

1 Základy fyziky atmosféry – atmosféra a jej zloženie

Cieľ štúdia témy:

Získať základné poznatky o zemskej atmosfére, chemickom zložení, výškovom rozvrstvení na základe rôznych parametrov a vlastností atmosféry, vyjadrenie fyzikálneho atmosféry, základných meteorologických prvkoch a javoch.

Na základe tejto témy študent:

- pochopí zloženie atmosféry, jej vertikálne rozdelenie a vlastnosti jednotlivých vrstiev atmosféry;
- oboznámi sa so základnými meteorologickými prvkami a javmi;
- bude schopný popísať atmosféru Zeme, z hľadiska jej chemického zloženia a dejov prebiehajúcich v jednotlivých podvrstvách atmosféry.

Hlavné body – pojmy k zapamätaniu:

- Základný teoretický aparát;
- Zloženie, rozsah, vertikálne členenie atmosféry;
- Atmosférické prvky a javy;
- Teplota, prenos tepla, vertikálny teplotný gradient, denný chod teploty;
- Tlak, izobary, redukcia tlaku;
- Tlaková níz/výš v prízemnej vrstve a vo výške.

Kľúčová slová:

- atmosféra, zloženie atmosféry, teplota, stavová rovnica.

Základná študijná literatúra:

- Petr Dvořák, Letecká meteorologie
- Sobota: Učební texty pro teoretickou přípravu dopravních pilotů ATPL(A), Akademické nakladatelství CERM, s.r.o., Brno 2002
- Kol. autorů: Meteorologický slovník výkladový terminologický, Academia Praha, 1993
- ATPL Ground Training Series Meteorology, Book 9, EASA - First Edition Revised for NPA 29, CAE Oxford Aviation Academy (Oxford) Limited 2018

1.1 Fyzika atmosféry

S pohľadu zákonov fyziky je možné javy popísať pomocou Newtonovských pohybových zákonov, Archimedovho zákona a zákonov termodynamiky.

1.1.1 Newtonove zákony I, II, III

Newtonov I. pohybový zákon alebo aj Zákon zotrvačnosti: „Každý hmotný bod zotrúva v pokoji alebo v rovnomernom priamočiarom pohybe, kým nie je nútený vonkajšími silami tento svoj stav zmeniť“. Známa je tiež definícia „Ak je teleso v pokoji alebo sa pohybuje rovnomerne priamočiaro, nepôsobí naň žiadna sila alebo výslednica pôsobiacich síl je nulová.“ Tento fakt sa využíva pri určovaní síl pôsobiacich na teleso, v meteorológii sa bude jednať o hmotný bod alebo objem vzduchu.

Newtonov II. pohybový zákon alebo aj Zákon sily: „Pomer zmeny hybnosti a času, za ktorý nastala, je priamo úmerný pôsobiacej sile“.

$$F = a \cdot m$$

Newtonov III. pohybový zákon alebo aj Zákon akcie a reakcie: „Dva hmotné body na seba pôsobia rovnako veľkými silami opačného smeru, ktoré súčasne vznikajú a súčasne zanikajú“

Pohybové zákony možno uplatniť na mechanické a dynamické deje v atmosfére, akými sú popis obtekania vzduchu okolo rôznych prekážok, príčiny vzniku prúdenia alebo pri popise všeobecnej cirkulácie atmosféry.

1.1.2 Archimedov zákon

Zákon sformulovaný významným gréckym učencom a filozofom zo Syrakúz znie nasledovne: „Teleso ponorené do kvapaliny je nadľahčované hydrostatickou vztlakovou silou, ktorej veľkosť sa rovná tiaži kvapaliny s rovnakým objemom ponorenej časti telesa“.

Dôsledkom toho telesá, ktorých je hustota vyššia ako hustota kvapaliny do ktorej sú ponorené, budú klesať pod hladinu kvapaliny, pretože sila tiaže telesa bude prevažovať nad silou vztlakovou. Naopak, telesá ktorých hustota je nižšia ako okolitá kvapalina, ostanú plávať na povrchu, pretože hydrodynamická sila bude prevažovať nad tiažou telesa.

V meteorológii vieme tento zákon aplikovať na vysvetlenie a predpovedanie pohybu objemov vzduchu, ktorých hustota je rozdielna v porovnaní s okolím. Vzduch sa do prevažnej miery správa podobne ako kvapalina. Na archimedovskom princípe možno vysvetliť stúpavé prúdy teplejšieho vzduchu a klesavé prúdy chladnejšieho vzduchu. Podobne je možné balónové lietanie využívajúce ľahšie médium ako je okolitý vzduch mimo balóna. V tomto prípade hovoríme o aerostatickej vztlakovej sile namiesto hydrodynamickej.

1.1.3 Termodynamické zákony

Pri popisovaní energetických zmien objemov vzduchu počas ich výstupu alebo klesaní aplikujeme zákony termodynamické. Sú to teda zákony popisujúce zmeny stavových veličín:

- Tlaku;
- Hustoty;
- Objemu;
- Teploty.

Prvá veta termodynamická

Každá fyzikálna sústava má stavovú veličinu nazývanú vnútorná energia (U), ktorá sa mení len prostredníctvom výmeny energie s okolím ako vykonaná objemová práca alebo tepelná výmena.

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta(W_p + W_k)$$

Kde:

- ΔU je zmena vnútornej energie sústavy;
- ΔQ je zmena tepla sústavy, + znamená dodanie a – znamená odobratie;
- $\Delta(W_p + W_k)$ je vykonaná alebo spotrebovaná objemová práca, pričom + znamená, že ju sústava vykonala a -, že ju sústava spotrebovala.

Známejšia je alternatívna formulácia prvej vety termodynamickej: „*Nie je možné skonštruovať perpetuum mobile prvého druhu (stroj cyklicky opakujúci dej len s počiatočnou energiou)*“. Prvú vetu termodynamickú využíva meteorológia na popis zmien v stave plynu pri dejoch adiabatických. **Adiabatické deje** sú také pri ktorých je sústava dokonale tepelne izolovaná od okolia a teda platí $Q = 0$, čiže nedochádza k tepelnej výmene s okolím. Pri adiabatickom deji platí prvý zákon termodynamický v tvare:

$$\Delta U = W$$

Sústavou vykonanú prácu alebo jej dodanú prácu registrujeme ako zmenu teploty sústavy. Na základe tohto princípu vieme kvantifikovať zmeny teploty vzduchu počas jej vertikálneho pohybu.

Druhá veta termodynamická

„Nie je možné aby sa teplo šíriło z chladnejšieho telesa na teplejšie“. Iná formulácia znie: „Nedá sa zostrojiť perpetuum mobile druhého druhu.“ Dôsledkom tohto zákona je fakt, že nie je teda možné aby sa teplejšie teleso ohrialo na úkor chladnejšieho. To by malo za následok to, že sústava by sa stávala stále viac usporiadanou, jej teplota by mohla kontinuálne klesať až by dosiahla základnú usporiadanosť, teda teplota sústavy by sa rovnala absolútnej nule. **Entropia však s časom rastie**, a preto nie je možné opäť dosiahnuť základný, usporiadaný stav. Nie je teda možné zostrojiť zariadenie, ktoré by odčerpávalo energiu od chladnejšieho telesa a tak by ho schladilo teoreticky až na 0 °K. Meteorológia tento princíp uplatňuje pri vysvetľovaní spôsobu ohrevu a ochladzovania atmosféry od zemského povrchu.

Tretia veta termodynamická

„Zmena entropie sústavy sa pri ľubovoľnom izotermickom deji prebiehajúcom pri teplote absolútnej nuly rovná nule“. Nemožno teda dosiahnuť tepotu absolútnej nuly.

1.1.4 Stavová rovnica ideálneho plynu:

Medzi najdôležitejšie fyzikálne princípy popisujúce zmeny stavových veličín v určitom objeme vzduchu radíme stavovú rovnicu ideálneho plynu. Existuje viacero formulácií základnej stavovej rovnice, no pre potreby meteorológie sa využíva vzťah:

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

Kde:

- p je tlak;
- V je objem;
- n je látkové množstvo;
- R je [univerzálna plynová konštanta](#) a má hodnotu približne 8,31 J/mol.K ;
- T je teplota plynu.

Za ideálny plyn považujeme plyn, ktorého molekuly na seba nepôsobia žiadnymi silami a nezaberajú žiaden objem. Zjednodušením stavovej rovnice plynu možno dospieť k Charelsovmu zákonu:

$$\frac{p \cdot V}{T} = \text{konšt}$$

Z Charelsovho zákona vyplýva vzťah medzi stavovými veličinami a popisuje ich vzájomné zmeny. Zmeny teploty uzavretého objemu vzduchu majú vplyv na zmenu objemu a tlaku vzduchu. Nárast teploty plynu má z následok zväčšovanie tlaku a objemu plynu.

Pre lepší popis zmien stavových veličín rozoznávame deje izochorické, izotermické a izobarické. Ako z predpony izo (z. gr. rovnaký) vyplýva jedná sa o deje pri rovnakom objeme, teplote a tlaku.

Izochorický dej

Dej, pri rovnakom objeme možno ho teda v rovnici nahradiť jednotkou, a platí teda Charelsov zákon:

$$\frac{p}{T} = \text{konšt}$$

Pri izochorickom deji sa zmena teploty prejaví nárastom alebo poklesom tlaku plynu. Plyn je schopný vykonať prácu iba zmenou svojho objemu. Pri izochorickom deji je preto úbytok tepla nulový a celá zmena teploty sa prejaví zmenou tlaku uzavretého objemu plynu.

Izobarický dej

Dej pri nezmenenom tlaku, odvodením od stavovej rovnice sa dostávame ku Guy-Lussacovmu zákonu:

$$\frac{V}{T} = \text{konšt}$$

Podiel objemu a teploty plynu je v tomto prípade stály. Z uvedeného vyplýva, že pri náraste teploty dochádza i k nárastu objemu vzduchu pri rovnakom tlaku. V dôsledku nárastu objemu sa plyn ohriatím stáva redším teda ľahším. Teplý vzduch je teda ľahší ako studený. Tento fakt sa využíva pri balónovom lietaní. Vzduch ohriatím expanduje cez materiál balóna, teplejší vzduch vo vnútri balóna je ľahší ako okolité ovzdušie a balón je nadľahčovaný Archimedovskou vztlakovou silou. Ďalšou aplikáciou tohto zákona v oblasti meteorológie sú vysvetlenia, prečo pri prehriatí prízemnej vrstvy vzduchu nastáva vertikálne premiešavanie, využíva sa pri určovaní miery lability atmosféry a následnom predpovedaní rozvoja oblačnosti a pod.

Izotermický dej

Dej pri stálej teplote sústavy. Odvodením zo stavovej rovnice ideálneho plynu možno dospieť k Boyleov-Mariottovmu zákonu:

$$p \times V = \text{konšt}$$

Krivka opisujúca tento dej sa nazýva izoterma, teda krivka rovnakej teploty vzduchu. Pri izotermickom rozpínaní sa predpokladá náhrada strateného tepla sústavy jeho dodaním, v opačnom prípade by sa rozpínajúci plyn ochladzoval, čo je v rozpore s predpokladom izotermie deja. Podmienkou izotermického deja je dokonalá tepelná vodivosť medzi sústavami, čo v praxi nie je možné. Podobne nie je možné zaručiť ani dokonalú tepelnú izoláciu sústavy, čo znamená, že ani dokonalé adiabatické deje nie sú reálne. V skutočnosti deje prebiehajú medzi týmito hraničnými prípadmi a tieto deje nazývame **polytropické**.

1.1.5 Daltonov zákon parciálnych tlakov

Daltonov fyzikálny zákon o parciálnych tlakoch znie: „Celkový tlak zmesi plynov sa rovná súčtu parciálnych tlakov, ktoré by vyvíjali jednotlivé plyny, ktoré by okupovali pri tej istej teplote daný objem každý samostatne“.

$$P = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n = \sum_{i=1}^n p_i$$

To značí, že každý y plynov v zmesi sa správa, ako keby ostatné plyny neboli prítomné a tlaky pochádzajúce z jednotlivých plynov v zmesi sa môžu jednoducho sčítať. Zároveň sa predpokladá, že medzi plynmi nedochádza k vzájomným chemickým reakciám, čo je jednou z vlastností zemskej atmosféry. V meteorológii využívame tento fakt na výpočet tlaku vodných pár v ovzduší, ktorý má rozhodujúci vplyv pri výpočtoch vlhkosťných charakteristík ovzdušia, rýchlosti vyparovania alebo tvorbe zrážok v oblačnosti.

1.2 Chémia atmosféry

V oblasti chémie spomenieme Daltonov chemický zákon o miešaní zmesi plynov: „Ak dva prvky tvoria navzájom niekoľko zlúčenín, hmotnosti jedného prvku, pripadajúce v nich na jednu a tú istú hmotnosť druhého prvku, sú v pomere malých celých čísiel“. Napríklad u molekuly H₂O bude pomer 2:1.

1.2.1 Zloženie, rozsah, vertikálne členenie atmosféry

Atmosféra je plynový obal Zeme. Má viacero efektov ovplyvňujúcich život na Zemi.. Atmosféra siaha od zemského povrchu do výšky niekoľko desiatok tisíc kilometrov. Chráni nás pred škodlivým kozmickým žiarením a dopadajúcim materiálom z kozmu. V jej spodnej vrstve sa odohrávajú prakticky všetky poveternostné javy, nazývané počasie. Okrem základných predpokladov na život vo forme akú ju poznáme a pozorujeme, je v atmosfére možné i šírenie zvuku a let. Prítomnosť kyslíka v atmosfére umožňuje výskyt foriem života na báze dýchania kyslíka, no súčasne je možné horenie, čo v nedávnej minulosti viedlo k rozvoju spaľovacích motorov. To umožnilo let v atmosfére okrem vtáctva a hmyzu i človeku. Atmosféra svojím zložením ovplyvňuje ráz života a výskyt životných foriem na zemi.

1.2.2 Zloženie atmosféry

Atmosféru možno klasifikovať z niekoľkých hľadísk:

- chemického zloženia;
- priebehu teploty s výškou;
- percentuálneho pomeru plynov;
- koncentrácie iónov v atmosfére;
- podľa pôsobenia zemského povrchu.

Atmosféra je zložená z chemických prvkov, ktorých percentuálne zastúpenie je nasledovné:

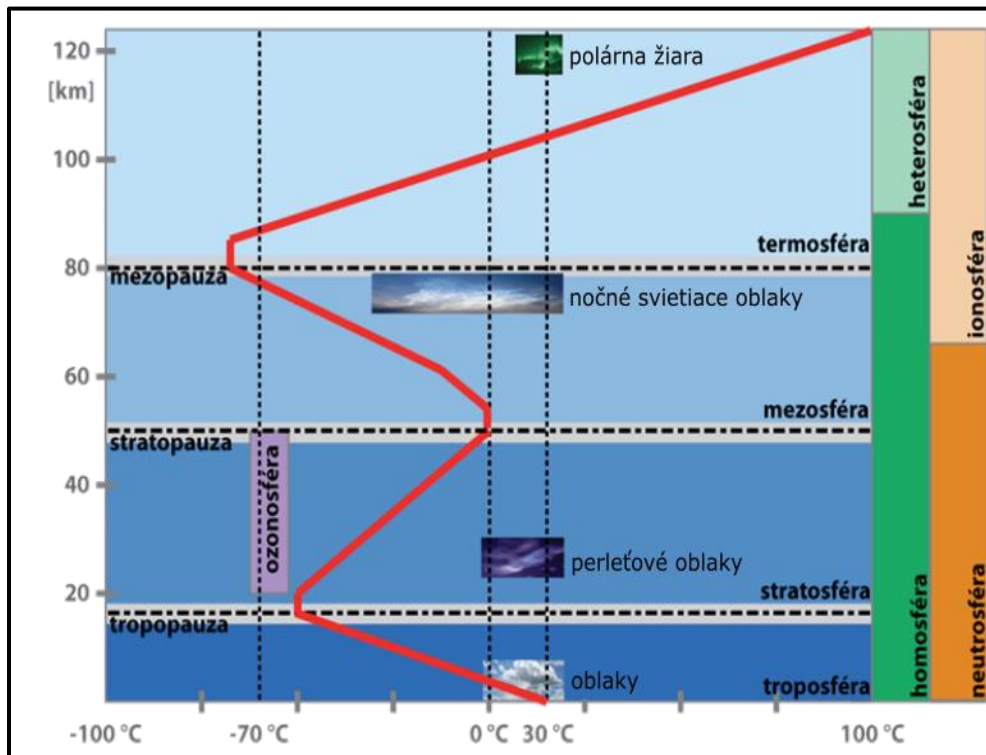
- Dusík, N₂ 78 %;
- Kyslík, O₂ 21%;
- ostatné plyny 1 % ako sú
 - vzácne plyny: Ar₂, Ne₂, He₂, H₂, Kr₂, H₂, Xe₂, O₃;
 - skleníkové plyny: vodná para, CO₂, CH₄.

Atmosféru možno klasifikovať podľa percentuálneho zloženia chemických jej prvkov na dve vrstvy:

- Homosféra do 100 km: Percentuálne zloženie jednotlivých plynov atmosféry sa nemení v dôsledku turbulentného premiešavania zmesi. Uplatňuje sa tu Daltonov zákon o súčte parciálnych tlakov plynov v zmesi.
- Heterosféra nad 100 km: Pri absencii turbulentného premiešavania parciálny tlak ľahších plynov prevažuje nad ťažšími. Tlak ľahších plynov klesá s výškou pomalšie ako tlak ťažších, následne rastie podiel vodíku. Nastáva difúzna rovnováha. Túto vrstvu nazývame i difúzosféra a je prakticky zhodná s heterosférou.

Tabuľka 1 Množstvo plynov v atmosfére bez vodných pár

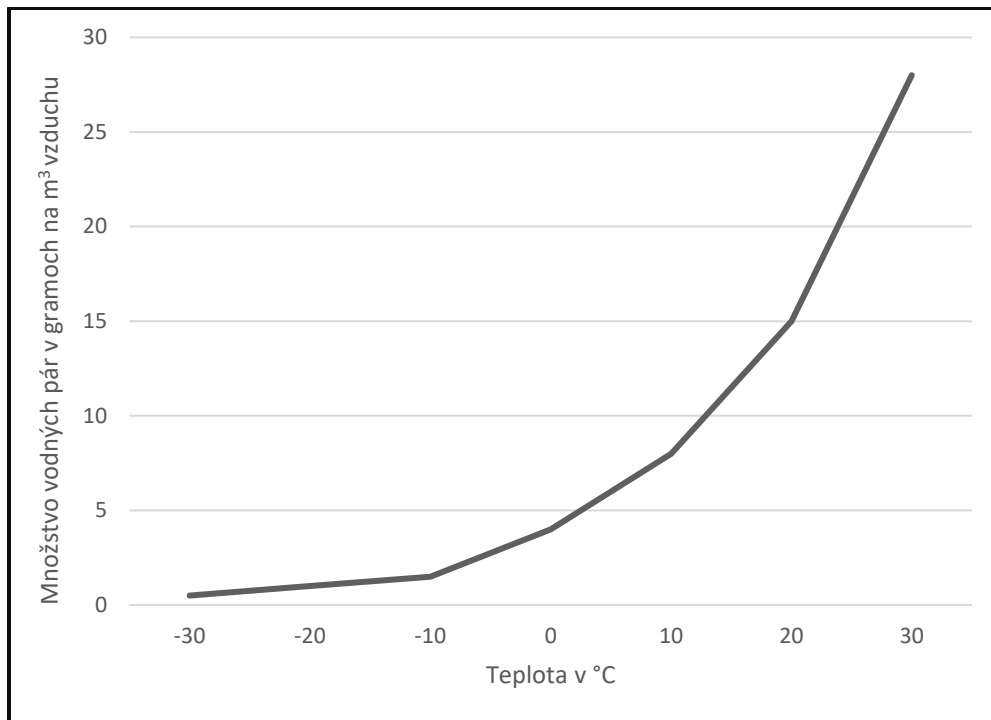
Názov plynu	Chemická značka	Percentuálny podiel	
Nitrogen	N ₂	78.084%	99.998%
Oxygen	O ₂	20.947%	
Argon	Ar	0.934%	
Carbon dioxide	CO ₂	0.035%	
Neon	Ne	18.182 milióntin %	
Helium	He	5.24 milióntin %	
Methane	CH ₄	1.70 milióntin %	
Krypton	Kr	1.14 milióntin %	
Hydrogen	H ₂	0.53 milióntin %	
Nitrous oxide	N ₂ O	0.31 milióntin %	
Carbon monoxide	CO	0.10 milióntin %	
Xenon	Xe	0.09 milióntin %	
Ozone	O ₃	0.07 milióntin %	
Nitrogen dioxide	NO ₂	0.02 milióntin %	
Iodine	I ₂	0.01 milióntin %	
Ammonia	NH ₃	stopovo	



Obrázok 1 Delenie atmosféry podľa priebehu teploty s výškou, chemického zloženia a koncentrácie iónov v atmosfére

1.2.3 Vodná para v atmosfére

Množstvo vodnej pary v atmosfére kolíše v závislosti na teplote vzduchu. Platí, že teplejší vzduch je schopný do svojho objemu naviazať väčšie množstvo vodných pár ako chladnejší. Objem vodných pár sa môže pohybovať v závislosti od teploty vzduchu od stopového množstva po maximálne 4 % objemu daného objemu vzduchu. Pri teplotách pod -40 °C sa vodná para v ovzduší vyskytuje len v stopovom množstve. Tento fakt má za následok tvorbu počasia len v najnižších vrstvách atmosféry, keďže výskyt vodných pár úzko súvisí s tvorbou oblačnosti, čiže atmosférických dejov ako zrážky, búrky, hmly, ktoré vnímame ako počasie.



Obrázok 2 Maximálne množstvo vodných pár v gramoch na m³ pri danej teplote

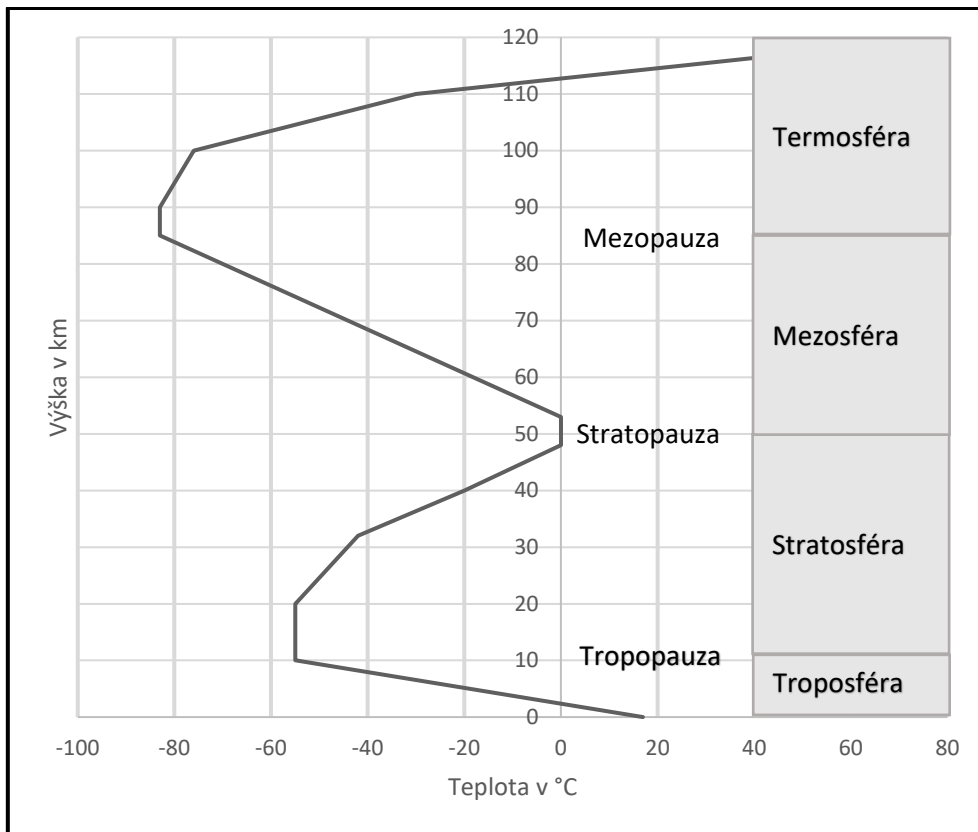
1.2.4 Teplota vzduchu

Teplota vzduchu má zásadný vplyv na množstvo vodnej pary v ovzduší. Keďže teplota vzduchu s výškou prevažne klesá, najviac vodných pár bude koncentrovaných v najnižšej vrstve atmosféry, ktorá prilieha k zemskému povrchu a ovplyvňuje náš každodenný život. Skleníkové plyny majú veľmi dôležitú úlohu pre udržanie teploty prijateľnej pre súčasnú formu života na Zemi. Skleníkové plyny spomaľujú ochladzovanie atmosféry v dôsledku radiácie energie Zeme späť do kozmického priestoru, ktoré prebieha v nočných hodinách. Bez skleníkových plynov by bola priemerná teplota vzduchu na Zemi – 18 °C. Pri súčasnom objeme týchto 7 plynov v atmosfére je priemerná teplota Zeme prijateľných 15 °C. V súčasnosti prebiehajú rozsiahle výskumy nárastu priemernej teploty, ktoré nazývame globálne otepľovanie a skúma sa vplyv ľudskej činnosti na tento fenomén. najmä v súvislosti so spaľovaním tuhých palív a následnou emisiou CO₂ do ovzdušia. Nezávisle na rôznych názoroch faktom ostáva, že globálne otepľovanie je meraniami dokázanou skutočnosťou. Nie je úlohou leteckej meteorológie detailne sa zaoberať týmto fenoménom, faktom je, že vyššie teploty majú i vplyv na ekonomiku leteckej prevádzky a súčasne je letecká doprava jedným z významných prispievateľov emisií CO₂ do ovzdušia.

Priebeh teploty s rastúcou výškou

Najviac používaným kritériom na vertikálne členenie atmosféry je podľa priebehu teploty vzduchu s výškou. Z tohto hľadiska atmosféru členíme:

- Troposféra 0 – 11 km
- Stratosféra 11 – 50 km
- Mezosféra 50 – 80 km
- Termosféra 80 – 800 km
- Exosféra nad 800 km



Obrázok 3 Vertikálne členenie atmosféry podľa priebehu teploty

Jednotlivé vrstvy sú oddelené prechodovými zónami označované ako „pauzy“ s pomenovaním podľa vrstvy pod pauzou. Medzi troposférou a stratosférou bude teda tropopauza, obdobne mezoférou a stratosférou sa nachádza stratopauza atď.. Pauzy sú charakteristické zmenou priebehu teploty vzduchu s výškou v porovnaní s vrstvami pod ňou a nad ňou.

Troposféra

Najnižšia časť atmosféry. Priemerne siaha do výšky 11 km. Na pólach okolo 8 km na rovníku okolo 18 km. V troposfére sa odohrávajú prakticky všetky meteorologické javy. Ako už bolo vyššie spomenuté, nachádza sa v nej prakticky všetka vlhkosť atmosféry, naproti tomu v ďalších, vyšších vrstvách atmosféry je množstvo vodných pár zanedbateľné. Pre troposféru je charakteristický pokles teploty s výškou, modelovo 0,65 °C na 100 m. Pokles teploty je spôsobený faktom, že vzduch sa ohrieva prevažne od zemského povrch, keďže slnečné žiarenie prechádza atmosférou takmer bez pohlcovania.

Tropopauza

Tropopauza je prechodová vrstva medzi troposférou a stratosférou. Končí v nej pokles teploty, pozorujeme tu tzv. izotermiu alebo inverziu. Je to súčasne vrstva kde zvykne končiť vývoj búrkovej oblačnosti. V tejto oblasti sa vyskytuje tryskové prúdenie, alebo Jetstream, s ním spojená turbulencia. Výška tropopauzy, podobne ako výška troposféry, závisí od ročnej doby a zemepisnej šírky. V teplejších oblastiach a v teplejšej polovici roka sa vyskytuje vyššie ako v chladnejších oblastiach alebo v zime.

Stratosféra

Vrstvu nad tropopauzou do výšky cca 50 km nazývame Stratosféra. Charakteristická je pre ňu inverzia a izotermia, čiže teplota sa spoiatku s rastúcou výškou nemení a neskôr začína stúpať. Prevláda v nej horizontálne prúdenie, malá vlhkosť vzduchu a nevyskytuje sa v nej takmer žiadna oblačnosť. V spodnej vrstve stratosféry občasne možno pozorovať Ci Cbgen (oblačnosť vytvorená z hornej hranice búrkovej oblačnosti). Okolo výšok 25-30 km sa objavujú tzv. perleťové oblaky zložené z drobných prechladených kvapôčok vody.



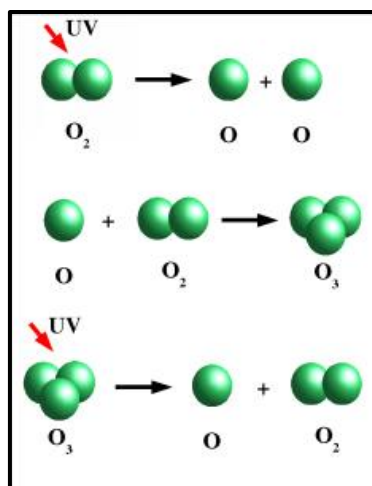
Obrázok 4 **Perleťový oblak**

Perleťový oblak je viditeľný po západe slnka kedy sú vrchné vrstvy ešte stále osvetľované slnkom a sú tak kontrastné oproti tmavej oblohe na pozadí. Spôsob vzniku a presné zloženie zatiaľ nebolo dostatočne presne vysvetlené.

Dohľadnosť v stratosfére je veľmi dobrá, znečistenie nepatrné. Kvôli prítomnosti väčšieho množstva O_3 v týchto výškach (25-30 km) býva táto sféra označovaná i ako ozónosféra. Ozón sa tvorí z molekúl kyslíka vplyvom pôsobenia vysoko energetického kozmického predovšetkým ultrafialového (UV) žiarenia.

Proces tvorby ozónu a pohlcovania UV žiarenia tak ako je znázornené na obrázku 4 je sprevádzaný tvorbou tepla, čo má za následok zmenu priebehu teploty vzduchu až do výšok, kedy je vzduch už tak riedky, že toto otepľovanie nemá dostatočný efekt. Najvyššie koncentrácie ozónu sú pozorované vo výškach od 18 do 26 km. Vďaka tejto ochrannej vrstve je život možný i na zemskom povrchu, oproti minulosti, kedy kyslík, následne i ozón v neboli v atmosfére v dostatočnej koncentrácii potrebnej na blokovanie smrteľného, vysoko energetického žiarenia. V minulosti bol život možný iba mimo dosahu tohto žiarenia hlboko pod vodou, kam už slnečné lúče neprenikajú alebo pod zemou. Hornú hranicu stratosféry nazývame stratopauza a je charakteristická opätovným poklesom teploty s výškou.

Napriek mimoriadnej dôležitosti ozónovej vrstvy vo vyšších vrstvách atmosféry je ozón mimoriadne toxický a agresívny plyn. Pri vdýchnutí spôsobuje masívne krvácanie do pľúc s následným zlyhaním dýchacej sústavy. Je agresívnym najmä pre materiály obsahujúce gumu ako sú tesnenia lebo pneumatiky a spôsobuje ich značnú degradáciu.



Obrázok 5 Proces tvorby ozónu

Mezoféra

Mezoféra sa vyskytuje v rozmedzí výšok 50 až 80 km. V tejto vrstve teplota opäť klesá a teplota vo vrchnej vrstve mezoféry dosahuje vo vyšších zemepisných šírkach v lete $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ a v zime okolo $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Z meraní vyplýva, že prúdenie v tejto vrstve atmosféry je značne premenlivé. V blízkosti mezopauzy sa občas vyskytujú striebřisté alebo svetielkujúce oblaky vo výškach 75 – 95 km. Pozorovateľné sú najmä vo vyšších zemepisných šírkach pri teplotách okolo 135 K. Sú zložené pravdepodobne s kryštálikov ľadu, vedú sa ale diskusie o pôvode ľadu v tak veľkých výškach pri nízkej teplote.



Obrázok 6 Svetielkujúce oblaky nad Martinom

Podľa jednej z teórií by mohlo ísť o tuhý metán podľa inej o kryštáliky vody. Proces vzniku nie je známy. Objavujú sa v severnej časti horizontu a majú západný postup rýchlosťou 40 až 50 km/h. Horná hranica mezoféry je ohraničená mezopauzou, pre ktorú je charakteristický opätovný nárast teploty.

Termosféra

Táto vrstva sa vyskytuje v rozmedzí výšok 80 – 800 km a je charakteristická nepretržitým nárastom teploty. Vo výške okolo 200 km boli sa teploty pohybujú v rozmedzí $200\text{--}250\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tieto teploty sú vypočítané na základe kinetickej energie častíc. V týchto výškach sa molekuly tvoriace atmosféru vyskytujú len riedko a meranie klasickými teplomermi by nebolo efektívne. Obsahuje veľké množstvo elektricky nabitých častíc, preto sa nazýva i „ionosféra“. Elektrická vodivosť 109 krát vyššia ako pri zemi. Bližšie o tejto vrstve bude pojednané v osobitnej kapitole o iónosfére.

Exosféra

Táto vrstva dostala pomenovanie podľa latinského „exo“ (von, vonkajší, smerom von) sa jedná o vonkajšiu vrstvu atmosféry. Hustota vzduchu je nemerateľná. Častice dosahujú rýchlosti 11 km/s a pri prekonaní Zemskej gravitácie prechádzajú do medziplanetárneho priestoru.

1.2.5 Koncentrácia iónov v atmosfére

Podľa koncentrácie iónov v atmosfére rozoznávame niekoľko podvrstiev ionosféry. Ich výška stúpa a klesá v závislosti na slnečnej aktivite. Ionizačné vrstvy ionosféry:

- D vrstva 50 – 60 km v mezofére;
- E vrstva 80 – 100 km max ionizácia okolo 100 km;
- F1 vrstva okolo 200 km v lete a cez deň;
- F2 vrstva v zime 200-225 km, v lete 300 – 400 km.

Ionizačné vrstvy nie sú stále, majú výrazný ročný a denný chod a vplyva na ne slnečná aktivita. Ionosféra má veľký vplyv na šírenie rádiových vln. KV, SV a DV odráža späť k zemi, VKV prepúšťa. To umožňuje rádiokomunikáciu na veľké vzdialenosti za využitia dlhých vln. Na komunikáciu zo satelitmi a sondami v medziplanetárnom priestore sú potrebné vyššie frekvencie ktoré sú schopne „penetrovať“ ionizačné vrstvy.

1.2.6 Rozdelenie atmosféry podľa pôsobenia zemského povrchu

Zemský povrch pôsobí najmä na prúdenie, ktoré býva v blízkosti povrchu zeme ovplyvnené prekážkami, orografiou, prípadne svojou drsnosťou, či teplotnými kontrastmi. poznáme tri základné vrstvy:

- prízemná medzná vrstva do 100 m;
- medzná vrstva do 1,5 km;
- voľná atmosféra nad 1,5 km.

Z voľnú atmosféru považujeme vrstvu bez vplyvu zemského povrchu na prúdenie. Výškové rozdelenie najmä u výšky spodnej hranice voľnej atmosféry je orientačné, platí najmä pre rovinate alebo orograficky rovnomeré oblasti. Značné rozdiely môžu nastať medzi rovinnými a horskými oblasťami, kde v nadmorskej výške 1,5 km je prakticky nulová výška nad terénom. Z tohto dôvodu je nutné uvedené výšky považovať za výšku nad terénom, čo však nemusí byť vždy zárukou eliminácie efektu povrchu na priebeh meteorologických prvkov a javov.

1.3 Teplota atmosféry

Teplota atmosféry vyjadruje mieru kinetickej energie častíc ktoré atmosféru tvoria. S výškou sa teplota mení a priebeh teploty s narastajúcou výškou vyjadruje **krivka zvrstvenia atmosféry**.

Teplotu atmosféry (vzduchu) zisťujeme teplomeri. Existuje množstvo rôznych druhov teplomerov na zisťovanie rôznych parametrov teploty vzduchu:

- Maximálne;
- Minimálne;
- Prízemné minimálne;
- Suché / vlhké.

Podľa druhu meracieho média využitého na meranie poznáme teplomery:

- Ortuťové;
- Liehové;
- Digitálne;
- Bimetalické.

V súčasnosti sú na vzostupe digitálne teplomery, ortuťové sa používajú už len na klimatické účely z dôvodu zabezpečenia homogenity nameraných údajov dnes a v minulosti.

1.3.1 Teplotný gradient, inverzia a izotermia

Teplota vzduchu je premenlivá veličina v čase a priestore. Závisí predovšetkým od zemepisnej šírky a vlastností podložia pod ktorou sa priľahlá vrstva vzduchu nachádza. Zmenu teploty na istú vzdialenosť vyjadruje tzv. **gradient teploty**. V prípade zmeny teploty s výškou hovoríme o **vertikálnom gradiente teploty**, pri zmenách v horizontálnom smere hovoríme o horizontálnom teplotnom gradiente. Gradient teploty sa dá vyjadriť pomocou vzťahu:

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

kde:

- γ je gradient teploty;
- ΔT je zmena teploty;
- ΔZ je zmena vzdialenosti.

Jedná sa v podstate o vektor, ktorý je vždy kolmý na izotermy. Ak je gradient záporný vyjadruje pokles teplôt. V prípade že je gradient rovný nule teplota sa nemení a vtedy sa jedná o **izotermiu**. V prípade, že teplotný gradient je kladný, vyjadruje stúpajúcu teplotu so vzdialenosťou. V prípade kladného vertikálneho teplotného gradientu teploty s výškou rastie, čo považujeme za opak normálneho teplotného zvrstvenia a vtedy hovoríme o **inverzii**.

Pre vertikálny gradient teploty platia hodnoty:

- $\gamma = -1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ v suchom vzduchu;
- $\gamma = -0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ vo vlhkom vzduchu;
- $\gamma = 0$ hovoríme o izotermii.

1.3.2 Prenos tepla

Teplota v rámci systému zemský povrch – atmosféra a v rámci samotnej atmosféry prebieha rôznymi procesmi:

- *molekulárna vodivosť* (MBL – Molecular Boundary Level) – výmena tepla prebieha odovzdávaním si kinetickej energie zrážkami medzi časticami povrchu a priľahlou vrstvou vzduchu (2-3 cm);
- *termická konvekcia* - výmena tepla celých objemov vzduchu zapríčinená stúpavými a klesavými prúdmi vplyvom prehrievania a podchladzovania;
- *mechanická turbulencia* - výmena tepla medzi objemami vzduchu vplyvom mechanického premiešavania v dôsledku prúdenia cez prekážky;
- *rádiácia* – výmena tepla v dôsledku premien krátkovlnného a dlhovlnného žiarenia;
- *latentné teplo* – výmena tepla v dôsledku skupenských zmien vody.

1.3.3 Časové zmeny tepla

Teplota atmosféry sa mení v čase, a to v závislosti od dennej a ročnej doby. V meteorológii sa používajú výrazy ako denný chod, ročný chod teploty vzduchu a povrchu. Zmeny teplôt vzduchu sú založené na samotnom procese ohrievania a ochladzovania atmosféry ktorej princíp je popísaný nižšie.

Spôsob ohrievania atmosféry

Slnčné žiarenie pomerne dobre prechádza atmosférou. Až 99 % slnečného žiarenia tvorí krátkovlnné žiarenie. Dlhovlnná radiácia je charakteristická pre vyžarovanie zemského povrchu a atmosféry. Energia vyžarovaná slnkom a prechádzajúca atmosférou sa nazýva priamym slnečným žiarením. Veľkosť tohto toku sa vyjadruje intenzitou slnečného žiarenia, čo je teplo na jednotku plochy, kolmú na slnečné lúče. Intenzita je oslabovaná pohlcovaním, odrazom a rozptylom v atmosfére. To závisí od okamžitého stavu v atmosfére. Len na vonkajšej atmosfére je intenzita slnečného žiarenia všade rovnaká. Túto hodnotu nazývame solárnou konštantou a bola stanovená pri strednej vzdialenosti od slnka na:

$$I_0 = 2,02 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$$

Pohlcovanie žiarenia

Slnčné žiarenie je pohlcované pomerne málo. Pôsobením rôznych zložiek atmosféry ako CO₂ vodnej pary, ozónu, dusíka a kyslíka je žiarenie v určitých vlnových dĺžkach pohlcované.



Obrázok 7 Energetická bilancia atmosféry

Rozptyl žiarenia

Slnčné žiarenie je v atmosférou pohlcované najmä v závislosti od vlnovej dĺžky zložiek žiarenia a je vyjadruje ho vzťah:

$$i_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} \times I_{\lambda}$$

kde:

- i_{λ} je intenzita priamej radiácie s dĺžkou vlny;
- i_{λ} je intenzita rozptýleného žiarenia;
- a je koeficient úmernosti.

Čím menšia je vlnová dĺžka svetla, tým viac sa žiarenie rozptýli. To znamená, že k oku pozorovateľa prechádza iba svetlo s vlnovými dĺžkami, ktoré sa rozptýlilo najmenej, ostatné zložky svetla sa vplyvom rozptylu zoslabia. Dôsledkom toho sa nám vychádzajúce alebo zapadajúce slnko javí ako červené. Pri východe a západe slnka musí svetlo prekonať až 30 násobne väčšiu vzdialenosť cez atmosféru ako na poludnie, zložky viditeľného spektra slnečného žiarenia sa rozptýlia a pohltia v atmosfére a k oku pozorovateľa prechádza iba svetlo z najväčšou vlnovou dĺžkou, teda červené svetlo. Bezoblačná obloha sa javí ako sýtomodrá s obdobnej príčiny.

Denný chod teploty vzduchu

Krátkovlnné žiarenie ktoré prechádza atmosférou, je pohlcované zemským povrchom, ktorý mení krátkovlnné žiarenie na dlhovlnné a následne je pohlcované atmosférou, ktorá sa takto ohrieva. V noci naopak zem vyžaruje do kozmu krátkovlnné žiarenie, energiu preberie od priľahlej atmosféry ktorá sa takto ochladzuje. Hovoríme o tzv. radiačnom ochladzovaní. Pri oblohe s oblačnosťou sa toto žiarenie vracia späť na zemský povrch takže radiácia nie je taká intenzívna, preto jasné noci sú chladnejšie ako noci s výskytom oblačnosti

Ročný chod teploty vzduchu:

Solárna konštanta „ S “ popisuje množstvo slnečnej energie na jednotku plochy kolmú na slnečné lúče. V lete je severná pogloba naklonená viac k slnku ako v zime, preto sú hodnoty solárnej konštanty vyššie v letnom období ako v zime a atmosféra sa teda ohreje od zemského povrchu viac v lete ako v zime. Navyše v lete sú dni dlhšie ako noci, teda doba ktorá je k dispozícii na ohrev je tiež dlhšia. Hovoríme o pozitívnej energetickej bilancii. V zimnom období prevláda ochladzovanie nad otepľovaním, vtedy je energetická bilancia záporná. Keďže atmosféra sa ohrieva predovšetkým od zemského povrchu, teplota s výškou klesá. Pokles teploty s výškou vyjadruje vertikálny gradient teploty.

1.3.4 Virtuálna teplota

Pre mnohé výpočty (redukcia tlaku vzduchu podľa barometrickej formule pre výpočet výšok) je zavedená virtuálna veličina T_v t.j. virtuálna teplota vzduchu. Jedná sa o teplotu, ktorú by mal suchý vzduch takú istú hustotu ako daná vzorka vzduchu s obsahom vodných pár s teplotou T .

V praxi býva T_v vždy vyššia ako T :

$$T_v = T \cdot \left(1 + 0,378 \frac{e}{p}\right)$$

Kde:

- T je teplota;
- T_v je virtuálna teplota;
- e je parciálny tlak vodných pár;
- p je celkový tlak vzduchu.

Absolútne suchý vzduch neexistuje, stále možno nájsť aspoň stopové prvky vodných pár v ovzduší. Veľmi suchý vzduch sa vyskytuje na púšťach, vo vysokých výškach alebo pri teplotách pod -40 °C.

Kontrolné otázky a úlohy overujúce pochopenie témy:

- Vyslovte Newtonove pohybové zákony a popíšte ich aplikáciu v meteorológii.
- Vyslovte Archimedov zákon a opíšte jeho využitie pre letectvo.
- Čo sú to stavové veličiny? Pojednajte o ich vzájomnom vzťahu v atmosfére.
- Pri akých dejoch sa objem vzduchu ochladzuje?
- Aké je chemické zloženie atmosféry? Uvedte percentuálne zastúpenie jednotlivých plynov?
- Pojednajte o dôležitosti skleníkových plynov v atmosfére pre súčasné formy života na Zemi.
- Kde sa nachádza ozón a aký sú jeho efekty na život na Zemi?
- Uvedte základné vrstvy atmosféry podľa priebehu teploty rastúcou výškou.
- V ktorej vrstve sa odohrávajú prakticky všetky prejavy počasia a prečo?
- Popíšte efekty iónosféry.
- Uvedte charakteristiky homosféry a heterosféry.
- Definujte teplotu vzduchu.
- Akými procesmi prebieha ohrev atmosféry?
- Popíšte spôsob ohrevu a ochladzovania vzduchu radiáciou.
- Prečo sa menia ročné obdobia?