

Trendy v horní atmosféře – globální obraz a podíl sluneční aktivity

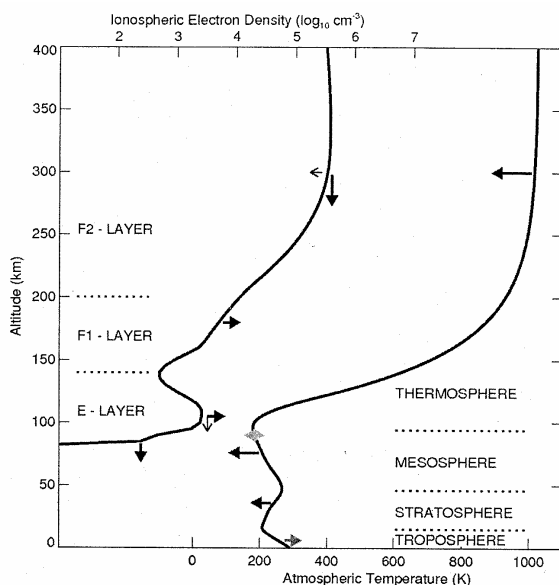
J. Laštovička, Ústav fyziky atmosféry, Praha, jla@ufa.cas.cz

Abstrakt

V horní atmosféře (nad výškou 50 km) skleníkové plyny (hlavně CO₂) způsobují ochlazování, ne ohřev. Lze očekávat, že rostoucí koncentrace skleníkových plynů skleníkových plynů vyvolá podstatné změny v horní atmosféře, tj. mezosféře, termosféře a ionosféře, včetně termálního smršťování těchto vrstev. Zde představím první globální obraz (globální v parametrech a ve výšce, ne geograficky) globálních změn v horní atmosféře, založený na dlouhodobých trendech v různých parametrech. Jde o kvalitativní obraz s „dírami“ a spornými místy; nicméně celkový obraz pozorovaných dlouhodobých změn v horní atmosféře je konsistentní s modelovými předpověďmi dopadu růstu koncentrace skleníkových plynů. Antropogenní emise skleníkových plynů tedy ovlivňují celou atmosféru od povrchu až do nejvyšších výšek. V současné době role sluneční a geomagnetické aktivity v dlouhodobých změnách v horní atmosféře je již zcela druhotná s výjimkou nejvyšší studované oblasti, maxima ionosféry v F2 vrstvě, kde geomagnetická aktivita stále ještě může hrát podstatnou nebo možná i dominantní roli.

1. ÚVOD

Život na Zemi je pochopitelně více ovlivňován změnami klimatu u povrchu než v horní a střední



Obr. 1. Struktura atmosféry Země a trendy v ní. Atmosférické vrstvy jsou definovány teplotním profilem. Ionosférické vrstvy jsou definovány výškovým profilem elektronové koncentrace (rovník, půlnoc). Horizontální šipky ukazují směr změny teploty (beze změny v oblasti mezopauzy) nebo elektronové koncentrace, vertikální šipky indikují pokles ionosférických vrstev.

atmosféře, ale jak ukazuje historie ozónové vrstvy Země, i změny ve vyšších vrstvách atmosféry mohou být důležité pro život na Zemi. Kromě toho se naše civilizace stává stále více závislou na kosmických technologiích, které jsou ovlivňovány dlouhodobými změnami horní atmosféry.

Mezosféra (h ~ 50-90 km) a termosféra (h ~ 90-800 km), které tvoří horní atmosféru, jsou nejstudenější a nejteplejší oblastí atmosféry, jak ukazuje obr. 1.

Součástí horní atmosféry je i její ionizovaná složka, zvaná ionosféra. Termosféra je operační prostředí mnoha komunikačních a meteorologických i dalších družic a dlouhodobé změny teploty a hustoty termosféry budou ovlivňovat brzdění družic a tím jejich dobu života na oběžné dráze. Ionosféra přímo ovlivňuje například navigační a polohový systém GPS.

Radiační efekt skleníkových plynů, který v troposféře vyvolává ohřev, působí v horní atmosféře naopak ochlazování (obr. 1). Podobný, ale daleko silnější skleníkový efekt pozorujeme na planetě Venuši, která má atmosféru z 96% z CO₂. Troposféra na Venuši je dvaapůlkrát teplejší než na Zemi, kdežto termosféra je 4-5x chladnější než na Zemi (Bougher a Roble, 1991).

Již první modelové výpočty (Roble a Dickinson, 1989; Rishbeth a Roble, 1992) předpověděly podstatné ochlazování horní atmosféry při zdvojnásobení atmosférické koncentrace CO₂ a s tím spojený pokles výšky ionosférických vrstev (obr. 1).

Chování mezoféry může být též ovlivňováno zeslabováním ozónové vrstvy Země.

Již se nahromadilo nemalé množství informací o dlouhodobých trendech v různých parametrech v horní atmosféře, takže je možno vytvořit prvý celkový obraz globálních změn v horní atmosféře (celkový co do výškového rozsahu a parametrů, ne co do geografického pokrytí). Za tímto účelem se spojili odborníci ze dvou hlavních mezinárodních skupin, pracujících v této oblasti, pracovní skupiny IAGA-ICMA „Long-Term Trends in the Meso- sphere, Thermosphere and Ionosphere“ a pracovní skupiny CAWSES/COSTEP Climatological Variations of the Ionosphere and Upper Atmosphere“. Na vypracování první verze celkového obrazu globální změny v horní atmosféře se podíleli: R.A. Akmaev, CIRES, Boulder, USA; G. Beig, IITM, Pune, Indie; J. Bremer, IAP, Kühlungsborn, Německo; J.T. Emmert a G. Nedoluha, NRL, Washington, USA; C. Jacobi, Universita Lipsko, Německo; M.J. Jarvis, BAS, Cambridge, Anglie; Yu.I. Portnyagin, IEM, Obninsk, Rusko; Th. Ulich, SGO, Sodankylä, Finsko.

2. PROBLÉMY

Problémem jsou různé nejistoty a nepřesnosti v datech a dlouhodobá homogenita měření. Toto je důležité zvláště pro slabé trendy překryté šumem nebo podstatně silnějšími krátkodobými variacemi. V dlouhých časových řadách se musí dělat pečlivé opravy na změny měřících přístrojů, jejich chybné funkce by měly být dobře zdokumentovány, a následné přístroje musí být inter-kalibrovány s předchozími. Každou časovou řadu je potřeba prověřit na přítomnost přístrojových efektů. Historické časové řady mívají zpravidla díry, které je potřeba pro mnoho metod pečlivě a opatrně zaplnit, aby nedošlo ke zkreslení výsledků.

Další důležitou otázkou je statistická významnost trendů, při jejímž počítání je nutno ověřovat, nakolik data splňují předpoklady metody výpočtu statistické významnosti, což se ne vždy děje.

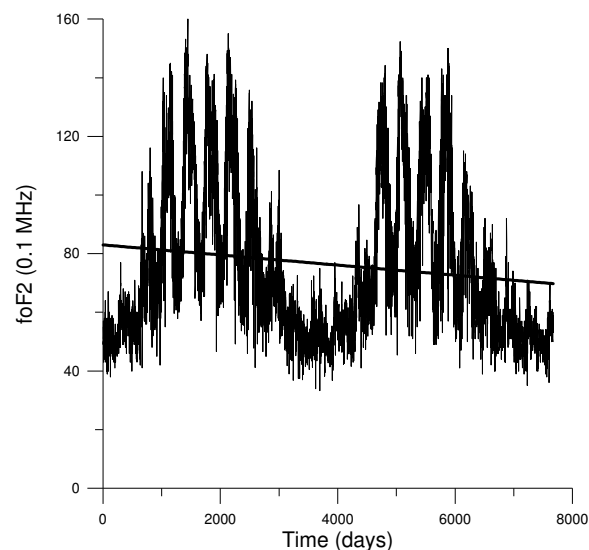
Atmosférické časové řady obvykle varíují na denní a sezónní časové škále. Tento vliv se obvykle odstraňuje nebo alespoň potlačuje požíváním multiparametrických modelů, zahrnujících denní a sezónní variaci. Pomáhá též výběr dat pro pevný čas nebo pevný zenitní úhel slunce.

Další problém se objevuje při analýze výšky maxima F2 vrstvy ionosféry, h_mF_2 , která se neměřila, nýbrž vypočítávala z $M(3000)F_2$ s pomocí dalších parametrů. Použitím různých formulí přepočtu se došlo na některých stanicích až i k obráceným znaménkům trendů.

Jedním ze zdrojů nejistoty v modelových výpočtech trendů je nejistota ve výškovém profilu CO_2 . Nedávná družicová pozorování ukázala, že v dolní termosféře a horní mezoféře je jen asi poloviční koncentrace CO_2

oproti dříve uváděným hodnotám (Grossmann et al., 2004).

Sluneční a geomagnetická aktivita může mít kritický dopad na výpočet trendů, zvláště jsou-li časové řady relativně krátké, trendy slabé a počítané pro ionosférické veličiny silně ovlivňované sluneční a geomagnetickou aktivitou. Obrázek 2 ukazuje jeden takový příklad pro kritickou frekvenci foF_2 (maximální elektronovou koncentraci v ionosféře) pro 21. a 22. sluneční cyklus – sluneční cyklus v foF_2 je mnohonásobně



Obr. 2. Dlouhodobý trend (šikmá čára) v foF_2 pro 21. a 22. sluneční cyklus (1976-1996), observatoř Juliusruh (Rujana, Německo).

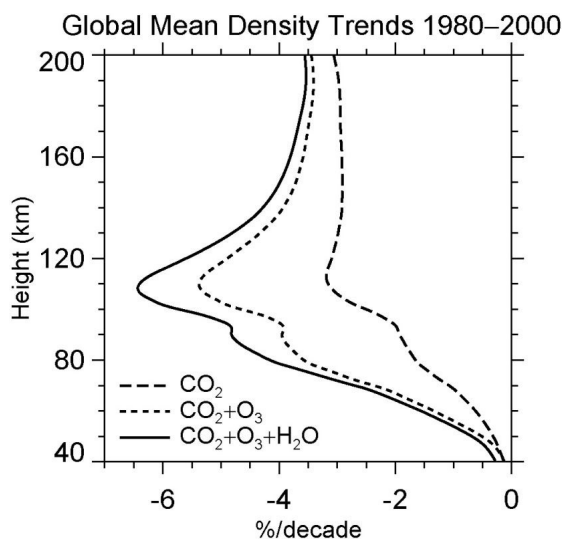
větší než trend v foF_2 . Přestože data byla vybrána od minima do minima slunečního cyklu, byl vliv slunečního cyklu na vypočítaný trend značný – po odstranění vlivu sluneční aktivity z dat (pomocí víceparametrických regresí) byl reálný trend pouze třetinový.

Dlouhodobé změny sluneční aktivity a růst geomagnetické aktivity v průběhu 20. století mohly hrát významnou roli v pozorovaných trendech. Role sluneční a geomagnetické aktivity v pozorovaných trendech roste s růstem výšky, je výrazně větší v ionizované než v neutrální složce, a v průběhu 20. století se zesilováním skleníkového efektu zvláště v posledních 30 letech výrazně slábne (Laštovička, 2005). Například změna od dominantního geomagnetického na dominantní skleníkový (CO_2) vliv proběhla okolo r. 1970 (Mikhailov a de la Morena, 2003). V současné době už zřejmě geomagnetická aktivita hraje významnou roli v trendech jen v maximu ionosféry (foF_2 , h_mF_2).

3. MEZOSFÉRA A DOLNÍ TERMOSFÉRA

Teplota v mezoféře a dolní termosféře (MLT) je přímo ovlivněna měnící se koncentrací skleníkových

plynů. Beig et al (2003) vypracovali obsáhlý kritický přehled trendů teploty v MLT oblasti, získaný z přímých i nepřímých měření teploty různými metodami. Zahrnutí nejnovějších výsledků (Beig, 2006) potvrdilo výsledky Beig et al. (2003). Současný stav je následující: V dolní a střední mezoféře pozorujeme ochlazování o 2-3 K za desetiletí, nejvíce v tropické oblasti. V horní mezoféře je podstatně méně dat, málo spolehlivé trendy z raketových měření dávají ochlazování až 8 K/desetiletí. V oblasti mezopauzy (80-100 km) jsou trendy v teplotě slabé, zvláště v létě a na vyšších šířkách až nulové; nad 100 km pak nemáme teplotní data. Offermann et al. (2004) pozorovali ve Wuppertalu (severní Německo) v emisích z výšek okolo 87 km dramatické změny trendů v teplotě z měsíce na měsíc, jako kdyby docházelo k rozšiřování studeného letního období. Pozorovaná výšková závislost trendů v teplotě je kvalitativně potvrzována současnými modely (Akmaev, 2002; Gruzdev and Brasseur, 2005).



Obr. 3. Modelově simulovaný trend v hustotě atmosféry pro březen, 1980-2000. CO_2 vliv samotný (dlouhé čárky), s přidáním O_3 (krátké čárky) a H_2O (plná čára). Akmaev et al. (2005).

Bremer a Berger (2002) modelově ukázali, že k ochlazování mezoféry přispívá i pokles koncentrace ozónu v atmosféře. Akmaev et al. (2005) pak modelovými simulacemi ukázali, že negativní dopad poklesu koncentrace ozónu v atmosféře na hustotu atmosféry má maximum na výškách okolo 110 km a zasahuje hluboko do termosféry, a že ani efekt růstu obsahu vodních par nelze zanedbat – viz obr. 3.

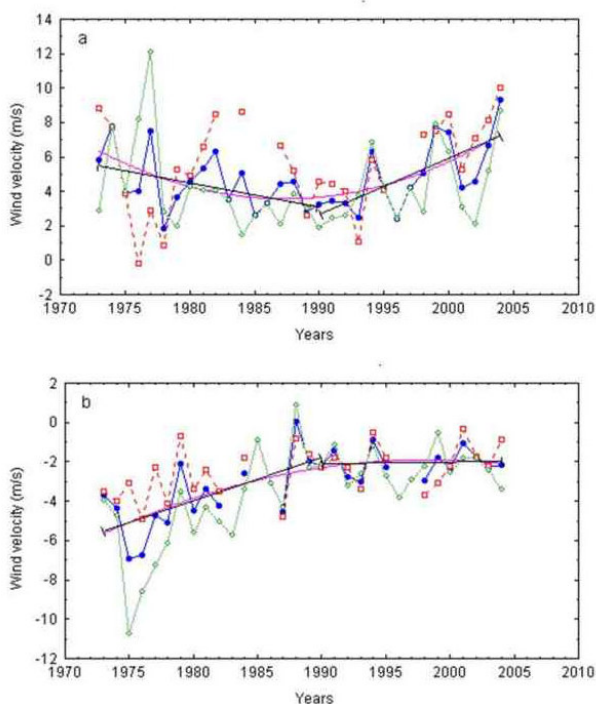
Stříbřitá oblaka (NLC) sestávají z jemných ledových částic a objevují se na výškách 82-85 km v létě ve vysokých šířkách. Jejich existence je kontrolována teplotou a obsahem vodních par. 40-letá řada pozorování nad Evropou na šířkách pod 65°N nevykázala žádný trend v NLC (Kirkwood a Stebel, 2003). Tentýž jev, pozorovaný z družic jako polární stratosférická oblaka (PMC), ale vykazuje evidentní růst za období 1978-2003 (DeLand et al., 2006), přičemž PMC byly nejčastěji pozorovány na šířkách okolo 80°N . Právě tento rozdíl v oblasti a času pozorování by mohl (ale nemusel) být příčinou rozdílných trendů v NLC a PMC.

Pokud jde o koncentraci vodních par, ve stratosféře za posledních 40-45 let minulého století jejich koncentrace rostla tempem $\sim 1\%$ /desetiletí (Rosenlof et al., 2001), ale v posledních letech tento růst zeslábl a v oblasti stratopauzy a v mezoféře se podle družicových měření (HALOE) zcela zastavil (Nedoluha et al., 2003).

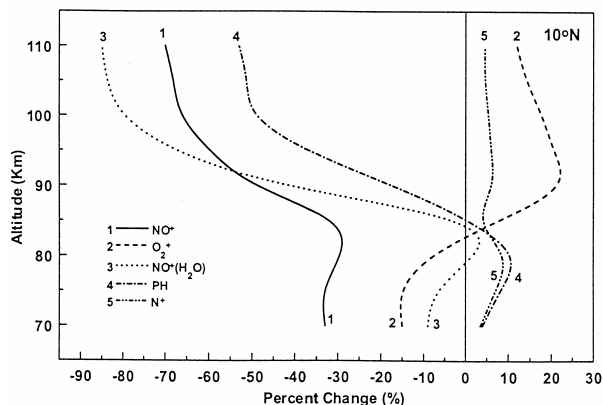
O trendu v dalších dvou významných malých složkách MLT oblasti, v ozónu a NO, chybí informace pro nedostatek pozorovacích dat. Modelové simulace naznačují mírný růst koncentrace ozónu (Schmidt a Brasseur, 2004) a značný pokles koncentrace NO (Beig, 2000).

Trendy v teplotě a malých složkách by měly ovlivňovat vítr, který je dlouhodobě měřen různými metodami na výškách okolo 80-100 km, a to zvláště na středních šířkách severní polokoule okolo 50°N . Obrázek 4 ukazuje dlouhodobý trend převládajícího (= průměrný vítr za 24 hodin) pro dvě typické a dostatečně vzdálené stanice. Obě ukazují, že v devadesátých letech 20. století došlo ke změně trendu, a to zvláště pro zonální složku, pro kterou se trend otočil ze zeslabování na zesilování. Zajímavé je, že v polovině devadesátých let došlo rovněž ke změně trendu v celkovém ozónu a v NAO (severoatlantická oscilace v přízemní tlaku), což navozuje otázku, zda nedošlo ke změně trendu v dynamice celé střední atmosféry, která by byla troposférického původu (Laštovička a Křížan, 2006).

Významnou roli v MLT oblasti hrají atmosférické vlny, přicházející zdola. Pokud jde o přílivové variace (sluneční termální příliv), trend v 12-hodinové složce se chová podobně jako v převládajícím větru, tj. na přelomu osmdesátých a devadesátých let minulého století se mění na spíše opačný, což potvrzují i magnetometrická měření (Jarvis, 2005). Planetární vlny ($T = 2-30$ dní) nevykazují trend v 60-tých letech, zesilují ve druhé polovině 70-tých let a v 80-tých letech, a stagnují v 90-tých letech 20. století (Bittner et al., 2000; Laštovička, 2002). Trendy v gravitačních vlnách (periody cca 10 min až několik hodin) analyzovali jen Gavrilov et al. (2002) na omezeném souboru dat a nenašli žádný významný trend.



Obr. 4. Roční průměrný převažující vítr u 90 km nad Obninskem (55°N, 37°E – červená) a Collmem (52°N, 15°E – zelená), jejich průměr – modrá; černě – lineární trend, fialově – nelineární trend. Horní panel – zonální složka, dolní panel – meridionální složka.

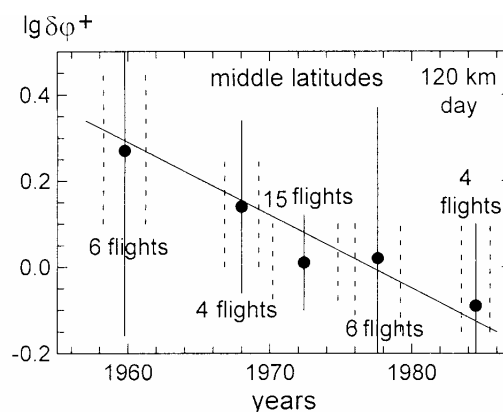


Obr. 5. Výškový profil procentní změny hlavních kladných iontů v MLT oblasti, 10°N, pro scénář 2xCO₂ (Beig, 2000). Jsou ukázány změny NO⁺, O₂⁺, NO⁺(H₂O), protonových hydrátů (PH) a celkové koncentrace kladných iontů (N⁺).

Dlouhodobé změny v neutrální atmosféře musí ovlivnit i dolní ionosféru. Laštovička a Bremer (2004) vypracovali přehled dlouhodobých trendů v dolní ionosféře získaných různými metodami měření i modelováním. Pod 85-90 km všechna data dávají trend růstu elektronové koncentrace na pevných výškách, což kvalitativně souhlasí s ochlazováním a smršťováním

mezosféry. Nad 90 km jsou trendy z raketových a pozemních měření protikladné, ale daleko důvěryhodnější je trend růstu elektronové koncentrace, získaný z pozemních měření. Pro ionty nemáme dost dat, ale modelové výsledky (Beig, 2000), ukázané na obr. 5, jasně ilustrují podstatně větší změny v iontovém složení než v absolutní koncentraci kladných iontů (která je rovna koncentraci elektronů).

V parametrech ionosférické vrstvy E (obr. 1) foE (maximální vertikálně odražená radiová frekvence charakterizující maximální elektronovou koncentraci v E vrstvě) a h'E (výška odrazu foE) pozorujeme trendy kvalitativně souhlasící s modely, tj. mírný pokles h'E způsobený smršťováním horní atmosféry a mírný růst foE (Bremer, 2001). Růst foE je asi způsoben poklesem poměru iontových hustot $\phi^+ = \text{NO}^+/\text{O}_2^+$ v E oblasti, který z raketových měření ukazuje obr. 6 (Danilov, 2002).

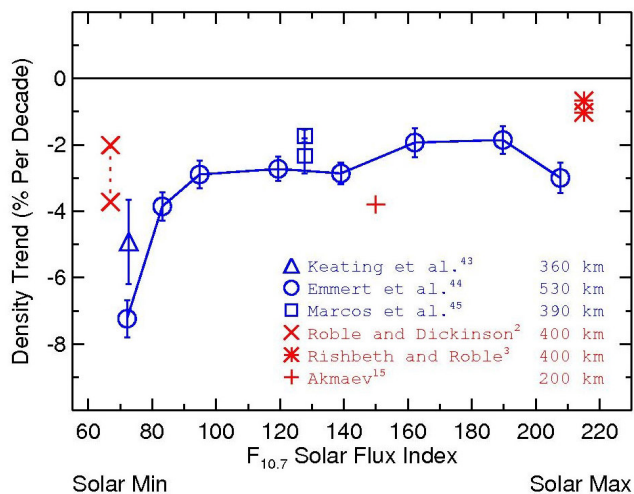


Obr. 6. Poměr měřených hodnot ϕ^+ k hodnotám z empirického modelu nezahrnujícího trend, $\delta\phi^+$, zprůměrovaný přes několik časových intervalů z raketových experimentů ve středních šířkách (Danilov, 2002). Vertikální čáry indikují střední kvadratické odchylky. Je vidět evidentní poklesový trend.

4. HORNÍ VRSTVY

V F1 vrstvě foF1 (h ~ 200 km) z globálních ionosondových pozorování vykazuje slabý kladný trend, v průměru 0.0027 MHz/rok, který je statisticky významný (Bremer, 2001) a dobře souhlasí s modelovými výsledky Rishbeth a Roble (1992) pro zesilující skleníkový efekt.

Na termosférických výškách ~200-800 km se z brzdění pohybu družic dá vypočítat hustota atmosféry. Analýza takto získaných hodnot hustot třemi odlišnými způsoby vedla k závěru, že na těchto výškách v závislosti na sluneční aktivitě a výšce se projevil trend poklesu hustoty o 1,7-7,2% (Keating et al., 2000; Emmert et al., 2004; Marcos et al., 2005), jak ukazuje obr. 7. Trendy jsou výrazně silnější v minimu slunečního cyklu, rostou rovněž s výškou a docela slušně souhlasí s modelovými výsledky.



Obr. 7. Trendy hustoty v termosféře. Experimentální trendy – Keating et al. (2000), 360 km, trojúhelníčky; Emmert et al. (2004), 530 km, kolečka; Marcos et al. (2005), 390 km, čtverečky. Modelové trendy- Roble a Dickinson (1989), 400 km (x), Rishbeth a Roble (1992), 400 km, hvězdokřížky; Akmaev (2002), 200 km (+).

Nemáme přímé informace o trendech v teplotě neutrální termosféry. Prvé informace o trendech v iontové teplotě okolo 350 km nad Millstone Hill v USA (42,6°N) udávají její pokles o ~50 K za 30 let (1975-2005). Rovněž nepřímý získaný trend teploty ze studia trendu v tloušťce F-vrstvy svědčí o ochlazování termosféry (Bencze, 2005).

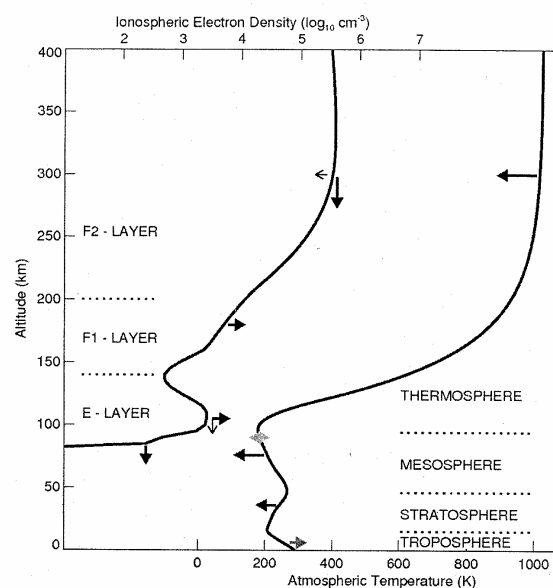
V maximum F2-vrstvy ionosféry (h ~250-300 km) máme poměrně dost dat o foF2 (je ekvivalentní maximální elektronové koncentraci v ionosféře, NmF2) a jeho výšce hmF2, ale výsledky jednotlivých autorů o trendech jsou odlišné a někdy až i protikladné. Nej kvalitnější výsledky ukazují, že trend v foF2 bude slabý, řádu 0,01 MHz/rok. Jedním z problémů je určování trendů v foF2 je fakt, že trend je mnohonásobně slabší než efekt slunečního cyklu a tudíž počítané trendy jsou hodně citlivé ke způsobům odstraňování nebo potlačování vlivu sluneční aktivity v datech. Kromě toho je nedohoda o hlavní příčině trendů v oblasti F2 – hlavní možnosti jsou tři: (1) skleníkové ochlazování, (2) růst geomagnetické aktivity, (3) antropogenní pokles koncentrace atomárního kyslíku v termosféře (Laštovička et al., 2006).

Modelování vlivu rostoucí koncentrace skleníkových plynů na horní atmosféru a ionosféru od prvních prací Roble a Dickinson (1989) a Rishbeth a Roble (1992) značně pokročilo. Modely například přinejmenším kvalitativně reprodukuje složitou vertikální strukturu změn teploty v MLT oblasti. Nicméně řada procesů ještě není adekvátně podchycena. Modely ukázaly, že existuje několik zpětných vazeb, které tlumí vliv skleníkového efektu. Například pokles teploty zeslabuje

srážkovou excitaci CO₂ atomárním kyslíkem a tím zmírňuje radiální ochlazování vybuzeným CO₂.

5. GLOBÁLNÍ OBRAZ TRENDŮ

Výše popsané trendy nám dovolují konstruovat scénář globální změny horní atmosféry na výškách nad 50 km, tj. v mezoféře, termosféře a ionosféře. Příčinami těchto změn jsou růst koncentrace skleníkových plynů v atmosféře, antropogenní změny ozónové vrstvy, v nejvyšší oblasti pak zčásti asi i růst geomagnetické aktivity v průběhu 20. století. Trendy v teplotě mezoféry, v dolní ionosféře, v maximech vrstev E a F1, v hustotě termosféry a v iontové teplotě okolo 350 km tvoří konsistentní obraz, kvalitativně odpovídající modelovým simulacím efektů růstu koncentrace skleníkových plynů. Rovněž nespolehlivější výsledky z F2 oblasti ionosféry s tím souhlasí. Přehledný obrázek podává obr. 8, který je identický s obr. 1, ale je pojednáván ne z hlediska struktury atmosféry a ionosféry, nýbrž z hlediska trendů.



Obr. 8. Struktura atmosféry a ionosféry Země a trendy v ní. Horizontální šipky ukazují směr změn teploty (beze změny v oblasti mezopauzy) nebo elektronové koncentrace, vertikální šipky indikují pokles ionosférických vrstev.

Na druhé straně zůstávají některé rozporné nebo nejasné či chybějící výsledky: rozpor mezi trendy v NLC a PMC, rozpory v trendech v foF2 a hmF2, změna trendu ve větrech v MLT oblasti, možná změna v trendu v obsahu vodních par v mezoféře, málo či chybějící informace o trendech v neutrální, iontové a elektronové teplotě v termosféře, chybějící informace o trendech v koncentraci NO a ozónu v MLT oblasti. Čili ještě hodně práce zbývá.

6. ZÁVĚR

Pozorované dlouhodobé trendy a změny v horní atmosféře a ionosféře vytváří základní konsistentní kostru celkového obrazu globálních změn v horní atmosféře, které jsou vyvolány převážně růstem koncentrace skleníkových plynů a projevují se primárně jako teplotní smršťování horní atmosféry. Tato kostra bude postupně doplňována s odstraňováním některých rozporů a mezer v informacích. Dohromady s velkým množstvím prací o trendech v dolní atmosféře ukazuje tento článek, že antropogenní emise skleníkových plynů ovlivňují atmosféru prakticky na všech výškách od povrchu až do kosmu.

LITERATURA

- Akmaev R.A.: 2002, „Modeling the cooling due to CO₂ increases in the mesosphere and lower thermosphere”, *Phys. Chem. Earth* 27, 521-528.
- Akmaev R.A., Fomichev V.I., Zhu X.: 2006, „Impact of middle-atmospheric composition changes on greenhouse cooling in the upper atmosphere”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, in press.
- Beig G.: 2000, „The relative importance of solar activity and anthropogenic influences on the ion composition, temperature, and associated neutrals of the middle atmosphere”, *J. Geophys. Res.* 105, 19841-19856.
- Beig G.: 2006, „Trends in the mesopause region temperature and our present understanding - an update”, *Phys. Chem. Earth*, 30, in press.
- Beig G., Keckhut P., Lowe R.P., Roble R.G., Mlynarczyk M.G., Scheer J., Fomichev V.I., Offermann D., French W.J.R., Shepherd M.G., Semenov A.I., Remsberg E.E., She C.Y., Lübken F.J., Bremer J., Clemesha B.R., Stegman J., Sigernes F., Fadnavis S.: 2003, „Review of mesospheric temperature trends”, *Rev. Geophys.*, 41 (4), 1015, doi:10.1029/2002RG000121.
- Bencze P.: 2005, „On the long-term change of ionospheric parameters”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 67, 1298-1306.
- Bittner M., Offermann D., Graef H.H.: 2000, „Mesopause temperature variability above a midlatitude station in Europe”, *J. Geophys. Res.* 105, 2045 - 2058.
- Bougher S.W., Roble R.G.: 1991, „Comparative terrestrial planet thermospheres. 1. Solar cycle variations of global mean temperatures”, *J. Geophys. Res.* 96, 11045-11055.
- Bremer J.: 2001, „Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations”, *Adv. Space Res.*, 28 (7), 997-1006.
- Bremer J., Berger U.: 2002, „Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phase-height observations at mid-latitudes: comparison with model simulations”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64, 805-816 (2002).
- Danilov A.D.: 2002, Overview of trends in the ionospheric E- and F2-regions”, *Phys. Chem. Earth*, 27 (6-8), 579-588.
- DeLand M.T., Shettle E.P., Thomas G.E., Olivero, J.J.: 2006, A quarter-century of satellite polar mesospheric cloud observations”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 9-29.
- Emmert J.T., Picone J.M., Lean J.L., Knowles S.H.: 2004, „Global change in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density”, *J. Geophys. Res.*, 109, A02301, doi:10.1029/2003JA010176.
- Gavrilov N.M., Fukao S., Nakamura T., Jacobi Ch., Kürschner D., Manson A.H., Meek C.E.: 2002, „Comparative study of interannual changes of the mean winds and gravity wave activity in the middle atmosphere over Japan, Central Europe and Canada”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 64, 1003-1010.
- Grossmann K.U., Gusev O., Kaufmann M., Kutevov A., Knieling P.: 2004, „A review of the scientific results from the CRISTA missions”, *Adv. Space Res.*, 34 (8), 1715-1721.
- Gruzdev A.N., Brasseur G.P.: 2005, „Long-term changes in the mesosphere calculated by a two-dimensional model”, *J. Geophys. Res.*, 110, D03304, doi:10.1029/2003JD004410.
- Jarvis M.J.: 2005, „Observed tidal variation in the lower thermosphere through the 20th century and the possible implication of ozone depletion”, *J. Geophys. Res.*, 110 (A4), A04303, doi:10.1029/2004JA010921.
- Keating G.M., Tolson R.H., Bradford M.S.: 2000, „Evidence of long term global decline in the Earth's thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects”, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1523-1526.
- Kirkwood S., Stebel K.: 2003, Influence of planetary waves on noctilucent cloud occurrence over NW Europe”, *J. Geophys. Res.*, 108, D8, 8440, doi:10.1029/2002JD002356.
- Laštovička J.: 2002, „Long-term changes and trends in the lower ionosphere”, *Phys. Chem. Earth* 27, 497-507.
- Laštovička J.: 2005, „On the role of solar and geomagnetic activity in long-term trends in the atmosphere-ionosphere system”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 67, 83-92.
- Laštovička J., Bremer J.: 2004, „An overview of long-term trends in the lower ionosphere below 120 km”, *Surv. Geophys.* 25, 69-99.
- Laštovička J., Křižan P.: 2006, „Trends in Laminar in ozone profiles in relation to trends in some other middle atmospheric parameters”, *Phys. Chem. Earth*, 30, in press.
- Laštovička J., Mikhailov A.V., Ulich T., Bremer J., Elias A.G., Ortiz de Adler N., Jara V., Abarca del Rio R., Foppiano A.J., Ovalle E., Danilov A.D.: 2006, „Long-term trends in foF2: a comparison of various methods”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, in press.
- Marcos F.A., Wise J.O., Kendra M.J., Grossbard N.J., Bowman B.R.: 2005, „Detection of a long-term decrease in thermospheric neutral density”, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04103, doi:10.1029/2004GL021269.
- Mikhailov A.V., de la Morena B.A.: 2003, „Long-term trends of foE and geomagnetic activity variations”, *Ann. Geophysicae*, 21, 751-760.
- Nedoluha G.E., Bevilacqua R.M., Gomez R.M., Hicks B.C., Russell J.M., Connor B.J.: 2003, „An evaluation of trends in middle atmospheric water vapor as measured by HALOE, WVMS, and POAM”, *J. Geophys. Res.*, 108, D13, 4391, doi:10.1029/2002JD003332.
- Offermann D., Donner M., Knieling P., Naujokat B.: 2004, „Middle atmosphere temperature changes and the duration of summer”, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66, 437-450.
- Rishbeth H., Roble R.G.: 1992, „Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – modelling of thermospheric and ionospheric effects”, *Planet. Space Sci.* 40, 1011-1026.
- Roble R.G., Dickinson R.E.: 1989, „How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and lower thermosphere?”, *Geophys. Res. Lett.* 16, 1441-1444.
- Rosenlof K.H., Oltmans S.J., Klez D., Russell J.M., Chiou E.-W., Chu W.P., Johnson D.G., Kellz K.K., Michelsen H.A., Nedoluha G.E., Remsberg E.E., Toon G.C., McCormick M.P.: 2001, „Stratospheric water vapor increases over the past half-century”, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1195-1198.
- Schmidt H., Brasseur G.P.: 2004, „Simulation of the mesospheric ozone response to natural and anthropogenic climate variability”, *Proc. XX Quadr. Ozone Symp.*, 163-164, ed. C.S. Zerefos, Kos, Greece.