprovázeny stále vyššími materiálními škodami, případně ztrátami lidských životů,
- studium klimatu souvisí s problematikou tvorby, ochrany a péče o životní prostředí a globálními environmentálními problémy.

Zemská atmosféra spolu s přízemní vrstvou představují významnou složku krajinné sféry. Vždyť biosféra, jejíž součástí je člověk, je nedílnou součástí fyzickogeografické složky krajinné sféry a je na klimatických podmínkách existenčně závislá.

Další důvody zvýšeného zájmu společnosti o klima jsou ryze praktické a korespondují s technickými, ekonomickými a sociálními aspekty úzce závislými na klimatu. Nutnost zvýšené produkce potravin a s tím související boj proti škůdcům, rostoucí potřeba a produkce elektrické energie a s tím spojené využívání netradičních zdrojů energie, těžba nerostných surovin, řešení vybraných ekologických problémů, ochrana zdraví obyvatelstva a mnohé další činnosti se realizují v těsných vazbách a souvislostech na stávající či možné meteorologické a klimatické jevy či procesy. Rostoucí zájem společnosti o klima se projevuje jak ve vztahu ke globálnímu klimatu Země, tak i ke znalostem klimatických poměrů menších územních celků. Proto je třeba věnovat zvýšenou pozornost i těm dílčím disciplínám klimatologie, které se uvedenými problémy zabývají.

Tento učební text je určený především pro studující vědy o Zemi a další studenty přírodovědných disciplín. Vznikl z řady důvodů.

Studiu meteorologie a klimatologie se věnují na Přírodovědecké fakultě Univerzity Palackého v Olomouci především studenti studijního programu Geografie jak v bakalářském, tak i v magisterském stupni. Dále to jsou studenti biologických oborů, především studijního programu Ekologie a ochrana prostředí a také studenti bakalářských studijních oborů

Geografie a geoinformatika a Mezinárodní rozvojová studia. Učební text může být užitečný zájemcům z jiných oborů. Dobrou motivací bylo i příznivé hodnocení a zájem o předcházející učební texty na vysokých školách v ČR i na Slovensku.

Uplynulá léta přinesla mnoho jak úplně nových, tak i detailnějších poznatků, které se dotkly prakticky všech oblastí studia klimatologie. Realizovala se řada mezinárodních a interdisciplinárních experimentů a výzkumných projektů. Mnohé z nich bylo možné uskutečnit jen s využitím metod satelitního dálkového průzkumu Země. Většina z nich prokázala, že o globálních klimatických změnách už nelze uvažovat teoreticky, ale že již nastaly a projevují se stále výrazněji. Každoroční úbytek ozonu se již nespojuje pouze s oblastí nad Antarktidou, ale stal se aktuální i pro oblast Evropy. Řada ledovců v Alpách se doslova ztrácí před očima. Hladina oceánů se pomalu, ale soustavně zvyšuje. Plochy pouští se pravidelně zvětšují. Tak by bylo možné vyjmenovat další a další aktuální problémy mající souvislost s projevy počasí a kolísáním podnebí.

Tyto skutečnosti byly důvodem, proč je součástí textu i kapitola Družicová a radarová meteorologie a klimatologie, Kolísání klimatu a klimatické změny. Z hlediska praktického využití poznatků byly zařazeny i kapitoly Místní klima, Klima měst a Meteorologické prvky, jejich měření, základní klimatické charakteristiky.

Zařazené grafické přílohy a tabulky by měly učinit text srozumitelnější a usnadnit vlastní studium. Některé z nich se v drobných obměnách objevují ve všech učebnicích meteorologie a klimatologie, a proto neuvádím jejich původní autory. Zdroj informace je ale uveden všude tam, kde jsou obrázky nebo tabulky převzaty ze specializovaných publikací, časopisů, vlastních výzkumů, Internetu atd.

Skripta byla zpracována tak, aby k pochopení řady okruhů nebyly nutné širší znalosti fyziky, matematiky a biologie. Proto je žádoucí, aby zájemce o hlubší studium některých popisovaných problémů prostudoval specializovanou literaturu, jejíž výběr je uveden na konci textu.

Jednoznačně hlavním cílem autora ale bylo předložit srozumitelný učební text, který by vyvolal neformální zájem o meteorologii a klimatologii. Byla to i snaha ukázat na širokou praktickou využitelnost poznatků z meteorologie a klimatologie včetně dopadů celospolečenských aktivit lidstva na globální životní prostředí a tak přispět také k širší popularizaci těchto vědních oborů. Autor uvítá každou konstruktivní připomínku, námět nebo doporučení vedoucí k dalšímu zlepšení publikace.

Předpokládané vstupní znalosti

Text je „šit na míru“ studentům, kteří maturovali ze zeměpisu, předpokládá proto zvládnutí středoškolského učiva. Autoři dále u svých čtenářů očekávají předchozí absolvování vysokoškolského studijního předmětu Úvod do studia geografie. Písemné úkoly, které budete v předmětu vypracovávat, by proto měly mít formální i obsahovou úroveň odborných textů (používání odborné terminologie, citační aparát, uvážlivý výběr odborných zdrojů, atd.).

Písemné kontrolní úkoly, komunikace s tutorem

Během semestru studenti zpracují v písemné formě 6 kontrolních úkolů (dva dlouhé a čtyři krátké). S těmito úkoly budou seznámeni tutorem na prvním setkání. K odevzdávání úkolů, k diskuzím s kolegy a k dotazům tutorovi budou studenti využívat e-learningový portál katedry geografie Přírodovědecké fakulty UP v Olomouci, který je dostupný na internetové adrese <http://geomoodle.upol.cz/>. Výukový portál katedry tak tvoří organický doplněk této studijní opory.

Vysvětlivky k ikonám

Průvodce studiem

Prostřednictvím průvodce studiem k vám promlouvá autor textu. V průběhu četby vás upozorňuje na důležité pasáže, nabízí vám metodickou pomoc a nebo předává důležitou vstupní informaci ke studiu kapitoly.



Příklad

Příklad objasňuje probírané učivo, případně propojuje získané znalosti s ukázkou jejich praktické aplikace.



Úkoly

Pod ikonou úkoly najdete dva druhy úkolů. Buď vás autor vybídne k tomu, abyste se nad nějakým problémem zamysleli a uvedli svůj vlastní názor na položenou otázku, nebo vám zadá úkol, kterým prověřuje získané znalosti. Správné řešení zpravidla najdete přímo v textu.



Pro zájemce

Část pro zájemce je určena těm z vás, kteří máte zájem o hlubší studium dané problematiky. Najdete zde i odkazy na doplňující literaturu. Pasáže i úkoly jsou zcela dobrovolné.



Řešení

V řešení můžete zkontrolovat správnost své odpovědi na konkrétní úkol nebo v něm najdete řešení konkrétního testu. Váží se na konkrétní úkoly, testy! Nenajdete zde databázi správných odpovědí na všechny úkoly a testy v textu!



Shrnutí

Ve shrnutí si zopakujete klíčové body probírané látky. Zjistíte, co je pokládáno za důležité. Pokud shledáte, že některému úseku nerozumíte, nebo jste učivo špatně pochopili, vraťte se na příslušnou pasáž v textu. Shrnutí vám poskytne rychlou korekci!



Kontrolní otázky a úkoly

Prověřují, do jaké míry jste pochopili text, zapamatovali si podstatné informace a zda je dokážete aplikovat při řešení problémů. Najdete je na konci každé kapitoly. Pečlivě si je promyslete. Odpovědi můžete najít ve více či méně skryté formě přímo v textu. Někdy jsou tyto otázky řešeny na tutoriálech. V případě nejasností se obraťte na svého tutora.



Pojmy k zapamatování

Najdete je na konci kapitoly. Jde o klíčová slova kapitoly, která byste měli být schopni vysvětlit. Po prvním prostudování kapitoly si je zkuste nejprve vyplnit bez nahlédnutí do textu! Teprve pak srovnajte s příslušnými formulacemi autora. Pojmy slouží nejen k vaší kontrole toho, co jste se naučili, ale můžete je velmi efektivně využít při závěrečném opakování před testem.



1 Úvod do meteorologie a klimatologie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- vysvětlit, čím se zabývá meteorologie a klimatologie,
- vysvětlit rozdíly pojmů počasí, podnebí, povětrnost,
- vyjmenovat základní meteorologické prvky,
- charakterizovat úplný klimatický systém,
- vysvětlit úlohu Světové meteorologické organizace a Českého hydrometeorologického ústavu,
- vysvětlit nezastupitelnost družicové a radarové meteorologie a klimatologie v práci meteorologů a klimatologů.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Prostudováním kapitoly získáte základní představu o obsahu studia meteorologie a klimatologie jako vědních disciplín, jejich dělení a obsahu studia. Zjistíte, které hlavní meteorologické prvky jsou předmětem měření a pozorování a slouží ke stanovení klimatických charakteristik místa. Pro další studium je nezbytné pochopit úlohu úplného klimatického systému a nezastupitelnost družicové a radarové meteorologie v současné meteorologii a klimatologii.



1.1 Meteorologie, klimatologie, počasí, podnebí

1.1.1 Meteorologie

Meteorologie (z řeckého „meteoros“ – vznášející se ve výši, „logos“ – slovo, věda) je věda o zemské atmosféře, o jejím složení, vlastnostech, dějích a jevech v ní probíhajících. Meteorologie využívá především fyzikálních poznatků a metod řešení a je často označovaná za fyziku atmosféry.

Meteorologie studuje především:

- složení a stavbu atmosféry,
- oběh tepla a tepelný režim atmosféry,
- oběh vody včetně její interakce se zemským povrchem,
- všeobecnou cirkulaci atmosféry a místní cirkulaci,
- elektrického pole atmosféry,
- optické a akustické jevy v atmosféře.

Meteorologie je vědní disciplína s širokým praktickým uplatněním. Řeší otázky související s hydrologií, geografií, geofyzikou, chemií, biologií atd.

Odvětví meteorologie podle zaměření:

- **dynamická meteorologie** (formuluje a matematicky řeší vztahy a rovnice popisující statiku, dynamiku a termodynamiku atmosféry, cílem je objektivní, fyzikálně podložená dynamická předpověď počasí),

- **synoptická meteorologie** (analyzuje a studuje atmosférické jevy zpravidla měřítkem s pomocí synoptických map, hlavním cílem je analýza a předpověď počasí),
- **fyzikální meteorologie** (souborné označení pro fyziku oblaků a srážek, nauka o záření v atmosféře, optických, elektrických a akustických jevech v atmosféře),
- **družicová meteorologie** (zabývá se získáváním a zpracováním meteorologických údajů získaných z kosmického prostoru),
- **meteorologie radiolokační** (radarová) využívá znalosti zákonů chování radiových vln v atmosféře ke zjišťování výskytu, lokalizaci a posouzení meteorologických cílů, určování směru a rychlosti jejich pohybu).

Nejdůležitější odvětví **aplikované meteorologie** jsou biometeorologie, agrometeorologie, letecká meteorologie námořní meteorologie, tropická, lékařská, horská, lázeňská, průmyslová, technická, plachtařská, sportovní aj. Stavbou a vlastnostmi atmosféry nad troposférou se zabývá **aeronomie**. **Aerologie** se pak zabývá pozorováním a výzkumem vrstev atmosféry, které jsou nepřístupné pozemními pozorováními. Podle prostorového měřítka rozlišujeme makro-, mezo- a mikrometeorologii.

Základní měřené nebo pozorované **meteorologické prvky** charakterizují fyzikální stav atmosféry nebo atmosférické jevy. Jejich soubor charakterizuje počasí. Jsou to sluneční záření, sluneční svit, teplota půdy, teplota vzduchu, tlak vzduchu, vlhkost vzduchu, výpar, oblačnost, atmosférické srážky, směr a rychlost větru. Jejich okamžitý stav i dlouhodobý režim je bezprostředně ovlivňován řadou faktorů, které se označují jako klimatotvorné.

Klimatické prvky představují statistické charakteristiky stanovené z měřených nebo pozorovaných meteorologických prvků. Využívají se v klimatologii pro popis podnebí, jsou to např. průměrné teploty, srážkové úhrny, relativní vlhkost, převládající směr větru atd.

1.1.2 Klimatologie

Klimatologie (z řeckého „klima“ – sklon a „logos“ – slovo, věda) je chápána jako nauka o podnebí. Pojem „klima“ zavedl řecký astronom Hipparchos (190–120 př. l.) a vyjádřil tak závislost klimatu na sklonu dopadajících slunečních paprsků. Klimatologie reprezentuje vědu na rozhraní mezi geofyzikálními a geografickými disciplínami.

Klimatologii se obecně definuje jako věda o klimatech Země, o podmínkách a příčinách jejich formování a také jako vědu o působení klimatu na člověka, objekty jeho činnosti a naopak.

Hlavní úkoly klimatologie:

- studium utváření klimatu na Zemi a popis jejich odlišností v jednotlivých regionech,
- klasifikace podnebí a vymezení klimatických oblastí,
- studium kolísání a změn klimatu, prognózy klimatu.

Podle **měřítka území**, na němž klima sledujeme rozlišujeme makroklimatologii, mezoklimatologii, topoklimatologii a mikroklimatologii.

Podle **studijních hledisek** se klimatologie dělí na:

- obecnou (zabývá se obecnými zákonitostmi utváření podnebí a klimatických změn, vztahy mezi klimatotvornými faktory a jevy a mezi klimatickými prvky navzájem),

- regionální (studuje klimatické poměry území různé velikosti, zjišťuje prostorovou diferenciaci klimatických podmínek a provádí klimatickou regionalizaci),
- teoretickou,
- aplikovanou (analyzuje a syntetizuje klimatologické údaje pro potřeby praxe).

Dělení klimatologie podle **metody studia**:

- **Klasická klimatologie** studuje klimatické prvky v jejich denním či ročním chodu podle kalendářních úseků (den, dekáda, měsíc). Jako nejčastější charakteristiku používá průměr, úhrn a četnost a z nich stanovuje klimatologické normály. Poskytuje základní informace o podnebí místa.
- **Dynamická klimatologie** při zpracování klimatologických charakteristik vychází z různě dlouhých období, po která se na daném místě vyskytovaly určité cirkulační nebo radiační podmínky, např. synoptická situace.
- **Synoptická klimatologie** je část dynamické klimatologie. Zabývá se příčinnými vazbami mezi cirkulačními typy počasí a utvářením podnebí. Využívá četnostního zpracování povětrnostních situací a jejich projevy.
- **Komplexní klimatologie** studuje klima na základě stanovení intervalů hodnot skupiny vybraných meteorologických prvků. Základní jednotkou klimatologického zpracování jsou třídy a typy počasí charakterizující počasí jednotlivých dní. Podnebí jako dlouhodobý režim počasí je z komplexně klimatologického hlediska charakterizováno na základě četnosti výskytu jednotlivých tříd a typů počasí.

Nejvýznamnější aplikovaná odvětví klimatologie jsou bioklimatologie, ekologická klimatologie, historická klimatologie, lesnická klimatologie, agroklimatologie, technická, lázeňská, lékařská, letecká, průmyslová aj.

1.2 Úplný klimatický systém

Úplný (světový) klimatický systém zahrnuje celou fyzickogeografickou sféru a tvoří jej pět subsystémů: 1. atmosféra, 2. hydrosféra, 3. kryosféra, 4. povrch pevnin, 5. biosféra. Subsystémy 2. až 5. představují přechodnou plochu směrem k atmosféře a tvoří tzv. **aktivní povrch** (vrstvu). Součástí biosféry je i člověk, který svojí činností klimatický systém ovlivňuje. Mezi uvedenými subsystémy dochází nepřetržitě k výměně hmoty a energie, jsou tedy otevřené.

Aktivní povrch (vrstva) je ta část krajinné sféry, na které dochází k odrazu krátkovlnného slunečního záření a kde současně probíhá jeho přeměna na tepelnou energii. Aktivní povrch podstatně ovlivňuje tvorbu klimatu na všech prostorových úrovních, nejvýrazněji mikroklimatu a místního klimatu. Aktivní povrch je tedy významný klimatotvorný faktor.

Klima chápeme jako statistický **soubor všech stavů**, jimiž prochází úplný klimatický systém během několika desetiletí. **Počasí** označujeme jako **okamžitý stav** úplného klimatického systému.

Často používané jsou také pojmy povětrnost a povětrnostní situace. **Povětrností** rozumíme nekolikadenní podobný průběh počasí. **Povětrnostní situace** vyjadřuje rozložení vzduchových hmot, atmosférických front, cyklon, anticyklon, které určují ráz počasí nad velkou geografickou oblastí rozložení vzduchových hmot, atmosférických front, cyklon, anticyklon a jiných synoptických objektů, které určují ráz počasí nad velkou geografickou oblastí.

Znalost mechanismu úplného klimatického systému je důležitá pro pochopení časoprostorové variability klimatu. Časová proměnlivost představuje změny sezónní, mezeříční (inter-

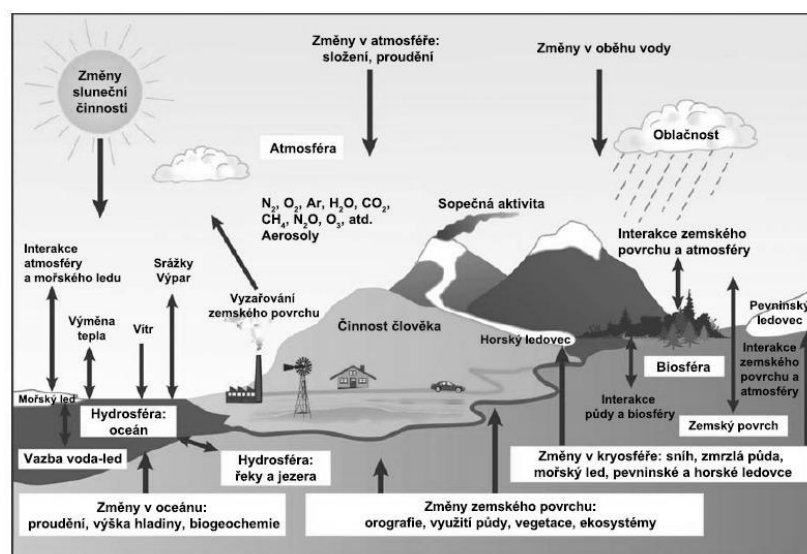
anuální) a sekulární. Prostorová proměnlivost zahrnuje změny od rozměru topického (chrického) po globální. Nejproměnlivější částí klimatického systému je atmosféra, nejméně proměnlivá je kryosféra.

Rovnovážný stav úplného klimatického systému je v posledních desetiletích narušovaný antropogenní činností. Rizikové faktory vyvolávají čtyři hlavní změny úplného klimatického systému: zvyšování teploty zemského povrchu vlivem růstu koncentrace tzv. skleníkových plynů, snižování koncentrace stratosférického ozonu, kontaminace potravinového řetězce a zvyšování acidity vodních nádrží a lesních porostů.

V r. 1990 se poprvé v historii stalo klima předmětem celosvětového zájmu vědců i politiků. V Ženevě se konala **II. světová klimatická konference** za zachování stability již narušeného klimatického systému. Byly dohodnuty celosvětové aktivity řízené Světovou meteorologickou organizací (WMO) a Mezivládním výborem vědeckých unií ICSU (*Intergovernmental Council of Scientific Unions*). Programy koordinované WMO a zabývající se výzkumem klimatického systému jsou tři:

- Světová služba počasí WWW (*World Weather Watch*),
- Světová služba atmosféry GAW (*Global Atmospheric Watch*),
- Světový klimatický program WCP (*World Climate Programme*).

Na řešení uvedených programů se trvale podílí i Česká republika především v rámci Národního klimatického programu.



Obr. 1: Úplný klimatický systém

(<http://suta.blog.respekt.ihned.cz/c1-45972860-klimaticke-zmeny-fakta-bez-mytu>)

1.3 Organizace meteorologické služby

1.3.1 Meteorologická služba v České republice

Sběr meteorologických a hydrologických dat a informací spolu s údaji o znečištění ovzduší zajišťuje na území ČR Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ).

Profesionální staniční síť zahrnuje stanice meteorologické, meteorologické letecké a observatoře. Jejich činnost se řídí předpisy Světové meteorologické organizace a metodickými předpisy ČHMÚ. Staniční síť ČHMÚ zahrnovala v roce 2011 celkem 38 profesionálních meteorologických stanic. Nejstarší a historicky unikátní je stanice Praha-Klementinum. Stanice Dukovany a Temelín zajišťují kromě běžného programu meteorologické zabezpečení provozu jaderných elektráren, observatoř Doksany je součástí světové fenologické sítě.

Hlavní náplní činnosti **meteorologických stanic** a observatoří je měření a pozorování stanovených meteorologických i jiných prvků, jejich základní zpracování a předávání do centra v ČHMÚ ve stanovené formě a termínech. V současnosti jsou všechny profesionální stanice a observatoře vybaveny automatickými měřicími systémy a měří nepřetržitě.

Synoptická měření a pozorování se provádějí **v hodinových termínech v UTC** (*Universe Time Coordinated* – světový koordinovaný čas, SEČ = UTC + 1 hodina). Výsledky měření a pozorování jsou předávány každou hodinu ve zprávě SYNOP. Slouží k vytvoření předpovědi počasí a pro mezinárodní výměnu. Mimořádné zprávy BOUŘE o náhlé změně počasí jsou sestavovány a předávány centru okamžitě (výskyt nebezpečných meteorologických jevů, změna směru nebo rychlosti větru nad stanovenou hodnotu, snížená dohlednost nebo výška základny oblačnosti).

Klimatologická měření a pozorování se provádějí v **7, 14 a 21 hodin místního středního slunečního času** (MSSČ) a předávají se do centra jednou denně po klimatologickém termínu v 7 hodin ve zprávě INTER.

Na profesionálních stanicích se **standardně** měří teplota, vlhkost a tlak vzduchu, směr a rychlost větru, úhrn srážek a výška sněhové pokrývky, doba trvání slunečního svitu, přízemní minimální teplota v 5 cm nad zemským povrchem a příkon fotonového dávkového ekvivalentu. Dále se pozoruje vodorovná dohlednost, pokrytí oblohy oblačností, charakteristiky oblačnosti (množství, druh, výška spodní základny), stav a průběh počasí, nebezpečné a zvláštní atmosférické jevy a náhlé změny počasí.

Nadstandardní činnost zahrnuje měření výparu vody z vodní hladiny, teploty půdy, měření slunečního záření a měření čistoty ovzduší.

Data a informace získává ČHMÚ též z meteorologických radarů, sond a meteorologických družic.

1.3.2 Světová meteorologická organizace

Světová meteorologická organizace, WMO (*World Meteorological Organization*) se sídlem v Ženevě sdružovala v r. 2011 183 členských států a 6 teritorií. Dohoda o Světové meteorologické organizaci vstoupila v platnost 23. 3. 1953 a bývalé Československo patří mezi 22 zakládajících států. Tento den se považuje od r. 1961 za „Světový meteorologický den“. Členské země tvořící Světovou meteorologickou organizaci jsou zařazeny do jedné z 6 regionálních asociací (Afrika, Asie, Jižní Amerika, Severní a Střední Amerika, jihozápadní Tichomoří a Evropa).

Hlavní úkoly Světové meteorologické organizace:

- podporovat v celosvětovém měřítku spolupráci při výstavbě meteorologických staničních sítí a napomáhat zřizování meteorologických center poskytujících meteorologické služby,

- podporovat výstavbu a provoz systému pro rychlou výměnu meteorologických informací,
- podněcovat standardizaci meteorologických pozorování a zabezpečovat jednotnou publicitu meteorologických dat a informací,
- podporovat aplikace meteorologie v oboru letectví, námořní plavby, vodního hospodářství, zemědělství a dalších oborech lidské činnosti,
- podněcovat výzkum a výchovu v meteorologii,
- podporovat aktivity v operativní hydrologii a dosáhnout těsnou koordinaci mezi meteorologickými a hydrologickými službami.

Hlavní program Světové meteorologické organizace představuje **Světový klimatický program WCP** (*World Climate Programme*). Vznikl v roce 1979 a zahrnuje tyto dílčí části:

- Světový program pro klimatická data a monitoring WCDMP (*World Climate Data and Monitoring Programme*),
- Světový program pro klimatické aplikace a služby WCASP (*World Climate Applications and Services Programme*),
- Světový program pro hodnocení dopadů a strategie odezvy WCIARSP (*World Climate Impact Assessment and Response Strategies Programme*),
- Světový program pro výzkum klimatu WCRP (*World Climate Research Programme*).

Světový klimatický program podporuje Celosvětový program sledování klimatu GCOS (*Global Climate Observing System*) zahrnující všechny složky klimatického systému. Za účelem zhodnocení dostupných poznatků o globálním klimatu, jeho dopadech a s tím souvisejících ekonomických a jiných otázkách, především o možném globálním oteplování vyvolaném lidskou činností založily Světová meteorologická organizace a Program OSN pro životní prostředí UNEP (*United Nations Environment Programme*) v roce 1988 Mezivládní komisi pro změny klimatu IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*).

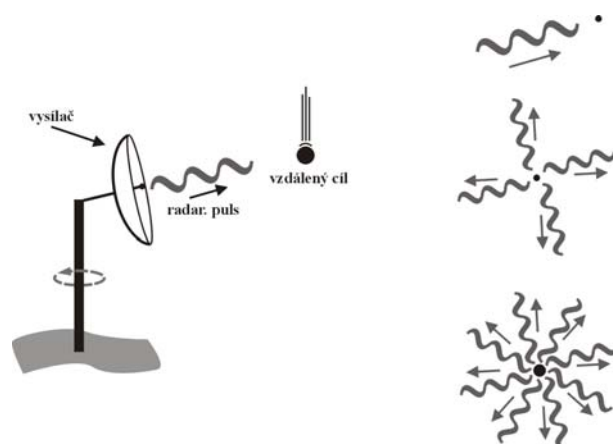
1.4 Radarová a družicová meteorologie, aerologie

Radarová, družicová a aerologická měření a pozorování označujeme též jako distanční.

1.4.1 Meteorologický radar

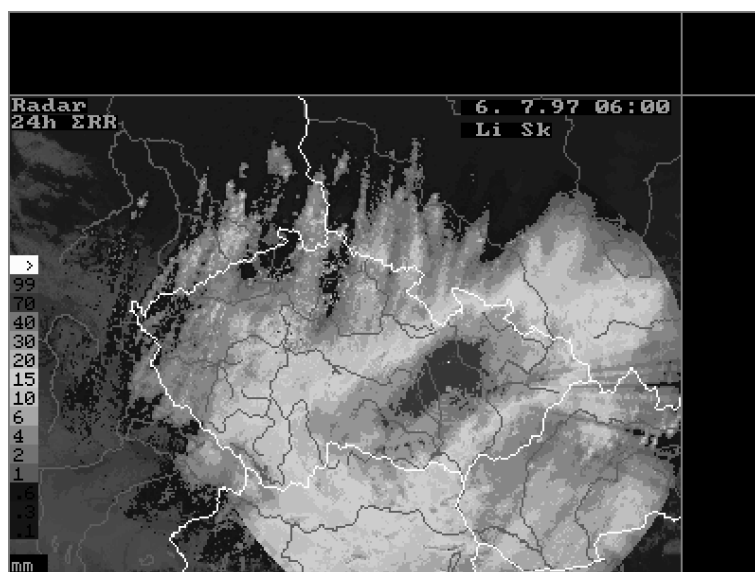
Radary obecně pracují na principu detekce signálu elektromagnetického záření vyslaného radiolokátorem k meteorologickým cílům a odraženého zpět. Obraz se promítá na obrazovce radiolokátoru. Meteorologické radary slouží ke zjišťování rozložení okamžitých intenzit atmosférických srážek a výskytu jevů spojených s oblačností. Využívají vlastnosti meteorologických cílů v atmosféře (vodní kapičky, sněhové vločky, ledové krupky, oblačné částice) odrážet (rozptylovat) radiovlny a současně je zpětně zachycovat.

Vzhledem k plošnému pokrytí a dostatečnému časoprostorovému rozlišení dat radarová měření vhodně doplňují síť pozemních stanic i družicová pozorování pro potřeby synoptické a letecké meteorologie. Poskytují přehled o pohybu a struktuře srážkových systémů v reálném čase, umožňují velmi krátkodobou předpověď na několik minut až hodin dopředu, vydávat varování před nebezpečnými meteorologickými jevy spojenými s konvektivní oblačností (bouřky, kroupy).



Obr. 2: Princip radaru

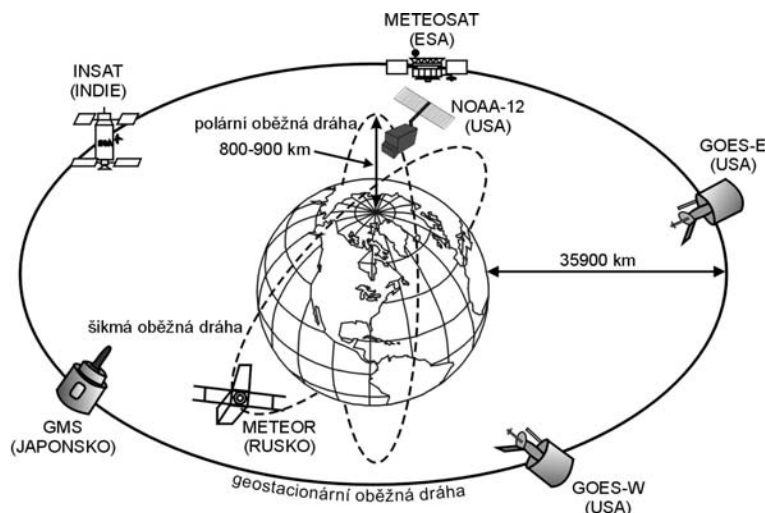
Účinný dosah běžně používaných meteorologických radarů pro určování intenzity srážek je 100–150 km a bouřkovou oblačnost lze zachytit do vzdálenosti až 300 km. Území ČR pokrývají dva meteorologické radary (Brdy na vrcholu Praha, Českomoravská vrchovina na vrcholu Skalky). Radarová měření probíhají nepřetržitě v intervalu 10 minut.



Obr. 3: Pole srážek na radarovém snímku (zdroj: ČHMÚ)

1.4.2 Družicová meteorologická měření a pozorování

Rozvoj kosmických technologií našel od 60. let minulého století uplatnění i v meteorologii a klimatologii. Z hlediska operačního využívání jsou nezastupitelné automatické meteorologické družice pracující v nepřetržitém režimu. Tvoří **světový meteorologický kosmický systém**. V rámci projektu WMO Space Programme a **Světová služba počasí WWW (World Watch Weather)** je provozován operační systém 5 meteorologických satelitů s kruhovou polární (subpolární) oběžnou drahou a 5 meteorologických satelitů na geostacionární oběžné dráze.



Obr. 4: Světový meteorologický kosmický systém

Meteorologické satelity jsou provozovány jednotlivými státy nebo skupinami států (v USA NOAA, v Evropě ESA). Nejznámější z amerických satelitů je řada NOAA provozovaná Národní agenturou pro výzkum oceánu a atmosféry. Pohybují po dráze blízké polární. Satelity řady GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), také americké, jsou geostacionární. Nacházejí se nad rovníkem ve výšce okolo 36 000 km. Evropskou mezivládní organizací EUMETSAT jsou provozovány satelity řady METEOSAT, které se pohybují po geostacionární oběžné dráze a patří mezi nejmodernější meteorologické satelity vůbec. Poskytují snímky zemského povrchu a atmosféry každých 30 minut. První satelit druhé generace MSG-1 byl vypuštěn 29. 8. 2002, MSG-2 v r. 2005. Celý systém má být zcela funkční v roce 2018. V roce 2006 byl vypuštěn také evropský satelit s polární oběžnou dráhou MetOp, během dalších let to budou další tři a vznikne kosmický systém polárních satelitů EUMETSAT's Polar System (EPS).

Nejdůležitější oblasti využití družicové meteorologie a klimatologie jsou:

- předpověď počasí a monitorování jeho aktuálního stavu,
- studium oblačnosti a určení změn teploty s výškou,
- měření rychlosti větru,
- výzkum tropických cyklón,
- toky energie v systému Země–atmosféra a včetně bilanci celkového záření na horní hranici atmosféry,
- globální rozdělení vodních par v atmosféře,
- globální rozložení teploty nad pevninou a oceánem a tím absorpci a radiaci tepla,
- rozložení pokrytí oblačností, která má hlavní vliv na albedo systému Země–atmosféra,
- teplotu povrchu oceánu,
- proudění větru a cirkulaci vzduchu.

1.4.3 Aerologická měření a pozorování

Aerologická měření zahrnují pozorování a výzkum vrstev atmosféry, které jsou pro pozorování ze zemského povrchu nedostupné. Pro měření využívá balony, radiosondy a letadla, na kterých jsou umístěna čidla vysílající nejčastěji údaje o teplotě a vlhkosti vzduchu, atmosfé-

rickém tlaku, směru a rychlosti větru. ČHMÚ provozuje aerologické stanice Praha-Libuš a Prostějov. Měří denně v 00, 06, 12, 18 hodin světového času (UTC, tj. SEČ–1h, SELČ–2h). Ozonosondážní měření byla na území ČR zahájena v roce 1977 na stanici Praha-Libuš. V roce 1994 byla v ČR zahájena pravidelná měření vertikálních profilů radioaktivity atmosféry (β a γ záření).

Příklad / Příklad z praxe

Na [www stránkách ČHMÚ \(http://www.chmi.cz\)](http://www.chmi.cz) najděte aktuální informaci z meteorologického radaru a popište ji!



Úkol / Úkol k zamyšlení

Pokuste se popsat využití meteorologických družic při předpovědi počasí a studiu podnebí.



SHRNUTÍ

Kapitola vysvětluje rozdíly mezi meteorologií a klimatologií, vymezuje předmět a obsah jejich studia. Charakterizuje úplný klimatický systém a jeho význam při utváření podnebí na Zemi. Vyjmenovány jsou základní meteorologické prvky a klimatotvorné faktory. Obsahem kapitoly je informace o distančních metodách a jejich nezastupitelnosti v současné meteorologii a klimatologii. Popsána je úloha Světové meteorologické organizace a Českého hydrometeorologického ústavu.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Jaký je rozdíl mezi podnebím, počasím a povětrností?
2. Které subsystémy tvoří úplný klimatický systém?
3. Které jsou základní meteorologické prvky a jak se liší od klimatických?
4. Zjistěte, čím se zabývá Odbor distančních měření a informací ČHMÚ!



Pojmy k zapamatování

Aktivní povrch, Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), distanční metody, klimatologie, klimatický prvek, meteorologie, meteorologický satelit (MeteoSat, MetOp, NOAA), meteorologická radiosonda, meteorologický radar, počasí, podnebí, povětrnost, povětrnostní situace, Světová meteorologická organizace (WMO), staniční síť, úplný klimatický systém, meteorologický prvek



2 Atmosféra

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- popsat zemskou atmosféru z hlediska jejího vývoje, složení, členění a vlastností,
- charakterizovat přízemní a planetární vrstvu atmosféry,
- vysvětlit princip vzniku a zániku stratosférického ozonu a jeho úlohu v zemské atmosféře.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut.**



Průvodce studiem

Kapitola přináší základní informace o zemské atmosféře, jejím vzniku, složení a vertikálním členění. Je vysvětlena struktura a význam přízemní vrstvy atmosféry. Narušení ozonoféry představuje nejrizikovější zásah člověka do úplného klimatického systému a současně jeden z nejzávažnějších globálních problémů životního prostředí. Proto na konci této kapitoly najdete základní informace o ozonu v atmosféře.

2.1 Charakteristika a vývoj zemské atmosféry

Plynný obal Země se nazývá atmosféra a obklopuje ji do výšky několika desítek tisíc km. Plyn tvořící atmosféru se nazývá vzduch. Je to směs plynů, které navzájem chemicky nereagují. Složení vzduchu je v podstatě stejné asi do výšky 100 km. Zemská atmosféra se účastní zemské rotace a okolo Země se udržuje díky gravitační síle. Současná atmosféra je výsledkem evoluce, která trvala 3–4 miliardy roků. Její hmotnost je asi $5,157 \cdot 10^{18}$ kg, (necelá milióntina hmotnosti Země – $5,977 \cdot 10^{24}$ kg). Tlak a hustota s výškou rychle klesají a tak je 50 % hmotnosti atmosféry soustředěno ve výšce do 5,5 km, 75 % do 11 km a 90 % do 20 km od povrchu Země. Ve vrstvě do 36 km je soustředěno 99 % hmotnosti atmosféry.

Zemská atmosféra vznikla v důsledku odplyňování lávy. Prvotní atmosféra byla poměrně tenká a v důsledku toho teplota vzduchu při zemském povrchu odpovídala stavu zářivé rovnováhy (množství pohlcené tepelné energie odpovídalo jeho vyzařování v oblasti dlouhovlnného tepelného záření). Průměrná teplota na Zemi činila -15°C .

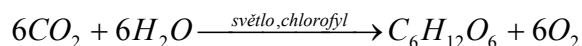
Postupně docházelo ke **změně chemického složení atmosféry**. Původní atmosféra prakticky neobsahovala volný kyslík. Pouze malá část byla uvolňována fotodisociací vodní páry. Nepřítomnost kyslíku byla důležitá pro vznik organických sloučenin z neorganických molekul. Tyto organické molekuly daly vzniknout prvním organismům, kterými byly jednobuněčné řasy. Ty uskutečňovaly fotosyntézu, při níž se uvolňoval do atmosféry kyslík. Takto vzniká i dnes rozhodující množství volného atmosférického kyslíku.

Značný klimatický význam měl a má v atmosféře oxid uhličitý (CO_2). Do atmosféry se dostával hlavně při procesu odplyňování lávy. Pro zemskou atmosféru je důležité, že je CO_2 pohlcovaný zelenými rostlinami při fotosyntéze.

2.2 Chemické složení atmosféry

Zemskou atmosféru tvoří směs různých plynů, vodní páry, pevných a kapalných částic. Vzhledem k objemovému zastoupení lze zemskou atmosféru označit jako **dusíkovo-kyslíkovou**. Suchá a čistá atmosféra má blízko zemského povrchu toto chemické složení. Kromě toho jsou v zemské atmosféře stopové plyny (např. NH_3), oxid uhelnatý (CO), páry jódu (J) aj.

Pro život na Zemi je nezbytný **kyslík**. Ve výšce asi 80 km nad zemským povrchem vzniká nepatrné množství kyslíku fotodisociací vodních par. Rozhodující množství kyslíku se do atmosféry uvolní fotosyntézou zelených rostlin. Její sumární rovnice má tvar:



Součástí atmosféry jsou **vodní páry**. Zejména ve spodní části atmosféry můžeme charakterizovat vzduch jako vlhký. Jejich obsah kolísá od 0,2 % v polárních oblastech do 2,5 % na rovníku a dosahuje maximálně 4 %. Suchý vzduch se v přírodě prakticky nevyskytuje.

Součástí atmosféry jsou **aerosoly**, které definujeme jako rozptýl tuhých látek nebo kapalin o velikosti částic 10^{-6} až 10^{-2} μm v plynech. Atmosférické aerosoly jsou všechny kapalné a pevné částice nacházející se v zemské atmosféře. Většina z nich se uplatňuje jako kondenzační nebo krystalizační jádra. Řada aerosolů způsobuje zeslabování slunečního záření, některé jsou nositeli elektrického náboje nebo jsou radioaktivní. Atmosférické aerosoly mohou mít přírodní nebo antropogenní původ.

Přírodní aerosoly představuje především kosmický prach, vulkanický prach, tuhé částice kouře, ledové krystalky, částice mořské soli, půdní prach, prach organického původu a aeroplankton.

Přibližně 10 % atmosférických aerosolů má **antropogenní původ**. Jejich vliv bývá většinou negativní ve vztahu k živým organizmům (např. zplodiny při spalování pohonných hmot). Značnou zátěž pro atmosféru představují pevné antropogenní aerosoly. Nebezpečnou skupinu antropogenních aerosolů představují plynné příměsi. Jsou to již uvedené zbytkové produkty při spalování fosilních paliv, zejména oxid siřičitý (SO_2), oxid uhelnatý (CO), oxidy dusíku (NO_x) aj. Z hlediska kvality životního prostředí a zejména vlastní atmosféry jsou nejnebezpečnější reakce uvedených aerosolů s atmosférickými vodními parami. Rizikovým faktorem v zemské atmosféře jsou produkty umělého radioaktivního odpadu.

Přirozené i antropogenní **aerosoly ovlivňují** regionální i globální **klima**. Není zcela objasněno, které aerosoly oteplují nebo ochlazují Zemi. Aerosoly také ovlivňují klima nepřímo tím, že mění charakter a vlastnosti oblaků. Přebírají také úlohu kondenzačních jader při tvorbě dešťových kapek. Změna charakteru atmosférického aerosolu může změnit četnost výskytu oblaků, jejich tloušťku a množství srážek.

Aerosoly se mohou vyskytovat i ve **stratosféře**. Stratosférické aerosoly mají nejčastějším původem ve vulkanických erupcích. Mohou setrvávat ve stratosféře i několik měsíců a způsobit globální snížení průměrné teploty. Bylo prokázáno, že při výbuchu sopky Mount Pinatubo na Filipínách 15. 6. 1991 se uvolnilo do atmosféry a postupně do stratosféry asi 20 mil. tun SO_2 a následující roky se snížila průměrná globální teplota asi o 0,5 °C.

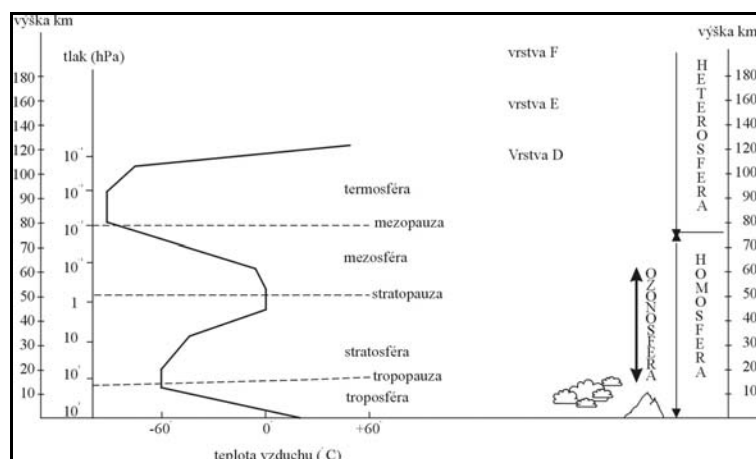
Tab. 1 Složení atmosféry v blízkosti zemského povrchu

Stálé plyny:			
Plyn	Značka	Objemové množství (%)	
Dusík	N ₂	78,08	
Kyslík	O ₂	20,95	
Argon	Ar	0,93	
Neon	Ne	0,0018	
Helium	He	0,0005	
Vodík	H ₂	0,00006	
Xenon	Xe	0,000009	
Proměnlivé plyny a částice:			
Plyn (a částice)	Značka	Objemové množství (%)	Počet molekul na milion molekul vzduchu (ppmv)
Vodní páry	H ₂ O	0–4	-
Oxid uhličitý	CO ₂	0,036	360
Metan	CH ₄	0,00017	1,7
Oxid dusný	N ₂ O	0,00003	0,3
Ozon	O ₃	0,000004	0,04 (stratosféra 5–12)
Částice (prach, saze aj.)	-	0,000001	0,01–0,15
Freony (CFCs)	-	0,00000002	0,0002

Zdroj dat: C. D. Ahrens 1998, upraveno

2.3 Vertikální členění atmosféry

Nejčastější kritéria při vertikálním členění atmosféry jsou průběh teploty vzduchu s výškou (nejdůležitější pro studium počasí a podnebí), povaha fyzikálně chemických procesů, charakter kinetických procesů a chemické složení. V tomto textu se budeme zabývat vertikálním členěním atmosféry podle průběhu teploty s výškou.

**Obr. 5:** Vertikální členění atmosféry

2.3.1 Troposféra

Troposféra je část zemské atmosféry bezprostředně přiléhající k zemskému povrchu. Mezi 42° s. a j. z. š. sahá do výšky 16–18 km, ve středních zeměpisných šířkách do výšky 11 km a v polárních oblastech jen do výšky 7–9 km. Dělí se na spodní (v našich zeměpisných šířkách do 2 km), střední (2–7 km) a horní (nad 7 km) troposféru. Troposféra do značné míry podléhá vlivům zemského povrchu. **Teplota vzduchu s výškou klesá průměrně o 0,65 °C na 100 metrů** výšky. Soustřeďuje až 75 % hmotnosti atmosféry, zejména v nižších zeměpis-

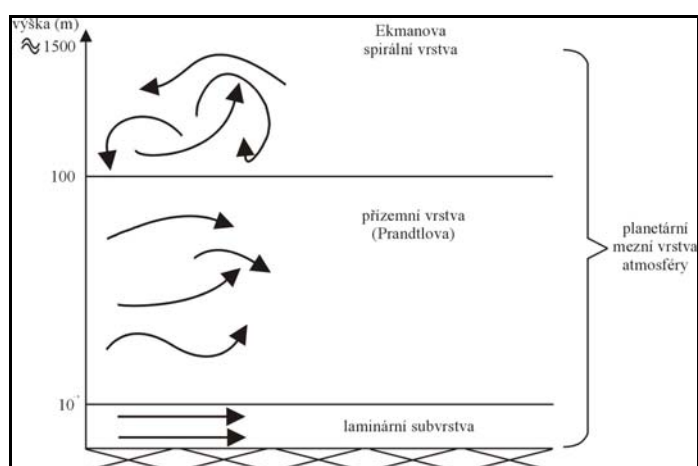
ných šířkách. Je oblastí intenzivního proudění vzduchu. Obsahuje téměř veškerou vodu v atmosféře a proto je oblastí vzniku nejdůležitějších oblaků, bouřkové činnosti, vzniku a vypařování srážek a mlh.

Troposféru odděluje od vyšší vrstvy atmosféry přechodná vrstva **tropopauza**. Její tloušťka kolísá od několika set m až do 3 km. Asi 1–2 km pod tropopauzou, zejména mezi 25 a 70° s. a j. š., lze pozorovat v úzkých pásech proudění vzduchu o vysokých rychlostech tzv. tryskové proudění (jet stream). Uvádějí se jeho rychlost až 500 km/h. Nad naším územím byly naměřené rychlosti kolem 300 km/h.

Vliv aktivního povrchu se nejvíce projevuje na část troposféry, která k němu bezprostředně přiléhá. Označuje se jako přízemní vrstva. Ta je součástí **planetární mezní vrstvy atmosféry**. Podle podmínek pro přenos a výměnu tepelné energie rozlišujeme v planetární mezní vrstvě atmosféry dílčí vrstvy:

- **Laminární subvrstva** sahá do výšky 10^{-3} až 10^{-2} m nad aktivní povrch. Vyskytuje se pouze nad aerodynamicky hladkými povrchy (nad vodní hladinou při slabém větru, uhlazenou sněhovou pokrývkou). Transport energie se děje jen molekulárním vedením.
- **Přízemní mezivrstva** sahá do výšky 10^{-2} až 10^{-1} m nad aktivní povrch, transport energie se děje molekulárním vedením i nedokonale vyvinutou turbulencí.
- **Přízemní vrstva** (též Prandtlova) sahá do výšky maximálně 100 m. Dynamické a termodynamické vlivy zemského povrchu jsou výrazné. Vertikální gradienty většiny meteorologických prvků dosahují maximálních hodnot. Transport energie je podmíněný plně vyvinutou turbulencí.

Planetární mezní vrstva atmosféry je vrstva, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Její horní hranice roste se zvětšující se drsností zemského povrchu, s rychlostí větru a se vzrůstající nestabilitou teplotního zvrstvení. Je mocná několika set metrů až 2 km. Na její horní hranici se projevuje vliv planetární cirkulace. Plně převládá turbulentní přenos energie.



Obr. 6: Vertikální členění planetární mezní vrstvy atmosféry, podle Prošek, Rein (1982), upraveno

2.3.2 Stratosféra

Nachází se mezi tropopauzou a stratopauzou a zasahuje maximálně do výšky 55 km nad zemským povrchem. Ve své spodní části (20–25 km) je charakteristická prakticky izotermií. Asi od 25 km výšky teplota vzrůstá vlivem pohlcování ultrafialového záření ozonem. V blízkosti stratopauzy je maximální teplota kolem 0 °C. Vodních par je ve stratosféře minimální

množství a jejich přítomnost někdy signalizují perleťová oblaka ve výšce kolem 25 km. Přechodnou vrstvou k vyšší vrstvě je **stratopauza**.

2.3.3 Mezoféra

Mezoféra leží nad stratopouzou, tedy mezi 50–85 km výšky. Teplota klesá od 0 °C na spodní hranici a na horní dosahuje až –95 °C. V letním období lze v mezoféře pozorovat stříbřitá oblaka. Tvoří je kosmický a vulkanický prach i ledové krystalky. Vrstva oddělující mezoféru od termosféry se označuje jako **mezopauza**.

2.3.4 Termosféra

Sahá od výšky asi 80–90 km nad zemským povrchem do 450 km. Podle některých autorů se nachází její horní hranice až v 700 km. Termosféra je charakteristická rychlým vzestupem teploty s výškou do 200 až 300 km. Ve výšce okolo 200 km dosahuje teplota hodnoty 500 °C a přibližně v 600 km již přesahuje 1500 °C. V termosféře se může realizovat polární záře. Její souvisí s intenzivní sluneční činností při magnetických bouřích a to hlavně v polárních oblastech v okolí zemských magnetických pólů.

2.3.5 Exosféra

Nejsvrchnější část atmosféry sahající do výše až 40 000 km. V důsledku vysoké kinetické energie z ní mohou atmosférické částice unikat do meziplanetárního prostoru.

2.4 Ozon v atmosféře a jeho destrukce

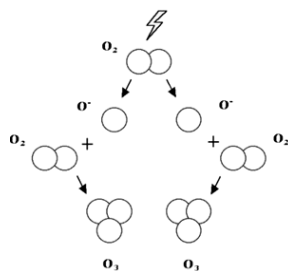
Nepostradatelnou složkou atmosféry pro život na Zemi je **ozon** (O_3). V atmosféře se nachází v množství asi 0,000 004 % jejího objemu. Rozhodující množství (90 %) je koncentrováno ve v ozonoféře, která je součástí stratosféry. Zbytek se nachází v troposféře. Ozon, který objevil v r. 1839 C. F. Schönbeim, se od r. 1957 globálně monitoruje v rámci programu GO₃OS (viz kap. 2.4.3). V r. 1984 byly poprvé zjištěny extrémně nízké koncentrace ozonu na Antarktidou a tento stav trvá do současnosti.

2.4.1 Stratosférický ozon

Stratosférický ozon je produkt fotochemických reakcí vyvolaných působením ultrafialového záření na molekuly kyslíku. Ozon intenzivně pohlcuje ultrafialové záření hlavně v oblasti vlnových délek $\lambda = 0,220\text{--}0,360\ \mu\text{m}$ (úplně pohlcuje záření s $\lambda=0,220\text{--}0,290\ \mu\text{m}$). Vznik a rozpad ozonu probíhá v atmosféře nepřetržitě. Nezastupitelná úloha stratosférického ozonu spočívá v tom, že pohlcuje to záření, jehož působení má na živé organismy škodlivé účinky.

Množství ozonu v atmosféře se udává v **Dobsonových jednotkách** s mezinárodním označením DU (*Dobson Unit*). Je pojmenovaná podle anglického vědce G. Dobsona, konstruktéra stejnojmenného spektrofotometru.

Jedna DU celkového ozonu je definovaná jako množství ozonu obsažené ve vertikálním sloupci zemské atmosféry, které by při stlačení na 1013 hPa při teplotě 10 °C vytvořilo vrstvu silnou $10^{-3}\ \text{cm}$.



Obr. 7: Schéma vzniku ozonu fotodisociací kyslíku
(<http://www.dentalcare.cz/odbclan.asp?ctid=76&arid=1067>)

2.4.2 Troposférický ozon (přízemní)

Vzniká zejména fotochemickým rozkladem látek, které se uvolňují do atmosféry v důsledku lidské činnosti, především NO_x a uhlovodíků. Ve zvýšených koncentracích se vytváří za suchého a slunečního letního počasí v oblasti s vysokou koncentrací průmyslové výroby a hustou automobilovou dopravou.

Vzhledem k vysoké reaktivitě má negativní vliv na biosféru a představuje jeden z nejdůležitějších faktorů ekologického stresu. Ve vyšších koncentracích poškozuje lidský organizmus a vegetaci. V troposféře se chová jako skleníkový plyn. Snižování koncentrace přízemního ozonu patří mezi aktuální úkoly v oblasti ochrany ovzduší. V ČR činí hygienická norma průměrné osmihodinové koncentrace přízemního ozonu $160 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

2.4.3 Monitoring stratosférického ozonu

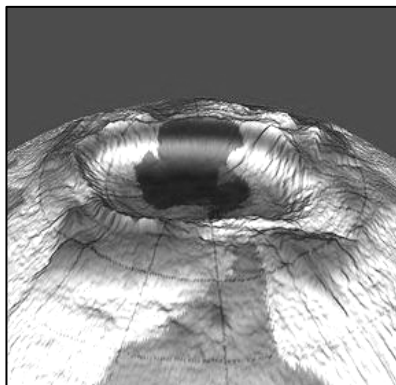
Pozemní měření koncentrace stratosférického ozonu byla zahájena v Antarktidě roku 1956. V roce 1957 založila WMO mezinárodní síť **standardizovaného pozemního měření a výzkumu ozonu GO₃OS** (*Global O₃ Observing System*). V této celosvětové síti je asi 140 stanic včetně Solární a ozonové observatoře v Hradci Králové. Satelitní měření započala počátkem 70. let. Od r. 1978 to byla americká meteorologická družice NIMBUS-7. Byl na ní umístěn spektrometr pro **globální mapování ozonu TOMS** (*Total Ozone Mapping Spectrometer*). Od r. 1993 byla tato aparatura byla postupně umístěna i na ruský satelit METEOR-3 (1993) a japonskou družici ADEOS (1995). V roce 1995 byla umístěna aparatura GOME-2 na monitorování ozonu ve stratosféře na satelitu ERS-2 Evropské vesmírné agentury ESA (*European Space Agency*).

2.4.4 Globální změny ozonové vrstvy

Prostorově rozsáhlá a výrazná redukce stratosférického ozonu byla poprvé zjištěna počátkem 80. let v oblasti Antarktidy pozemními měřeními. Později byla prokázána i družicovými měřeními. Vžil se pro ni nesprávný název „**ozonová díra**“. Každoročně se vytváří od počátku září do poloviny listopadu nad jižními polárními oblastmi. Zasahuje až do mírných zeměpisných šířek. Snížení celkového množství ozonu v „ozonové díře“ činí až 60 %. V zimě 1991/92 bylo šokem zjištění výrazného zeslabení ozonové vrstvy i nad částí severní a západní Evropy a nad Sibiří.

Termínem ozonová „mini-díra“ je užíván pro anomálie v ozonové vrstvě o plošném rozsahu řádově tisíce km^2 . Původ uvedené anomálie je čistě termodynamický a svoji polohu mění v závislosti na cirkulačních podmínkách spodní stratosféry a horní troposféry a jejich trvání je pouze několik dnů.

Německý chemik nizozemského původu Paul Crutzen, spolunositel Nobelovy ceny za chemii pro rok 1995, vyslovil domněnku, že „ozonová díra“ nad Antarktidou by se mohla kolem roku 2050 opět uzavřít.



Obr. 8: 3-D model úbytku ozonu nad Antarktidou
(<http://www.geog.ucsb.edu/~jeff/115a/history/nimbus7.html>)



Příklad / Příklad z praxe

Jakému celkovému množství ozonu v atmosféře v DJ by odpovídala jeho vrstva silná 2,8 mm?



Úkol / Úkol k zamyšlení

Najděte webovou stránku Solární a ozonové observatoře v Hradci Králové a zjistěte informaci o aktuální koncentraci troposférického ozonu nad ČR.
Na <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/index.html> najděte nejnižší denní koncentrace ozonu nad Antarktidou během posledních 5 let!



SHRNUTÍ

Kapitola obsahuje základní poznatky o zemské atmosféře, jejím vývoji, složení a členění. Je uvedeno dělení troposféry jako nejnižší vrstvy atmosféry. Součástí této části učebního textu je shrnutí základních informací o atmosférickém ozonu, jeho významu pro život na zemi a o příčinách jeho trvalého poklesu ve stratosféře.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Které stálé a které proměnlivé plyny jsou v zemské atmosféře zastoupeny největším poměrným dílem?
2. Co je příčinou růstu teploty ve stratosféře?
3. Jak se dělí přízemní vrstva atmosféry?
4. Které jsou hlavní příčiny destrukce ozonu nad Antarktidou?

Pojmy k zapamatování



Dobsonova jednotka, fotodisociace, fotosyntéza, homosféra, heterosféra, ozon, planetární mezní vrstva atmosféry, přízemní vrstva atmosféry, troposféra, stratosféra

3 Energetický systém a energetická bilance Země

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- rozlišit vlastnosti a chování krátkovlnného slunečního záření a dlouhovlnného tepelného záření v atmosféře a na zemském povrchu,
- popsat souvislost mezi základními zákony záření a utvářením podnebí na Zemi,
- popsat podstatu energetické bilance Země,
- vysvětlit princip skleníkového efektu atmosféry.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Sluneční záření představuje zásadní a nenahraditelný zdroj energie pro úplný klimatický systém. V textu kapitoly se dozvíte, které složky slunečního záření obsahuje, jak se mění jeho množství při průchodu atmosférou a na zemském povrchu. Pozornost věnujte způsobu přeměny zářivé sluneční energie na tepelnou a hospodaření klimatického systému s touto energií. Takto pochopíte i mechanismus skleníkového efektu a jeho význam pro život na Zemi.



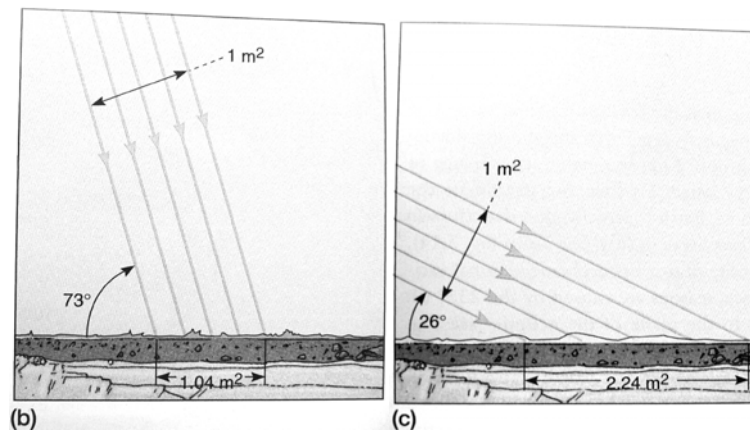
3.1 Sluneční záření

Zářením (radiací) rozumíme v meteorologii šíření elektromagnetického slunečního záření (dále EM záření) zemskou atmosférou. Zářivá **energie Slunce** tvoří prakticky jediný zdroj energie pro úplný klimatický systém. Další zdroje (geotermální energie, gravitační energie, energie z elektrických výbojů v atmosféře, energie kosmického záření či radioaktivního záření) jsou bezvýznamné.

Vlastní EM záření se šíří od Slunce ve formě elektrických a magnetických vln rychlostí $3 \cdot 10^8$ m/s, tj. blízkou rychlosti světla, a zemský povrch dosáhne přibližně za 8,3 min. Toto záření se na zemském povrchu přeměňuje zejména na tepelnou energii. Elektromagnetické záření charakterizuje jeho **vlnová délka** (λ). Základní jednotka vlnové délky je 1 nanometr ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$) nebo 1 mikrometr ($1 \text{ }\mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$). Vlnová délka 0,745 μm tedy odpovídá 745 nm.

Míra záření se vyjadřuje jeho **intenzitou** ve wattech (W) na jednotku plochy (m^2), tedy ve $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Celková intenzita záření za časový interval se udává ve Wh nebo kWh. Celkové množství slunečního záření na horní hranici atmosféry při střední vzdálenosti Země–Slunce 149,6 mil. km se nazývá **solární (sluneční) konstanta** I_s . Její hodnota je $1373 \pm 20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Země obíhá kolem Slunce po mírně eliptické dráze a proto se hodnota solární konstanty v průběhu roku mění přibližně o $\pm 3,5 \%$.

Množství přímého slunečního záření dopadajícího na jednotkovou vodorovnou nebo ukloněnou plochu za jednotku času se nazývá **insolace**. Její hodnota na libovolné části zemského povrchu se mění v průběhu dne i roku a závisí na zenitové vzdálenosti Slunce z (nebo výšce Slunce v). Jak vyplývá z obr. 9, insolace na ukloněné ploše I je vyšší, než na ploše horizontální I_h .

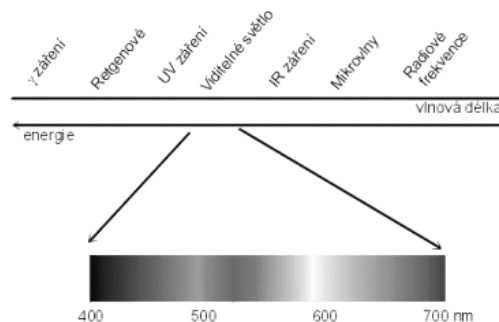


Obr. 9: Závislost míry insolace na zeměpisné šířce, resp. výšce Slunce nad horizontem

Z uvedených skutečností vyplývá, že pro množství dopadajícího záření na zemský povrch je rozhodující zeměpisná šířka místa a sklon plochy, na kterou dopadá.

3.1.1 Spektrum slunečního záření

Podle délky se dělí sluneční záření na krátkovlnné a dlouhovlnné, podrobněji na ultrafialové, viditelné, infračervené a mikrovlnné.



Obr. 10: Spektrum slunečního záření

(<http://fotovoltaika.falconis.cz/slunce/elektromagneticke-zareni.php>)

V meteorologii a klimatologii je důležité záření vlnových délek v rozpětí 0,1–100,0 μm . Má rozhodující podíl na energetické bilanci soustavy Země–atmosféra. Na interval vlnových délek 0,1–4,0 μm připadá až 99 % celkového toku slunečního záření. V meteorologii se označuje toto jako **krátkovlnné**. Záření atmosféry a vlastního povrchu Země má vlnové délky větší než 4 μm a označuje se jako **dlouhovlnné**.

Pro praktické potřeby dělíme sluneční záření na:

- **Ultrafialové záření** zahrnuje záření vlnových délek menších než 0,400 μm . Před vstupem do atmosféry na něj připadá asi 6,7 % z celkového toku zářivé energie. Je intenzivně pohlcované ozonem ve stratosféře a zemský povrch dosahuje minimálně.
- **Viditelné záření** zahrnuje interval krátkovlnného záření o vlnových délkách od 0,400 do 0,730 μm a představuje asi 46,8 % z celkového toku slunečního záření před vstupem do atmosféry. Jednotlivým vlnovým délkám odpovídají barvy spektra od fialové (nejkratší vlnové délky) po červenou (nejdelší vlnové délky).

- **Infračervené záření** odpovídá vlnovým délkám od 0,730 do přibližně 1000 μm . Zahrnuje záření dlouhovlnné a tepelné. Před vstupem do atmosféry na něj připadá asi 46,5 % zářivé sluneční energie.

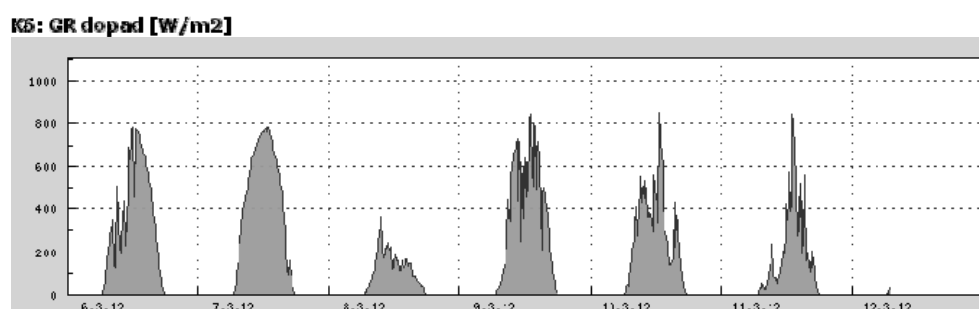
3.1.2 Druhy záření a jejich intenzita na zemském povrchu

Záření dopadající na zemský povrch dělíme na přímé sluneční záření I_h (užívá se také termín insolace), rozptýlené záření i (též difúzní), globální záření Q (přímé i rozptýlené, tedy $I_h + i$), odražené záření A (reflektované, albedo), zpětné záření atmosféry E_A a Země E_Z (tepelné). Podíl jednotlivých druhů záření závisí především na hodnotě extraterestrální insolace, výšce Slunce (jeho zenitové vzdálenosti) a propustnosti atmosféry.

Přímé sluneční záření, insolace (I_h) je krátkovlnné záření šířící se v malém prostorovém úhlu od Slunce. Jeho intenzita se vyjadřuje ve wattech (W) na jednotku plochy (m^2). Pokud je tato plocha kolmá ke slunečním je intenzita přímého záření maximální. Klesá též s rostoucí délkou dráhy slunečních paprsků v atmosféře, tedy s poklesem nadmořské výšky, s poklesem výšky Slunce nad obzorem tj. se zmenšováním úhlu dopadu paprsků a v neposlední řadě s růstem zakalení atmosféry. Intenzita přímého slunečního záření se proto mění nejen v průběhu dne a roku, ale také podle úhlu sklonu terénu a jeho expozice ke světovým stranám.

Rozptýlené (difúzní) sluneční záření (i) je vzhledem ke své vlnové délce také krátkovlnné. Až 25 % z celkového toku slunečního záření se v atmosféře mění na rozptýlené. Intenzita rozptýleného slunečního záření se zvyšuje s množstvím částic zakalujících vzduch. Dále je ovlivněna oblačností, sněhovou pokrývkou, výškou Slunce nad obzorem, nadmořskou výškou i zeměpisnou šířkou. Při malých výškách Slunce může rozptýlené záření výrazně doplňovat přímé. Ve vyšších zeměpisných šířkách zejména v zimním období prodlužuje den.

Globální záření (Q) je celkové krátkovlnné sluneční záření (přímé a rozptýlené) v intervalu vlnových délek 0,2–10 μm dopadající na zemský povrch. Je to proud záření, které dopadne na jednotku horizontální plochy za časový interval. Intenzita globálního záření roste s výškou Slunce nad obzorem a s poklesem zakalení atmosféry. Výrazně je závislá na oblačnosti. Vlastní stav atmosféry je rozhodující pro podíl zastoupení přímého a rozptýleného záření.



Obr. 11: Režim globálního slunečního záření na stanici Olomouc-Envelopa

3.1.3 Zákony záření

Množství energie vyzářené tělesy nebo objekty v krajinné sféře a jeho případné změny po interakci s nimi vyjadřují základní **zákony záření**. Zákony záření se týkají tzv. absolutně černých těles, tj. takových těles, která veškeré dopadající elektromagnetické záření pohlcují a žádné neodráží. Proto se jeví jako černá.

Stefan-Boltzmannův zákon: celkové množství energie vyzařené jednotkou plochy za jednotku času je přímo úměrné čtvrté mocnině jeho povrchové teploty vyjádřené v Kelvinech.

Wienův zákon: vlnová délka odpovídající maximální energii záření absolutně černého tělesa je nepřímo úměrná jeho absolutní teplotě; zákon lze interpretovat tak, že **s rostoucí teplotou tělesa se maximum vyzařované energie přesouvá ke kratším vlnovým délkám.**

Kirchhoffův zákon: intenzita vyzařování reálného tělesa o teplotě T je vždy menší, než intenzita vyzařování černého tělesa o stejné teplotě, každá látka tedy pohlcuje nejsilněji záření té vlnové délky, kterou sama nejsilněji vyzařuje.

Planckův zákon: energie kvanta je nepřímo úměrná vlnové délce, čili čím delší je vlnová délka, tím nižší je obsah energie záření.

3.2 Vliv atmosféry na sluneční záření

Energie slunečního záření se při průchodu zemskou atmosférou mění kvantitativně i kvalitativně. Jeho intenzita se zmenšuje zejména pohlcováním (absorpcí) a jeho kvalita hlavně rozptylem (difúzí). Změny jsou výraznější při delší dráze paprsků a větším množství příměsí v atmosféře.

3.2.1 Pohlcování slunečního záření v atmosféře

Bezoblačná zemská atmosféra pohlcuje přímé sluneční záření asi z 15 % zejména v oblasti delších vlnových délek. Pohlcování má výrazně selektivní charakter a podílejí se na něm především vodní páry a plynné složky vzduchu dusík, kyslík, ozon, oxid uhličitý. Intenzivní pohlcování infračerveného záření vodními parami a CO_2 má za následek zesilování skleníkového efektu atmosféry. Atmosféra pohlcuje i dlouhovlnné záření vyzařované zemským povrchem a zpětně jej k němu vyzařuje. Tím se snižuje ztráta tepla. Atmosféra tedy v noci chrání zemský povrch před zbytečnou ztrátou tepla a přes den naopak prakticky nebrání ohřívání zemského povrchu.

3.2.2 Rozptyl slunečního záření v atmosféře (difúze)

Rozptyl je taková jeho změna, kdy sluneční paprsky postupující původně určitým směrem se začnou šířit všemi směry. Difúze vzniká rozptylem slunečního záření na molekulách vzduchu a především na tuhých a kapalných částicích (vodní kapky, prachové částice atd.). Záření se šíří od rozptylujících částic tak, jako by ony byly zdrojem záření. Rozptýlené záření přichází k zemskému povrchu od celé oblohy, ne od slunečního kotouče. Dochází-li k rozptylu na molekulách a atomech plynů (vzduchu), jedná se o **rozptyl molekulární** (Rayleighův). Rozptyl na větších kapkách a pevných částicích označujeme jako **rozptyl aerosolový**.

Rozptýlené záření se liší od přímého spektrálním složením. Převládá v něm spektrum kratších vlnových délek (fialové a modré světlo nad oranžovým, červeným a infračerveným). Tím se vysvětluje modrá barva oblohy, která je barvou samotného vzduchu. Rozptýlené záření je proto namodralé, přímé pak žluté.

3.2.3 Zeslabování slunečního záření (extinkce)

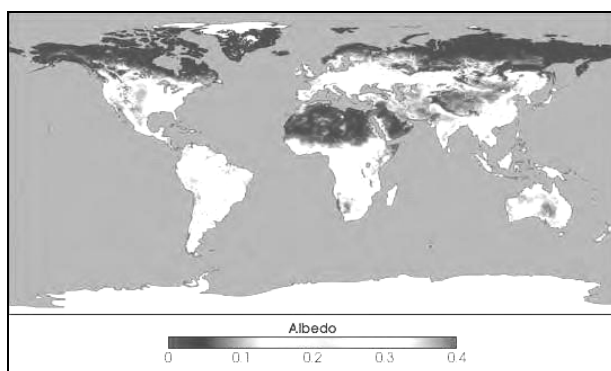
V důsledku pohlcování a rozptylu slunečního záření procházejícího atmosférou dochází k jeho zeslabení (extinkci). Zeslabování záření v atmosféře je největší v případě krátkých vlnových délek.

Koeficient propustnosti atmosféry udává, jaká část solární konstanty přichází k zemskému povrchu při kolmém dopadu slunečních paprsků.

Zeslabení slunečního záření v atmosféře vyjádřené poměrem celkového koeficientu zeslabení v reálné atmosféře k celkovému koeficientu zeslabení v ideální atmosféře se označuje jako **zákalový faktor**. Chápeme jej jako počet ideálních atmosfér, který by byl třeba, aby bylo zeslabení záření stejné, jaké způsobuje reálná atmosféra. Průměrná hodnota je blízká hodnotě 3, v horách 2 a naopak v průmyslových oblastech 4.

3.3 Záření Země a atmosféry

Odražené sluneční globální záření je část globálního záření, která se odrazí od aktivního povrchu a směřuje nahoru. Jeho množství závisí na charakteru povrchu. Poměr mezi množstvím odraženého záření I_R a celkově dopadajícím záření I_T se označuje albedo A . Nejčastěji se udává v %. Albedo Země má přibližnou hodnotu 30 %.



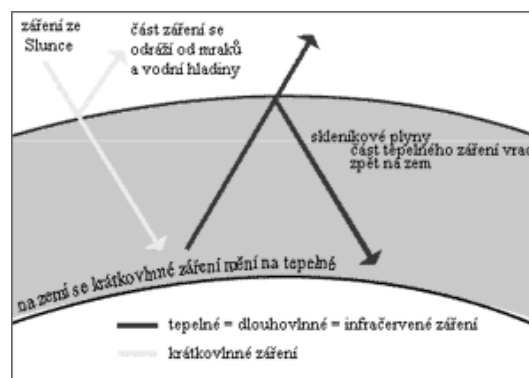
Obr. 12: Průměrné albedo zemského povrchu (7.–22. 4. 2002)
(<https://wikispaces.psu.edu/display/RemSens597K/A>)

Zpětné dlouhovlnné záření atmosféry (E_A) a tepelné vyzařování Země (E_Z): zemský povrch i atmosféra mají schopnost energii nejen pohlcovat, ale i vyzařovat. Vyzařovaná energie je svým charakterem dlouhovlnné záření. Velká část dlouhovlnného záření aktivního povrchu je pohlcována atmosférou, která se takto zahřívá. Dlouhovlnné vyzařování aktivního povrchu a atmosféry má charakter infračerveného a tepelného záření. Toto záření do značné míry pohlcováno vodními parami a CO_2 . S tím souvisí jev nazvaný **skleníkový efekt**.

Asi 15 % slunečního záření se spotřebuje na ohřev atmosféry. Ohřátá atmosféra vyzařuje a přibližně 70 % tohoto záření dopadá na zemský povrch. Představuje pro něj důležitý zdroj tepla. Dlouhovlnné záření atmosféry dopadající na zemský povrch nazýváme zpětné záření atmosféry E_A . Je vždy menší, než vyzařování zemského povrchu E_Z . Rozdíl mezi vyzařováním zemského povrchu E_Z a zpětné záření atmosféry E_A se nazývá **efektivní vyzařování Země E_Z^*** . Vyjadřuje ztrátu tepla zemského povrchu. Rozdíl mezi pohlceným globálním zářením zemského povrchu a jeho efektivním vyzařováním se nazývá **radiační bilance zemského povrchu**.

3.4 Skleníkový efekt atmosféry

Skleníkový efekt se projevuje oteplováním troposféry. Atmosféra propouští krátkovlnné sluneční záření k zemskému povrchu a současně pohlcuje dlouhovlnné záření zemského povrchu. Zemská atmosféra se chová stejně vůči slunečnímu záření stejně selektivně jako sklo ve skleníku, proto **skleníkový efekt atmosféry**. Dlouhovlnné záření pohlcují skleníkové plyny. Až z 85 % to jsou vodní páry a CO_2 , dále freony (CFC), metan (CH_4), oxid dusný (N_2O), ozon (O_3) aj. Přírodní skleníkový efekt zvyšují nejvíce vodní páry a CO_2 . Daleko intenzivněji než vodní páry a CO_2 pohlcuje infračervené záření metan (CH_4).



Obr. 13: Schéma skleníkového efektu (<http://www.blackstonegv.com/page/cz/36/zmeny-klimatu/>)

Skleníkový efekt atmosféry se projevuje po celou dobu existence zemské atmosféry. Bez jeho vlivu by byla průměrná teplota na Zemi asi $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Vzhledem k průměrné teplotě na Zemi ($16\text{ }^{\circ}\text{C}$) je tedy celkový vliv skleníkového efektu asi $33\text{ }^{\circ}\text{C}$. Environmentálním problémem je **zesilování skleníkového efektu**. Pozemní i družicová měření prokázala, že globální teplota Země se zvýšila v průběhu minulého století o $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3.5 Energetická bilance Země

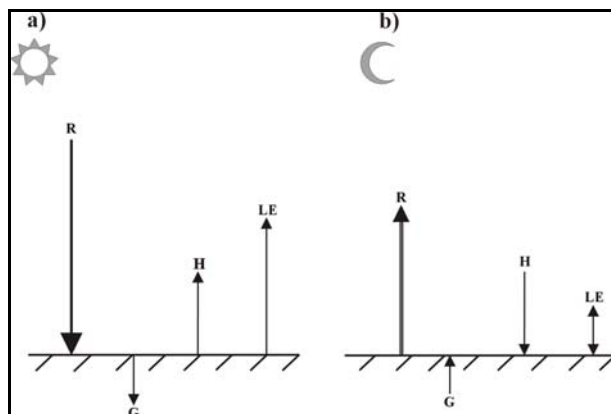
Intenzita přímého záření dopadajícího na zemský povrch závisí na výšce Slunce h , resp. jeho zenitové vzdálenosti z , na úhlu sklonu georeliéfu α a na jeho expozici vzhledem ke světové straně, resp. azimutu A . Rozdíly v oslunění různě ukloněného reliéfu jsou částečně ovlivněny také rozptýleným zářením. Částečný vliv má albedo aktivního povrchu. Také výrazné konkávní formy ovlivňují hodnotu efektivního vyzařování aktivního povrchu. Zmenšení je výraznější od úhlu převýšení nad 20° . Nejčastěji se jedná o hluboce zaříznutá údolí, ale mohou to být i úzké ulice měst.

Mezi **aktivním povrchem a atmosférou** probíhá **nepřetržitá** přeměna a výměna energie. To se děje především:

- turbulentním tokem H jak z aktivního povrchu, tak i k němu,
- latentním tokem tepla LE , majícím charakter turbulence (představuje ztrátu tepla při vypařování nebo příjem tepla při kondenzaci),
- dlouhovlnným vyzařováním Země E_Z ,
- tokem tepla G do podloží aktivního povrchu nebo z podloží aktivního povrchu,
- molekulárním vedením M , které je v porovnání s ostatními způsoby zanedbatelné.

Součet všech příjmů i ztrát tepla na zemském povrchu se logicky musí rovnat nule. Tuto skutečnost vyjadřuje **rovnice tepelné (energetické) bilance aktivního povrchu**:

$$R_z = H + LE + G$$



Obr. 14: Složky energetické bilance zemského povrchu v období

a) pozitivní a b) negativní energetické bilance

(R – radiační bilance, G – tok tepla do podloží aktivního povrchu, H – turbulentní tok tepla, LE – latentní tok tepla)

Charakter jednotlivých členů rovnice energetické bilance aktivního povrchu určuje typ počasí a denní (roční) doba. Nevyrovnanost rozhodujících složek (H a LE) je nejvýraznější při radiačním režimu počasí. Složka LE vykazuje maximum kolem poledne a minimum v noci. Hodnotu H vyjadřuje míru turbulence. Maximální je před polednem, minimální v noci. Složka G je závislá na typu aktivního povrchu. Denní chod je závislý na intenzitě insolace, jeho směr na denní době. V období s pozitivní energetickou bilancí směřuje tok tepla do podloží aktivního povrchu, v období se zápornou energetickou bilancí z jeho podloží do atmosféry. **Roční chod** uvedených složek je **obdobný jako denní**. Pro klimatické poměry v středoevropském prostoru je důležitá míra akumulace tepla v podloží aktivního povrchu v letním období.

Úkol / Úkol k zamyšlení

Podle obr. 14 se pokuste charakterizovat rozdíly v energetické bilanci v denních a nočních hodinách, případné rozdíly se pokuste zdůvodnit (vysvětlit).
Proč jsou pro pouštní oblasti typické velké denní rozdíly teploty vzduchu?



SHRNUTÍ

Tato část učebního textu se zabývala slunečním zářením jako rozhodujícím zdroji energie pro úplný klimatický systém. Jsou uvedeny jednotlivé druhy a vlastnosti záření podle vlnové délky a základní zákony, kterými lze jeho chování charakterizovat. Jsou uvedeny základní změny, kterým záření podléhá při průchodu atmosférou a po dopadu na zemský povrch. Je popsán charakter energetické bilance Země. Je popsán princip skleníkového efektu zemské atmosféry.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Charakterizujte sluneční záření a uveďte typy dle vlnové délky
2. Popište změny, kterým podléhá sluneční záření při průchodu atmosférou a na zemském povrchu.
3. Zdůvodněte význam dlouhovlnného tepelného záření v energetické bilanci Země.
4. V čem spočívá princip skleníkového efektu zemské atmosféry?



Absorpce, albedo, difúze, dlouhovlnné záření, efektivní vyzařování Země, energetická bilance Země, infračervené záření, insolace, krátkovlnné sluneční záření, globální záření, přímé sluneční záření, reflexe záření, radiační bilance, rozptýlené záření, latentní teplo, skleníkový efekt, solární konstanta, spektrum, viditelné záření, turbulentní tok tepla, UV záření, vlnová délka, záření, zákony záření.

4 Teplota vzduchu a půdy

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- charakterizovat teplotu půdy a vzduchu jako meteorologický prvek,
- popsat zákonitosti teplotního režimu půdy a atmosféry,
- popsat vliv georeliéfu na režim teploty vzduchu,
- charakterizovat změny teploty vzduchu s výškou a vysvětlit vznik i dopady teplotních inverzí v krajině.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Teplota vzduchu představuje základní meteorologický prvek a její režim základní klimatickou charakteristiku místa. Hodnoty teploty se mění jak ve vertikálním, tak i horizontálním směru, mění se i v čase. Nejvýznamnější faktor režimu teploty vzduchu představuje zemský povrch (vodní plochy a pevnina, resp. půda). Šíření tepla v půdě se řídí zákony, které si musíte osvojit. Po prostudování kapitoly budete schopni uvedené změny vysvětlit. Věnujte pozornost vzniku, projevů a důsledkům teplotních inverzí jako nebezpečnému meteorologickému jevu s dopadem na kvalitu ovzduší.



4.1 Teplota a teplo

Pojem teplotní režim atmosféry charakterizuje rozložení teploty vzduchu v atmosféře, její denní a roční chod a neustálé změny. Je přímo závislý na režimu teploty zemského povrchu, tedy i půdy a jejího podloží.

Tepelné vlastnosti látek se liší, což se projevuje např. tím, že při dodání stejného množství tepla se teplota rozdílných objektů nebo povrchů obvykle liší. To je závažné z pohledu tvorby počasí a podnebí, protože aktivní povrch je obvykle nehomogenní.

Tepelná kapacita je schopnost tělesa pohlcovat teplo. Charakterizuje ji **koeficient tepelné kapacity**. Např. tepelná kapacita vody je 4krát vyšší, než vzduchu

Tepelná vodivost představuje schopnost látek šířit a vést teplo. Vyjadřuje změnu teploty připadající na jednotkovou vzdálenost v uvedeném směru. Charakterizuje ji **koeficient tepelné vodivosti**. Nehybný vzduch má koeficient tepelné vodivosti 88krát nižší, než písčitá půda.

Teplotní vodivost je schopnost látky zahřívat se nebo ochlazovat (přenášet teplotní změny, akumulovat a rozvádět teplo). Charakterizuje ji koeficient tepelné vodivosti objemového měrného tepla. Hovoříme třeba o tepelné vodivosti půdy v závislosti na její vlhkosti. Při relativní vlhkosti půdy 10 % je koeficient tepelné vodivosti nižší, než při 30% vlhkosti.

4.2 Stupnice teploty

Pro vyjádření teploty se v soustavě SI používá absolutní Kelvinova stupnice. V meteorologické a klimatologické praxi se používá Celsiova stupnice, případně Fahrenheitova v anglosaských zemích.

Jednotka **kelvin (K)**, představuje 273,16 část termodynamické teploty trojného bodu vody. **Stupeň Celsia (°C)** je stý díl mezi bodem tuhnutí (0 °C) a bodem varu (100 °C) čisté vody při tlaku vzduchu 1013,16 hPa. Teplotní rozdíl 1 °C je roven 1 kelvinu. Nulový bod Celsiovy stupnice je roven hodnotě 273,16 K.



Příklad / Příklad z praxe

Základní převodní vztahy mezi °C a K jsou mimořádně jednoduché:

$$0\text{ °C} = 273,16\text{ K}$$

$$0\text{ K} = -273,16\text{ °C}$$

$$[\text{°C}] = [\text{K}] - 273,16$$

Z předchozího plyne, že 37 °C = 310,16 K, 100 °C = 373,16 K, atd.

Pro zájemce



V některých angloamerických zemích se v meteorologii a klimatologii používá Fahrenheitova teplotní stupnice (°F). Vychází ze dvou základních referenčních bodů. Teplota 0 °F je nejnižší teplota, jaké se podařilo Fahrenheitovi v roce 1724 dosáhnout a 98 °F je teplota lidského těla. Později byly referenční body upraveny na 32 °F pro bod mrazu vody a 212 °F bod varu vody. Platí, že:

$$[\text{°C}] = ([\text{°F}] - 32) \cdot \frac{5}{9}$$

$$[\text{°F}] = [\text{°C}] \cdot \frac{9}{5} + 32$$

4.3 Teplota půdy

Teplota půdy a jejího podloží vykazují v denním i v ročním chodu výraznější výkyvy asi jen do hloubky 1 m. Výkyvy prakticky souhlasí s režimem energetické bilance v průběhu dne (roku). V našich podmínkách jsou výrazně ovlivněny chodem oblačnosti. Na teplotní poměry povrchu půdy má vliv charakter vegetačního krytu a v zimním období výška sněhové pokrývky.

Časové změny teploty půdy v závislosti na hloubce pod jejím povrchem popsal a shrnul do čtyř zákonů francouzský matematik a fyzik J. B. Fourier (1768–1830):

I. Fourierův zákon: časová perioda výkyvů teploty půdy (např. denní z_d , roční z_r) se s rostoucí hloubkou nemění.

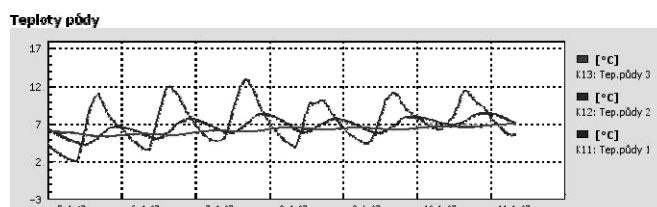
II. Fourierův zákon: amplituda časových změn teploty půdy se s rostoucí hloubkou zmenšuje (v hloubce od 10–30 m je hodnota denní (roční) teplotní amplitudy 0 °C).

III. Fourierův zákon: čas nástupu maxima a minima teploty se v denním (ročním) chodu zpožďuje přímo úměrně s rostoucí hloubkou (v hloubce 10 cm činí zpoždění 2,5–3,5 hodiny).

IV. Fourierův zákon: Hloubky stálé denní a roční teploty se mají k sobě jako druhé odmocniny period jejich výkyvů, tj:

$$\frac{z_d}{z_r} = \sqrt{\frac{P_d}{P_r}}, \text{ tedy } 1 : 19,1,$$

což znamená, že hloubka stálé roční teploty je 19krát větší než denní.



Obr. 15: Režim teploty půdy v hloubkách 5, 20 a 50 cm na stanici Bystročice

4.4 Teplota vzduchu

Tento **meteorologický prvek** udává tepelný stav ovzduší. Jde o teplotu ve výšce 2 m nad aktivním povrchem změřenou v meteorologické budce. Označuje jako přízemní teplota. Přízemní minimální teplota se měří ve výšce 0,05 m.

4.5 Vertikální změny teploty vzduchu

Vertikální profil teploty vzduchu závisí nejvíce na radiační a turbulentní výměně tepla mezi zemským povrchem a spodními vrstvami atmosféry, na absorpci krátkovlnného a dlouhovlnného záření plyny a vodní párou, na uvolňování a pohlcování tepla při fázových přeměnách vody v troposféře a také na advektivním přenosu tepla.

Pokles teploty vzduchu s výškou označujeme jako **vertikální teplotní gradient**. V meteorologii jej označujeme symbolem γ a matematicky vyjadřujeme vztahem:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz}.$$

Hodnota γ je kladná v případě poklesu teploty s výškou. Když je hodnota γ záporná, teplota s výškou roste. V troposféře jde většinou o 0,65 °C na 100 m výšky, takový průběh teploty vzduchu s výškou je nejběžnější. Podle hodnoty vertikálního teplotního gradientu rozlišujeme normální teplotní zvrstvení ($\gamma > 0$), teplotní inverzi ($\gamma < 0$) a izotermii ($\gamma = 0$).

Při promíchávání vzduchu dochází k jeho přemísťování ve vertikálním i horizontálním směru. Při těchto pohybech se mění základní fyzikální vlastnosti vzduchových hmot. Mění se tlak p , objem V a teplota t . K těmto změnám může docházet bez výměny energie s okolní atmosférou. Hovoříme o **adiabatických procesech**. Když se odehrávají v suchém nebo nenasyceném vzduchu, mění se teplota s výškou podle **suchoadiabatického teplotního gradientu** γ_a . Pokles teploty vzduchu činí **asi 1,0 °C na 100 m výšky**. Pokles teploty vzduchu nasyceného vodními parami s výškou udává **vlhkoadiabatický gradient**. Jeho hodnoty kolísají mezi 0,2–1,0 °C.

Rozdíl teploty okolní atmosféry T_A a teploty adiabaticky přemísťovaného vzduchu T určuje charakter stability (nestability) ovzduší a tím i možnosti vertikálního promíchávání atmosféry, tzv. konvekční výměny vzduchu. Rychlost konvekce dosahuje v extrémních případech hodnoty 30–40 m/s.

Konvekce vyvolaná horizontální teplotní nehomogenitou v atmosféře se označuje jako termická. Vytváří-li se konvekce při obtékání orografických překážek nebo při proudění vzduchu nad povrchem s různou vertikální drsností, hovoříme o vynucené konvekci. V reálné atmosféře se lze setkat s kladnou konvekci (přemísťovaný objem vzduchu má výstupnou tendenci) nebo zápornou (přemísťovaný objem vzduchu má sestupnou tendenci).

4.5.1 Inverze teploty

Uvedený termín označuje stav, kdy v určité vrstvě atmosféry (inverzní vrstva) teplota s výškou roste. Teplotní inverze obvykle zasahují nepříliš mocné vrstvy troposféry. Inverze charakterizujeme výškou v které je pozorujeme, vertikální mocností inverzní vrstvy, rozdílem teploty mezi horní a dolní hranicí inverze a teplotním gradientem. Přízemní inverze jsou vázané bezprostředně na aktivní povrch. Výškové inverze se mohou vyskytovat i v několika výškových hladinách (smíšené inverze).

Podle příčiny vzniku dělíme inverze teploty vzduchu na:

Přízemní radiační inverze, které se vyskytují se v planetární mezní vrstvě atmosféry. Příčinou jejich vzniku je ochlazování aktivního povrchu vyzařováním v nočních hodinách. Pro vznik je typické radiační počasí. Na jaře a na podzim způsobují přízemní mrazy a přízemní mlhy. V létě je doprovází rosa. Tento typ inverze zesilují konkávní tvary, ve kterých se studený vzduch hromadí ve formě jezer studeného vzduchu. V širším slova smyslu lze radiační inverze považovat za statické.

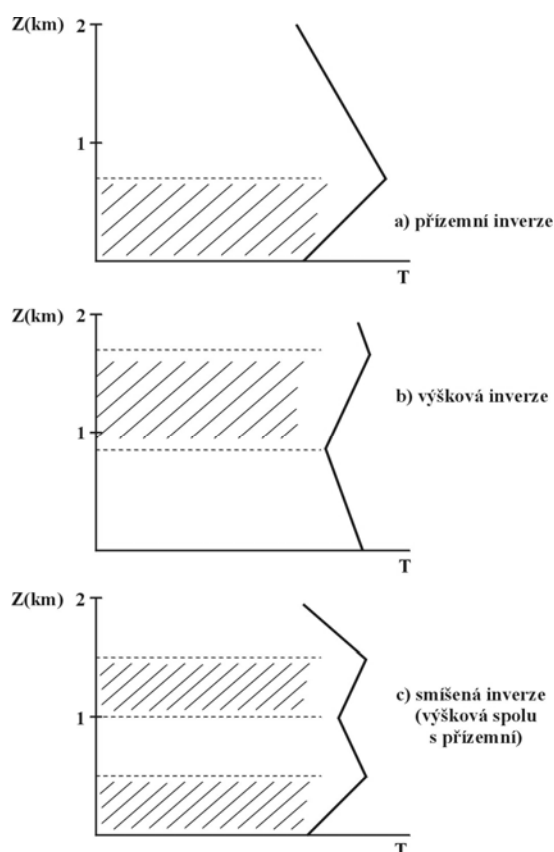
Advekční inverze, které vznikají, když se advektivně přemísťuje relativně teplý vzduch nad studený povrch. Výskyt těchto inverzí je typický nad sněhovou pokrývkou v jarním období. Hovoříme o jarních (sněhových) inverzích, které mají charakter přízemních inverzí. Pokud teplý vzduch proudí do dané oblasti ve vyšších hladinách než se nachází studený, vznikají advekční výškové inverze. Advekční inverze jako frontální, subsidenční, turbulentní a pasátové vznikají z dynamických příčin a proto se označují jako dynamické.

Inverze ve volné atmosféře, které jsou charakteristické tím, že jejich dolní hranice se nachází v různé výšce nad zemským povrchem. Mnoho takových inverzí vzniká v důsledku stlačování nebo sesedání vzduchových hmot, při pasátové cirkulaci v oblasti tropopauzy, případně při již uvedené teplé výškové frontě.

Subsidenční inverze, která vzniká sesedáním (subsidencí) vzduchu z vyšších vrstev atmosféry do nižších. Vyskytují se nad plošně rozsáhlými oblastmi. Jsou spjaty s poklesem relativní vlhkosti vzduchu. Může se vytvářet inverzní oblačnost.

Pasátové inverze, které se vyskytují se v oblasti výskytu pasátových větrů a jsou způsobené subsidencí vzduchu z vyšších vrstev atmosféry.

Příčiny vzniku inverzí se mohou kombinovat, např. spojením subsidenční výškové inverze s přízemní radiační inverzí vznikají plošně rozsáhlé a výrazné inverze mající obvykle dlouhé trvání.



Obr. 16: Základní typy teplotních inverzí podle výšky

Teplotní inverze mají **značný klimatický význam**. Brzdí promíchávání vzduchu jak ve vertikálním, tak i v horizontálním směru. To vede zejména v průmyslových oblastech s větší hustotou zdrojů znečišťování ovzduší ke zvýšení koncentraci škodlivin, vzniku smogu atd. V inverzní vrstvě se často vytváří vrstevnatá oblačnost. Ta zejména v chladném půlroce zkracuje délku trvání slunečního svitu v nižších polohách v porovnání s horskými polohami nad horní hranicí inverze.



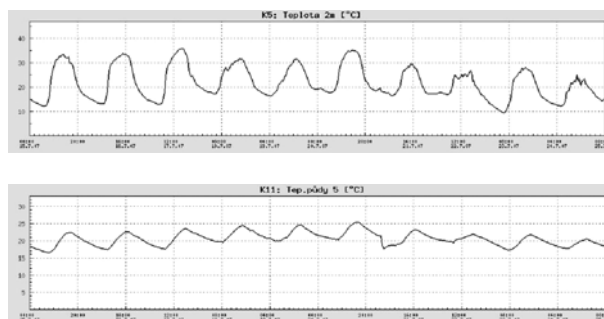
Obr. 17: Typická oblačnost při radiační inverzi

4.6 Periodické a neperiodické změny teploty

Vzduch se ohřívá nejintenzivněji od zemského povrchu. Proto jsou denní režim insolace, albedo a efektivní vyzařování aktivního povrchu rozhodující činitelé charakteru denního i ročního chodu teploty vzduchu, včetně její změny s nadmořskou výškou. Denní (měsíční, roční) chod meteorologického prvku vyjadřuje jeho změny čili časový průběh během 24 hodin (měsíce, roku). Chod teploty vzduchu stejně jako dalších meteorologických prvků obecně vyjadřuje kvantitativní změny s časem. V klimatologii se sleduje zejména **denní, měsíční a roční chod**.

Denní chod teploty vzduchu

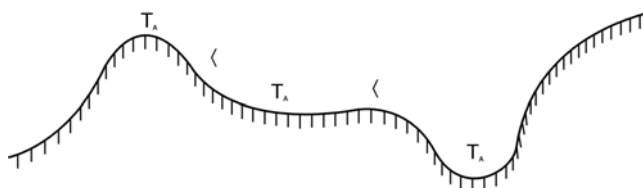
Denní chod teploty vzduchu úzce koresponduje s chodem teploty aktivního povrchu, ale s určitou časovou prodlevou (obr. 18). Vliv má i nadmořská výška. Čas denního maxima teploty vzduchu se s výškou zpožďuje proti času teplotního maxima na zemském povrchu. Časy nástupu minim se prakticky shodují.



Obr. 18: Chod teploty vzduchu (graf nahoře) úzce souvisí s chodem teploty půdy

Vliv má také ráz počasí. Při radiálním počasí má křivka denního chodu teploty vzduchu tvar podobný sinusoidě. Při změnách oblačnosti a při advekci vzduchových hmot má křivka denního chodu teploty rozkolísaný a často nevýrazný tvar. Rozdíl mezi maximální a minimální denní (roční) teplotou změřený v jednom dni (roce) se označuje **amplituda teploty** T_A . Její hodnotu ovlivňuje typ počasí (při radiálním počasí dosahuje teplotní amplituda daleko vyšší hodnoty, než při oblačném nebo advekčním počasí), roční období (v našich zeměpisných šířkách je teplotní amplituda nejvyšší na jaře a k zimnímu období se snižuje), zeměpisná šířka (s rostoucí zeměpisnou šířkou se amplituda zmenšuje, neboť klesá výška Slunce nad horizontem v čase kulminace a tím i celková insolace), vzdálenost od pobřeží tj. stupeň kontinentality (s rostoucí kontinentalitou roste hodnota teplotní amplitudy) a charakter georeliéfu.

Závislost mezi tvarem **georeliéfem a teplotní amplitudou** vyjadřuje tzv. **Vojejkův zákon**: Vypouklé (konvexní) tvary georeliéfu např. kopec, hřbet nebo vrchol mají denní amplitudy teploty vzduchu menší než rovinné polohy a ty menší než vhloubené (konkávní) tvary georeliéfu např. údolí, kotliny, soutěsky.



Obr. 19: Vztah mezi charakterem georeliéfu a amplitudou teploty vzduchu (Vojejkův zákon)

Teplotní amplituda se výrazně snižuje s rostoucí výškou i ve volné atmosféře, to ale nesouvisí se změnami teploty aktivního povrchu.

Roční chod teploty vzduchu

Energetická bilance aktivního povrchu a tím i teplota přiléhající atmosféry se mění celkem pravidelně i v průběhu roku. Roční změny teploty vzduchu ale úzce závisejí na ročním režimu výměny vzduchových hmot, dále na zeměpisné šířce místa a stupni kontinentality. S rostoucí kontinentalitou teplotní amplituda roste, stejně se mění s rostoucí zeměpisnou šířkou. Prakticky ve všech zeměpisných šířkách lze v ročním chodu vydělit jedno teplotní maximum a minimum.

Základní typy ročního chodu teploty:

- **Rovníkový typ (ekvatoriální)** – charakterizuje jej nejmenší amplituda kolem 5 °C, ale také jen o 1 °C. Nevýrazná teplotní maxima souvisejí se dny rovnodenností, minima se dny slunovratů.
- **Tropický typ** – teplotní amplituda (5 °C) roste od pobřeží směrem do vnitrozemí (10 až 15 °C) a její maximum se váže na období největší výšky Slunce nad horizontem.
- **Typ mírného pásu:** Extrémní hodnoty teplotních amplitud se váží na letní a zimní slunovrat s tím, že nad pevninou nastupují dříve, než v přímořských oblastech. Jejich chod na severní a jižní polokouli je asynchronní a závisí na ročním období. Přechodná roční období mají samostatný charakter chodu teploty. Amplitudy kolísají od 10 do 15 °C v přímořských oblastech až k extrémním hodnotám 60 °C na pevnině. V mírném pásu se rozlišuje podoblast subtropická, vlastní mírná a subpolární.
- **Polární typ:** Minimum teploty se posouvá na konec polární noci. Maxima analogicky souvisejí s vrcholem polárního léta. Roční amplitudy dosahují 30–40 °C na ostrovech a vyšší než 20 °C bývají při pobřeží.

Uvedené denní (roční) změny teploty vzduchu jsou periodické a souvisejí s denním (ročním) chodem insolace.

Neperiodické změny teploty

K výrazným změnám teploty vzduchu dochází při advekci vzduchových hmot s rozdílnou teplotou. Takové změny označujeme jako neperiodické. Velmi často se opakují pravidelně, dlouhodobě, víceméně ve stejných termínech. Takové výkyvy se označují termínem singularita. V širším smyslu představuje singularita poměrně pravidelnou odchylku od celkového trendu počasí, podmíněnou zvýšeným výskytem určitých povětrnostních situací v dané části roku v dané geografické oblasti. Nejčastěji se projevující teplotní a srážkové singularity jsou zachycena v lidových pranostikách. Pro většinu z nich dnes existuje vědecké vysvětlení.

Pro zájemce

Seznamte se s publikací Medardova kápě aneb pranostiky očima meteorologa (napsal Jan Munzar, vydalo nakladatelství Horizont, Praha 1986).



Příklad / Příklad z praxe

Zjistěte typické příklady projevů teplotních singularit v podmínkách České republiky.





Úkol / Úkol k zamyšlení

Dle obr. 15 a 18 demonstруйте platnost Fourierových zákonů!

SHRNUTÍ



Kapitola obsahuje informace o základním meteorologickém prvku, kterým je teplota vzduchu. Zmíněny jsou základní tepelné vlastnosti látek. Jsou uvedeny Fourierovy zákony, které charakterizují režim teploty půdy. Popsány jsou periodické a neperiodické změny teploty a charakter možných změn teploty vzduchu s výškou. Pozornost je věnována vlivu georeliéfu na změny teploty vzduchu. Důraz je kladen na vznik a důsledky teplotních inverzí jakožto nebezpečného meteorologického jevu.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Interpretujte Fourierovy zákony.
2. Čím jsou způsobeny periodické a neperiodické změny teploty vzduchu?
3. Charakterizujte změny teploty vzduchu s výškou dle charakteru teplotní stratifikace atmosféry.
4. Vysvětlete vznik teplotní inverze a popište jejich možné důsledky v krajině.

Pojmy k zapamatování



Denní (roční) chod teploty, Celsiova stupnice, Fourierovy zákony, izoterma, konvekce, Kelvinova stupnice, periodické změny teploty, přízemní teplota, roční chod teploty, singularita, suchoadiabatický teplotní gradient, teplo, teplota, teplotní inverze, teplotní zvrstvení (stratifikace), vertikální teplotní gradient, vlhkoadiabatický teplotní gradient, Vojejkovův zákon.

5 Atmosférický tlak

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- definovat tlak vzduchu jako meteorologický prvek a popsat jeho změny v horizontální a vertikálním směru,
- vysvětlit stavovou rovnici plynů,
- vysvětlit základní pojmy související s tlakovým polem atmosféry,
- formulovat rovnici pohybu a popsat síly ovlivňující atmosférické proudění včetně vlivů georeliéfu.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Po prostudování kapitoly pochopíte příčiny a zákonitosti proudění vzduchových hmot v atmosféře. Budete umět popsat tlakové pole atmosféry a charakterizovat základní tlakové útvary. Seznámíte se s režimem a rozložením tlaku vzduchu na Zemi.



5.1 Tlak vzduchu

Zemská atmosféra působí v tíhovém poli Země na zemský povrch i na objekty na něm svoji tíží. Měrná hmotnost suchého vzduchu při teplotě 0 °C a tlaku 10^5 Pa je $1,2763 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Tlak vzduchu (též barometrický tlak, atmosférický tlak) je síla působící v daném místě atmosféry kolmo na libovolně orientovanou plochu. Tuto sílu vyvolává tíha vzduchového sloupce, který sahá od hladiny moře až po horní hranici atmosféry. Základní jednotkou tlaku vzduchu je Pascal (Pa), v meteorologické praxi se používá hektopascal (1 hPa=100 Pa). Mezi starší jednotky patří milibar (mbar), torr (torr) nebo milimetr rtuťového sloupce (mm Hg). Převodní vztah $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mbar} = 0,75 \text{ torr (m Hg)}$. **Průměrná hodnota tlaku** vzduchu na hladině moře při teplotě 15 °C činí **1 013,27 hPa**. Je to tlak odpovídající hmotnosti rtuťového sloupce o průřezu 1 cm^2 vysokého 760 mm.

Pro zájemce: tlakové extrémny

Maximální hodnota tlaku vzduchu 1083,8 hPa byla naměřena na stanici Agata na Sibiři. Minimální hodnota tlaku vzduchu 870,0 hPa byla údajně naměřena v Tichém oceánu v oku tajfunu Tip.



S výškou tlak vzduchu klesá, současně se mění **hustota** atmosféry. Pokud by hustota atmosféry byla rovnoměrná ve všech výškových úrovních, sahala by jen do výšky 8 km. Tato výška se nazývá výška homogenní atmosféry. Skutečná výška atmosféry je ale asi 40 000 km, kde postupně přechází do meziplanetárního prostoru. Proto je zřejmé, že se s výškou hustota atmosféry rychle snižuje.

Základní fyzikální charakteristiky plynů (tedy i atmosféry) jsou tlak p , teplota T , objem V a hustota ρ . Vzájemnou závislost prvních tří charakteristik vyjadřuje u ideálních plynů **stavová rovnice plynů**, která má tvar:

$$p \cdot v = R \cdot T,$$

kde p je tlak, v specifický objem, T absolutní teplota a R tzv. plynová konstanta (závisí na povaze plynu a činí $287 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$). Dále platí, že hustota vzduchu je přímo závislá na tlaku vzduchu, nepřímo na jeho teplotě.

5.1.1 Časové změny tlaku vzduchu

Časoprostorové změny tlaku vzduchu mají v podstatě neperiodický charakter, což způsobuje téměř neustálý pohyb tlakových útvarů. Změny bývají pozvolné.

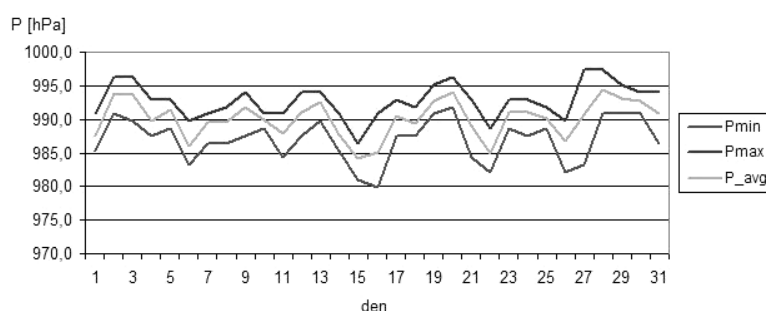
Denní změny tlaku vzduchu jsou obvykle periodické. Denní amplituda kolísá v intervalu 3–4 hPa v tropech po desetiny hPa ve středních zeměpisných šířkách. Hlavní příčinou změn tlaku vzduchu v průběhu dne je denní chod teploty aktivního povrchu.

Roční změny tlaku vzduchu souvisejí se sezónním pohybem tlakových útvarů a s tlakovými změnami stacionárních tlakových útvarů. Základní typy ročního chodu tlaku vzduchu jsou:

- **Pevninský typ** (maximum v zimě a minimum v létě, rozdíl roste s kontinentalitou území).
- **Oceánský typ** vysokých zeměpisných šířek (maximum začátkem léta, minimum v zimě). Oceánský typ mírných šířek, mimo oblast monzunů (dvě nevýrazná maxima v létě a v zimě, minima na jaře a na podzim).
- **Monzunový typ** je nad oceány (dobře vyjádřené zimní maximum a letní minimum).

5.1.2 Zonálnost v rozložení tlaku vzduchu

I přes nerovnoměrné rozložení pevnin a oceánů je zonálnost rozložení tlaku zřejmá. Rovníkový pás nízkého tlaku je posunutý vždy na tu polokouli, kde je léto. Hranice se posouvají mezi 15° s. š. a 25° j. š. v zimě a mezi 35° s. š. a 50° j. š. v létě. Od tohoto pásu na sever a na jih tlak vzduchu stoupá až k 30 – 35° zeměpisné šířky. Podél nich se vytváří subtropické oblasti vysokého tlaku vzduchu. Výrazné jsou zejména nad oceány (např. Subtropická oceánská oblast vysokého tlaku, tzv. Azorská tlaková výše). Tyto anticyklóny mají charakter stacionárních tlakových útvarů. Mezi 65° a 75° s. š. a mezi 60° a 65° j. š. se nacházejí subpolární oblasti nízkého tlaku. Na severní polokouli se v tomto pásu sice střídají cyklóny (např. islandská) s anticyklónami (např. kanadská), ale na jižní polokouli pozorujeme souvislý pás nízkého tlaku. Polární oblasti jsou místy vysokého tlaku. Antarktická tlaková výše je výraznější než arktická. Zákonnost zonálního rozložení tlaku vzduchu je rozhodující pro charakter všeobecné cirkulace atmosféry.



Obr. 20: Měsíční chod tlaku vzduchu (stanice Olomouc-Hradisko)

5.2 Změna tlaku s výškou, horizontální změna tlaku

Hodnota tlaku vzduchu se s výškou mění nepřímou úměrou a známe zákonitosti těchto změn. Celkový tlakový gradient má složku vertikální (vertikální tlakový gradient) a složku horizontální (horizontální tlakový gradient).

Pokles tlaku vzduchu připadající na změnu výšky je **vertikální tlakový (též barický) gradient**. Směřuje zespodu nahoru a udává pokles tlaku připadající na změnu výšky o 100 m ($\text{hPa}/100 \text{ m}^{-1}$).

Změny tlaku vzduchu v horizontálním směru vyjadřuje **horizontální barický gradient**. Je to vektor orientovaný vždy ve směru z místa vyššího tlaku do oblasti nižšího. Horizontální tlakový gradient se v atmosféře projevuje silovým účinkem.

Barický stupeň udává zvětšení výšky odpovídající poklesu tlaku o jednotku. Je přímo úměrný teplotě vzduchu a nepřímou úměrou jeho tlaku. Při teplotě vzduchu 0°C a u hladiny moře má hodnotu 8 m.hPa^{-1} . Vystoupíme-li o 8 m, tlak klesne o 1 hPa. Zvyšováním teploty a nadmořské výšky barický stupeň roste a ve výšce 5 km má při teplotě 0°C hodnotu 16 m.hPa^{-1} . Ze závislosti barického stupně na teplotě vzduchu vyplývá, že v teplém vzduchu, kde je barický stupeň větší, klesá tlak vzduchu pomaleji než ve studeném. Proto se tlak vzduchu ve stejných výškách v teplém nebo ve studeném vzduchu odlišuje. Teplé oblasti v atmosféře jsou tudíž ve větších výškách oblastmi vysokého tlaku a studené oblasti místy nízkého tlaku vzduchu.

Barické pole je rozložení tlaku vzduchu v atmosféře. Místa stejného tlaku vzduchu v atmosféře si lze představit jako plochy, které tvoří tzv. izobarické hladiny. Barické pole si lze představit jako georeliéf, ve kterém jsou vrstevnice nahrazeny izobarami. S rostoucí výškou (vzdáleností od zemského povrchu) se zmenšují hodnoty tlaku vzduchu, proto se izobarická hladina (plocha) 1000 hPa nachází blízko hladiny moře, izobarická plocha 850 hPa se nachází průměrně ve výšce 1,5 km a izobarická hladina 500 hPa ve výšce asi 5 km.

Výši izobarických ploch nad zemským povrchem zachycují tzv. mapy barické topografie. Když do podkladové mapy vynášíme výšky izobarických ploch nad hladinou moře, získáme mapu **absolutní barické topografie** (AT). Hovoříme pak např. o mapě AT 500hPa v 06 hodin 1. 1. 2010. Pokud vyjádříme relativním převýšením vyšší izobarické plochy nad nižší, získáme mapu **relativní barické topografie** (RT). V meteorologické praxi se často používají mapy RT výšky izobarické plochy 500 hPa nad izobarickou plochou 1000 hPa, což zapisujeme jako

$$\text{RT } \frac{500}{1000}$$

a čteme „mapa relativní barické topografie pět set na tisíc“. Míra změny tlaku je opticky patrná ze vzdálenosti mezi izobarami. Čím hustější izobary, tím větší rozdíly tlaku.

5.3 Vítr jako meteorologický prvek

Jako **vítr** se označuje horizontální přemísťování vzduchu vzhledem k zemskému povrchu. Vyznačuje rychlostí a směrem, lze jej v kterémkoliv časovém okamžiku vyjádřit vektorem. **Horizontální složka** větru vzniká působením horizontální složky síly tlakového gradientu a Coriolisovy síly. **Vertikální složka** vektoru větru vzniká jako důsledek pohybu vzduchu v cirkulačních a frontálních systémech, konvekce, obtékání překážek atd. Vítr v atmosféře zvyšuje intenzitu výparu z vodní hladiny a zemského povrchu a tak současně odnímá teplo,

působí na objekty v krajinné sféře dynamickým tlakem, ovlivňuje vytváření sněhových závějí, tvorbu námrazy atp. V meteorologii a klimatologii charakterizujeme vítr rychlostí a směrem.

Rychlost větru může kolísat od 0 m/s (bezvětří, též calm) do přibližně 100 m/s. Nejvyšší potvrzená rychlost přízemního větru potvrzená WMO má hodnotu 408 km/h a byla dosažena v tropické cykloně Olivia 10. 4. 1996 při severozápadním pobřeží Austrálie. Vítr, který mění krátkodobě rychlost o více než 5 m/s se označuje jako **nárazovitý**. Velmi často doprovází přechod atmosférických front.

Směr větru se udává ve stupních azimutu od 0° do 360° (0° – severní vítr, 90° – východní vítr, 180° – jižní, 270° – západní vítr). Vítr může měnit výrazně svůj směr i v krátkých časových okamžicích. Je-li změna směru větší než 45°, označuje se vítr jako **proměnlivý**.

Rychlost a síla větru se v praxi odvozuje i podle účinku tlaku větru (silového účinku) na předměty nebo objekty v krajině. Mezinárodně přijatá Beaufortova stupnice má 13 stupňů a charakterizuje účinky přízemního větru na pevnině (0 – bezvětří až 12 – orkán). Označení jednotlivých stupňů je uvedeno v Tab. 2.

Tab. 2: Beaufortova stupnice rychlosti větru pro výšku 10 m nad zemským povrchem

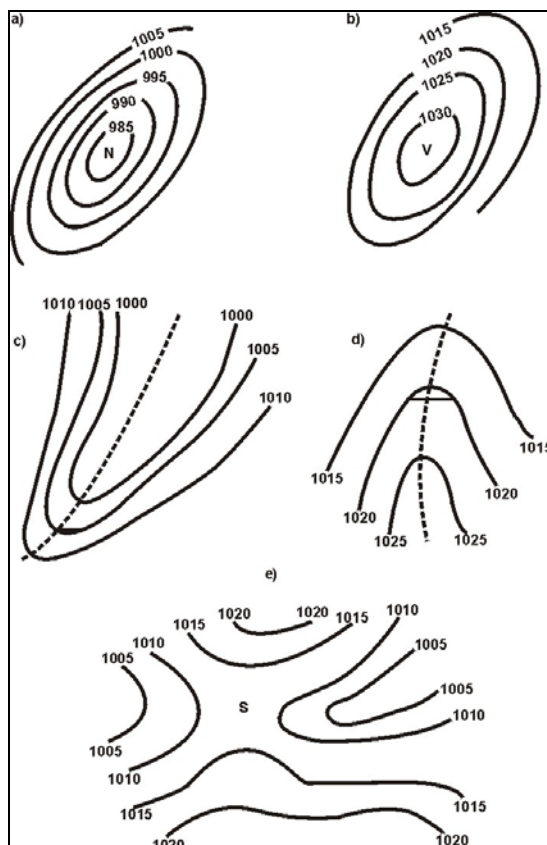
Stupeň	Označení	Rychlost	
		m/s	km/h
0	bezvětří	0,0–0,2	1
1	vánek	0,3–1,5	1–5
2	slabý vítr	1,6–3,3	6–11
3	mírný vítr	3,4–5,4	12–19
4	dostí čerstvý vítr	5,5–7,9	20–28
5	čerstvý vítr	8,0–10,7	29–38
6	silný vítr	10,8–13,8	39–49
7	prudký vítr	13,9–17,1	50–61
8	bouřlivý vítr	17,2–20,7	62–74
9	vichřice	20,8–24,4	75–88
10	silná vichřice	24,5–28,4	89–102
11	mohutná vichřice	28,5–32,6	103–117
12	orkán	32,7≤	118≤

podle N. Slabá (1972) – upraveno

Denní chod rychlosti a směru větru: v malých výškách nad zemským povrchem pozorujeme maximum rychlosti kolem 14. hodiny, minimum v noci nebo ráno. Ve výškách 500 m a výše je denní chod rychlosti opačný. Maximum se vyskytuje v noci a minimum v průběhu dne. Uvedené schéma platí pro přízemní vrstvu atmosféry a platí pro severní polokouli. Také směr větru má denní chod.

5.4 Základní tlakové útvary

Tlakové pole tvoří oblasti nízkého a vysokého tlaku vzduchu. Na synoptických mapách jsou tyto oblasti vyjádřeny uzavřenými nebo neuzavřenými izobarami. **Cyklóna** (tlaková níže, oblast nízkého tlaku) je tvořena uzavřenými izobarami s nejnižším tlakem v centru. Směrem od středu cyklóny tlak roste. **Anticyklóna** (tlaková výše, oblast vysokého tlaku) je tvořena uzavřenými izobarami s nejvyšším tlakem v centru. Směrem od středu anticyklóny tlak klesá.



Obr. 21: Základní tlakové útvary

a) cyklona, b) anticyklona, c) brázda nízkého tlaku, d) hřeben vysokého tlaku, e) barické sedlo

Brázda nízkého tlaku představuje pásmo nízkého tlaku mezi dvěma tlakovými výšemi. Izobary jsou neuzavřené a mají tvar písmene V. Osa brázdy je místem nejnižšího tlaku, od ní na obě strany tlak roste. **Hřeben vysokého tlaku** je pásmo vysokého tlaku mezi dvěma oblastmi vysokého tlaku. Izobary jsou neuzavřené a mají tvar písmene U. Osa hřebene je místem nejvyššího tlaku, od které tlak na obě strany klesá. **Barické sedlo** je oblast v atmosféře mezi dvěma cyklónami (brázdami) nebo dvěma anticyklónami (hřebeny) položenými do kříže. Střed barického sedla je tzv. neutrální bod.

5.5 Pohyby v atmosféře

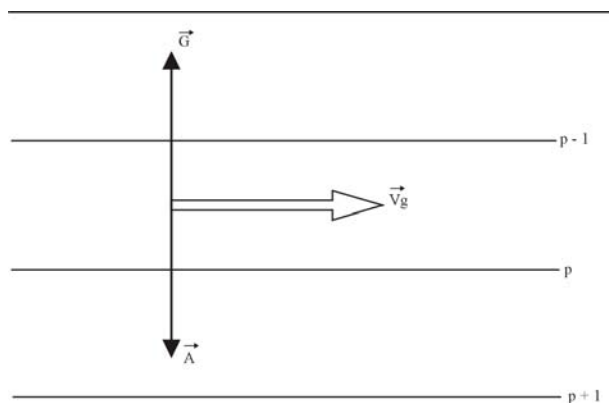
Hlavní příčina vyvolávající pohyb vzduchu je síla horizontálního tlakového gradientu. Uděluje objemu vzduchu zrychlení, které dosahuje hodnoty zaokrouhleně 10^{-3} m.s^{-2} . Další faktory pohybu jsou Coriolisova síla (síla uchylující zemské rotace) $\vec{A}$, odstředivá síla $\vec{C}$ a síla tření $\vec{R}$. Přemísťování určitého objemu vzduchu v tlakovém poli vyjadřuje **rovnice pohybu**:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{G} + \vec{A} + \vec{C} + \vec{R},$$

kde $\vec{v}$ je vektor větru a t čas. Jednotlivé členy na pravé straně rovnice mohou, ale nemusí uplatňovat. Míra působení (nepůsobení) jednotlivých složek je daná vlastním charakterem pohybu vzduchu.

Vítr, který obsahuje převládající horizontální složku pohybu vzduchu lze vyjádřit vektorem $\vec{v}$ a charakterizuje se směrem a rychlostí.

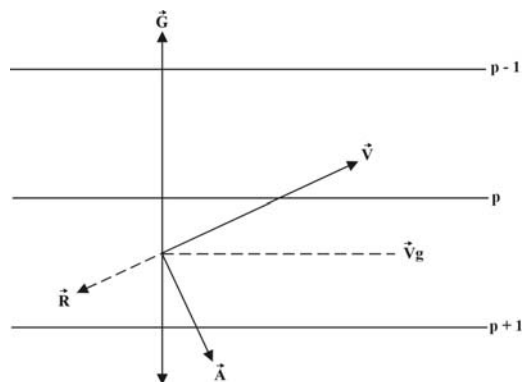
Geostrofický vítr představuje nejjednodušší pohyb vzduchu. Jedná se o ideální horizontální rovnoměrné přímočaré proudění bez tření. Geostrofický vítr směřuje podél přímkových izobar tak, že když se postavíme zády proti větru, máme po pravé ruce vyšší a po levé nižší tlak. Odchytky směru větru od směru barického gradientu též vyjadřuje Buys-Ballotův zákon: Postavíme-li se zády proti větru, pak oblast nízkého tlaku bude vlevo a trochu vpředu, oblast vysokého tlaku bude vpravo a trochu vzadu.



Obr. 22: Geostrofický vítr v_g na severní polokouli

Gradientový (též cyklostrofický) vítr je ideální horizontální rovnoměrný pohyb vzduchu bez tření ($R = 0$) po zakřivené dráze. Gradientový vítr svou povahou dobře odpovídá skutečnému větru ve volné atmosféře, v cyklóně nebo v anticyklóně.

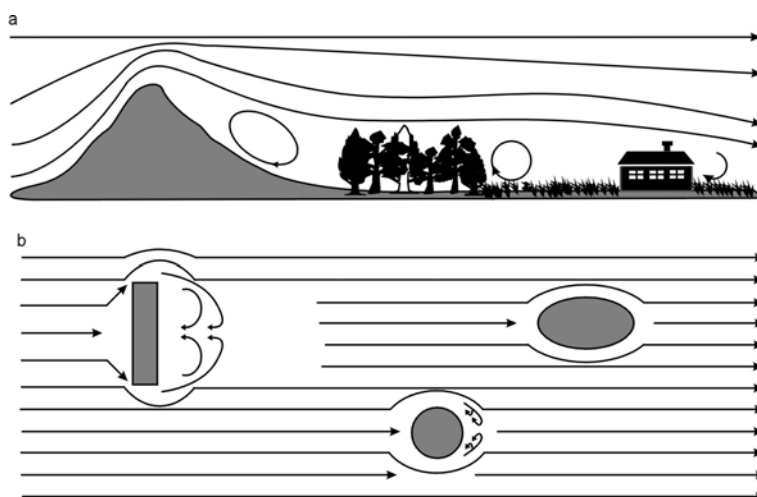
Nejkomplikovanější případ pohybu vzduchu představuje pohyb při současném spolupůsobení síly tření. V tomto případě musí být v rovnováze tři síly – síla barického gradientu G , Coriolisova síla A a síla tření R (v případě přímočarého pohybu).



Obr. 23: Rovnoměrný přímočarý pohyb bez tření

Na charakter proudění vzduchu zejména v nižších výškách má výrazný vliv georeliéf, který ovlivňuje charakter proudění dvěma způsoby, orografickým zrychlením nebo zpomalením.

Konvexní tvary reliéfu způsobují na návětrné straně ohyb proudnic nahoru a zároveň jejich přiblížení (konfluenci). Na závětrné straně je efekt obrácený a hovoříme o rozbíhavosti (difluenci) proudnic. Uvedené orografické ovlivnění proudění vzduchu může být příčinou vzniku vlnových oblaků.



Obr. 24: Vliv terénních překážek na charakter a rychlost proudění (podle Petřík, 1966)

Příklad / Příklad z praxe

Jak ovlivňují horská pásma a údolí charakter proudění vzduchu? O jakou hodnotu se změní tlak vzduchu po výstupu z horské chaty Ovčárna (1300 m n. m.) na vrchol Pradědu (1492 m n. m.) za předpokladu, že hodnota barického stupně je 8 m?



Úkol / Úkol k zamyšlení

Co představuje primární příčinu globálního (planetárního) proudění?
Jaký je vztah mezi teplotou a tlakem?
Jaký je rozdíl mezi divergentní a konvergentní cirkulací (prouděním)?



SHRNUTÍ

Tlak vzduchu patří mezi základní meteorologické prvky a jeho hodnota se udává v hPa. Vztah mezi teplotou, tlakem a hustotou vzduchu vyjadřuje stavová rovnice plynů. Změnu tlaku vzduchu ve vertikální a horizontálním směru vyjadřuje hodnota tlakového gradientu. Proudění vzduchu ovlivňují síly, které představují členy rovnice pohybu. Pro tlakové pole atmosféry je typický výskyt charakteristických tlakových útvarů.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Charakterizujte tlak vzduchu jako meteorologický prvek!
2. Co vyjadřuje stavová rovnice plynů?
3. Jak se od sebe liší základní tlakové útvary?
4. Které složky obsahuje rovnice pohybu?
5. Charakterizujte vítr jako meteorologický prvek.



Pojmy k zapamatování

Anticyklona, barické pole, barické sedlo, brázda nízkého tlaku, Coriolisova síla, cyklona, divergence (divergentní proudění), geostrofický vítr, gradientový vítr, hPa, hřeben vysokého tlaku, izobara, izobarická hladina, konvergence (konvergentní proudění), polární výše, rovnice pohybu, stavová rovnice, subtropická výše, subpolární níže, tlakový gradient vertikální, horizontální, tropická níže, vítr

6 Proudění a cirkulace

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- rozlišit a charakterizovat základní typy proudění,
- popsat systém všeobecné cirkulace atmosféry,
- vysvětlit monzunovou cirkulaci a vznik tropických cyklon,
- charakterizovat vítr jako meteorologický prvek,
- popsat místní větry a místní cirkulační systémy,
- charakterizovat jev El Niño.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut.**

Průvodce studiem

V atmosféře můžeme rozlišit několik základních typů proudění, které se mohou projevovat na různých prostorových úrovních, od mikroklimatu po makroklima. Všechny formy proudění se podílejí na přenosu hmoty a energie. Systém relativně ustáleného proudění na planetární úrovni vyjadřuje systém všeobecné cirkulace atmosféry. Velmi specifický je systém proudění v tropických šířkách, což je oblast monzunové cirkulace a vzniku tropických cyklon. Často diskutovaný jev El Niño je považován za důsledek narušení cirkulace v tropických šířkách mezi západním pobřežím Jižní Ameriky a východní Austrálie. Podnebí menších územních celků často ovlivňují místní větry nebo místní cirkulační systémy.



6.1 Proudění vzduchu, základní typy proudění

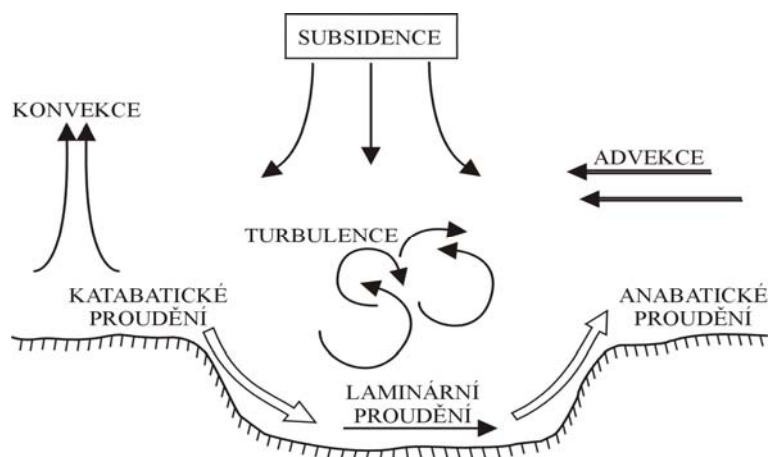
Základní vlastností zemské atmosféry je její neustálý pohyb a přemísťování různě velkých objemů vzduchu. Při tom dochází k přenosu hmotných částic a transportu tepelné energie. Charakter proudění vzduchu je zásadně určen prostorovými rozdíly tlakového pole, které má atmosféra snahu vyrovnávat. Konkrétním projevem této snahy je proudění vzduchu. Orientace směru proudění směřuje vždy z oblasti vyššího do oblasti nižšího tlaku vzduchu. Pod pojmem proudění nejčastěji chápeme neuspořádaný pohyb vzduchových částic. V atmosféře se můžeme setkat i s prouděním do jisté míry uspořádaným.

Laminární proudění je bez turbulentních pohybů a vytváří se jen nad aerodynamicky hladkým povrchem do mocnosti vrstvy vzduchu 10^{-4} m. Proudnice mají nezakřivený průběh rovnoběžný s povrchem. V krajinné sféře je ojedinělé (nejčastěji nad klidnou vodní hladinou nebo nad hladkým povrchem ledu).

Katabatické proudění představuje sestupný klouzavý pohyb chladného vzduchu např. podél ukloněného georeliéfu.

Anabatické proudění je výstupné klouzavé proudění teplého vzduchu např. podél ukloněného georeliéfu. Anabatický charakter má i výstupný pohyb teplého vzduchu na teplé frontě.

Konvekce představuje výstupné proudění způsobené horizontální teplotní nehomogenitou atmosféry. Pokud se konvekční proudění realizuje jako uzavřené a prstencovitého charakteru s poloměrem 10^2 – 10^4 m, vytváří konvekční buňku. Ta charakterizuje uspořádanou konvekci. Rozlišuje se konvekce termická a vynucená.



Obr. 25: Základní druhy pohybů v atmosféře

Subsidence je pomalý sestupný (sesedavý) pohyb uvnitř vzduchové hmoty. Rychlost je zpravidla 10^{-2} m.s^{-1} a nižší. Může mít velký vliv na vývoj počasí, neboť způsobuje výrazné adiabatické oteplování vzduchu, zeslabuje konvekci a rozpouští vzniklou oblačnost.

Turbulence je nejčastější druh proudění v atmosféře a její podstata spočívá v existenci nepravidelných a neuspořádaných vírových pohybů. Hlavní příčinou vzniku je charakter teplotního zvrstvení atmosféry (termická příčina), vertikální výšková členitost georeliéfu a jeho „drsnot“ (mechanická příčina). V atmosféře je spjata s nárazovitostí větru, působí na promíchávání vzduchu a přenos tepla, vodních par a látek znečišťujících ovzduší. Atmosférické víry vyvolané turbulentí mají různou délku trvání (od několika sekund do několika dnů) a rozdílnou velikost poloměru (cm až km). Jako vzdušné víry si tedy můžeme představit prашné víry, ale i cyklóny.

Advekce obecně označuje horizontální přenos vzduchové hmoty velkého objemu určitých vlastností na větší vzdálenost.

6.2 Všeobecná cirkulace atmosféry

Jednou ze základních vlastností zemské atmosféry je neustálý pohyb. Souhrn všech základních typů vzdušného proudění v troposféře a ve stratosféře se nazývá **všeobecná cirkulace atmosféry**. Zahrnuje meridionální, zonální a vertikální výměnu vzduchu. Podílí se na přenosu energie, hybnosti a hmoty. Velkoprostorové formy cirkulace zahrnují tryskové proudění, cirkulace vzduchu v cyklonálních a anticyklonálních systémech, pasátovou a monzunovou cirkulaci. Mají zásadní vliv na tvorbu počasí a podnebí na Zemi. Mezoprostorovou cirkulaci představují vichřice, smršťe, brízy, horské a údolní větry atp. Jsou charakteristické jen pro některé geografické oblasti a mají spíše místní význam.

Všeobecná cirkulace atmosféry zásadně ovlivňuje globální klima i klima velkých geografických oblastí. Vyznačuje se poměrnou pravidelností a stálostí. Mezi faktory ovlivňující všeobecnou cirkulaci atmosféry patří především sluneční energie, rotace Země, nehomogenita zemského povrchu, tření vzduchu o zemský povrch, pokles teploty s výškou a rozměr atmosféry. Základní zákonitosti všeobecné cirkulace atmosféry jsou:

- vyšší horizontální rychlosti proudění než vertikální,
- převaha zonálního proudění nad meridionálním,
- převážně vírový charakter proudění,

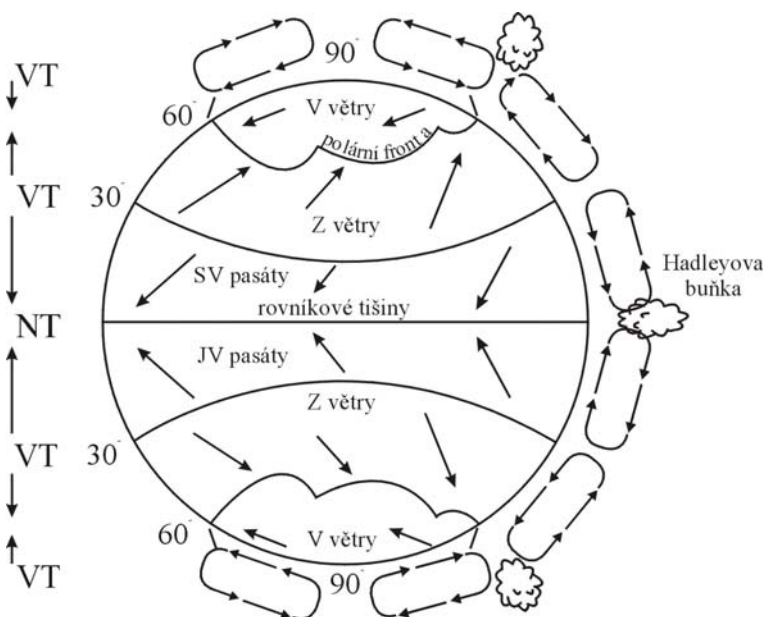
- neustálá proměnlivost atmosférických pohybů a v důsledku toho nestacionárnost všeobecné cirkulace atmosféry,
- změny směru a rychlosti vzdušných proudů mezi jednotlivými vrstvami atmosféry,
- sezónní změny směru a rychlosti.

Pro sledování a výzkum všeobecné cirkulace atmosféry se nejefektivněji využívají informace z meteorologických satelitů. Co nejlepší znalost všeobecné cirkulace je rozhodující formulací dlouhodobé předpovědi počasí.

Charakter všeobecné cirkulace atmosféry

Nejjednodušší podobu by měla všeobecná cirkulace atmosféry v případě nerotující **Země** a homogenního **povrchu**. Rozložení teplot by bylo přísně pásmové a teplota by plynule klesala od rovníku k pólům. Nejteplejší vzduch na rovníku by stoupal a ve vyšších vrstvách atmosféry by se přesouval směrem k pólům. V polárních oblastech by po přirozeném ochlazení klesal a v nižších vrstvách troposféry proudil ve směru horizontálního tlakového gradientu zpět k rovníku.

Reálný mechanismus všeobecné cirkulace atmosféry na nehomogenní a rotující Zemi je nejsložitější a přesně jej nevystihuje ani Obr. 26.



Obr. 26: Všeobecná cirkulace atmosféry

(VT – vysoký tlak, NT – nízký tlak, šipky nalevo: orientace horizontálního tlakového gradientu)

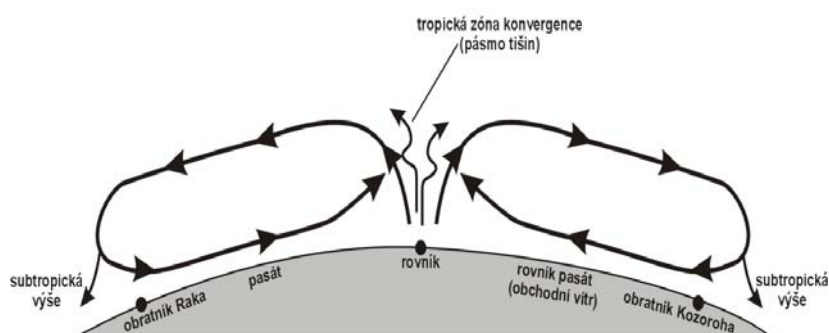
Podél rovníku mezi 10° s. a j. š. se vytváří oblast nízkého tlaku (rovníkové pásmo tišin), tzv. **tropická zóna konvergence**. Teplý vzduch zde intenzívně vystupuje a ve výšce kolem 10 km se roztéká na sever i na jih. Na severní polokouli se uchyluje doprava a vane přibližně podél rovnoběžek jako jihozápadní. Na jižní polokouli má směr severozápadní. Kolem 30. rovnoběžky s. i j. š. sestupují vzduchové hmoty k zemskému povrchu a vytvářejí **pasátové proudění**, při kterém se uskutečňuje výměna vzduchu mezi subtropickými anticyklónami a pásem nízkého tlaku vzduchu podél rovníku. Vertikálním rozměrem zasahují pasáty do spodní troposféry. Vyznačují se stálostí směru i rychlosti (6–8 m/s). Na severní polokouli mají pasáty charakter severovýchodních a na jižní polokouli jihovýchodních větrů.

S pravidelnou pasátovou cirkulací se spojuje proudění nad přízemními pasáty ve vyšší troposféře. Toto proudění se označuje **antipasátové** a vlivem uchylující síly zemské rotace má

na severní polokouli směr jihozápadní a na jižní směr severozápadní. V oblasti mezi 30–35° s. a j. š. se antipasáty stáčí na západ. V rovníkové oblasti má antipasátové proudění výraznou výstupnou složku a zasahuje do výšky až 10 km, v subtropích má naopak charakter sestupného pohybu a jeho vertikální mocnost se snižuje asi na 2 km. Antipasáty jsou součástí systému **tropické cirkulace**.

Součástí tropické cirkulace je také **Hadleyova buňka**. Je to systém uzavřené cirkulace mezi rovníkovou oblastí nízkého tlaku a subtropickou oblastí vysokého tlaku. Cirkulaci v Hadleyově buňce nelze chápat jako uzavřenou.

SYSTÉM TROPICKÉ CÍRKULACE



Obr. 27: Systém tropické cirkulace

Pásma kolem 25–30° s. š. a 25–30° j. š. je oblastí vysokého tlaku vzduchu. Označuje se jako **subtropické maximum tlaku** vzduchu.

Území mezi 60°–65° s. a j. š. představují na obou polokoulích **oblasti nízkého tlaku** vzduchu. Převládající západní proudění v troposféře a dolní stratosféře v oblasti středních zeměpisných šířek na severní polokouli zásadně ovlivňuje klima v západní a střední Evropě.

Oblasti od 65° s. a j. š. směrem k pólům jsou na obou polokoulích **místa vysokého tlaku** vzduchu s převládajícími východními větry. Součástí všeobecné cirkulace atmosféry v polárních oblastech je cirkumpolární (polární) vír. Představuje cyklonální západní proudění kolem geografických pólů ve vyšších hladinách troposféry a ve spodní stratosféře.

Takto popsaný model cirkulace se označuje jako buněčný. Novější pohled na systém všeobecné cirkulace představuje vlnová teorie.

Cirkulační poměry v jednotlivých geografických oblastech odrážejí rozložení činných (akčních) center atmosféry. Nemají zvláštní úlohu ve všeobecné cirkulaci atmosféry, ale poukazují na častou periodicitu cyklón a anticyklón. Nejvýznamnější činná centra atmosféry na severní polokouli jsou: islandská cyklóna, azorská anticyklóna, aleutská cyklóna, asijská a severoamerická zimní anticyklóna, jihoasijská letní cyklóna. Na jižní polokouli pak subantarktická zóna sníženého tlaku, jihoatlantická anticyklóna, jihoindická anticyklóna a jiho-pacifická anticyklóna.

Mezi cirkulační systémy tropických šířek patří **monzunová cirkulace** a **tropické cyklóny**.

Monzuny představují systém vzdušného proudění v troposféře se stálým převládajícím sezónním směrem. Označením letní a zimní monzun odráží časové hledisko, monzun tropický a mimotropický zase geografické. Základní příčinu jejich vzniku představuje nerovnoměrné zahřívání pevnin a přilehlých oceánů a následný vznik termicky podmíněných rozdílů v tlaku vzduchu.

Letní monzun je výsledek převládání nižšího tlaku vzduchu v létě nad rozsáhlými oblastmi pevnin. Vane od oceánu a na pevninu přináší srážky. V typických monzunových oblastech (Přední Indie, východní Asie) má rozhodující podíl na ročním srážkovém úhrnu. Nástup a ukončení letního monzunu vymezuje období dešťů. **Zimní monzun** se váže na vyšší tlaku vzduchu nad rozsáhlými oblastmi pevnin v zimních měsících. Vane z pevniny nad oceán a je převážně suchý. Je hlavní příčinou období sucha v monzunových oblastech.

Tropické (též rovníkové) monzuny představují systém vzdušného proudění v nízkých zeměpisných šířkách. Nejsilněji se projevují v oblasti Indického oceánu. Zimní tropické monzuny jsou shodné s pasáty.

Monzunové oblasti se nacházejí i v mimotropických šířkách. **Mimotropické monzuny** se vyskytují v některých oblastech středních nebo vyšších zeměpisných šířek. Jsou vyvolané sezónními změnami v chodu tlaku vzduchu nad pevninami (vysoký v zimě a nízký v létě). Nejvýrazněji se projevují ve východní Asii.

Prouděním chladného mořského vzduchu od Z nebo od SZ nad prohřátou evropskou pevninu v letních měsících se označuje jako letní „evropský monzun“. Ve střední Evropě vyvolává nestálost počasí a období června a července, tzv. medardovské počasí. Toto proudění postrádá zimní složku, navíc je nepravidelné a proto je označení „monzun“ nesprávné.

Podle převládajícího směru pohybu vzduchových hmot rozlišujeme tyto **základní typy** atmosférické cirkulace:

- **Zonální cirkulace** (podél rovnoběžek) představuje souhrn složek pohybu vzduchu ve všeobecné cirkulaci atmosféry, pro které je charakteristický převládající přenos vzduchových hmot rovnoběžkovým směrem. Pro západní a střední Evropu znamená tento typ častý příliv relativně teplého a vlhkého vzduchu z Atlantiku v zimě a relativně chladného a vlhkého v létě.
- **Meridionální cirkulace** (podél poledníků), při které se uplatňují vysoké a málo pohyblivé cyklóny a anticyklóny rozložené vedle sebe. Reprezentují je studené cyklóny a teplé blokující anticyklóny, které sahají do velkých výšek a brání zonálnímu (západnímu) přenosu vzduchu. Protože se vzduchové hmoty pohybují v poledníkovém směru, umožňuje tento typ cirkulace vpád studeného vzduchu z Arktidy nebo teplého ze subtropů do Evropy. Důsledek výskytu vyšší četnosti dnů s typickými meridionálními cirkulačními typy na klima je takto zřejmý.
- **Smíšená cirkulace** představuje kombinaci obou výše uvedených typů.

6.3 Poruchy v atmosféře (tropické a mimotropické cyklóny)

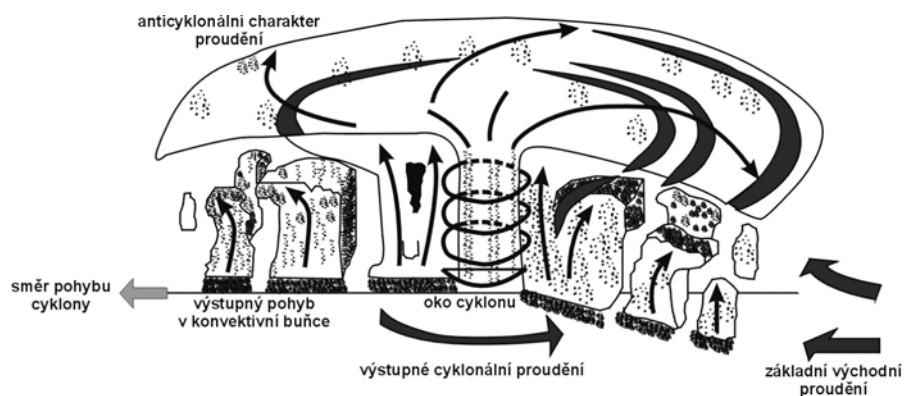
6.3.1 Tropické cyklóny

Tropické cyklóny představují poruchy v atmosféře v oblastech nízkých zeměpisných šířek. Od mimotropických se liší menšími rozměry (průměr maximálně několik set kilometrů), velmi nízkými hodnotami tlaku vzduchu ve středu a velkými rychlostmi větru (50 m/s, v nárazech více než 100 m/s). Typické jsou i mimořádně velké horizontální tlakové gradienty ($14\text{--}17\text{ hPa}\cdot 100\text{ km}^{-1}$).

Vznikají v oblasti tišin a zásadně nad oceánem, převážně mezi $5\text{--}10^\circ$ s. a j. š. Zdrojem energie tropických cyklón jsou povrchové vody tropických částí oceánů, jejichž teplota je vyšší než 26°C . Směr jejich pohybu zpočátku kopíruje směr pasátů a horizontální rychlost je relativně nízká ($10\text{--}20\text{ km/h}$). Na severní polokouli nad Tichým oceánem se při svém pohy-

bu přemísťují k jihovýchodním břehům Asie. Mohou se pohybovat i k japonským ostrovům. Pokud se dostanou nad pevninu, postupně se vyplňují a zanikají.

Nad Atlantickým oceánem se tropické cyklóny pohybují také ve směru pasátů. Po dosáhnutí Mexického zálivu a Floridy se stáčíjí na sever a při dalším pohybu nad oceánem se postupně vyplňují.



Obr. 28: Vznik tropické cyklóny

(<http://www.mapsofworld.com/hurricane/mechanism-of-tropical-cyclone-formation.html>)

Na jižní polokouli vznikají tropické cyklóny jen v rovníkovém pásmu Indického a Tichého oceánu.

Tropické cyklóny jsou doprovázené přívalovými dešti, silným větrem a často ničivými následky. Pro střed cyklóny o průměru jen několik km, tzv. oko cyklóny, je typické jasné počasí nebo jen nízká oblačnost a slabý vítr. Oka cyklón jsou místa s vůbec nejnižšími hodnotami tlaku vzduchu na Zemi. Absolutní minimum tlaku vzduchu 870 hPa bylo zjištěno právě v supertajfunu Tip v Tichém oceánu 12. 10. 1979.

Podle místa výskytu se tropické cyklóny označují jako hurikán nebo uragán (Střední Amerika), tajfun (Dálný východ), orkán (jižní část Indického oceánu), cyklón (Bengálský záliv) nebo Willy-Willies (Indický oceán mezi Austrálií a Kokosovými ostrovy).

Následky hurikánů bývají často tragické. Tak např. hurikán, který zasáhl 26. 10. – 4. 11. 1998 střední Ameriku, zejména Honduras a Nikaraguu přinesl smrt více než 11 tis. osobám, další více než 3 miliony zůstaly bez domova. Byl to nejničivější hurikán na západní polokouli za posledních 200 let. Hmotné škody dosáhly více než 5 mld. \$.

6.3.2 Mimotropická cirkulace

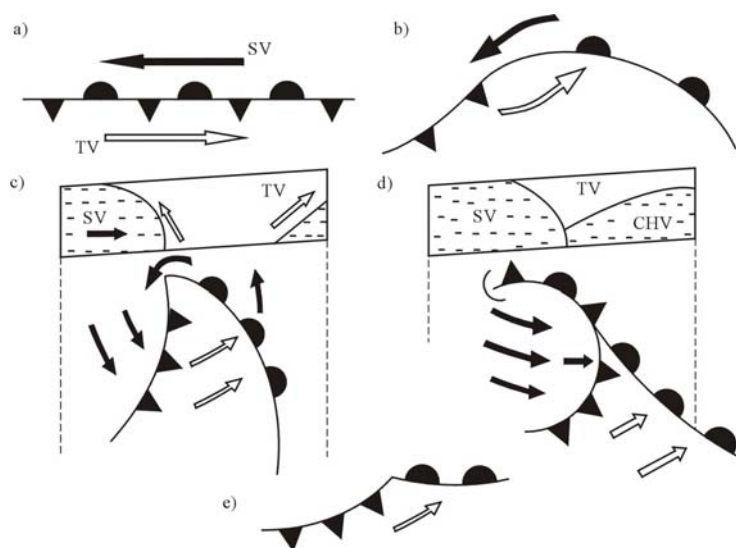
Pro území mezi subtropy a polárními oblastmi je typická intenzivní **cyklonální činnost**, tj. vznik, vývoj a přemísťování atmosférických poruch velkých měřítek, kterými jsou mimotropické cyklóny a anticyklóny. Mimotropické cyklóny (cyklóny mírných zeměpisných šířek) se dělí podle vzniku na nefrontální a frontální.

Nefrontální cyklóny (místní a termické) vznikají v důsledku nerovnoměrného zahřívání aktivního povrchu a proto je lze pozorovat v létě nad pevninou a v zimě nad relativně teplejšími vodními plochami. Vertikální i horizontální rozsah je malý.

Frontální cyklóny vznikají na atmosférických frontách a v porovnání s nefrontálními se vyskytují podstatně méně. Dojde-li ke zvlnění fronty např. v důsledku teplotní nestability nebo

orografických podmínek, vzniká první fáze vzniku cyklóny, stádium vlny. Pokud se vlna zvětšuje, dojde k uzavření izobary a začne pronikat teplý vzduch do studeného. Vytváří se teplý sektor cyklóny a toto období existence cyklóny označujeme jako stádium mladé cyklóny. Vlivem rychlejšího pohybu studeného vzduchu se postupně teplý sektor cyklóny zužuje a na jeho místo proniká studený vzduch. Teplý vzduch je vytlačený do vyšších vrstev a celá cyklóna leží uvnitř studeného vzduchu, kde se začíná vyplňovat a postupně zanikat. Je to stádium odumírání cyklóny.

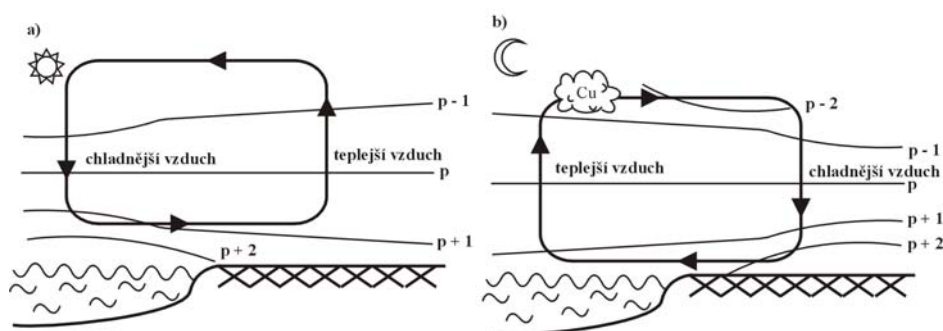
Nefrontální termické anticyklóny mají poměrně malý rozměr a vznikají nad ochlazeným povrchem. Nad pevninou vznikají takové anticyklóny v létě jen v noci. V zimě mohou existovat místní anticyklóny nad pevninou poměrně dlouho a mohou se přeměnit na dobře vyvinuté anticyklóny.



Obr. 29: Vznik a vývoj cyklóny a) fronta, b) vlna, c) mladá cyklóna, d) okluze, e) odumírající cyklóna (SV – studený vzduch, CHV – chladný vzduch, TV – teplý vzduch)

6.4 Místní cirkulace a místní větry

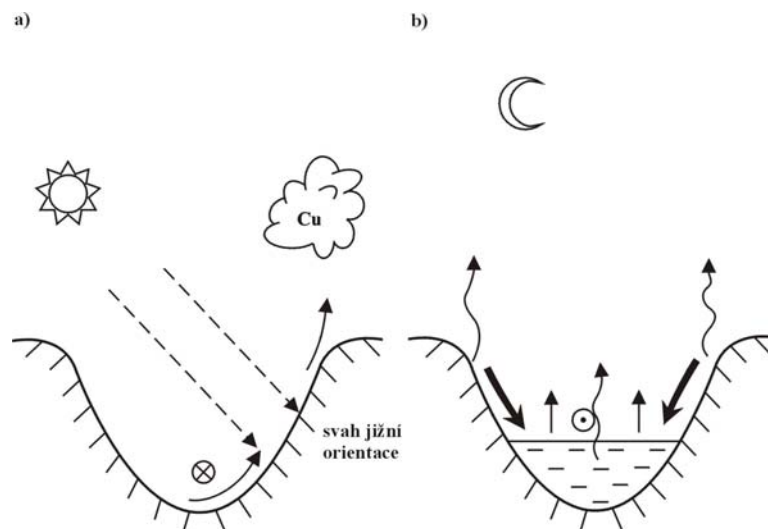
Pravidelná forma cirkulace se může vytvářet i v místním měřítku. Pokud má charakter uzavřeného cirkulačního systému, označuje se **místní cirkulační systém**. Proudění malého vertikálního rozsahu na menším území vyvolané místními podmínkami (odlišné fyzikální vlastnosti a rázem georeliéfu) se označuje místní vítr.



Obr. 30: Brízová cirkulace – a) mořský a b) pobřežní vánek

Rozdílné vlastnosti aktivního povrchu se projevují především při zahřívání vodních ploch a pevniny. Výsledkem tohoto procesu může být vznik **brízové cirkulace**. Brízy představují systém uzavřené místní cirkulace vytvářející se na pobřeží moří a velkých jezer a mají vždy výrazný denní chod. Ve dne vanou od moře k pevnině a označují se mořský nebo jezerní vánek. V noci vanou z pevniny na vodní hladinu a označují se pobřežní vánek. Jejich vertikální mocnost je maximálně 2–4 km.

Nerovnoměrným zahříváním aktivního povrchu v horském terénu vznikají horské a údolní větry, vlivem orografie a meteorologických podmínek vznikají fén a bóra.

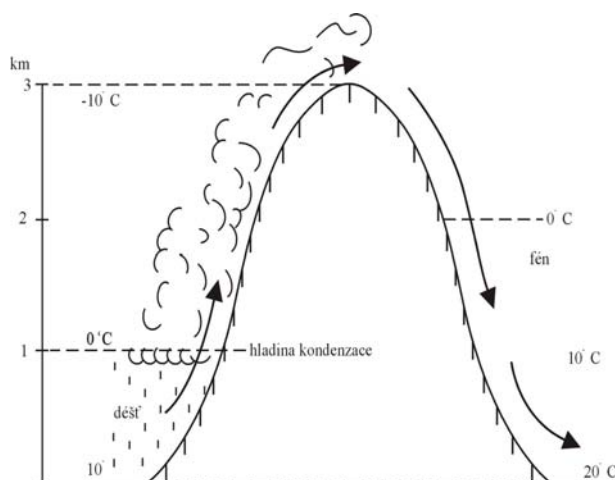


Obr. 31: Údolní a) a horský b) vítr

Pro horské a údolní větry je typická výrazná denní periodicitu. Vyskytují se v údolích a rovinách, do kterých ústí. Přes den, kdy se údolí intenzivně prohřívají, vane vítr z ústí údolí podélně nahoru nebo po jeho jižních svazích nahoru jako údolní (anabatický) vítr. V nočních hodinách je anabatické proudění vystřídáno katabatickým, které má sestupný charakter. Hovoříme o horském větru. Horské a údolní větry se kombinují s větry svahovými a v různých oblastech mají místní jména (např. v oblasti italského jezera Lago di Como „brega“ a „tivo“).

Ledovcový (glaciální, firnový) vítr má charakter katabatického proudění. Vane nad ledovcem nebo firnovým polem ve směru spádu ledovce. Vzniká v důsledku ochlazování přízemní vrstvy vzduchu od povrchu ledovce (sněhového pole). Ledovcový vítr nemá denní periodicitu.

Fén je asi nejznámější místní vítr ve střední Evropě. Obecně představuje padavý, teplý, suchý a nárazový vítr na závětrné straně horských překážek. Vane z hor do údolí. Pro jeho vznik je třeba, aby na obou stranách horského masívu byly rozdílné hodnoty tlaku vzduchu. Silou horizontálního tlakového gradientu má vzduch tendenci přesouvat se z místa vyššího tlaku vzduchu na jedné straně horského masívu na druhou, kde je tlak vzduchu nižší. Vlastní fénové proudění je třeba považovat za výsledek pseudoadiabatického děje. Vzduch vystupující na návětrném svahu se zpočátku ochlazuje podle suchoadiabatického gradientu (kolem 1 °C na 100 m). Ochlazování při výstupu se stává vlhčím a taky nasycenějším a po dosažení kondenzační hladiny se dále ochlazuje podle vlhkoadiabatického gradientu (kolem 0,6 °C na 100 m). Při tomto procesu vznikají oblaka, ze kterých na návětrné straně horské překážky vypadávají atmosférické srážky.



Obr. 32: Vznik fénu

Vzduch se stane opět suchým, výrazně se sníží jeho relativní vlhkost a po celou dobu sestupu na závětrné straně horské překážky se otepluje podle „vyššího“ suchoadiabatického gradientu. Je zřejmé, že se stává teplejší a sušší než před výstupem na návětrné straně horského masívu.

Bóra je původní označení pro silný, studený, padavý a nárazovitý vítr. Vane z náhorních vnitrozemských plošin k teplému moři. Způsobuje výrazné ochlazení. Je typická pro pobřeží Istrie (zejména okolí Terstu a Ajdovščiny) a severní a střední Dalmácii (okolí Senje a Karlobagu). Vzhledem k pravidelnosti bóry lze její účinky pozorovat na charakteru vegetace na pobřeží a blízkých ostrovech. Typický příklad důsledku pravidelného působení bóry jsou Kornatské ostrovy prakticky prosté vegetace. Termín bóra v současnosti označuje také padavé nárazovité studené větry podmíněné orografií i v dalších, nejen pobřežních oblastech (např. novorosijská bóra). Projevy bóry jsou typické i pro Vysoké Tatry. Jak uvádějí Polčák a Šťastný (2010), s bórou souvisí i doposud nejvyšší naměřená rychlost větru na Slovensku (29. 11. 1965 na Skalnatém plese 283 km/h).

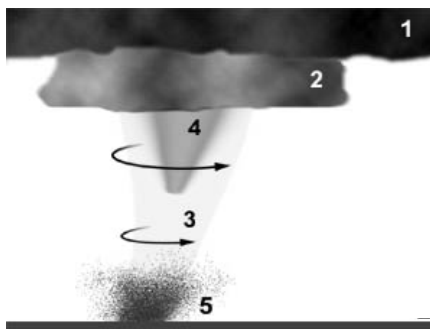
Do kategorie místních větrů se řadí také **městský vítr**.

Maloprostorové vzdušné víry

Horizontální rozměr maloprostorových vírů je 10–100 m. V jejich středu (oku) je tlak vzduchu nižší až o stovky hPa než při okraji. Proudění v nich má výrazně vzestupný charakter a rychlost výstupu často dosahuje až 100 m.s^{-1} . Vzhledem k extrémně nízkému tlaku ve středu těchto vírů je do nich nasáván prach, voda atd. Ničivé účinky bývají značné. Mezi maloprostorové vzdušné víry řadíme zejména **húlavy**, **prachové víry** a **tromby**.

Húlava představuje náhlé zvýšení rychlosti větru, který je nárazovitý a často mění svůj směr. Obvykle signalizuje příchod bouřky, silných přeháněk nebo přechod studené fronty v teplém půlroce. U frontálních húlav dosahují nárazy větru rychlosti až 45 m/s. V širším smyslu se húlava chápe jako rychle se pohybující temný déšť, oblak s přehánkami, s prudkými nárazy větru nebo zvířený prach.

Z maloprostorových vírů mají zejména pro Karibskou oblast a Severní Ameriku velmi často katastrofální následky **tromby**. Tvoří se ve vyšších vrstvách atmosféry v horkém nestabilním vzduchu, odkud se mohou spouštět až k zemskému povrchu.



Obr. 33: Schéma tornáda

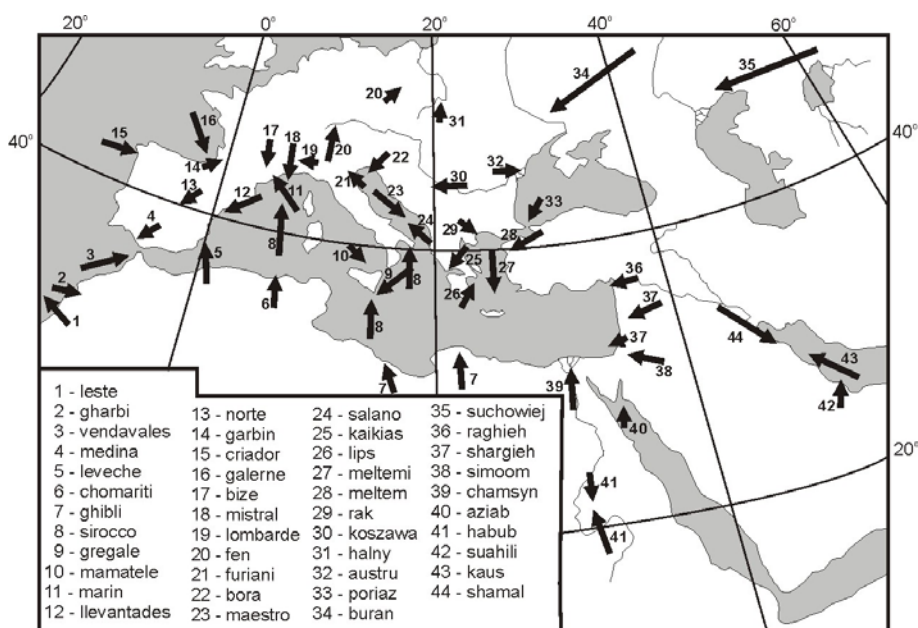
(1 – spodní základna oblačnosti bouře, 2 – pomalu rotující „wall-cloud“, 3 – rychle rotující vlastní tornádo, 4 – kondenzační „chobot“ (nebo „nálevka“), 5 – vířící prach a trosky)

Vlivem silné rotace víru (až 100 m/s) se mezi osou a okrajem tromby udržuje tlakový rozdíl vyšší než 50 hPa. Dochází ke kondenzaci vodní páry. Vír stává viditelný jako nálevka nebo sloní chobot. Vítr v nich rotuje proti směru otáčení hodinových ručiček. V oblasti mezi Skalistými a Apalačskými horami se vyskytují v průměru více než 200x za rok a označují se zde jako tornáda. Tornádo je silně rotující vír, vyskytující se pod spodní základnou konvektivních bouří, který se během své existence alespoň jednou dotkne zemského povrchu.

Tornáda se vyskytují i na území České republiky. V roce 2004 se přehnalo přes město Litovel (obr. 34), 11. 5. 2010 se tornádo vyskytlo prokazatelně mezi Vysokým Mýtem a Hradcem Králové.



Obr. 34: Důsledky tornáda, Litovel 9. 6. 2004



Obr. 35: Nejznámější místní větry v Evropě a na Blízkém Východě

6.5 El Niño

Jev El Niño je důsledek **narušení všeobecné cirkulace atmosféry** v oblasti tropů mezi Jižní Amerikou a Austrálií. Vzniká po období déle trvajícího zesílení pasátů, které vede v rovníkových oblastech k přemístování zvýšeného objemu mořské vody ve směru pravidelného mořského proudu od západního pobřeží Jižní Ameriky k východní Austrálii. Po zeslabení pasátového proudění dochází k proudění nahromaděné vody opačným směrem, tj. k západnímu pobřeží Jižní Ameriky. Dochází k dočasnému zániku studeného Peruánského proudu a jeho nahrazení teplým mořským proudem z rovníkové oblasti SV od Austrálie. U pobřeží Peru, Ekvádoru a Kolumbie to způsobuje zvýšení teploty vody o několik °C (v r. 1983 to bylo dokonce 11 °C) a současně zvýšení mořské hladiny až o několik cm.

Důsledky v pobřežních oblastech Peru, Ekvádoru a Kolumbie jsou katastrofální. Na pobřeží Peru a Ekvádoru, kde je srážkový normál 100–130 mm, dosahují vlivem přívalových dešťů až 3500 mm. Další jsou dopady na mořskou flóru a faunu a tím spojený rybolov v oblasti.

Poměrně intenzivně se studuje možné působení tohoto jevu na chování úplného klimatického systému včetně možných vlivů na počasí v Evropě. Detailní studium příčin a projevů El Niña se od r. 1992 realizuje na základě využití družic v rámci projektu TOPEX/Poseidon/Jason.

Jev **La Niña** představuje systém proudění vzduchu v oblasti mezi Jižní Amerikou a Austrálií, kdy zesílení pasátových větrů umožňuje zintenzivnění výstupu studené oceánské vody z větších hloubek na povrch (tzv. „upwelling“) a tak zesílení studených mořských proudů tekoucích k pobřeží Austrálie. Je opakem El Niña.

Příklad / Příklad z praxe

Byl změřen náraz větru 25 m/s. Jaká to byla hodinová rychlost?





Úkol / Úkol k zamyšlení

Jaké jsou (mohou být) environmentální důsledky projevů El Nina?

Jak ovlivňuje proudění v rámci všeobecné cirkulace atmosféry počasí a podnebí ve střední Evropě?

SHRNUTÍ



Na různých prostorových úrovních se v krajině mohou projevovat různé typy proudění (laminární, katabatické, anabatické, konvekční, subsidence, advekce či turbulence). Systém ustáleného vzdušného proudění charakterizuje systém všeobecné cirkulace atmosféry. Její součástí je cirkulace tropických šířek, kde je jedním z fenoménů výskyt tropických cyklon. Pokud dojde k narušení cirkulace v tropických šířkách Tichého oceánu mezi Jižní Amerikou a Austrálií, může se vyvinout jev označovaný jako El Nino. V menších územích bývají významné projevy místních větrů a místních cirkulačních systémů.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Charakterizujte základní typy proudění v atmosféře.
2. Vysvětlete systém všeobecné cirkulace atmosféry.
3. V čem spočívá rozdíl mezi místními větry a místními cirkulačními systémy?
4. Popište podmínky vzniku a mechanismus tropických cyklon.
5. Co je příčinou vzniku El Niño?

Pojmy k zapamatování



anabatické proudění, brízové větry, Coriolisova síla, El Niño, fén, horský (údolní) vítr, jižní oscilace, katabatické proudění, La Niña, monzunová cirkulace, návětrí, pasáty, převládající směr větru, tropická cyklona, tropická níže, tropické tišiny (kalmy), upwelling, závětrí

7 Voda v atmosféře

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- definovat vlhkost vzduchu a její charakteristiky,
- vysvětlit vznik mlh a charakterizovat je,
- popsat vznik oblaků a klasifikovat je podle vybraných kritérií,
- popsat vznik srážek a klasifikovat je.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

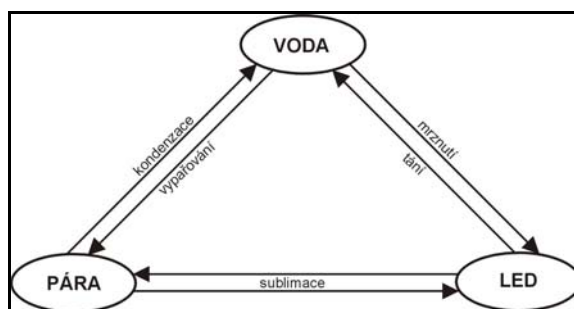
Voda je přítomna v zemské atmosféře nejméně v jednom ze skupenství prakticky neustále. S vodou v atmosféře jsou spojeny základní meteorologické prvky vlhkost vzduchu, atmosférické srážky a oblačnost. Oblaka jsou meteorologickým objektem, který pozorujeme prakticky každý den. Po důkladném prostudování kapitoly budete schopni základní druhy oblaků i pojmenovat. Režim srážek patří mezi základní klimatickou charakteristiku místa. Věnujte pozornost vzniku, projevům a důsledkům mlh jako nebezpečného meteorologického jevu.



7.1 Voda v atmosféře, její oběh

V zemské atmosféře je voda přítomna vždy nejméně v jednom ze tří možných skupenství (pevné, kapalné nebo v plynné). Voda v atmosféře je nezbytná pro celou krajinnou sféru a je na ní závislý život na Zemi. Až 99 % vodních par obsahuje troposféra, do výšky 1,5 km se nachází 50 %. Do atmosféry se voda dostává prakticky nepřetržitě výparem ve formě vodních par.

Typickou vlastností vody je možný přechod z jednoho skupenství do druhého (tzv. fázový přechod). Kondenzace představuje přechod z plynného do kapalného skupenství (opakem je vypařování). Přechod z pevného skupenství do kapalného je tání (opakem je mrznutí). Sublimace je proces, při které se pevná látka (voda) mění na přímo plyn (páru), aniž by došlo k jejímu tání. Opakem je desublimace.



Obr. 36: Fázový přechod vody

Výpar (evaporace) je fyzikální proces a vyjadřuje množství vody, které se vypaří za určitou dobu do ovzduší z povrchu půdy a z volné vodní plochy. Transpirace je výpar vody z rostlinných orgánů do ovzduší a považujeme ji za fyziologický proces. Celkový výpar z rostlin a půdy se označuje termínem evapotranspirace. V našich zeměpisných šířkách převažuje transpirace nad evaporací.

7.2 Vlhkost vzduchu

Vlhkost vzduchu vyjadřuje množství vodních par ve vzduchu. Za normálních podmínek vlhkost vzduchu s výškou klesá. V případě vlhkostní inverze vlhkost vzduchu s výškou roste. Základní charakteristiky vlhkosti vzduchu jsou:

Napětí (tlak) vodních par udává dílčí tlak vodní páry ve směsi se suchým vzduchem. Vyjadřuje se v hPa. V případě nasycení vzduchu vodními parami nahrazuje tuto charakteristiku napětí nasycení E . Tato hodnota je přímo úměrná teplotě vzduchu.

Poměrná (relativní) vlhkost vzduchu (r) vyjadřuje poměr skutečného napětí vodních par e k maximálně možnému napětí nasycení E při dané teplotě, tj.

$$r = \frac{e}{E} [100\%].$$

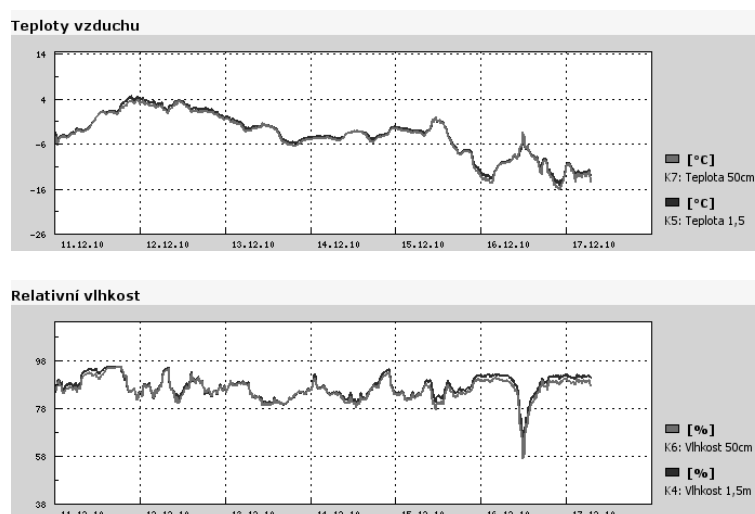
Sytostní doplněk, též deficit vlhkosti (d) vyjadřuje rozdíl mezi maximálním tlakem (napětím) vodních par E při dané teplotě a skutečným napětím vodních par e . Jednotkou je hPa.

$$d = E - e$$

Absolutní vlhkost vzduchu, též hustota vodní páry, měrná hmotnost vodní páry (a) udává množství vodních par v jednotce objemu vzduchu. Vyjadřuje se v $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$.

Rosný bod (teplota rosného bodu, τ) je teplota, při které by vodní páry nacházející se ve vzduchu, jej mohly nasýtit. Udává se ve $^{\circ}\text{C}$. Při relativní vlhkosti nižší než 100 % je teplota rosného bodu vždy nižší než aktuální teplota vzduchu. Při poklesu teploty pod rosný bod vodní páry obsažené ve vzduchu kondenzují, nejčastěji ve formě rosy nebo mlhy.

Hodnoty charakteristik vlhkosti vzduchu v průběhu dne i roku souvisejí s denními (ročními) změnami teploty vzduchu. **Denní chod poměrné (relativní) vlhkosti** vzduchu závisí na denním chodu skutečného tlaku par e a denním chodu napětí nasycení E . Má opačný průběh než denní chod teploty vzduchu. Denní minimum poměrné vlhkosti odpovídá maximální denní teplotě. Totéž platí pro její roční chod.



Obr. 37: Denní chod teploty a vlhkosti vzduchu

7.3 Kondenzace

Kondenzace se projevuje vytvářením mikroskopických vodních kapek. Nastává při dosažení stavu nasycení, nejčastěji při poklesu teploty. Pro vznik vodních kapek v ovzduší je nezbytná přítomnost hygroskopických a podchlazených kondenzačních jader v atmosféře. Nacházejí se v počtu od 1000 do 1 000 000 v cm^3 . Mikroskopické kapky se shlukují do větších oblačných kapek nebo ledových krystalků o poloměru 1–10 μm . Při jejich nahromadění vznikají oblaka. Do výšky teplotní hladiny $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, tj. hladiny kondenzace, tvoří oblaka jen vodní kapky. Od výšky, která odpovídá teplotní hladině $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (hladina ledových jader) obsahují oblaka výhradně ledová jádra. Vodní obsah oblaků je poměrně nízký, na 1 m^3 připadá 0,2–5,0 g vody.

Pokud se produkty kondenzace hromadí těsně nad zemským povrchem, vytváří se **mlha**. Mlhy řadíme mezi hydrometeory. Tvoří ji velmi malé vodní kapičky nebo ledové krystalky rozptýlené ve vzduchu. Začínají se tvořit při poměrné vlhkosti vzduchu 90–95 %, kdy ještě teplota vzduchu nedosahuje rosného bodu.

Mlha je stav, kdy je dohlednost snížena v jednom směru na méně než 1000 metrů. Podle dohlednosti rozlišujeme čtyři **stupně intenzity mlhy**:

- 1. slabá (dohlednost 500–1000 m),
- 2. mírná (dohlednost 200–500 m),
- 3. silná (dohlednost 50–200 m),
- 4. velmi silná (dohlednost $< 50\text{ m}$).

Podle vzniku rozlišujeme:

- **Mlhy z vyzařování (radiační)**: váží se na radiační ochlazování a proto doprovázejí radiační teplotní inverze. Podle vertikální mocnosti jsou nízké nebo vysoké.
- **Mlhy z vypařování**: vznikají v případě vypařování z teplejší vodní hladiny do chladnějšího vzduchu. Nad pevninou jsou typické pro podzim a zimu, kdy je voda v jezerech a řekách teplejší než přilehlé vrstvy vzduchu. Plošně rozsáhleji se vyskytují v oblastech arktických moří a při okrajích ledovců.
- **Advekční mlhy**: tvoří se ochlazováním relativně teplého a vlhkého vzduchu při jeho advekci nad chladnějším povrchem.



Obr. 38: Radiační mlha

Podle příčiny a místa vzniku se dále rozlišují mlhy frontální, inverzní, městské, orografické, přízemní, údolní atd.

Dohlednost snižená mikroskopickými kapičkami vody nebo hygroskopickými částicemi na vzdálenost 1 až 10 km se označuje **kouřmo**. Jedná se o hydrometeor. **Zákal** atmosféry je snížení dohlednosti pod 10 km působené pevnými mikroskopickými částicemi. Jedná o lito-meteor. Mlha tvořená směsí kouře a mlhy se nazývá **smog**. Označuje silné znečištění atmosféry nad plošně rozsáhlejšími průmyslovými oblastmi a městskými aglomeracemi.

7.4 Oblaka a oblačnost

Nejvýraznější znak oblaků je jejich tvarová různorodost. Základní **mezinárodní klasifikace** oblaků tvoří 3 základní tvarové druhy: Ci – cirrus (řasa), St – stratus (sloha) a Cu – cumulus (kupa). Z nich bylo odvozeno 10 základních druhů. Ty se dále dělí podle tvarů, odrůd, zvláštností a mateřských oblaků. K přesnému určení se používá Mezinárodní atlas oblaků.

Tab. 3: Dělení oblaků podle tvaru a jejich charakteristika

Stupeň	Popis
Řasa – Cirrus (Ci)	
	Oblaka složená z ledových krystalků, na obloze v podobě tenkých vláken nebo nitek, které jsou buď rovné, nebo nepravidelně zakřivené a různě propojené.
Řasová kupa – Cirrocumulus (Cc)	
	Tenké, různě velké skupiny nebo vrstvy bílých oblaků bez vlastního stínu, jsou složené z velmi malých oblačných částí v podobě zrněk nebo vláken. Mezi laickou veřejností jsou známy pod označením „beránky“.
Řasová sloha – Cirrostratus (Cs)	
	Průsvitný závoj oblaků vláknitého vzhledu, pokrývají úplně nebo částečně oblohu.
Vyvýšená kupa – Altcumulus (Ac)	
	Různě velké skupiny nebo vrstvy oblaků bílé nebo šedé barvy s vlastními stíny, mohou vyvolávat představu vln, oblázků nebo valounů, které spolu souvisí nebo jsou oddělené, někdy mají částečně vláknitý nebo rozplývavý vzhled.
Vysoká sloha – Altostratus (As)	
	Má vzhled šedavé nebo modravé plochy, případně vrstvy s vláknitou nebo žebrovitou strukturou, oblohu pokrývají úplně nebo částečně, je tak tenká, že místy jsou patrné obrysy Slunce.
Dešťová sloha – Nimbostratus (Ns)	
	Šedá až tmavá oblačná vrstva, která má vlivem vypadávání poměrně trvalých dešťových nebo sněhových srážek matný vzhled, vrstva této oblačnosti je tak silná, že Slunce není patrné.
Slohová kupa – Stratocumulus (Sc)	
	Šedé nebo bělavé menší nebo větší skupiny nebo vrstvy oblaků, které mají vždy tmavá místa. Jednotlivé části oblaků spolu mohou souviset nebo být oddělené.
Sloha – Stratus (St)	
	Oblačná vrstva šedé barvy s jednotvárnou základnou, pokud přes slohu prosvítá Slunce, jsou jeho obrysy dobře patrné.
Kupa – Cumulus (Cu)	
	Osamocené oblaky, obvykle husté s ostře ohraničenými obrysy, které se vyvíjejí směrem vzhůru v podobě kup, kupolí nebo věží, nejčlenitější bývá horní část s častou podobou kvěťáku. Části osvětlené Sluncem bývají zářivě bílé, základna naopak tmavá a téměř vodorovná. Někdy bývají kupy roztrhané.
Bouřkový mrak – Cumulonimbus (Cb)	
	Mohutný a hustý mrak s velkým vertikálním rozsahem v podobě hor nebo obrovských věží. Aspoň část vrcholu bývá hladká, vláknitá nebo žebrovitá a téměř vždy zploštělá do tvaru kovadliny nebo širokého chochołu. Pod jeho obvykle velmi tmavou základnou mohou vyskytovat nízké roztrhané oblaky, kterou mohou ale nemusí s oblakem souviset a také vydatné srážky.

Poznámka: v červnu 2009 byl britskou Královskou meteorologickou společností popsán nový typ oblaků asperatus. Oblak svou strukturou připomíná mořskou hladinu. V současnosti se vedou diskuse, zda se jedná o novou samostatnou kategorii oblaků a zda bude tento oblak zařazen do Atlasu oblaků WMO.



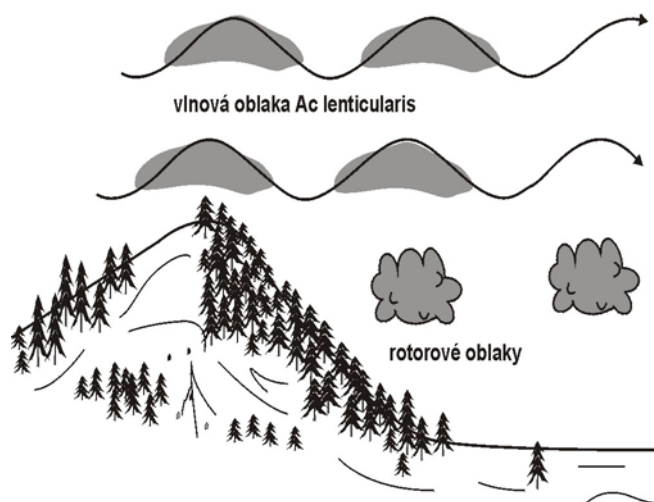
Obr. 39: Oblak typu asperatus (<http://www.geeknative.com/2340/new-undulatus-asperatus/>)

Dělení oblaků podle výšky:

- **Vysoká oblaka (Ci, Cc, Cs):** Spodní základna ve středních zeměpisných šířkách se nachází ve výšce 5–13 km. Skládají se výhradně z ledových krystalů a mají bílou barvu. Jsou poloprůzračná a jen málo brání průchodu slunečního světla k zemskému povrchu.
- **Střední oblaka (As, Ac):** Základna je ve středních zeměpisných šířkách ve výšce 2–7 km. Jsou bílé barvy, někdy se stíny. Oblaka As obvykle tvoří šedé až namodralé vrstvy, které částečně propouštějí sluneční záření.
- **Nízká oblaka (Ns, Sc, St):** Oblaka Ns mají původ společný s As. Sluneční světlo nepropouštějí, vzhledem k velké vertikální mocnosti mívají tmavě šedou barvu. Intenzivně z nich vypadávají srážky. Vrstvy šedých oblaků představují Sc. Mohou přinášet slabé srážky. Nejbliže zemskému povrchu se nacházejí oblaka St. Jsou šedé barvy, mají jednotvárnou strukturu a občas z nich mrholí.
- **Oblaka s vertikálním vývojem (Cu, Cb):** Spodní základna se nachází ve výšce 0,5–1,5 km a horní hranice může zasahovat i do stratosféry. Bouřkové mraky Cb jsou vývojovým stádiem kup. Horní část mívá typický tvar kovadliny, jsou tvořeny ledovými krystalky. Typickým průvodním jevem jsou intenzivní krátkodobé bouřkové srážky, často doprovázená krupobitím.

Dělení oblaků podle příčin vzniku:

- **Oblaka z konvekce** mohou vznikat uvnitř vzduchových hmot nebo na frontě, ale téměř výhradně v silně nestabilních vzduchových hmotách v důsledku adiabatického ochlazení vzduchu při intenzivních výstupných pohybech.
- **Vlnová oblaka** – jejich výskyt je podmíněn existencí vlnových pohybů vzduchu, ke kterým může docházet při teplotních inverzích ve volné atmosféře a současném potlačení turbulence. Na hřebenech vln vzduch vystupuje a vznikají zde oblaka typu Sc a Ac. V brázdách klesá, čímž vzniká typická vlnovitá struktura oblaků. Často je vznik vlnových oblaků spojen s föhnem, kdy v závětrí se vytváří rotorové oblaky a stacionární vlnová oblaka typu Ac lenticularis.



Obr. 40: Vznik vlnových a rotorových oblaků

Vlny mohou vznikat také na hřebenech hor, přes které vzduchové hmoty přetékají. Na nich se mohou vytvářet tzv. orografická oblaka. Ve skutečnosti se jedná o neustálý vznik oblaků na návětrné straně a jejich rozpouštění v závětrří.

- **Oblaka z výstupných pohybů:** jejich vznik souvisí s mechanismem atmosférických front. Podle charakteru fronty mají tato oblaka vzhled. Nejlépe jsou vyjádřena při vzniku a přechodu teplé fronty, kdy lze postupně pozorovat oblaka vysoká, střední a nízká.
- **Oblaka z vyzařování** vznikají zejména v nočních a ranních hodinách při intenzivním dlouhodobém vyzařování a tedy ochlazování aktivního povrchu. Jde o oblak typu St, jeho výška je malá a nachází se převážně pod spodní základnou výškových inverzí.
- **Zvláštní oblaka:** do této kategorie řadíme perleťová oblaka, noční svítící oblaka, kondenzační pruhy, oblaka z požárů a sopečná oblaka.

Oblačnost označuje stupeň pokrytí oblohy oblaky. Nepřímo udává délku trvání slunečního svitu, současně ovlivňuje teplotní režim zemského povrchu a v dlouhodobém chodu výrazně ovlivňuje klima oblasti. Tento meteorologický prvek se nejčastěji odhaduje. V synoptické meteorologii se oblačnost vyjadřuje v osminách pokrytí oblohy oblaky, v klimatologii v desetínách (0 znamená jasno, 8/8 nebo 10/10 zataženo). Oblačnost je možné uvádět v % pokrytí nebeské klenby.

Denní chod oblačnosti závisí na změně teplotního zvrstvení atmosféry, charakteru vzduchové hmoty aj. Proto je odlišný podle zeměpisné šířky a denní doby. Tak např. kupy se vyskytují převážně kolem poledne, oblaka typu St a Sc v noci a brzy ráno. Pro naše zeměpisné šířky je charakteristické nad pevninou maximum oblačnosti ráno a odpoledne, minimum v nočních hodinách. Druhé polední maximum bývá potlačeno v zimním období. **Roční chod oblačnosti** závisí na typu klimatické oblasti a na charakteru makrocirkulace. Tak například v mírných zeměpisných šířkách není roční chod výrazně vyjádřený. Pro evropský kontinent platí, že maximum oblačnosti v zimě je důsledek intenzivní frontální oblačnosti. V létě a na podzim zde převládá konvektivní oblačnost a minimální výskyt oblačnosti.

7.5 Atmosférické srážky

Jsou to částice, které vznikly kondenzací vodní páry a dopadly na zemský povrch, případně na něm vznikly. Vyskytují se v kapalném nebo pevném skupenství. Zpravidla je dělíme na srážky vertikální (z oblaků) a horizontální.

Srážky z oblaků (vertikální srážky) mají nejčastěji podobu deště a sněhu. Srážky trvalého rázu vypadávají nejčastěji na frontách z oblaků výstupného klouzání (Ns, As). Bouřkové mraky (Cb) přinášejí obvykle srážky přeháňkové. Kromě trvalých srážek často pozorujeme mrholení. Většina typů vertikálních srážek se může vyskytovat v přeháňkách (dešťová přeháňka) nebo ve smíšených tvarech (déšť se sněhem). Základními typy vertikálních srážek jsou:

- **Déšť:** vodní srážky vypadávající z oblaků v podobě kapek o průměru obvykle větším než 0,5 mm, maximálně však 7 mm. Při větších přeháňkách jsou dešťové kapky větší, ale při pádu se odporem vzduchu rozpadají na menší. O dešti hovoříme i v případě, kdy kapky mají průměr menší než 0,5 mm, ale vypadávají hustě.
- **Sníh:** tuhé srážky, které se skládají z ledových krystalků nebo jejich shluků rozličných tvarů. Nejznámějším tvarem je šesticípá hvězdička nebo její část. Při vyšších teplotách má sníh podobu velkých chumáčů, při teplotách nižších než $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ jsou sněhové vločky menší.
- **Kroupy** padají pouze při přeháňkách a výhradně z bouřkových oblaků. Jedná se o kuličky, kusy nebo úlomky ledu o průměru 5–50 mm. V extrémních případech jejich váha dosahuje i 500 g, jsou známy ještě těžší kroupy.
- **Mrholení:** vodní srážky padající z oblaků tvořené drobnými kapkami o průměru menším než 0,5 mm, pokud nemají takovou intenzitu, abychom je považovali za déšť. Obvykle můžeme rozlišit jednotlivé kapky.
- **Sněhové krupky** jsou tuhé srážky složené z bílých neprůhledných ledových částic, které padají při přeháňkách za teplot kolem bodu mrazu. Mají podobu neprůsvitných, kulových a měkkých zrn o průměru 2–5 mm, které se po dopadu často tříští.
- **Sněhová zrna (těž sněhová krupice)** jsou také tuhé srážky. Skládají se z ledu, jsou menší než sněhové krupky (menší než 1 mm) a při dopadu se netříští. Vyskytují se při teplotách pod bodem mrazu a připomínají mrholení. Vypadávají jen v malém množství z oblaků typu St nebo z mlhy.
- **Námrazové krupky** tvoří sněhová zrna obalená vrstvou ledu a průměru asi 5 mm a padající při teplotě kolem bodu mrazu. Doprovázejí proto často déšť. Po dopadu na tvrdou plochu odskakují a tříští se.
- **Zmrzlý déšť** jsou padající průhledná nebo průsvitná ledová zrna zpravidla o průměru 5 mm. Vznikají zmrznutím dešťových kapek nebo již dříve značně roztátých sněhových vloček. Někdy obsahují uvnitř vodu a po pádu, kdy se rozbijí, mají tvar ledových skořápek.
- **Ledové jehličky** jsou tvořené jednoduchými ledovými krystalky ve tvaru jehlic, které se vznášejí ve vzduchu nebo padají nízkou rychlostí k zemi. Jsou typické pro polární oblasti, ve středních zeměpisných šířkách pouze v období silných mrazů.

Srážky usazené (horizontální) vznikají v případech, kdy kondenzace probíhá přímo na zemském povrchu nebo předmětech na něm. Také horizontální srážky se liší vznikem, tvarem a skupenstvím:

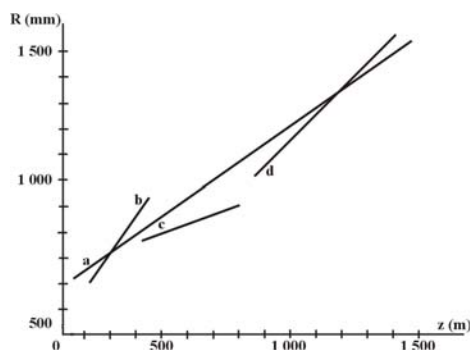
- **Rosa** je usazenina vody ve formě drobných kapek na zemském povrchu, rostlinách nebo různých předmětech. Vznik souvisí s radiačním ochlazením, kdy teplota klesla pod teplotu rosného bodu. Proto se vyskytuje nejčastěji večer nebo v noci

v teplém půlroce. V extrémních případech činí srážky z rosy 10–30 mm ročně. V oblastech s kontinentálním podnebím představuje významný doplněk srážkového úhrnu.

- **Jinovatka** se skládá se z jemných jehel, sloupků nebo trsů se zřetelnou krystalickou strukturou; usazuje se při silných mrazech a přimrzá na stromech, elektrickém vedení aj.
- **Námraza** (zrnitá námraza) je obvykle bílá průhledná zrnitá usazenina složená ze sněhobílých trsů na návětrné straně předmětů. Vzniká především za mlhy při teplotách -2 až -10 °C. Ukládá se především na zemi, předmětech na ni, stromech, elektrických vedeních, ale i na letadlech za letu. Může způsobit dopravní kalamity, ale i škody na lesních porostech.
- **Ledovka** představuje souvislou, průhlednou usazeninu ledu, vznikající zmrznutím přechlazených kapiček při mrholení nebo za deště na zemském povrchu (předmětech), jejichž teplota je mírně pod bodem mrazu.
- **Náledí a zmrazky** pokrývají zemský povrch nebo předměty ledovou vrstvou. Vznikají zmrznutím nepřechlazených kapiček mrholení nebo deště až po jejich dopadu na zem, případně mrznutím vody z tajícího sněhu na povrchu o teplotě nižší než 0 °C.
- **Zmrzlá rosa** je bílá usazenina zmrzlých kapek rosy.
- **Ovlhnutí** má podobu vodních kapek na návětrných polohách, zejména na svislých plochách. Vytváří se při proudění teplého vlhkého vzduchu, který se na plochách předmětů ochlazuje a tak kondenzuje.
- **Jíní (šedý mráz)** představuje krystalickou usazeninu a mechanismus vzniku je analogický s rosou, jen teplota je vždy pod bodem mrazu. Ledové částice, nejčastěji tvaru šupin či jehliček mají jemnou strukturu. Tvoří se na stéblech trav, vodorovných plochách, ne však na stromech a drátech.

Množství srážek spadlých na zemský povrch se udává v mm vodního sloupce. Jeden mm srážek představuje 1 litr vody na plochu 1 m². Dlouhodobé množství srážek za zvolený časový interval (měsíc, sezóna nebo rok) se označuje srážkový úhrn.

Časový chod srážek je obvykle nepravidelný, zejména v denní periodě. Nad pevninou rozlišujeme **dva základní typy denního chodu** srážek. **Pevninský typ** má minimum srážek po půlnoci, druhotné minimum před polednem. Hlavní maximum se vyskytuje brzy po poledni a druhotné maximum brzy ráno. Hlavní maximum souvisí s rozvojem konvektivní oblačnosti v dopoledních hodinách a druhotné s vývojem vrstevnatých oblaků brzy ráno. **Pobřežní (též mořský) typ** má jedno maximum v časných ranních hodinách a jedno minimum v odpoledních hodinách. Tento typ je výraznější v zimě.



Obr. 41: Závislost ročních srážkových úhrnů R_{mm} na nadmořské výšce z (m) a) na území severní Moravy, b) na území severní Moravy do výšky 400 m n. m., c) na území severní Moravy ve výškovém intervalu 401–800 m n. m., d) na území severní Moravy ve výšce nad 800 m n. m., podle M. Vysoudil (1989)

Zvláštní chod vykazují srážky v horském terénu. Vlivem obvykle dobře vyjádřené konvekce pozorujeme ve vrcholových partiích maximum srážek po poledni nebo večer. Naopak na svazích a úpatích svahů je denní maximum zřetelněji vyjádřené v nočních hodinách. Chod srážek se výrazně mění i s nadmořskou výškou (Obr. 41).

Roční chod srážek je regionálně výrazně proměnlivý. Odráží převládající vlivy všeobecné cirkulace atmosféry a fyzickogeografické poměry území.

- Rovníkový typ pozorujeme mezi 10° s. a j. z. š. Období dešťů se váží na období rovnodennosti.
- Tropický typ je charakteristický pro oblasti vnějších tropů. Dvě maxima rovníkového typu přecházejí v jedno období dešťů. Časově souvisí s obdobím maximální insolace a trvá 4 měsíce.
- Typ tropických monzunů zahrnuje geografické oblasti s dobře vyvinutou monzunovou cirkulací (Indie, jihovýchodní Čína, severní Austrálie). Roční chod se podobá tropickému typu. Díky suché zimě je letní maximum vyjádřené výrazněji. Jedná se o oblasti s extrémními srážkovými úhrny na Zemi a spojují se zde vlivy atmosférické cirkulace s vlivy orografie.
- Subtropický středomořský typ vykazuje roční maximum na podzim nebo v zimě jako důsledek posunu subtropických anticyklón na jih. Letní minimum odráží působení subtropických anticyklón.
- Pevninský typ mírných šířek zasahuje do vnitrozemí mírných šířek a maximum připadá na léto, kdy nad pevninou převládá cyklonální činnost. Minimum pozorujeme v zimě.
- Mořský typ mírných šířek má maximum srážek v zimě a jeho výše je ovlivněna intenzivní cyklonální činností. Geograficky mohou být rozloženy pravidelně.
- Monzunový typ mírných šířek je obdobou pevninského typu mírných šířek, tj. s maximem v létě a minimem v zimě.
- Polární typ má roční chod srážek rozdílný. Pro pevninu je typické letní maximum. V důsledku cyklonální činnosti v přímořských oblastech Arktidy se může maximum vyskytovat v zimě.

Geografické rozložení srážek na Zemi: základní a bezprostřední příčinou časoprostorového rozložení srážek na Zemi v průběhu roku je celkový režim oblačnosti. Pro hodnotu srážkového úhrnu je ale důležitý vodní obsah oblaků. Vzhledem k závislosti srážek na teplotních poměrech a charakteru všeobecné cirkulace atmosféry jsou srážky na Zemi **rozloženy zónálně**. Rozložení srážek na pevnině je velmi nerovnoměrné. Vliv místních geografických podmínek se projevuje daleko výrazněji než u kteréhokoliv jiného meteorologického prvku.

Nejznámější je vliv vertikální členitosti georeliéfu na úroveň srážkových úhrnů. Vyvýšené tvary reliéfu jako překážky v přirozeném proudění nutí vzduch anabaticky vystupovat podél návětrných svahů. To má za následek jeho adiabatické ochlazování, které vede ke tvorbě oblaků. Takové **vlivy návětrí** jsou známy jak ve světě (například jižní návětrná strana Himálají), tak i v České republice (západní, resp. severozápadní návětrné strany Jeseníků, Beskyd a Karpat). Závětrná strana horských překážek může naopak vyvolat **vznik srážkového stínu** (ve světě např. jižní část And, Alp), u v České republice v oblasti podkrušnohorského zlomu.

Druhou základní příčinou rozdílnosti srážkových úhrnů ve vertikálně členitém reliéfu je orientace svahů. Jižní svahy jsou daleko intenzivněji ozařované, což vede k výraznějšímu prohřívání přízemní atmosféry a vzniku konvekce. Kupovitá oblačnost může způsobit intenzivnější vypadávání srážek.

Zvyšování srážkových úhrnů s rostoucí nadmořskou výškou je limitované výškou hladiny kondenzace (2000 m Alpy, ale i 5000 m Pamír). Od určitých nadmořských výšek lze hovořit o tzv. srážkové inverzi.

Nejteplejší oblasti na Zemi mají vysoké srážkové úhrny. Roční srážkové úhrny vyšší než 2000 mm jsou typické pro oblast tropické zóny konvergence nad pevninami. Několikanásobně jsou tyto hodnoty překračovány v povodí Amazonky, v Indonésii, Guinejském zálivu, na Tichomořských ostrovech (6000 mm a více). Monzunová činnost v oblasti Indického poloostrova ovlivňuje vysoké srážkové úhrny v oblasti severně od obratníku Raka (Přední a Zadní Indie, Madagaskar, návětrné strany Himalájí). Nejvyšší průměrný roční úhrn srážek na Zemi (10 800 mm) má ostatně právě indické Čerápuňdží.

Srážkově chudé jsou oblasti subtropů s ročními úhrny kolem 200 mm a méně. Tento charakter srážek je typický pro oblasti s kontinentálním charakterem klimatu.

Mírné zeměpisné šířky vykazují vyšší srážkové úhrny jako důsledek obecně vyšší oblačnosti a intenzivní cyklonální činnosti. Vlivem převládajícího západního proudění srážkové úhrny směrem do vnitrozemí klesají od 500–1000 mm při západním pobřeží do 300–500 mm uvnitř kontinentu. Popsaný charakter cirkulace zesiluje význam návětrí a závětrí v případě horských pásů (Andy, Alpy, Skalnaté hory atd.).

Roční úhrn 200–300 mm řadí polární oblasti mezi velmi suché. V Arktidě se jedná o důsledek malého vodního obsahu oblaků, v Antarktidě o následek výraznějšího vlivu vysokého tlaku.

Sněhová pokrývka

Za příznivých atmosférických podmínek má voda padající na zemský povrch podobu sněhu. Při záporných teplotách zemského povrchu se na něm může vytvářet sněhová pokrývka. Ta má především velký klimatický význam. Výška sněhové pokrývky určuje míru promrzání půdy, způsobuje ochlazování vzduchu a často i vznik sněhových (jarních) teplotních inverzí. Je důležitý zdroj vody v době tání. Zlepšuje osvětlení krajiny. Sněžná čára (též hranice sněhu) vymezuje území s celoroční sněhovou pokrývkou. Pokud se její poloha v průběhu roku mění, hovoříme o tzv. aktuální sněžné čáře.



Příklad / Příklad z praxe

Pokuste se v několika po sobě následujících dnech identifikovat typ oblaků v okolí svého bydliště. Oblaka vyfotografujte a typ oblaků zaznamenejte!



Úkol / Úkol k zamyšlení

Jak byste mohli jednoduše sestavit vlastní přístroj na měření vlhkosti vzduchu? (Pomoc hledejte i v Kap. 12.)

SHRNUTÍ



S vodou, která se v atmosféře může vyskytovat ve všech třech možných skupenstvích, jsou spojeny tři základní meteorologické prvky vlhkost vzduchu, atmosférické srážky a oblačnost. Za vhodných podmínek se v atmosféře vytvářejí oblaka v některém z 10 základních tvarů. Z těch pak mohou vypadávat vertikální atmosférické srážky v kapalném nebo pevném skupenství. Druhým typem jsou srážky horizontální. Jednotlivé geografické oblasti se liší denním, ale hlavně ročním režimem srážek.

Kontrolní otázky a úkoly

1. Proč je režim relativní vlhkosti vzduchu inverzní k chodu teploty vzduchu?
2. Popište proces vzniku oblaků (srážek)!
3. Charakterizujte vysoká, střední a nízká oblaka z hlediska složení a vlivu na charakter srážek!
4. Zdůvodněte klimatický význam sněhové pokrývky (v místním i globálním měřítku)!



Pojmy k zapamatování

absolutní vlhkost, adiabatický proces, advekční mlha, bouřkový mrak (nimbostratus), déšť, dešťová sloha (nimbostratus), evaporace, evapotranspirace, frontální srážky, horizontální srážky, hydrologický cyklus, kondenzační jádro, kupa (cumulus), oblačnost, orografické srážky, radiační mlha, relativní vlhkost, rosa, rosný bod, řasa (cirrus), řasová sloha (cirrostratus), řasová kupa (cirrocumulus), sloha (stratus), slohová kupa (strato-cumulus), sníh, sněžná čára, srážkový stín, sublimace, transpirace, vyvýšená kupa (alto-cumulus), vyvýšená sloha (altostratus) vertikální srážky, vlhkost vzduchu



8 Vzduchové hmoty a systém počasí

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- specifikovat základní vzduchové hmoty podle vybraných kritérií,
- vysvětlit pojem atmosférická fronta a popsat základní typy front i jejich vliv na počasí oblasti,
- popsat základní tlakové útvary.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut.**



Průvodce studiem

Vzduchové hmoty výrazně ovlivňují charakter počasí místa a tím i jeho klimatické poměry. Pokud se střetávají vzduchové hmoty rozdílných vlastností, dochází na jejich styku ke vzniku frontální činnosti. Vzduchové hmoty jsou prostorem, kde vznikají základní tlakové útvary, cyklony a anticyklony. Cyklony v tropických vzduchových hmotách představují velmi nebezpečný meteorologický jev. Pro pochopení smyslu předpovědi počasí je nutná znalost základních meteorologických pojmů, které v této kapitole najdete.

8.1 Vzduchové hmoty

Objemy vzduchu v troposféře plošně porovnatelné s plochami moří a pevnin se označují jako **vzduchové hmoty**. Rozměry v horizontálním směru jsou značné (2–3 tisíce km). Vertikálně často zasahují od zemského povrchu až po tropopauzu. Někdy jsou jednotlivé vzduchové hmoty uloženy nad sebou a to tak, že se zpravidla teplejší vzduchová hmota nachází nad studenou. Mají přibližně stejné fyzikální vlastnosti a pohybují se podle zákonitostí všeobecné cirkulace atmosféry.

Vzduchové hmoty si dostatečně dlouho zachovávají svoje původní vlastnosti i po přemístění do jiné geografické oblasti. Typické vlastnosti vzduchových hmot, především teplota a vlhkost, charakterizují meteorologické poměry oblasti svého vzniku. Výrazně mohou ovlivňovat ráz počasí místa.

Geografické kritérium klasifikace podle místa vzniku obsahuje 4 základní typy:

- **arktická** nebo **antarktická** (AVH nebo AAVH),
- **polární** (PVH), používá se i označení vzduch mírných šířek,
- **tropická** (TVH),
- **ekvatoriální** (EVH), často se považuje za vlhkou tropickou vzduchovou hmotu.

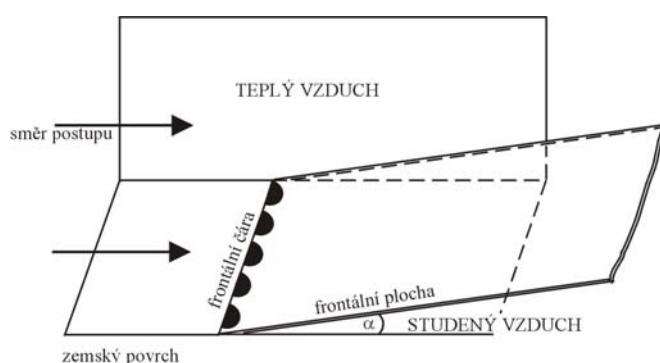
S výjimkou ekvatoriální vzduchové hmoty lze u každého typu hovořit jako o mořské (m) nebo kontinentální (c) vzduchové hmotě. Vzduchové hmoty se přemísťují, dochází ke změně jejich vlastností, k tzv. transformaci vzduchové hmoty.

Vzduchové hmoty lze také dělit podle jejich termodynamických a termických vlastností (termodynamická klasifikace) na **vzduchové hmoty teplé** (stabilní a nestabilní), které se přemísťují z oblasti teplé do oblasti chladnější, nejčastěji od jihu k severu, **vzduchové hmoty studené** (stabilní a nestabilní), které se přemísťují z oblasti chladné do oblasti teplejší, nej-

častěji od severu k jihu, a **vzduchové hmoty místní** (stabilní a nestabilní), které setrvávají delší dobu v dané oblasti a podstatně nemění svoje vlastnosti.

8.2 Atmosférické fronty (teplá, studená, okluzní, stacionární)

Přechodná oblast mezi sousedícími vzduchovými hmotami bývá široká 200–500 km a označuje se jako frontální zóna. Pokud je rozhraní mezi vzduchovými hmotami velmi výrazné, vytváří se frontální čára neboli **fronta**. Přechodná zóna mezi jednotlivými vzduchovými hmotami je šikmá přechodná vrstva. Označuje se frontální plocha. Úhel jejího sklonu je velmi malý ($0,5\text{--}1,0^\circ$).



Obr. 42: Frontální plocha a frontální čára (rozhraní)

Délka frontální zóny bývá několik tisíc km, šířka několik set km, ale v přízemní vrstvě jen několik desítek km. Tloušťka frontální vrstvy bývá obvykle několik set metrů.

Základní vzduchové hmoty jsou od sebe odděleny hlavními frontami. Vzhledem k nepatrným pohybům vůči zemskému povrchu se považujeme tyto fronty za kvazistacionární. Průměrné sezónní nebo geograficky charakteristické polohy hlavních atmosférických front vytvářejí **klimatologické fronty**.

Rozlišujeme 3 hlavní atmosférické fronty:

- arktická (AF), resp. antarktická fronta (AAF) odděluje arktický, resp. antarktický vzduch od polárního,
- polární fronta (PF) odděluje polární vzduch od tropického; dělí se na několik větví, pro počasí v Evropě je nejvýznamnější ta, která probíhá v zimě od Mexického zálivu nad severní část Atlantského oceánu k západnímu pobřeží Francie,
- tropická fronta (TF) tvoří rozhraní mezi tropickým a ekvatoriálním vzduchem.

Vzduchové hmoty se vytvářejí také uvnitř geografických oblastí. Hovoříme o **podružných atmosférických frontách**. Atmosférické fronty se významně podílejí na formování počasí. Na obou stranách fronty vznikají mohutné atmosférické vlny způsobující vznik cyklón a anticyklón. Na formování počasí a utváření klimatu mají zásadní vliv atmosférické poruchy v mírných zeměpisných šířkách, tj. v oblasti polohy polární fronty.

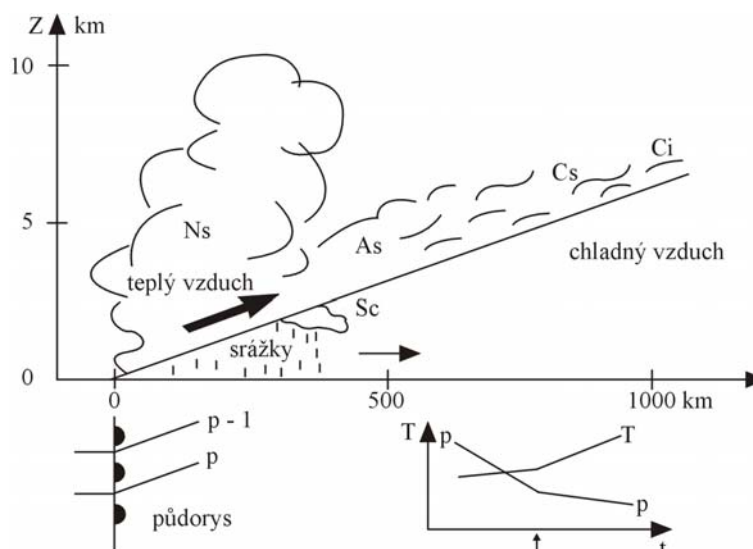
Atmosférické fronty neustále vznikají a zanikají. Tento proces se nazývá frontogeneze. Jeho typickým znakem je zvětšování horizontálního gradientu teploty i dalších meteorologických prvků. Opakem popsaného procesu je frontolýza. Fronta, na které pozorujeme výstupné klouzání teplého vzduchu podél klínu studeného vzduchu se nazývá anafronta. Když teplý vzduch podél klínu studeného vzduchu sestupuje, hovoříme o katafrontě.

Dalšími typy atmosférických front jsou teplé a studené. Na rozdíl od kvazistacionárních se vyznačují výraznou dynamikou.

Teplou frontu tvoří rozhraní mezi studeným a teplým vzduchem, které se pohybuje ve směru ke studenému vzduchu. Lehčí teplý vzduch vystupuje nad ustupující klín studeného vzduchu a má proto nejčastěji charakter anafronty. V souvislosti s výstupem teplého vzduchu dochází ke kondenzaci vodní páry a na teplé frontě se vytváří mohutný systém oblačnosti s typickým pořadím druhů oblaků. Projevem blížící se teplá fronty je snížená dohlednost, pokles tlaku vzduchu a srážky. Po přechodu srážky ustávají, oblačnost se zvedá a otepluje se.

Tab. 4: Ráz počasí spojený s teplou frontou, podle C. D. Ahrens, (1998)

	Před frontou	Při přechodu fronty	Po přechodu fronty
Vítr	J, JV	proměnlivý	J, SZ
Teplota	chladno, pomalu se otepluje	stále roste	tepleji, pak trvale
Tlak	obvykle klesá	vyrovnaný	stále rostoucí
Oblačnost	v pořadí: Ci, Cs, As, Ns, St a mlha, v létě občasné Cb	typu St	jasno s řídkými Sc, v létě občas Cb
Srážky	mírný až střední déšť, sníh, krupky, mrholení	mrholení nebo bez srážek	obvykle bez srážek, občas mírný déšť nebo přeháňky
Dohlednost	dobrá	špatná, postupně se zlepšující	dobrá s výjimkou při přeháňkách
Rosný bod	stále roste	stálý	roste, pak stálý

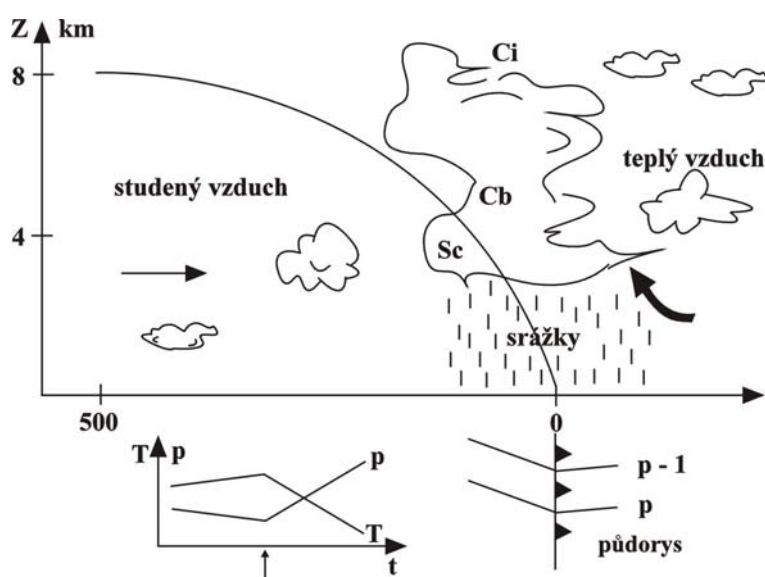


Obr. 43: Vertikální řez teplou frontou, její znázornění na synoptické mapě a charakter teploty a tlaku vzduchu po jejím přechodu

Studená fronta představuje pásmo styku mezi teplým a studeným vzduchem, kdy teplý vzduch ustupuje před frontou. Na jeho místo se tlačí studený vzduch. Projevem je vznik kupovité oblačnosti, přeháňky a v létě četné bouřky. Vertikální pohyby jsou daleko intenzivněj-

ší, než u teplé fronty. Podle charakteru výstupu teplého vzduchu na frontě rozlišujeme dva typy studené fronty:

- **Studená fronta 1. typu (pomalu postupující):** Výstupné proudění teplého vzduchu probíhá po celé výšce frontální plochy. Má povahu anafronty. V oblačném systému jsou zastoupeny cumulonimby, které přecházejí v nimbostraty, altostraty a cirrostraty. Srážky na čele fronty mají povahu přeháňek, za frontou mají trvalejší ráz. Vítr je nárazovitý.
- **Studená fronta 2. typu (rychle postupující):** Tento typ studené fronty je čtenější. Výstupné proudění teplého vzduchu se realizuje jen do výšky 2–3 km. Výše jsou pohyby sestupné. Ve spodní části má tato fronta povahu anafronty, v horní katafronty. Oblačnost je obvykle tvořena cumulonimby na čele fronty a bývá široká jen několik km. Srážky zasahují užší území, ale mají charakter silných přeháňkových dešťů. Časté jsou bouřky a vítr vysokých rychlostí.



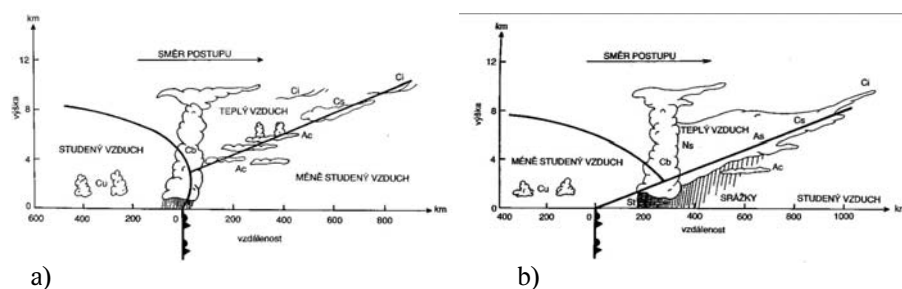
Obr. 44: Vertikální řez studenou frontou, její znázornění na synoptické mapě a charakter teploty a tlaku vzduchu po jejím přechodu

Tab. 5: Ráz počasí spojený se studenou frontou, podle C. D. Ahrens, (1998)

Meteorologický prvek	Před frontou	Při přechodu fronty	Po přechodu fronty
Vítr	J, JZ	bouřlivý, nárazovitý	Z, SZ
Teplota	teple	náhle klesá	stále klesající
Tlak	stále klesající	minimální, pak výrazně roste	stále rostoucí
Oblačnost	více Ci, Cs, pak Cu nebo Cb	Cu nebo Cb	často Cu
Srážky	krátkodobé přeháňky	vydatné dešťové nebo sněhové přeháňky, často bouřky	snižující se intenzita přeháňek, pak jasno
Dohlednost	dobrá	špatná, postupně se zlepšující	dobrá s výjimkou při přeháňkách
Rosný bod	vysoký	-	snižující se

Mezi podružné atmosférické fronty patří také **okluzní fronta**, která vzniká spojením studené a teplé fronty. Studená fronta totiž postupuje za teplou až o 40 % rychleji a někdy až rychlostí 50 km/h. V případě, že teplou frontu dostihne, spojí se studený vzduch s teplým a vy-

tlačí jej vzhůru. Takové spojení studené a teplé fronty se nazývá okluze. Rozhraní mezi dříve teplou a studenou frontou se nazývá okluzní fronta.



Obr. 45: Schéma a) studené okluzní fronty a b) teplé okluzní fronty (<http://geografik13.webnode.cz/meteorologie/>)

Okluzní fronta má dvě varianty. **Teplá okluzní fronta** vzniká, je-li studený vzduch postupující za studenou frontou teplejší, než ustupující **studený**. **Studená okluzní fronta** pak vznikne, pokud je studený vzduch pronikající za studenou frontou chladnější.

Tab. 6: Ráz počasí spojený s okluzními frontami, podle C. D. Ahrens, (1998)

Meteorologický prvek	Před frontou	Při přechodu fronty	Po přechodu fronty
Vítr	JV, J	proměnlivý	Z, SZ
Teplota – studená okluze – teplá okluze	chladno chladno	klesá roste	chladněji mírněji
Tlak	obvykle klesá	nízký	obvykle roste
Oblačnost	v pořadí: Ci, Cs, As, Ns	Ns, někdy Cu a Cb	Ns, As nebo rozptýlené Cu
Srážky	mírný, střední nebo silný déšť	mírné, střední nebo silné srážky nebo přeháňky	mírný nebo střední srážky s následným úplným vyjasněním
Dohlednost	špatná při srážkách	špatná při srážkách	zlepšuje se
Rosný bod	stálý	obvykle mírně klesá, zvláště při studené okluzi	mírně klesá, u teplé okluze může mírně růst

8.3 Základní pojmy v synoptické meteorologii

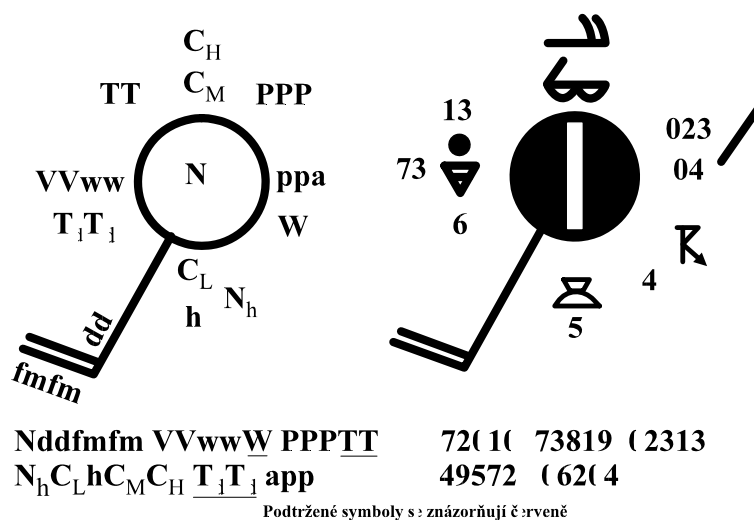
Synoptická meteorologie patří mezi základní meteorologické disciplíny. Studuje zákonitosti rozvoje atmosférických dějů za účelem předpovědi počasí. Výsledky meteorologických (synoptických) měření a pozorování jsou zaznamenány do synoptických map. Hlavní cíl tvorby synoptických map je jejich analýza a následná předpověď počasí. Obsahují informace z různých výšek (izobarických hladin), které byly získány z meteorologických radiosond, radarů a družic a tak umožňují sledovat vznik, vývoj a přemísťování tlakových útvarů, vzduchových hmot a sektorů atmosféry dvoj- i trojrozměrně.

8.3.1 Synoptická mapa

Synoptické mapy jsou sestavovány na základě **rozkódování** údajů synoptických měření a pozorování ze všech výše uvedených zdrojů. Informace původně zakódované do číselných

synoptických depeší (např. INTER, SYNOP, TEMP, AERO, SHIP) jsou překresleny do podkladových map ve formě **staničních kroužků**.

Synoptická pozorování se provádějí v tzv. **hlavních** termínech (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 a 21 hodin UTC). Aerologická měření se provádějí v 0, 6, 12 a 18 hodin UTC.



Obr. 46: (Zjednodušené) Schéma staničního kroužku
(<http://www.aeroweb.cz/clanek.asp?ID=118&kategorie=29>)

Pro zájemce – vysvětlení údajů na staničním kroužku

Nddfmfm / 7 20 10

N – celkové množství oblačnosti v osminách pokrytí oblohy (N=9 – nelze určit, mlha, 7 – skoro zataženo)

dd – směr větru v desítkách stupňů (20=200°, tj. JJZ)

fmfm – rychlost větru v m/s (10=10 m/s)



VVwwW / 71 81 9

VV – dohlednost (podle zvláštní stupnice – 71)

Ww – stav počasí (podle zvláštní stupnice – 81)

W – průběh počasí (podle zvláštní stupnice – 9 = bouřka)

PPPTT / 023 13

PPP – tlak vzduchu v desetinách hPa (023 = 1002,3 hPa)

TT – teplota vzduchu ve °C (k záporným hodnotám se připočte 50, 13=13 °C, 53 = -3 °C)

N_hC_lhC_MC_H / 4 95 7 2

N_h – množství nízkých mraků v osminách (4=4/8)

C_l – druh nízkých mraků (9 = cumulonimbus capillatus)

h – výška základny nízkých mraků (h = 5, tj. 600–1000 m)

C_M – druh středních mraků (7 = altocumulus duplicatus)

C_H – druh vysokých mraků (2 = cirrus dencus, husté řasy ve valounech nebo skupinách)

$T_d T_{dapp} / 06 \ 2 \ 04$

$T_d T_d$ – teplota rosného bodu v celých stupních Celsia (k záporným hodnotám se připočte 50, 06 = 6 °C, 53 = –3 °C)

a – celkový ráz změny tlaku vzduchu za poslední tři hodiny ($a = 2$, tj. 2 hPa)

pp – hodnota změny tlaku za poslední 3 hodiny v desetinách ($pp = 04$, tj. 4 hPa)

Synoptické mapy mohou být přízemní nebo výškové. **Přízemní synoptická mapa** obsahuje údaje z přízemních meteorologických měření a pozorování. Umožňuje popsat přízemní pole teploty vzduchu, tlaku vzduchu a proudění a určit polohu hlavních synoptických objektů. **Výšková synoptická mapa** popisuje pole meteorologických prvků v různých výškových hladinách na základě aerologických informací. Označují se jako mapy barické topografie.

Základní principy synoptické analýzy:

- komplexnost (charakteristiky počasí jsou analyzovány komplexně, berou tedy v úvahu jejich vzájemnou spojitost a podmíněnost),
- trojrozměrnost (charakteristiky počasí jsou analyzovány v několika rozdílných výškových hladinách atmosféry, nejčastěji v troposféře a ve spodní stratosféře),
- časová následnost (je založena na porovnávání analyzované synoptické mapy s výsledky analýzy map časově předcházejících). Protože většina dějů v atmosféře má dlouhodobější charakter, lze jejich genezi sledovat na synoptických mapách velmi dobře.

Rysem synoptických map je operativnost a názornost. Pokrývají velké geografické oblasti až do rozměru polokoule nebo zeměkoule.

Analýza synoptické mapy zahrnuje tyto postupné kroky:

- určení stabilních a instabilních vzduchových hmot,
- lokalizace oblastí frontálních poruch,
- zakreslení tzv. izalobar (hodinových tendencí změny tlaku vzduchu,
- stanovení polohy front,
- zakreslení izobar,
- určení typu fronty.

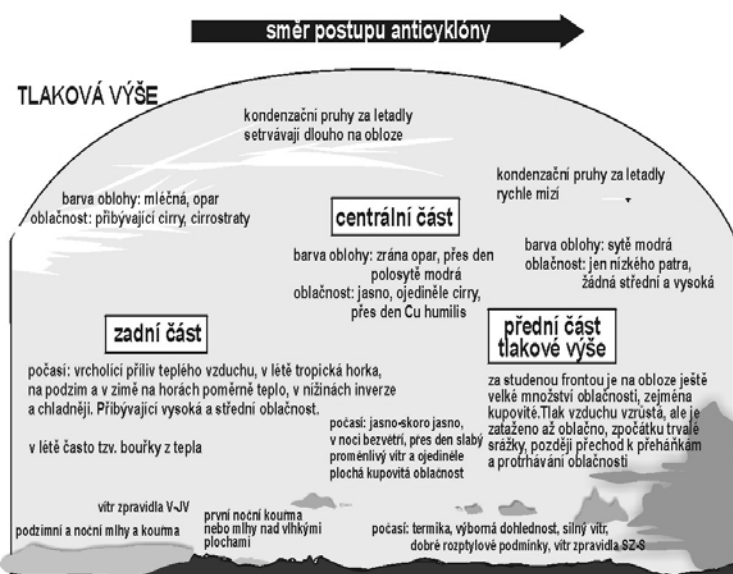
8.3.2 Základní pojmy synoptické meteorologie

Vývoj počasí a jeho změny jsou spojené s atmosférickou cirkulací, pro kterou jsou typické prvky jako tlakové útvary, atmosférické fronty a vzduchové hmoty. Jsou to základní **synoptické objekty**.

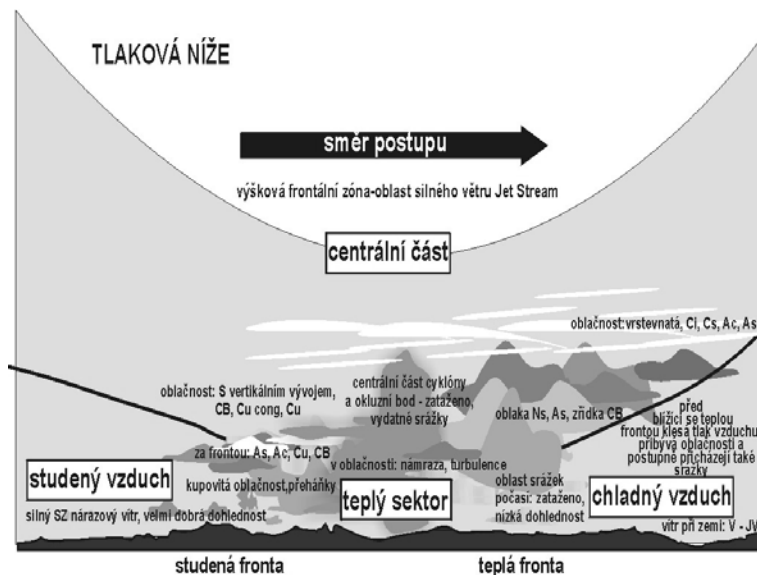
Pole větru je těsně spojené s tlakovým polem a tlakovými útvary. Systém všech tlakových útvarů tvoří tlakové (barické) pole. Tlakové útvary jsou na synoptických mapách zobrazeny izobarami. Oblasti nízkého tlaku jsou v atmosféře spojeny s cyklónami a brázdami nízkého tlaku, oblasti vysokého tlaku s anticyklónami a hřebeny vysokého tlaku.

Atmosférické fronty tvoří úzké přechodné vrstvy mezi sousedící teplou a studenou vzduchovou hmotou. Atmosférická fronta je nakloněná k horizontu pod ostrým úhlem tak, že klín studeného vzduchu leží pod teplým. Přechodná vrstva, tzv. frontální plocha má sklon asi 1°. Fronty se dělí na troposférické (vysoké) a přízemní (nízké) a dále na teplé, studené a stacionární.

Vzduchové hmoty rozdělují atmosféru podle podmínek počasí na sektory. Oblast vzniku hmoty se nazývá ohniskem vzniku a dává jim charakteristické vlastnosti. Přemísťování vzduchových hmot vyvolává změny počasí.



Obr. 47: Tlaková výše a její celkový vliv na projevy počasí



Obr. 48: Tlaková níže a její celkový vliv na projevy počasí

8.4 Předpověď počasí

Předpověď počasí vyjadřuje slovně nebo graficky **budoucí stav povětrnostních podmínek** v určité geografické oblasti. Vychází z podrobné analýzy teplotního, tlakového a vlhkostního pole atmosféry a fyzikálního stavu zemského povrchu.

Současné numerické předpovědi vycházejí z řešení numerických modelů prováděných na vysoce výkonných počítačích. Dělení podle použitého kritéria:

Podle času, na který se vydávají:

- velmi krátkodobé, tzv. „nowcasting“ (několik málo hodin),
- krátkodobé (1–3 dny),
- střednědobé (4–10 dnů),
- dlouhodobé (období delší než 10 dnů).

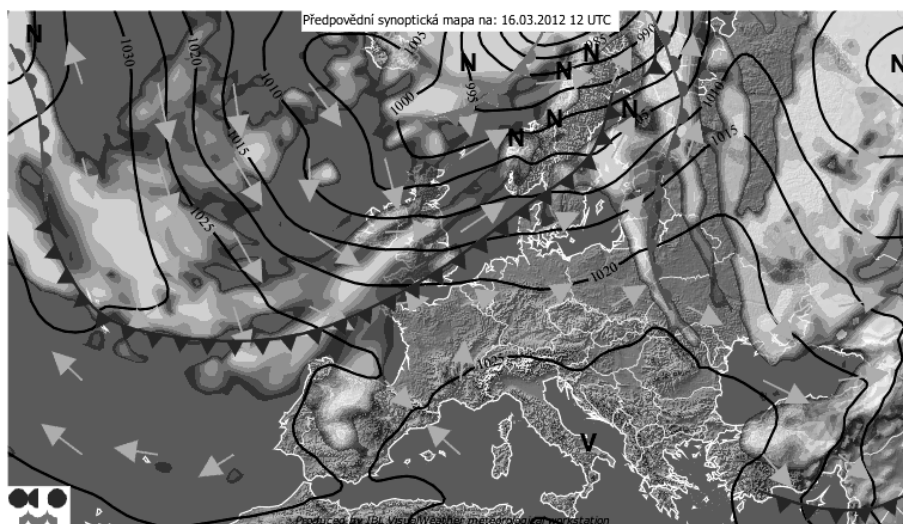
Podle prostoru, na který se vztahují:

- místní (pro vymezené místo nebo oblast, např. město, rekreační středisko),
- oblastní (pro geografickou nebo administrativní oblast; do této skupiny lze zařadit předpověď pro let nebo trať).

Podle koncového uživatele:

- obecné (především pro občany, např. v televizi, tisku),
- speciální (určené konkrétnímu uživateli, např. pro zemědělce, silniční, leteckou nebo říční a námořní dopravu, energetiku atd.).

Krátkodobé předpovědi představují operativní, nejžádanější a nejdůležitější druh předpovědi počasí. Dlouhodobá předpověď počasí je nepoměrně složitější úkol. Její úspěšnost v porovnání s krátko- či střednědobou předpovědí výrazně klesá. Faktor úspěšnosti předpovědi počasí je hodnota udávaná v % splnění vydané předpovědi (0 % naprosto chybná, 100 % bezchybná). Kolísá od 95 % (velmi krátkodobá) po 60 % (dlouhodobá).



Obr. 49: Předpovědní synoptická mapa Evropy

(http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P9_0_Predpovedi/P9_1_Pocasi/P9_1_2_Evropa/P9_1_2_1_Synop_situace&last=false)

V současnosti se pro předpověď počasí využívají numerické modely. Český hydrometeorologický ústav využívá a prezentuje výsledky z modelu ALADIN. Ten je určený pro krátkodobou předpověď atmosférických procesů středního měřítka s prostorovým rozlišením 4 km.

Příklad / Příklad z praxe

Na uvedené webové stránce najdete předpovědní mapy z modelu ALADIN pro nejbližších 24 hodin: <http://pr-asv.chmi.cz/aladin/>

**Úkol / Úkol k zamyšlení**

Vyhledejte na Internetu další výstupy z numerických předpovědních modelů a porovnejte s výstupy z modelu Aladin.

**SHRNUTÍ**

Kapitola obsahuje základní informace o vzduchových hmotách a jejich klasifikaci. Je vysvětlen mechanismus pohyblivých atmosférických front (teplé, studené a okluzní atmosférické). V textu je popsán rozdíl mezi tropickými a mimotropickými cyklony s důrazem na nebezpečnost tropických cyklon. Jsou popsány základní meteorologické pojmy stejně jako zásady vytváření předpovědi počasí.

**Kontrolní otázky a úkoly**

1. Charakterizujte základní vzduchové hmoty a fronty tvořící jejich rozhraní.
2. Popište ráz počasí před, v průběhu a po přechodu teplé (studené) fronty.
3. V čem se liší studená fronta 1. a 2. typu?
4. Jak vznikají okluzní fronty?
5. Jaké jsou základní principy vytváření předpovědi počasí.

**Pojmy k zapamatování**

arktická (antarktická) vzduchová hmota, atmosférická porucha, bouřka z konvekce – bouřka z přehřátí, frontální plocha (rozhraní), hurikán, mořská vzduchová hmota, mimotropická cyklona, okluzní fronta, polární vzduchová hmota, pevninská (kontinentální) vzduchová hmota, předpověď počasí, rovníková vzduchová hmota, synoptická mapa, suchá vzduchová hmota, stacionární fronta, studená fronta, tajfun, teplá fronta, tornádo, tropická cyklona, tropická vzduchová hmota, vlhká vzduchová hmota, vzduchová hmota



9 Klima na Zemi a jeho klasifikace

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- uvést faktory podílející se na tvorbě klimatu,
- charakterizovat klimatické kategorie a zdůvodnit praktickou nutnost jejich studia,
- popsat specifika městského klimatu,
- vysvětlit rozdíly (výhody a nevýhody) nejčastěji užívaných klimatických klasifikací.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.



Průvodce studiem

Cílem kapitoly je vysvětlit podstatu tvorby klimatu na Zemi a jeho časovou a prostorovou proměnlivost. Jsou popsány klimatické kategorie, na úrovni kterých lze klima studovat. Pozornost je věnována městskému klimatu. Kapitola zahrnuje přehled nejpoužívanějších typů klimatických klasifikací podnebí na Zemi.

9.1 Podnebí na Zemi

Podnebí je výsledkem režimu základních fyzikálních a meteorologických procesů v úplném klimatickém systému, kterými jsou výměna tepla, oběh vody a všeobecná cirkulace atmosféry. Ráz podnebí určuje míra spolupůsobení všech pěti základních **klimatotvorných faktorů**. Výsledkem jejich spolupůsobení je konkrétní ráz podnebí území. Z hlediska vlivu klimatu na každodenní činnost společnosti je nejdůležitější znalost klimatických poměrů v přízemní, resp. mezní vrstvě atmosféry.

9.1.1 Astronomické faktory

Mají svůj původ v postavení Země ve sluneční soustavě, ze zákonitostí jejího oběhu kolem Slunce, vzdálenosti Země–Slunce, v kolísání sluneční aktivity aj. Do skupiny astronomických faktorů lze řadit i terestrické, které vycházejí především z vlastností zemského tělesa, např. ze sklonu zemské osy k rovině ekliptiky, z rotačního pohybu Země kolem zemské osy, z přibližně kulového tvaru Země atd. Uvedené faktory určují tok zářivé sluneční energie dopadající na zemský povrch a podmiňují její šířkové rozdělení na Zemi neboli **solární klima**.

Nejzávažnější důsledky vlivu astronomických faktorů jsou proto šířková pásmovitost a rozdělení planetárního geosystému do regionálních geosystémů (geomů). Z hlediska klimatu odpovídají geomu typům klimatu. Vertikální stupňovitost geomů a jejich klimatu je způsobena vlivy georeliéfu.

9.1.2 Cirkulační faktory

Zahrnují **vlivy cirkulačních procesů** všech měřítek v atmosféře při utváření klimatu v různých geografických oblastech. Všeobecná cirkulace atmosféry ovlivňuje podnebí velkých oblastí (kontinentů, oceánů), zatímco mezo- a mikrocirkulační faktory se projevují v klimatických poměrech menších oblastí. Mohou se uplatňovat ve vztahu k některým meteorologickým prvkům po celý rok nebo jen v určitém období či denní době.

9.1.3 Radiační faktory

Představují toky záření v atmosféře, na aktivním povrchu a v hydrosféře. Zahrnují pouze sluneční záření dopadající na horní hranici atmosféry. Ostatní toky záření podmíněné jeho přeměnou v atmosféře a na zemském povrchu (záření přímé, rozptýlené, odražené či dlouhovlnné vyzařování) jsou již ovlivněny geografickými faktory klimatu, především utvářením georeliéfu a jeho fyzikálními vlastnostmi.

9.1.4 Geografické faktory

Zahrnují vlivy zemského povrchu – zejména reliéfu (sklon, orientace), apod.

9.1.5 Antropogenní faktory

Člověk sám o sobě **nepředstavuje** geografický činitel klimatu. Je ale nedílnou součástí krajiny, je s ní v interakci, a proto je třeba studovat i jeho působení na klima. Vliv člověka na podnebí se projevuje především prostřednictvím socioekonomických aktivit. Přímou řídit nebo ovlivňovat (meliorovat) klima je člověk i dnes schopen prakticky jen v měřítku mikroklimatu. Neřízené a nekontrolované působení se ale stalo příčinou globálních klimatických změn.

Mezi nejzávažnější antropogenní faktory, které způsobují změny radiačního a teplotního režimu atmosféry patří zvyšování výroby energie, růst koncentrace CO_2 a atmosférického aerosolu. Prokazatelné změny klimatu vyvolává člověk v měřítku mikro-, mezo- a místního klimatu.

Mezi antropogenní faktory je třeba zahrnout také změny charakteru aktivního povrchu, případně umělé ovlivňování (meliorace) podnebí. Meliorace klimatu je označení pro cílevědomé lidské zásahy do přírodního nebo životního prostředí, které směřují ke zlepšení klimatických poměrů určité oblasti. Mají odstranit nebo alespoň zmírnit nepříznivé klimatické podmínky jak pro člověka, tak pro jeho socioekonomickou činnost (zavlažování a vysoušení půdy, zalesňování, budování větrolamů, lepší provětrávání). Protože se v současnosti omezuje meliorace klimatu jen na přízemní vrstvu atmosféry, má jen místně omezený význam.

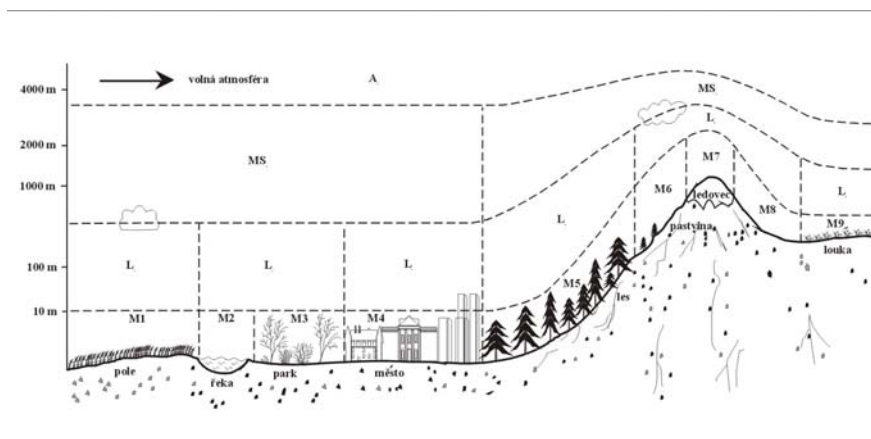
9.2 Klimatické kategorie

Úplný klimatický systém je systém planetárního měřítka, což je pro studium klimatu na menších územních nevhodné. Proto byly zavedeny klimatické kategorie, které umožňují lépe popsat klimatické poměry oblasti různých měřítek. Existují čtyři základní klimatické kategorie – **mikroklima**, **místní klima (topoklima)**, **mezoklima** a **makroklima**.

Obecná kritéria jednotlivých kategorií jsou prostorové, časové, meteorologické a energetické. Doplnujícími mohou být hodnoty vertikálních gradientů vybraných meteorologických prvků, charakter přenosu a výměny tepelné energie z aktivního povrchu do atmosféry a další.

9.2.1 Mikroklima

Mikroklima je podnebí velmi malých oblastí, které je nejvýrazněji formováno homogenním aktivním povrchem (holá půda, vodní plocha, les, mikrotvary georeliéfu atd.), který představuje hlavní klimatotvorný činitel.



Obr. 50: Příklad klimatických kategorií (M1–M9 – mikroklima, L1–L6 – místní klima, MS1–MS2 – mezoklima, A1 – makroklima), podle M. M. Yoshino (1961) – upraveno

Horní hranice je asi 2 m nad aktivním povrchem a hodnoty přepočtených vertikálních gradientů představují řádově 10^1 – 10^3 hodnot gradientů ve volné atmosféře. Výměna a přenos tepelné energie se děje molekulárním vedením, konvekci a turbulencí.

Existence mikroklimatu úzce závisí na rázu makropočasí. Příznivým typem pro rozvoj mikroklimatu je radiační počasí (oblačnost menší než 2/10, průměrná rychlost větru nižší než 2 m/s). Advekční počasí vlivy aktivního povrchu stírá a projevy mikroklimatu jsou potlačeny.

Klima uzavřených prostor se označuje endoklima (důlní prostory, stáj, byt, třída, výrobní prostory), klima jeskyň kryptoklima.

9.2.2 Místní klima (topoklima)

Je výrazně formované morfografií georeliéfu, převládajícím typem aktivního povrchu a antropogenními vlivy. Místní vlivy mohou stírat projevy makropočasí, zejména při advekčním typu počasí. Hodnoty vertikálních gradientů meteorologických prvků v přepočtu na 100 m dosahují hodnot řádově 10^0 až 10^1 gradientů ve volné atmosféře.

9.2.3 Mezoklima

Mezoklima se váže na oblast, kde je pozorovatelný vliv tření na rychlost proudění a kde je vertikální promíchávání vzduchu turbulencí. Bývá pod výrazným vlivem typů makropočasí. Nemusí vytvářet a pokud existuje, charakterizuje klimatické poměry ucelených jednotek (geomorfologických, hydrologických, biocenologických, krajinných atd.).

Jeho vertikální rozsah omezuje horní hranice mezní vrstvy atmosféry a vertikální gradienty meteorologických prvků se příliš neliší od gradientů ve volné atmosféře.

Antropogenní faktor je při formování mezoklimatu velmi výrazný, ale míru jeho působení lze ovlivnit zejména výběrem míst pro společenské aktivity (lokalizace továren, sídlišť, velkých staveb, zemědělské plochy aj.).

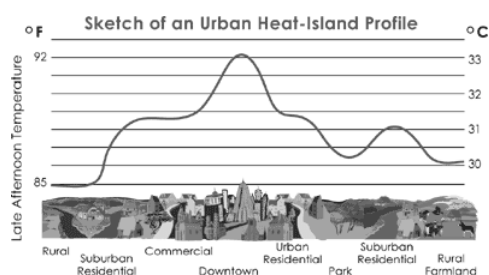
9.2.4 Makroklima

Představuje klima v planetárním měřítku. Odráží dlouhodobý režim počasí podmíněný energetickou bilancí, atmosférickou cirkulací, charakterem aktivního povrchu i lidskými zásahy. Jeho vertikální omezení představuje tropopauza. Dolní hranicí je výška, nad níž aktivní povrch nepodmiňuje utváření mezoklimatu.

Formování makroklimatu výrazně ovlivňují jednotlivé složky fyzickogeografické sféry. Podílejí se na přeměně sluneční energie na tepelnou, na vlastním přenosu tepla i na režimu teploty, tlaku, vlhkosti a cirkulace vzduchu. Především atmosférická cirkulace představuje velmi výrazný klimatotvorný činitel. Protože se uvedení činitelů projevují nerovnoměrně, vznikají časové i prostorové způsobuje rozdíly v klimatech jednotlivých geografických oblastí Země.

9.2.5 Klima měst

Klimatologie měst (urbánní klimatologie) studuje zvláštnosti jejich klimatu. V širším pohledu zahrnuje problematiku mezoklimatu, místního klimatu a mikroklimatu, klimatu mezní vrstvy atmosféry i znečištění ovzduší. Z pohledu mezoklimatologie se jedná o studium interakce města jako celku s okolím. Mikroklimatologie se podílí na studiu městských částí (náměstí, ulice, park, klima uzavřených prostor atd.) a zasahuje až do problematiky humánní bioklimatologii.



Obr. 51: Profil teploty vzduchu v městské a příměstské krajině

(<http://www.terry.ubc.ca/2006/02/08/climate-change-in-urban-areas-faq-moccia-mix/>)

Městské podnebí je výsledek **spolupůsobením** aktivních povrchů typických pro města, forem georeliéfu, antropogenních zdrojů tepelné energie, dopravní, průmyslové a další činnosti. Aktivní povrch ve městě je **několikanásobně větší** než ve volné krajině, protože je tvořen i stěnami a střechami staveb, komunikacemi s asfaltovým, betonovým či kamenným povrchem, zelenými plochami apod.

Landsberg (1981) uvádí, že pro klima měst je na rozdíl od sídel s nižší hustotou zástavby či od volné krajiny charakteristické: 10krát vyšší počet kondenzačních jader, 10krát vyšší počet pevných částic, o 5–15 % kratší trvání slunečního svitu, o 5–10 % méně oblačnosti, o 100 % vyšší četnost výskytu mlhy v zimě, o 5–15 % vyšší srážky, o 5–10 % větší četnost bouřek, o 0,5–3,0 °C vyšší průměrná roční teplota, o 1–2 °C vyšší průměrná minimální teplota v zimě i průměrná maximální teplota v létě, o 10 % kratší délka topné sezóny, o 6 % nižší roční průměrná relativní vlhkost, o 20–30 % nižší průměrná roční rychlost větru.

Složení vzduchu nad velkými městy je ovlivněno mírou znečištění ovzduší, čímž je jeho schopnost propouštět záření a teplo snížena až o 50 %. Současně je ale tepelné záření emitované povrchem do atmosféry zpomalováno a tepelná energie se hromadí v blízkosti povrchu. Celkově je tak atmosféra nad městy teplejší v porovnání s volnou atmosférou.

Vyšší hodnoty teploty vzduchu v centrálních částech měst v porovnání s chladnějším okolím umožňují vznik **tepelného ostrova města**. Jeho velikost a intenzita závisejí na velikosti města (počtu obyvatel), geografické poloze, regionálních klimatických poměrech a čase měření. Nejzřetelněji je vyjádřen v nočních hodinách při anticyklonálním bezvětřném počasí. Rozdíl teploty v porovnání s okolím může v některých případech dosáhnout 5–10 °C.

Kromě vyšších teplot, snížení slunečního záření a nižších rychlostí větru charakterizují městské klima **vyšší srážkové úhrny**. Vlivem zvýšeného počtu kondenzačních jader v atmosféře velkých měst, časté termické konvekci nad tepelným ostrovem města a zvýšené po-

měrné vlhkosti způsobené emisemi vodní páry lze nad velkými městskými aglomeracemi často pozorovat výraznou kupovitou oblačnost (průmyslová kupa). Kupovitá oblačnost může být příčinou bouřkových jevů a vypadávání vydatnějších přehánkových srážek, zejména nad centry měst a průmyslovými zónami. Mohou způsobit bleskové městské povodně.

Ve světových velkoměstech se vyskytuje zvýšená úmrtnost v důsledku tepelného syndromu, tj. narušení regulačního termosystému populace. To může být z důsledek působení řady faktorů (extrémní teploty, fyziologické změny, respirační problémy).

9.3 Klimatické klasifikace

Klimatické klasifikace **stanovují klimatické typy a vymezují klimatické oblasti** od planetárního měřítka po místní.

Hodnoty klimatických charakteristik (teplota vzduchu a půdy, atmosférické srážky, výpar a dalších) mají geografické zákonitosti (souvislost klimatu se zeměpisnou šířkou, georeliéfem nebo stupněm kontinentality). Vzhledem ke kulovému tvaru Země a ročnímu chodu radiační bilance je zřetelně vyjádřena pásmovitost (zonálnost) jednotlivých typů klimatu. Klimatické pásy představují základ klasifikaci podnebí.

Klimatická pásma fyzická (skutečná) vznikla na reálném zemském povrchu spolupůsobením radiačních, cirkulačních a geografických faktorů klimatu. V důsledku nerovnoměrného rozložení pevnin a oceánů a charakteru všeobecné cirkulace atmosféry nejsou rozložena zonálně.

Na Zemi vyčleňujeme tyto základní klimatické pásy:

- tropický (mezi obratníky Raka a Kozoroha),
- severní a jižní mírný (mezi obratníky a polárními kruhy),
- polární arktický a antarktický (mezi polárními kruhy a póly).

Přechodné klimatické pásy:

- subtropický (podél obratníků),
- subpolární (podél polárních kruhů).

V každém z hlavních pásů určujeme některý z těchto typů klimatu:

- oceánské,
- kontinentální,
- horské.

9.3.1 Typy klimatických klasifikací

Klimatické klasifikace lze rozdělit do dvou základních skupin – klasifikace konvenční a klasifikace genetické. **Konvenční (efektivní) klasifikace** vymezují jednotlivé typy klimatu podle projevů určitých klimatotvorných prvků (vegetační kryt, odtokové poměry), které jsou popisovány podle stanovených mezních hodnot, tedy určených konvenčně. Nesledují tedy vývoj klimatu, pouze se opírají o ty procesy v krajinné sféře, které jej podmiňují. Mezi nejznámější patří klasifikace L. S. Berga (1925), W. Koppena a R. Geigera (1928) nebo C. W. Thornthwaita (1948). **Genetické klasifikace** dělí klima na Zemi podle podmínek jeho utváření (geneze). Vycházejí zejména z cirkulace atmosféry, a proto lépe vyjadřují geografickou zonalitu. Mezi nejznámější patří klasifikace H. Flohna (1950) a B. P. Alisova (1950).

Společná nevýhoda těchto klasifikací je jejich velká globálnost a schematičnost, která nedovoluje klasifikaci podnebí v menších oblastech.

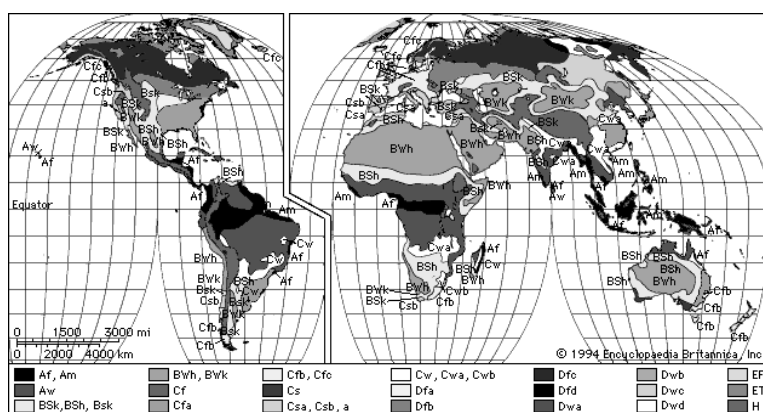
9.3.2 Klasifikace klimatu podle W. Köppena

Klasifikace klimatu podle W. Köppena je jednou z nejrozšířenějších konvenčních klasifikací.

Klimatické typy dělí podle teplot a srážek ve vztahu k vegetaci. Na Zemi Köppen vyčlenil 5 klimatických pásem označovaných písmeny A–E:

- A – pásmo vlhkého tropického klimatu (se dvěma typy klimatu),
- B – pásmo suchého klimatu (na obou polokoulích) s dvěma typy klimatu podle srážkových úhrnů,
- C – pásmo s mírně teplým klimatem (na obou polokoulích) s třemi typy klimatu,
- D – mírně studené klima na pevninách severní polokoule (klima lesů) se dvěma typy,
- E – pásmo polárního klimatu se dvěma typy, do polárního klimatu řadí autor klima vysokohorských oblastí.

Podle zvláštností v režimu ročního chodu teploty a srážek se uvedená pásma dělí na 11 základních klimatických typů.



Obr. 52: Klimatická klasifikace dle W. Köppena (<http://www.squ1.com/climate/koppen.html>)

9.3.3 Klasifikace klimatu B. P. Alisova

Základem pro klasifikaci je převládající **výskyt geografických typů vzduchových hmot** v jednotlivých oblastech. B. P. Alisov rozlišuje 7 základních klimatických pásů:

- rovníkový,
- jižní tropické,
- severní tropické,
- jižní mírných šířek,
- severní mírných šířek,
- jižní polární
- severní polární.

Dalším zpřesněním vyčlenil Alisov celkem 20 tzv. klimatypů Země:

- klima rovníkové oblasti,
- tropické klima,
- klima tropických monzunů,
- monzunové klima tropických náhorních rovin,
- klima pasátů,
- klima tropických pouští,
- subtropické klima,
- kontinentální subtropické klima,
- klima vysokohorských náhorních rovin,
- středomořské klima,
- subtropické monzunové klima,
- subtropické klima oceánů,
- klima mírných a subpolárních šířek,
- kontinentální klima mírných a subpolárních šířek,
- klima horských oblastí mírných šířek,
- klima západních pobřeží mírných šířek,
- klima východních pobřeží mírných šířek,
- klima oceánů mírných šířek,
- klima Arktidy,
- klima Antarktidy.

Pro zájemce – vybrané klimatické rekordy Země:



Nejvyšší průměrná roční teplota: +34,4 °C.

Absolutní maximum teploty: 57,8 °C, 11. 8. 1933 (San Louis, Mexiko) a 13. 9. 1922 (El Azizia, Libye).

Nejnižší průměrná roční teplota: -57,8 °C (Pól chladu, Antarktida).

Absolutní minimum teploty: -89,6 °C, 21. 7. 1983 (meteorologická stanice Vostok, Antarktida).

Absolutní maximum tlaku vzduchu: 1 083,8 hPa, 31. 12. 1968 (meteorologická stanice Agara, Rusko).

Absolutní minimum tlaku vzduchu: 870 hPa, 12. 10. 1979 (střed tajfunu Tip, Tichý oceán).

Nejvyšší průměrný roční úhrn atmosférických srážek na Zemi: 11 684 mm (úbočí Mount Waialeale, Kauai, Havaj).

Nejvyšší roční úhrn srážek: 22 990 mm, 1861 (stanice Čerápundží, Indie).

Nejvyšší úhrn srážek za 24 hodin: 1 870 mm, 15. – 16. 3. 1952 (stanice Cilaos, Réunion).

Nejnižší průměrný roční úhrn srážek na Zemi: 0,8 mm (Arica, Chile).

Nejnižší roční úhrn srážek na Zemi: 0 mm, 14 let bez srážek (Iquique, Chile).

Absolutní nejvyšší rychlost větru při zemském povrchu: 416 km/h, 12. 4. 1934 při maximálním nárazu větru, resp. 338 km/h jako průměr rychlosti za 5 minut (meteorologická stanice Mount Washington, New Hampshire, USA).



Úkol / Úkol k zamyšlení

Uvedte základní podnebné pásy na Zemi, popište je z hlediska režimu teploty, srážek a charakterizujte v nich roční období.

Proč jsou pozorovatelné velké rozdíly teploty vzduchu mezi městy a jejich okolím?

Které části města mohou být zejména v nočních hodinách výrazně teplejší, než okolí?

Jaký je praktický význam zavedení klimatických kategorií?



SHRNUTÍ

Na utváření klimatu na Zemi se podílí 5 hlavních skupin klimatotvorných činitelů. Pro potřeby studia na menších prostorových úrovních, než je globální, byla stanovena kritéria, podle kterých byly definovány 4 klimatické kategorie. Pro dělení klimatu na Zemi jako celku byly vytvořeny klimatické klasifikace. Dělí se na genetické a konvenční.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Vyjmenujte hlavní klimatotvorné činitele a zdůvodněte jejich úlohu při tvorbě klimatu.
2. Charakterizujte základní klimatické kategorie, uveďte jejich příklady.
3. Popište rozdíl mezi genetickými a konvenčními klimatickými klasifikacemi, uveďte nejznámější typy.

Pojmy k zapamatování

Alisovova klasifikace klimatu, endoklima, genetické klasifikace, konvenční klasifikace, Köppenova klasifikace klimatu, klimatotvorný faktor, klimatické kategorie, makroklima, mezoklima, městské klima, mikroklima, topoklima (místní klima)



10 Kolísání klimatu a klimatické změny

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- rozlišit význam pojmů kolísání podnebí a klimatické změny,
- vysvětlit příčiny kolísání klimatu a klimatických změn,
- popsat projevy a dopady kolísání klimatu a klimatických změn.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut.**



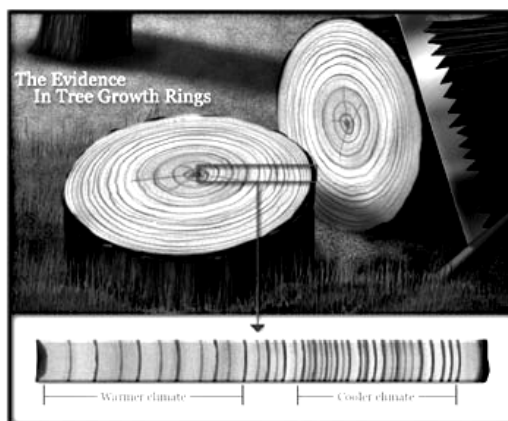
Průvodce studiem

Studiem následujícího textu se dozvíte, jaký je rozdíl mezi kolísáním klimatu a klimatickými změnami. Důležité je pochopit příčiny kolísání klimatu i klimatických změn. Znalost projevů a dopadů globálního oteplování je důležitá pro studium globálních změn životního prostředí (globálních environmentálních problémů) i pro jejich redukci nebo eliminaci.

10.1 Paleoklimatologie, klima v minulosti

Výrazné změny klimatu se v geologické minulosti Země nastaly nejednou. Klima minulých geologických dob se označuje jako **paleoklima** a jeho studiem se zabývá paleoklimatologie.

Místo přístrojových měření meteorologických prvků a podnebí užívají paleoklimatologové přirozené přírodní záznamy (informace), tzv. „proxy data“. Tato data představují přírodní stopy vypovídající o minulém klimatu a jsou uloženy např. v sedimentech na dně oceánů, v korálech, zmrzlé v ledovcích nebo uložené v letokruzích.



Obr. 53: Proxy data, letokruhy umožňují vymežit teplá a chladná období (<http://www.planetseed.com/node/15256>)

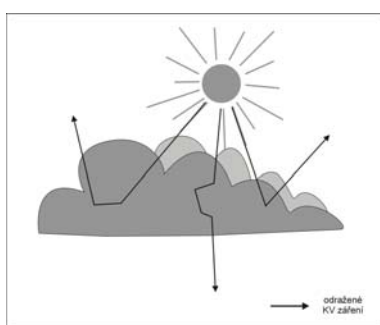
10.2 Kolísání klimatu a jeho příčiny

Na klimatické změny a kolísáním klimatu v důsledku lidské činnosti upozornil švédský chemik Svante Arrhenius již v r. 1896. Uvedl, že rostoucí ekonomická aktivita lidstva zvyšuje emisemi CO₂ do atmosféry a tak růst jeho koncentrace.

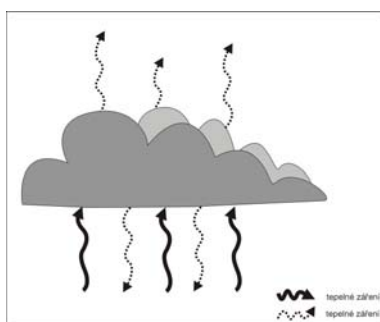
Kolísání klimatu představuje periodické nebo rytmické změny podnebí, které nemají jednostranný charakter.

Představuje **dlouhodobé kolísání hodnot meteorologických prvků**, obvykle s velmi výraznou amplitudou. Nejčastěji a nejzřetelněji se projevuje na teplotních a vláhových poměrech. Jeho projevy mívají časovou periodu 10^{-1} až 10^3 roků. Periody dlouhé desítky nebo stovky let se označují jako sekulární. Nejčastější příčinou kolísání podnebí jsou dlouhodobější vratné změny všeobecné cirkulace atmosféry. Cirkulační faktor je závislý sluneční aktivitě. K tomu se připojují i vlivy terestrické, sopečná činnost aj. Na současném kolísání klimatu se podílejí antropogenní vlivy a nejvíce růst obsahu CO_2 a dalších skleníkových plynů v atmosféře, růst tepelného znečištění atmosféry a růst obsahu antropogenních aerosolů.

Proces globálního oteplování může zásadně ovlivňovat oblačnost. Radiační účinky oblačnosti jsou velmi komplikované a nelze jednoznačně označit jejich vliv na oteplování nebo ochlazování. Charakter účinků ovlivňuje druh záření, druh oblačnosti a ve výsledku míra pokrytí oblačností.



Obr. 54: Vliv celkové oblačnosti na KV záření



Obr. 55: Vliv celkové oblačnosti na DV záření

Krátkovlnné sluneční záření je na horní hranici oblačnosti ve velké míře odráženo do kosmického prostoru. To vede obecně k ochlazování zemského povrchu. Takto oblaka zvyšují albedo Země. Dlouhovlnné záření emitované zemským povrchem je pohlcováno oblaky a zpětně vyzařováno k zemskému povrchu i do kosmického prostoru. Energie dlouhovlnného záření převažují nad energií krátkovlnného, výsledný efekt způsobuje ohřívání zemského povrchu.

10.3 Globální oteplování, projevy a dopady

Bezprostřední příčinou globálního oteplování je antropogenní činnost způsobující zesilování přirozeného skleníkového efektu. Projevy a dopady globálního oteplování jsou velmi široké a zahrnují změny ve fungování celého klimatického systému, změny v krajině sféry i jejich jednotlivých složek.

Nejvýraznější existující nebo očekávané projevy globálního oteplování:

- zvyšování hladiny oceánů s dopadem zejména na pobřežní oblasti,
- změny kryosféry,
- změny na vodních zdrojích,
- narušení biologické diverzity a celých ekosystémů,
- problémy v zemědělské výrobě a v zabezpečení obyvatelstva potravinami v důsledku postupující desertifikace,
- zdravotní stav populace,
- produkce energie a průmyslová výroba, sídelní změny.

Současné **zvyšování celkové hladiny oceánů** je výsledek tepelné roztažitelnosti oceánské vody a tání ledovců v důsledku růstu průměrné globální teploty. Za posledních 100 roků se hladina oceánů zvyšovala asi o 1,0–2,5 mm za rok.

Změny v pokrytí sněhem a ledem ovlivňují teplotu vzduchu, úroveň hladiny oceánu a oceánské proudy a charakter bouří. Sníh a led pomáhají udržovat zemi chladnou díky svému vysokému albedu. Až 60–90 % slunečního záření se od těchto povrchů odráží zpět do vesmíru. Redukce sněhové pokrývky a ledu takto může vést ke zvyšování oteplování, protože zemský povrch pohltí více sluneční energie.

Šelfové ledovce jsou spojené s pevninou, zasahují do oceánu plují na něm. Nejrozšířenější jsou v Antarktidě. Svůj objem ztrácejí při procesu telení ledovců a vlastním táním. V oblasti Antarktického poloostrova je patrné největší zvýšení teploty za posledních několik desetiletí. To se od r. 1974 projevuje odlamováním extrémně velkých ledových ker.

10.3.1 Environmentální důsledky globálního oteplování

Vzhledem k intenzivnějšímu tání ledu ubyl od druhé poloviny minulého století arktický led o 10–15 %. Severní pól bude pravděpodobně na volném moři. V důsledku vyšších globálních teplot se zkracují zimy. Ledová pokrývka jezer, rybníků a řek roztává v průměru o dva týdny dříve než před 150 lety. Globální růst teploty může do konce století postihnout jednu třetinu rostlinných a živočišných habitantů a způsobit vymření některých druhů.

Možné jsou změny v chování rostlin a zvířat. V Evropě už dnes kvetou zahradní květiny o 10,8 dne dříve než před 45 lety. Bude se dobře dařit i těm rostlinám, které dnes považujeme za exotické. Tažní ptáci nyní odlétají do teplých krajín později než generace před nimi a také se dříve vrací. Je možné, že nebudou odlétat vůbec. Mnohé příznaky oteplování lze pozorovat i v říši hmyzu. Motýli, brouci a vážky se nacházejí stále severněji.

10.3.2 Extremita počasí a podnebí

Technický pokrok zejména v oblasti družicové meteorologie a informačních technologií umožňuje jejich velmi přesnou registraci, sledování a vyhodnocení nebezpečných meteorologických a klimatických událostí.

Na extrémní události bývá celosvětově bohatý každý rok. Národní ekonomiky ročně přicházejí v důsledku těchto událostí o miliardy US \$ a o život tisíce lidí. Výše popsané příčiny, projevy a dopady globálního oteplování mají i své odpůrce. Prokazatelně zjištěné změny podnebí na Zemi považují za přirozený jev a jeho antropogenní ovlivnění zpochybňují.

Pro zájemce – nejzávažnější přírodní katastrofy ve 20. století spojené s extrémním počasím:

sucha v Asii (Indie 1900, 1907, 1965–67; Čína 1907, 1928–30, 1936, 1941–42; bývalý Sovětský svaz 1921–22),
sucha v Sahelu, Afrika 1910–1914, 1940–44, 1970–85,
tajfuny v Číně, 1912, 1922
záplavy na řece Jang c' tiang, Čína, 1931,
velký smog v Londýně, Anglie, 1952,
příbojové bouře v Evropě, 1953,
záplavy v Iránu, 1954,
tajfun Vera, Japonsko, 1958,
cyklona v Bangladéši, 1970,
záplavy v severním Vietnamu, 1971,
blizzard v Iránu, 1972,
cyklona v Bangladéši, 1991,
tajfun Thelma, Filipíny, 1991,
hurikán Mitch, Honduras a Nikaragua, 1998,
El Niño, 1982–83.

10.4 Teorie příčin klimatických změn

Klimatické změny jsou nezvratného rázu a představují změnu podnebí probíhající v časovém měřítku až 10^9 roků. Jsou jednosměrné, např. směrem k oteplování nebo ochlazování. Vždy probíhají na úrovni měřítka makroklimatu a týkají se proto Země jako celku. Vysvětlují se řadou hypotéz.

První skupina **hypotéz** vychází z **klimatotvorných faktorů**, které se předpokládají, ale nedokazují:

- dlouhodobé kolísání solární konstanty,
- kolísání sluneční aktivity,
- terestrické příčiny.

Druhá skupina hypotéz vychází z **objektivně existujících faktorů**.

- astronomická hypotéza vychází ze známých skutečností, že orbitální parametry Země, tj. sklon ekliptiky, délka perihélia a excentricity zemské orbity se mění,
- orografická hypotéza předpokládá, že tektonické pohyby zemské kůry změny reliéfu mořského dna a tím ovlivňují mořské proudy. Teplá období charakterizuje málo vertikálně členitý georeliéf, po zdvihu pevniny následuje chladné období.

Třetí skupina hypotéz bere v úvahu **reálně probíhající procesy a jejich zpětné vazby**:

- teorie samovolného růstu ledovců říká, že pro růst ledovců ve vysokých zeměpisných šířkách stačí malý pokles teploty.

V roce 1991 vznikl z iniciativy americké organizace NASA program Earth Science Enterprise s cílem lépe pochopit, jaké změny se dějí na zemském povrchu. Projekt vstoupil ve známost jako The Earth Observing System (EOS) a je založený především na nepřetržitém sledování krajinné sféry z vesmíru. První ze satelitů v rámci tohoto programu Terra (moni-

toring životního prostředí, studium klimatických změn) byl vypuštěn v r. 1999. Následovala řada dalších jako Aura (výzkum ozonu), Aqua (studium vody na zemském povrchu a v atmosféře), Calipso (studium atmosférických aerosolů), CloudSat (studium oblačnosti), Jason-1 (cirkulace a změna výšky hladiny oceánů) atd. Projekt poskytuje komplexní údaje o těch procesech na Zemi, které souvisí především s klimatickými změnami. Má umožnit lépe předvídat a pochopit klimatické změny všem těm, kteří jsou na počasí a podnebí životně závislí.



Příklad / Příklad z praxe

Dle obr. 54 a obr. 55 vysvětlete charakter radiačních účinků oblačnosti na teplotní režim atmosféry (zemského povrchu).



Úkol / Úkol k zamyšlení

V odborné literatuře nebo na Internetu najděte příklady (důkazy, projevy) kolísání podnebí či klimatických změn. Zaměřte se na střední Evropu.



SHRNUTÍ

Pro pochopení současného a budoucího podnebí na Zemi je nezbytná znalost podnebí minulého. Jeho rekonstrukce je možná pouze na základě analýzy stop, které o jeho rázu mohou vypovídat. V současnosti jsme svědky procesu kolísání klimatu a hovoří se též o klimatických změnách. Jsou známy jejich příčiny, projevy i možné důsledky.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Čím se zabývá paleoklimatologie a co jsou to proxy-data?
2. V čem spočívá rozdíl mezi kolísáním klimatu a klimatickými změnami.
3. Jak se podílí proces globálního oteplování na globálních environmentálních (ekologických) problémech?

Pojmy k zapamatování



globální oteplování, kolísání klimatu, klimatické změny, paleoklimatologie, proxy-data, radiační účinky oblačnosti, změna klimatu

11 Meteorologické prvky, jejich měření a základní klimatické charakteristiky

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- poznat a popsat přístroje na měření základních meteorologických prvků,
- stanovit základní klimatické charakteristiky nutné pro popis podnebí vybraného místa.

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Pro popis podnebí území na jakékoliv prostorové úrovni je nutná znalost režimu základních meteorologických prvků. K tomu je nezbytně nutné vědět, jakými meteorologickými přístroji se tyto prvky běžně měří, případně měřily a které základní klimatické charakteristiky (dlouhodobé průměry, klimatické normály) se z těchto hodnot zjišťují.



11.1 Sluneční záření

11.1.1 Přístroje na měření slunečního záření

Nejčastěji se měří intenzita globálního, přímého a tepelného záření. Přímé a rozptýlené záření, tedy krátkovlnné ($0,3 - 3,6 \mu\text{m}$) se měří absolutně pyranometry a pyrhelimetry (absolutně), tepelné dlouhovlnné ($4,5 - 4,2 \mu\text{m}$) pyrgeometry.

11.1.2 Základní klimatické charakteristiky záření

Vyhodnocují se např. průměrné hodnoty pro zvolené časové intervaly. Užitečnou charakteristikou je poměr (v %) mezi množstvím záření při zatažených a jasných dnech, poměr mezi množstvím záření ve všech dnech a za jasných dní. Pro praktické účely je užitečná znalost o denním chodu průměrných hodinových úhrnů globálního záření během roku. Potřebné jsou i četnostní charakteristiky denních průměrných úhrnů globálního záření v jednotlivých měsících, extrémní hodnoty denních úhrnů a také roční chod měsíčních úhrnů, úhrnů ročních dob i celého roku.



Obr. 56: Pyranometr (Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

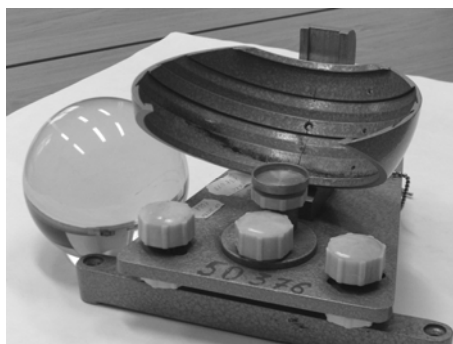
11.2 Sluneční svit

11.2.1 Přístroje na měření slunečního svitu

Délka trvání slunečního záření se určuje pomocí heliografu. Je to skleněná koule na kovovém stojanu. V její ohniskové vzdálenosti se nachází kruhový prstenec, do kterého se vkládají registrační pásky. Čočka vypaluje na papír stopu, tj. délku trvání slunečního svitu.

11.2.2 Základní klimatické charakteristiky slunečního svitu

Délka trvání slunečního svitu se nejčastěji určuje na základě vyhodnocení záznamů heliografu. Udává se v hodinách nebo desetínách hodin za den, měsíc nebo rok. Kromě skutečné délky trvání slunečního svitu se v klimatologii někdy uvádí astronomicky možné trvání slunečního svitu (časový interval od východu po západ Slunce vzhledem k ideálnímu obzoru) a efektivně možné trvání slunečního svitu (vztahuje se k místu pozorování se skutečným obzorem).



Obr. 57: Heliograf (Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

11.3 Teplota půdy

11.3.1 Přístroje na měření teploty půdy

Pro měření teploty půdy se používají rtuťové teploměry. Pro menší hloubky (do 20 cm) to jsou lomené teploměry, pro hloubky 50 cm a více hloubkové teploměry umístěné na tyči. Rtuťové teploměry jsou nahrazovány elektrickými odporovými

11.3.2 Základní klimatické charakteristiky teploty půdy

Mezi nejběžnější charakteristiky teploty půdy patří měsíční průměry termínových pozorování, denní průměr, průměrné maximum a minimum a termínová maxima a minima na povrchu půdy.



Obr. 58: Půdní lomené teploměry (Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

Pro praktické účely v biometeorologii a agrometeorologii mají velký význam údaje o denních průměrech teploty půdy v měřených hloubkách a údaje o nástupu, ukončení a trvání teplot 0, 5, 10, 15 a 20 °C jak pro povrch půdy, tak i pro jednotlivé hloubky.

11.4 Teplota vzduchu

11.4.1 Přístroje na měření teploty vzduchu

Na meteorologických stanicích se teplota vzduchu měří kapalinovými, deformačními nebo elektrickými teploměry. Náplň kapalinových teploměrů tvoří nejčastěji rtuť nebo líh. Tyto teploměry jsou staniční, maximální, minimální, přizemní a umožňují čtení na 0,1 °C. Deformační teploměry tvoří 2 kovové proužky o různé tepelné roztažnosti kde jeden konec je pevný. Elektrické teploměry využívají existence vztahu mezi změnou teploty kovů a změnou teploty jejich elektrického odporu, kdy s teplotou odpor roste. Pro bezkontaktní měření teploty povrchu se používají infrateploměry.

11.4.2 Základní klimatické charakteristiky teploty vzduchu

Teplota vzduchu představuje nejzákladnější a nejdůležitější klimatickou charakteristiku místa. Pozorovacími termíny v síti stanic ČHMÚ jsou 7, 14 a 21 hodin středního místního času a to proto, aby se projevil vliv výšky Slunce na chod teploty vzduchu.

Patrně nejzákladnější charakteristikou je průměrná denní teplota t_d , která se vypočte:

$$\bar{t}_d = \frac{t_7 + t_{14} + 2t_{21}}{4},$$

kde t_7 , t_{14} a t_{21} jsou termínové teploty v 7, 14 a 21 hodin.

Dalšími charakteristikami jsou teplotní minima t_{min} , teplotní maxima t_{max} a teplotní amplituda t_a , která je rozdílem právě maximální a minimální teploty. Tyto charakteristiky se nejčastěji určují na denní, měsíční a roční úrovni.

K podrobnějšímu popisu teplotních poměrů sledovaného místa patří údaje o počtu tzv. **charakteristických dnů**. Tropický den je den, kde maximální denní teplota $T_{d,max} \geq 30,0$ °C, den s tropickou nocí, pokud noční minimum $T_{n,min} \geq 20,0$ °C, letní den musí mít maximální denní teplota $t_{d,max} \geq 25,0$ °C, mrazový den má minimální denní teplota $t_{d,min} < 0,0$ °C, ledový den pak denní maximální teplotu $t_{d,max} < 0,0$ °C, arktický den pak maximální denní teplota vzduchu $t_{d,max} \leq -10,0$ °C.

Údaje o absolutním, průměrném, minimálním nebo maximálním počtu charakteristických dnů se mohou určovat pro jednotlivé měsíce, roční doby, roky atd. Důležité může být stanovení prvního a posledního data výskytu těchto dnů.

Další teplotní klimatický údaj je výskyt charakteristických průměrných teplot. Ty jsou velmi často svázané s životem v přírodě a přírodními jevy. Nejčastěji se stanovuje kalendář jejich nástupu, ukončení a trvání.

Tak např. průměrné denní teploty $T_{d,prům.} > 0$ °C vymezují bezmrazové období. Průměrné denní teploty $T_{d,prům.} > 5$ °C vymezují velké vegetační období, průměrné denní teploty $T_{d,prům.} > 10$ °C malé vegetační období, průměrné denní teploty $T_{d,prům.} > 15$ °C pravé léto (též období zrání obilovin) atd.

Teplotní sumy (též součty, úhrny) teplot jsou často užívanou teplotní charakteristikou zejména v zemědělství. Teplotní sumou rozumíme součet průměrných denních teplot $T_{d,prům.} > 10\text{ °C}$ téměř výhradně ve vegetačním období. Průměrné teploty, které jsou nižší než požadovaný průměr pro sledované období, se do sumy nepočítají.

Místa o stejné teplotě vzduchu spojují izolinie, které se nazývají **izotermy**.



Obr. 59: Detail termografu a minimálního teploměru
(Laborař výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

11.5 Tlak vzduchu

11.5.1 Přístroje na měření tlaku vzduchu

Tradiční přístroj představuje rtuťový staniční tlakoměr, který udává barometrický tlak výškou rtuťového sloupce ve vzduchoprázdne nahoře uzavřené trubici. Druhý konec se nachází ve rtuti (Toricelliho pokus). Kovový deformační tlakoměr se nazývá Aneroid. Princip měření spočívá v deformaci dna Vidino dózy, tj. kovové krabičky se zvlněným povrchem, ve které je podtlak.

11.5.2 Základní klimatické charakteristiky tlaku vzduchu

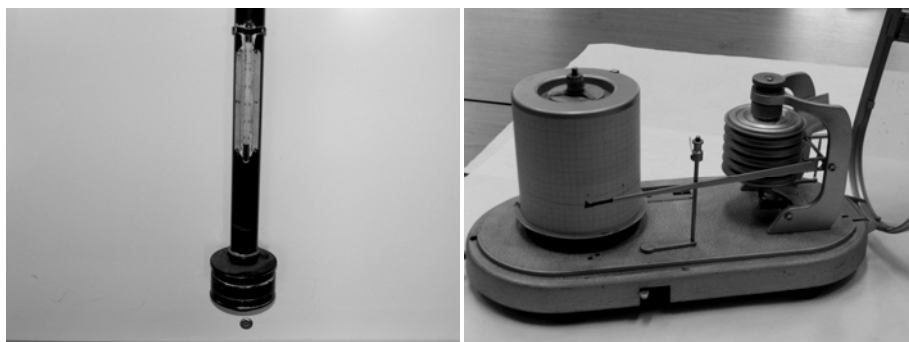
Z klimatologického hlediska je důležitý roční chod tlaku vzduchu a to podle měsíčních průměrů, pentádových nebo denních průměrů v souvislosti se studiem **singularit**.

Při podrobnějším zpracování lze uvádět měsíční a roční průměry tlaku vzduchu v hPa pro pozorovací termíny i denní průměr podle vztahu:

$$\frac{(p_7 + p_{14} + p_{21})}{3}$$

kde p_7 , p_{14} a p_{21} jsou termínové hodnoty tlaku vzduchu.

Dále se obvykle uvádějí nejvyšší a nejnižší měsíční průměry s uvedením roku výskytu a největší a nejmenší odchylky od průměru. Z dalších charakteristik to mohou být absolutní a průměrná maxima a minima s daty výskytu, případně jejich amplitudy. Významná je interdiurní (mezidenní) proměnlivost. Záznamy barografů umožňují popis denního chodu tlaku vzduchu. Čára, která spojuje místa o stejném tlaku vzduchu na meteorologických nebo klimatických mapách, se nazývá izobara.



Obr. 60: Detail staničního rtuťového barometru a barograf
(Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

11.6 Vlhkost vzduchu

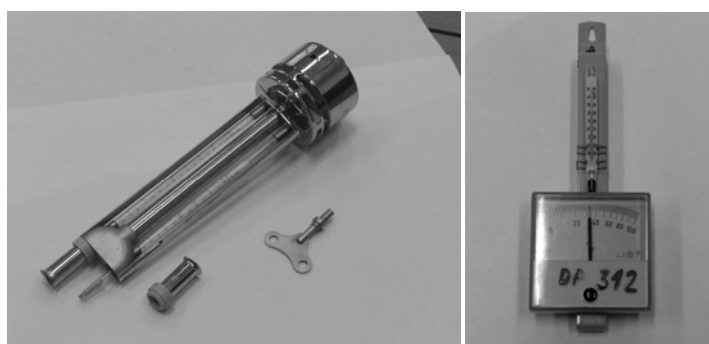
11.6.1 Přístroje na měření vlhkosti vzduchu

Typ přístroje závisí na metodě měření. Psychrometrická metoda využívá „suchý“ a „vlhký“ teploměr (dvojice staničních teploměrů), kdy čidlo „vlhkého“ teploměru je ovinuté savou látkou. Hygroskopická metoda využívá délkové roztažnosti látek vlhkem. Čidlo tvoří svazek odmaštěných lidských vlasů. Ty se s vlhkostí se prodlužují, při jejím poklesu zkracují.

V současnosti se nejvíce používají elektrické kapacitní vlhkoměry. Snímač tvoří kapacitní čidlo, které funguje na principu kondenzátoru (2 desky, mezi nimi nevodivá látka). Při změně vlhkosti nastává mezi vodiči změna kapacity. Je to nejpřesnější a velmi citlivá metoda.

11.6.2 Základní klimatické charakteristiky vlhkosti vzduchu

Pro potřeby klimatologie se nejčastěji zpracovávají **charakteristiky poměrné vlhkosti** vzduchu. Vhodné je zpracování denního chodu poměrné vlhkosti podle hodin v jednotlivých měsících. Důležitou charakteristikou je **denní chod** (lze zpracovat odděleně pro jasné, zamračené a oblačné dny). Mezi další charakteristiky lze zařadit např. četnostní zpracování podle pozorovacích termínů a podle denních průměrů (např. v intervalu 5 %).



Obr. 61: Assmannův aspirační hygrometr a vlasový hygrometr
(Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

Dobrou představu poskytuje zpracování hodnot poměrné vlhkosti do kategorií normality (normální, podnormální, nadnormální atd.). Důležitým údajem je denní nebo roční amplituda. Běžně dostačující charakteristikou je však roční chod poměrné vlhkosti podle měsíčních průměrů termínových pozorování a podle denního průměru s udáním hodnot a data výskytu nejvyšších a nejnižších hodnot. Izohumida je čára spojující místa se stejnou poměrnou vlhkostí vzduchu.

11.7 Výpar

11.7.1 Přístroje na měření výparu

Standardní přístroj je výparoměr GGI 3000. Tvoří jej vlastní výparoměr (válcová nádoba s kónusovým dnem a plochou 3000 cm²). Uprostřed je vodivá trubka s odměrnou nádobou. Nádoby jsou umístěny vedle sebe, odměrná nádoba pro stanovení výšky hladiny vody je u výparoměru. Měření se neprovádí v zimě, bývá ukončeno po třech zamrznutích vody ve výparoměru. Nové typy měří vodní úbytek elektronicky a automaticky doplňují vodu.

11.7.2 Základní klimatické charakteristiky výparu

Charakteristiky výparu mají nejen hydrologický, agroklimatologický a biologický význam, ale jsou důležité i pro studium oběhu vody v krajinné sféře. Stanovení výparu je poměrně složité a zjišťuje se jen na vybraných stanicích.

Běžná zpracování mohou zahrnovat **roční chod měsíčních průměrů v mm** a v **% ročního úhrnu** a **roční úhrn**. Vhodným doplňkem jsou **měsíční maxima a minima**. Významné jsou měsíční průměry denních a ročních úhrnů (od 7 do 21 hod. a od 21 do 7 hod.), údaje o dnech bez výparu a také údaje o dnech s výparem průměrným, maximálním a minimálním. Čára spojující místa se stejnou intenzitou výparu se nazývá izoombra a se stejnou hodnotou výparu izoatma.

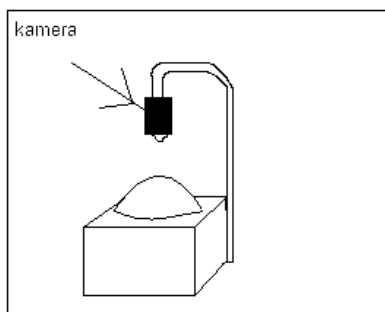


Obr. 62: Výparoměr (<http://old.chmi.cz/meteo/ok/oba/obs/o11.html>)

11.8 Oblačnost

11.8.1 Přístroje na měření oblačnosti

Přístroje na měření oblačnosti zpravidla využívají záznamu lumisférického stínítka oblohy automatickou kamerou. Kamera nad vypuklým zrcadlem měří odraz oblohy od zrcadla.



Obr. 63: Schéma měření oblačnosti automatickou kamerou (<http://www.truhlmark.cz/meteo/data/meteopozorovani.pdf>)

11.8.2 Základní klimatické charakteristiky oblačnosti

V klimatologii se obvykle zpracovávají charakteristiky oblačnosti **společně** se slunečním svitem. Mezi těmito klimatickými prvky existuje vztah, který lze vyjádřit:

$$O + S \approx 100$$

kde O je oblačnost v % a S doba slunečního svitu vyjádřená v % astronomicky možné doby.

V případě charakteristik oblačnosti je třeba mít na zřeteli, že průměrné hodnoty zdaleka nevystihují skutečné poměry oblačnosti. Proto se doporučuje vedle ročního chodu oblačnosti podle denních průměrů použít alespoň měsíční průměry termínových pozorování v 7, 14 a 21 hodin a údaje o nejvyšší a nejnižší měsíční oblačnosti.

Dalším vhodným doplňkem může být četnostní zastoupení dní podle jednotlivých stupňů oblačnosti. Počet jasných, oblačných a zatažených dní spolu s dlouhodobými průměry oblačnosti jednotlivých dní roku je vhodným doplňkem i při studiu slunečního svitu a při studiu zvláštností ročního chodu podnebí. Čára, která spojuje na mapě místa se stejnou oblačností, tj. stejným stupněm pokrytí oblohy oblaky se nazývá izonefa.

11.9 Atmosférické srážky

11.9.1 Přístroje na měření atmosférických srážek

Srážky nelze měřit přesně bodově, naměřené hodnoty se vztahují k ploše. Naměřené hodnoty proto tvoří pouze odhady skutečnosti. Měří se množství, intenzitu, trvání a druh srážek.

Srážkoměr tvoří dvě stejně velké válcové nádoby, nálevka, konvice, skleněná odměrka. Zachytná plocha činí 500 cm^2 nebo 200 cm^2 , její výška je 1 m nad zemí. Měří se s přesností na 0,1 mm. V zimě se vyndává trychtýř a na padaný sníh se poté vezme do nevyhříváné místnosti a nechá se pozvolna roztát.

Totalizátor se využívá na hůře dostupných místech, srážky se kumulují za delší dobu. Proti výparu se přidává olej a proti zamrznání vody roztok CaCl_2 . Dnes se odečítají hodnoty každý měsíc.

Celková výška sněhu se měří sněhoměrnou tyčí s přesností na 1 cm. K měření slouží i přenosná sněhoměrná lať. Výška nového sněhu se měří sněhovou deskou, která se vtlačí do sněhu a speciálním pravítkem se určí výška. Měří se na místě které není ovlivněno větrem.



Obr. 64: Totalizátor (<http://forum.zevs.si/index.php?topic=3648.0>)

11.9.2 Základní klimatické charakteristiky atmosférických srážek

V klimatologické praxi bývají nejčastěji zpracovávány měsíční srážkové úhrny. Z nich se stanovují např. průměrné dlouhodobé měsíční srážkové úhrny, k nimž se uvádějí nejvyšší a nejnižší měsíční úhrny s udáním roku výskytu. S datem výskytu lze uvést i nejvyšší denní srážkové úhrny, které se v jednotlivých měsících studovaného období vyskytly. Tytéž charakteristiky lze uvést pro roční období či jinak stanovené časové úseky. Orientační představu o srážkovém režimu místa poskytují např. desetileté průměrné úhrny srážek pro jednotlivé měsíce (roční období).

Užitečnými charakteristikami jsou četnosti (absolutní, relativní) výskytu měsíčních (denních) srážkových úhrnů. Z nich lze stanovit hodnoty absolutních nebo relativních kumulovaných srážkových úhrnů. Ty umožňují stanovit množství srážek, které spadne v určitém období roku i množství, které již z celkového ročního úhrnu spadlo ve zvolené části roku.

Jako doplněk srážkových poměrů podle měsíčních úhrnů se často udávají charakteristiky denních srážek, jako jsou počet dní se srážkami a srážková pravděpodobnost, průměrné srážkové úhrny na jeden srážkový den, počet dní se srážkami 0,0 mm, $\geq 0,1$ mm, $\geq 1,0$ mm, $\geq 5,0$ mm, $\geq 10,0$ mm atd. Za srážkový den se považuje nejčastěji takový, kdy denní srážkový úhrn dosáhl hodnoty nejméně 0,1 mm.

Užitečnou charakteristikou jsou informace o denním chodu průměrné hodinové intenzity srážek a kalendáře významných krátkodobých lijáků. Dále je užitečné uvádět průměrný počet dní s bouřkou a kroupami a jejich pravděpodobnost.

Velmi významnou charakteristikou je průměrný počet srážkových a bezsrážkových období (period) a údaje o jejich průměrné a maximální době trvání. Za srážkové (bezsrážkové) období považujeme ty případy, v nichž se srážky vyskytly, resp. nevyskytly v určitém počtu po sobě následujících dní. Za spodní hranici bývá v našich podmínkách nejčastěji považované období 5 po sobě následujících dní bez srážek. Čára spojující místa se stejnými úhrny srážek za určité období se nazývá izohyeta.

Nejčastěji zjišťované **charakteristiky sněhových poměrů** jsou počet dní se sněžením, datum prvního a průměrného prvního i posledního a průměrného posledního dne se sněžením, délka období se sněhovou pokrývkou (souvislou a nesouvislou), vodní hodnota sněhové pokrývky, výška nově napadlého sněhu i celkové sněhové pokrývky (v cm), údaj o maximální výšce sněhové pokrývky atd.

Izonifa je izolinie používaná ke znázornění plošného rozložení jevů souvisejících se sněhem. Někteří autoři ji používají ke spojení míst se stejnou výškou sněhové pokrývky, jiní se stejným počtem dnů se sněžením.

Zavádí se ještě termín izochiona ke znázornění plošných jevů souvisejících se sněhem. Užívání tohoto pojmu není jednotné a čára se používá ke spojení míst a) se stejnou výškou sněhové pokrývky, b) se stejným trváním sněhové pokrývky, c) se stejným počtem dní se sněžením nebo d) se stejnou výškou sněžné čáry.



Obr. 65: Omrograf a detail automatického člunkového srážkoměru
(http://fredek.net/ZEVS_arhiv/viewtopic.php?t=1165&sid=f04cd913ab1b4d59250f2142df03745e a
Laboratoř výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

11.10 Směr a rychlost větru

11.10.1 Přístroje na měření rychlosti a směru větru

Charakteristiky větru (směr, rychlost a nárazovost větru) se měří ve výšce 10 m nad zemí. Směr větru se měří pomocí větrné směrovky, anemoindikátoru nebo anemografu. Nejběžnější metody měření rychlosti větru využívají dynamické účinky tlaku větru nebo jeho zchlazovací účinky. Dynamické účinky tlaku vzduchu využívá miskový anemometr, který tvoří Robinsonův 3 ramenný kříž otáčející se vždy jedním směrem. V případě využití zchlazovacího účinku větru se měří velikost ochlazení vyhřívaných vláken. Jejich ohřev (ochlazení) závisí na rychlosti proudění vzduchu. Nejmodernějším typem přístroje je optický anemometr.



Obr. 66: Anemometr s větrnou směrovkou a ruční digitální anemometr
(Laborař výzkumu krajiny, katedra geografie PřF UP v Olomouci)

11.10.2 Základní klimatické charakteristiky větru

Zpracování pozorování a měření větrných poměrů se v případě směrů větru jedná o vektorové veličiny, které vyjadřují 8 nebo 16 hlavních směrů. Ve většině případů je účelné zpracovat charakteristiky větru podle 8 hlavních směrů (N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S). Při grafickém vyjádření vytvářejí tzv. větrnou růžici jsou označeny počátečními písmeny názvů směrů odkud vanou (českých nebo anglických). Přehledný obraz o větrných poměrech podávají větrné růžice. Jejich konstrukce je různá a závisí na účelu, jemuž mají sloužit i na jevech, které zobrazují. Tak mohou být sestaveny i větrné růžice rozložené. Četnosti jednotlivých směrů mohou být odstupňované podle síly nebo rychlosti větru. Směry lze nahradit přibližnými hodnotami azimutu.

Zpracování větrných poměrů závisí více než u kterýkoliv meteorologického prvku na potřebách a cílech. Nejčastější jsou charakteristiky větrných poměrů rozdělené do 8 nebo 16 základních směrů v % podle jednotlivých měsíců nebo ročních dob. Představu o chodu větrných poměrů podávají četnosti jednotlivých směrů podle termínových pozorování. Je možné stanovit výsledný směr nebo převládající směry (hlavní a vedlejší) větrů. Důležité jsou četnosti síly větru podle Beaufortovy stupnice nebo četnosti intervalů rychlosti. Významnou charakteristikou je četnost silných ($\geq 6^\circ$ Beauf.) a bouřlivých větrů ($\geq 8^\circ$ Beauf.). Stejně charakteristiky bývá zvykem uvádět i v m/s z anemometrických měření. Vedle zjištění četností lze studovat rychlosti větru ve všech směrech.

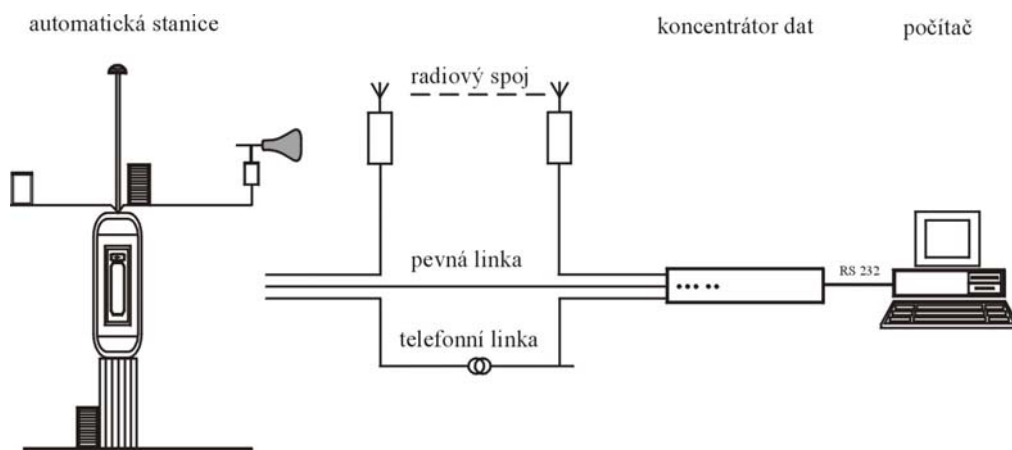
Podrobnější zpracování větrných poměrů může obsahovat četnosti jednotlivých směrů v hodinových termínech a to bez ohledu na směry. Charakteristiky lze doplnit o délku trvání určitých rychlostí v hodinách i v procentech.

Čára spojující místa se stejnou rychlostí (v tomto případě větru) se nazývá izotacha (někdy izanemona).

11.11 Automatické meteorologické stanice

Rozvoj techniky a informačních technologií spolu s potřebou přesnějších meteorologických dat pro zpracování klimatických charakteristik a pro operační použití umožnily přechod na plně automatizovaná měření. Umožňují velmi přesná a kontinuální měření všech meteorologických prvků s minimálním nárokem na obsluhu.

Automatická meteorologická stanice poskytuje základní údaje o hodnotách meteorologických prvků v přízemní vrstvě atmosféry. Tvoří ji sestava elektronických přístrojů měřících teplotní a vlhkostní charakteristiky vzduchu a půdy, charakteristiky proudění v atmosféře a úhrn srážek. Stanice bývá umístěna stejně jako meteorologická budka na volném prostranství bez jakýchkoliv překážek v proudění vzduchu. Umístění jednotlivých čidel a přístrojů se řídí příslušnými předpisy a mezinárodními pravidly.



Obr. 67: Schéma automatické meteorologické stanice



Obr. 68: Automatická meteorologická stanice MESSO Olomouc Envelopa

Stanice má obvykle bateriové napájení s možností dobíjení ze solárního panelu. Stanice obsahuje vlastní modem vysílá zprávu v předem zvolených intervalech (standardně 10 minut). Data ze stanice jsou ukládána v **pravidelných časových intervalech** do vnitřní paměti koncentrátoru. Dle požadavku uživatele jsou data převedena do počítače na disk, vyhodnocena a případně uložena do databáze.

Meteorologickou budku nahrazuje radiační štít. Žaluziový válec chrání čidlo teploty a vlhkosti vzduchu před slunečním zářením a srážkami. Zároveň umožňuje jeho dobrou ventilaci. Všechna zařízení pro měření teploty a vlhkosti jsou umístěna 2 m nad zemí. Vektorový

anemometr měří rychlost a směr proudění vzduchu. Elektronický pyranometr měří intenzitu globálního slunečního záření. Pracuje na termoelektrickém principu, kdy diferenční termočlánek nebo termobaterie indikuje teplotní rozdíl povrchu který absorbuje KV záření a povrchu, který záření nepohlcuje. Automatický srážkoměr měří úhrn srážek na principu tzv. kolíčky. Ta se po zaplnění definovaným množstvím vody (odpovídající 0,1 mm srážek) vlastní vahou vyprázdí a impuls, který překlopením kolíčky vznikne, je elektronicky zpracován. V zimním období může být nádobka vytápěna, aby nezamrzla.

Přenos naměřených dat ze stanice na server se děje např. prostřednictvím modulu GMS/GPRS, odkud je dle potřeby uživatel získává prostřednictvím počítačové sítě k dalšímu zpracování.



Příklad / Příklad z praxe

Na webových stránkách ČHMÚ najdete nejbližší profesionální meteorologickou stanici a zjistíte charakteristiky, kterými reprezentuje klimatické poměry svého okolí.



Úkol / Úkol k zamyšlení

S pomocí dostupných meteorologických přístrojů provádějte po dobu jednoho dne pokusná měření odpovídajících meteorologických prvků a stanovte vybrané základní charakteristiky pro tento den. Tento pokus opakujte po měsíci, popište a zdůvodněte případné rozdíly.



SHRNUTÍ

Na meteorologických stanicích se měří základní meteorologické prvky s použitím tradičních i digitálních přístrojů. Ze získaných hodnot se stanovují základní klimatické charakteristiky, které jsou nezbytně nutné pro popis podnebí místa na všech prostorových úrovních.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Vyjmenujte základní přístroje na měření základních meteorologických prvků a popište princip měření.
2. Uveďte základní charakteristiky, které se běžně zjišťují pro tyto prvky.

Pojmy k zapamatování



Izolinie, klimatická charakteristika, meteorologická měření, meteorologický přístroj

Závěr

Učebnice shrnuje základní poznatky z meteorologie a klimatologie pro studenty geovědních disciplín. Je zpracován ve formě a zásadách e-learningového textu. V úvodu každé kapitoly je tedy kromě vlastního textu text motivační, informace o tom, co po prostudování může uživatel umět. Závěrečná část kromě kontrolních otázek obsahuje pojmy k zapamatování, v případě účelnosti příklady k řešení i příklady z praxe a též odkaz na informační zdroje pro vážnější zájemce o popisovanou problematiku.

Základem pro zpracování textu byly učební texty, které autor pro potřeby studentů geovědních disciplín na PřF UP publikoval v různých modifikacích letech 1991, 1997, 2004, 2006 doplněné o informace z odborných prací, které autor během uplynulých 25 let publikoval.

Pro zvýšení názornost jsou skripta doplněna tabulkami, grafy a obrázky. Vzhledem k možnostem, které v tomto směru nabízí Internet, byl na rozdíl od dřívějších vydání této zdroj hojně využíván. Díky existenci vlastní provozované Metropolitan staniční sítě Olomouc mohla být celá řada meteorologických jevů a procesů dokladována na reálných datech.

Vzhledem k rozsahu textu nemohly být všechny okruhy a související témata popsána podrobně a zájemce o hlubší studium meteorologie a klimatologie musí využít jiné informační zdroje.

Použité zdroje

- Arbogast, A., F. (2011) *Discovering Physical Geography*. Second Edition. Wiley, John Wiley & Sons, Inc.
- Barry, R. G., Chorley, R. (1998): *Atmosphere, Weather & Climate*. Seventh Edition. Routledge London and New York.
- Bednář, J., Zikmunda, O. (1985) *Fyzika mezní vrstvy atmosféry*. Praha: Academia.
- Burt, Ch., C. (2004) *Extreme Weather. A Guide & Records*. W. W. Norton & Company.
- Cracknell, A. P. (2001) *Remote Sensing and Climate Change. The Role of Earth Observation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Dvořák, P. (2001) *Ilustrovaný Atlas oblaků. Svět křídel*, Cheb.
- Fišák, J. (1994) *Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. Metodický předpis č. 11*. Praha: ČHMÚ, 114 s.
- Gabler, R., E. et. al. (2007) *Essential of Physical Geography*. Eighth Edition. Thomson Brooks/Cole.
- Harries, J. E. (1994) *Earthwatch. The Climate from Space*. John Wiley & Sons, Chichester New York Brisbane Toronto Singapore, 216 p.
- Kolektiv (1980) *Bioklimatologický slovník terminologický a explikativní*. Academia, Praha.
- Kolektiv (1972) *Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR*. HMÚ, Praha, 40 s.
- March, W., M., Grossa, J. M. Jr. (2002) *Environmental Geography. Science, Land Use, and Earth Systems*. 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc.
- Mc Giffie, K., Henderson-Sellers, A. (1997) *A Climate Modelling Primer*. Second Edition. John Wiley & Sons, Inc., 253 s.
- Netopil, R. a kol. (1984) *Fyzická geografie I*. Praha: SPN, 272 s.
- Petřík, M. a kol. (1986) *Lesnícka bioklimatológia*. Bratislava: Príroda, 346 s.
- Polčák, N., Šťastný, P. (2010). *Vplyv reliéfu na veterné pomery Slovenskej republiky*. FPV UMB Banská Bystrica, SHMÚ Bratislava, 132 s.
- Polčák, N. (2009) *Základy klimatológie pre geografov*. Univerzita Mateje Béla v Banskej Bystrici, Banská Bystrica.
- Prošek, P., Rein, F. (1982) *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. Praha: SPN, 237 s.
- Quitt, E. (1971) *Klimatické oblasti Československa*. *Studia Geographica* 16. GgÚ ČSAV, Brno, 73 s.
- Rob, A. et al. (1996): *El Nino Southern Oscillation and Climatic Variability*. CSIRO Publishing, 405 s.
- Schneider, S. H. Editor in Chief (2011) *Encyclopedia of Climate and Weather*. Vol. I, II, III. Second Edition. Oxford University Press, New York, Oxford.
- Skřehot, P. (2008). *Velký atlas oblaků*. CPRESS.
- Sobišek, B. za kol. (1993) *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Academia a MŽP ČR, Praha, 594 s.
- Tolasz, R. et. al (2007) *Atlas podnebí Česka/Climate Atlas of Czechia*. ČHMÚ Praha/UP Olomouc.
- Trizna, M. (2007) *Meteorológia, klimatológia a hydrológia pre geografov*. Bratislava, Geografika, 144 s.
- Vysoudil, M. (1981) *Vliv reliéfu Rosicko-Oslavanska na čas výskytu a úroveň maximálních teplot*. *Sborník ČSSZ*, roč. 1981, č. 2, sv. 86, str. 87–98.
- Vysoudil, M. (1987) *Dlouhodobé trendy atmosférické cirkulace 1881–1980*. *Met. zprávy*, roč. 40 (1987), č. 4, str. 120–122.
- Vysoudil, M. (1989) *Dlouhodobé kolísání srážek na území severní Moravy 1881–1980*. *Spisy univerzity Palackého*. Univerzita Palackého, Olomouc, 139 s.
- Vysoudil, M. (2000) *Topoklimatické mapování: Od teorie k praxi*. [Topoclimatic Mapping: From Theory to Praxis]. *Geografický časopis*, GÚ SAV, Bratislava, 2000, 52 (2000), č. 2, 2–13.

- Vysoudil, M. (2004) Meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 232 s.
- WMO (1988): Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1988. Executive Summary. Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 44, WMO, 33 str.
- Yoshino, M. M. (1975) Climate in a Small Area. An Introduction to Local Meteorology. Tokyo: University of Tokyo Press.
- Zverev, A. S. (1968) Synoptická meteorológia. Bratislava: Alfa, 711 s.

Vybrané zdroje na Internetu:

- <http://www.wmo.ch>. (World Meteorological Organization)
- <http://www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html> (Global Climate Observing System)
- <http://www.ncdc.noaa.gov> (National Climatic Data Center – National Oceanic and Atmospheric Administration)
- <http://www.nsidc.colorado.edu> (National Snow Ice Data Center)
- <http://www.chmi.cz> (Český hydrometeorologický ústav)
- <http://www.wunderground.com/> (Aktuální počasí ve světě)
- <http://www.nhc.noaa.gov/> (Národní centrum pro výzkum hurikánů)
- <http://www.eumetsat.de/en/> (Europe's Meteorological Satellite Organisation)
- <http://eosweb.larc.nasa.gov/> (Atmospheric Sciences Data Center)

Profil autora

Doc. RNDr. Miroslav Vysoudil, CSc.

Na UP působí od roku 1976, od roku 1986 pak na Katedře geografie PřF UP, kterou v letech 1995–2004 vedl. Dlouhodobě se zabývá klimatologií, zejména studiem místního podnebí, v posledních letech i podnebím města. Zaměřuje se též na využití dálkového průzkumu Země v geografii, při studiu životního prostředí a globálních environmentálních problémů. Absolvoval řadu zahraničních studijních, pracovních a přednáškových pobytů (např. bývalá Jugoslávie, Slovinsko, Rakousko, Nizozemsko, Německo, Rusko, Kanada), aktivně se zúčastnil mnoha zahraničních symposií a konferencí (např. Norsko, Itálie, JAR, Izrael, USA, Austrálie). Jako řešitel (spoluřešitel) se podílel na realizaci národních i mezinárodních výzkumných projektů. Je autorem jak vědeckých a odborných prací, tak i vysokoškolských a středoškolských učebnic a učebních textů.

doc. RNDr. Miroslav Vysoudil, CSc.

Základy fyzické geografie 1: Meteorologie a klimatologie

Výkonný redaktor prof. RNDr. Tomáš Opatrný, Dr.
Odpovědný redaktor Bc. Otakar Loutocký
Technická redakce autor
Návrh obálky Jiří Jurečka
Foto na obálce Eng Chun Chia

Vydala a vytiskla Univerzita Palackého v Olomouci
Křížkovského 8, 771 47 Olomouc
www.vydavatelstvi.upol.cz
www.e-shop.upol.cz
vup@upol.cz

Publikace neprošla ve vydavatelství redakční jazykovou úpravou

1. vydání

Olomouc 2013

Ediční řada – Studijní opory

ISBN 978-80-244-3892-4 (tištěná verze)
ISBN 978-80-244-3893-1 (online verze)

Neprodejná publikace

Online verze publikace dostupná na
<http://geography.upol.cz/soubory/studium/e-ucebnice/978-80-244-3893-1.pdf>

VUP 2013/858 (tištěná verze)
VUP 2013/859 (online verze)



evropský
sociální
fond v ČR



EVROPSKÁ UNIE



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY



OP Vzdělávání
pro konkurenceschopnost

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

