

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

Aleš Raidl; Jaroslava Kalvová

Čeká nás změna klimatu?

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie, Vol. 43 (1998), No. 4, 278--293

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/139740>

Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 1998

Institute of Mathematics of the Academy of Sciences of the Czech Republic provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This paper has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library* <http://project.dml.cz>

Čeká nás změna klimatu?

Aleš Raidl a Jaroslava Kalvová, Praha

1. Klima a klimatický systém

Co je klima a jak se liší od počasí, přinejmenším intuitivně tušíme. Počasím rozumíme okamžitý stav atmosféry, který je charakterizován souhrnem hodnot meteorologických prvků (teplota, tlak, vlhkost vzduchu atd.) v určitém čase a místě atmosféry. Někdy tento pojem může zahrnovat také změny meteorologických prvků a jevů v určitém krátkém časovém intervalu, který však svou délkou trvání nepřesahuje řádově minuty až hodiny. Z každodenní zkušenosti víme, že se průběh počasí ze dne na den (mnohdy i z hodiny na hodinu) může značně měnit. Z pohledu většího časového odstupu, např. několika desetiletí, však vytváří určitý režim, který je „typický“ pro danou oblast, tzn. formuje klima. To je tedy představováno, zjednodušeně řečeno, průměrným počasím. Klima je definováno jako charakteristický dlouhodobý režim počasí podmíněný energetickou bilancí, cirkulací atmosféry, charakterem aktivního povrchu a lidskou činností [1].

Na utváření klimatu se podílí značně složitý systém, který kromě samotné atmosféry zahrnuje i oceány, mořský led, pevniny a jejich charakteristiky (např. ekosystémy a vegetaci), sněhovou pokrývku, pevninský led a hydrologii (tj. řeky, jezera apod.). V celém systému probíhá velké množství procesů, které mají různá, jak prostorová, tak i časová měřítká. Jednotlivé složky klimatického systému jsou vystaveny neustálým výměnám zejména energie a hmoty jednak mezi sebou, jednak mezi svými vlastními subsystémy.

2. Změny klimatu

Klima není neměnné, kolísá pod vlivem řady faktorů, a to jak vnějších, tak i vnitřních. Mezi vnější faktory patří především sluneční záření, tvar a rotace Země, její oběžná dráha kolem Slunce, meteorický prach, rozložení pevnin a oceánů a tvar oceánského dna. Vnitřní faktory jsou spojeny zejména s vlastnostmi atmosféry. Máme zde na mysli například složení atmosféry, její všeobecnou cirkulaci nebo přítomnost

Mgr. ALEŠ RAIDL, Dr. (1969), je odborným asistentem na katedře meteorologie a ochrany prostředí MFF UK, V Holešovičkách 2, 1800 00 Praha 8, RNDr. JAROSLAVA KALVOVÁ, CSc. (1940), je docentkou tamtéž.

Text článku vznikl rozšířením obsahu přednášky, kterou první z autorů proslavil dne 5. 2. 1998 na MFF UK v rámci akce pro středoškoláky „Jeden den s fyzikou“.

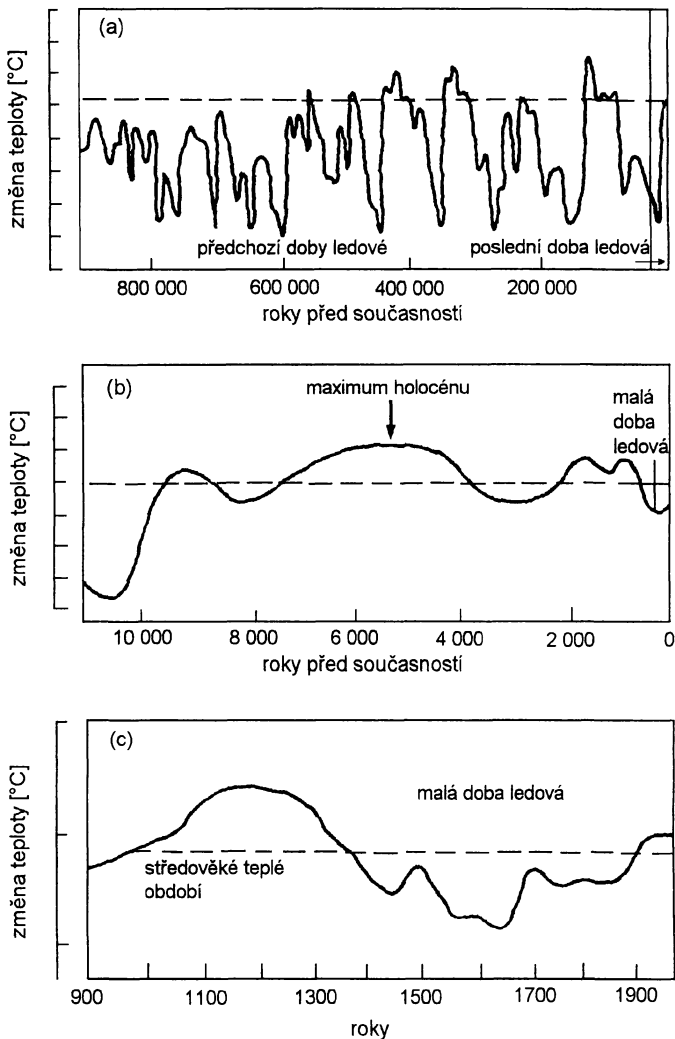
různých instabilit. Z uvedeného výčtu je zřejmé, že se klima může měnit vlivem extraterestrických i terestrických příčin a díky vlastní dynamice klimatického systému. Z důležitých terestrických příčin můžeme ještě uvést sopečné výbuchy, změny salinity a cirkulace oceánů. Ke kolísání klimatu nemusí nutně docházet jen vlivem vnějších nebo vnitřních klimatických faktorů. Jsou totiž známy nelineární systémy (tím atmosféra bezpochyby je) hydrodynamického typu [2], u kterých dochází k přeskokům z jednoho cirkulačního režimu do druhého, aniž těmto přeskokům předchází změna řídicích parametrů systému, které v naší terminologii představují právě klimatické faktory. Doba přeskoků mezi režimy je přitom malá ve srovnání s dobou jejich života. Zdali se popsaná situace realizovala alespoň v některých případech změny klimatu v minulosti Země, zůstává pro nás stále záhadou.

Podobná nejistota panuje ve vysvětlení mnohých aspektů klimatu v minulosti Země a případné úlohy řady klimatických faktorů. Ačkoliv v současnosti již umíme uspokojivě matematicky modelovat působení několika vzájemně interagujících procesů, spolupůsobení složitých kaskád dějů zahrnujících komplikované nelineární zpětné vazby se detailnímu popisu zatím vymyká.

2.1. Změny klimatu v období před přístrojovými pozorováními

V dalším textu uvedeme několik podle nás zajímavých klimatických situací, ke kterým došlo na naší planetě v minulosti. Přitom si však nečiníme nárok podat vyčerpávající přehled. Klima se v minulosti Země mnohokrát změnilo. Dlouhá období teplého klimatu bez existence polárních ledů, která trvala stovky milionů let, se střídala s dobami ledovými. Jedny z nejstarších stop po rozsáhlém zalednění pevnin sahají až do období před 2,7 a 2,3 miliardami let. Pozůstatky po několika zaledněních z období starohor (2,6 až 0,57 miliardy let) nalézáme téměř na všech současných kontinentech; k nejznámějším nálezům patří ty z oblasti Hurónského jezera. Během prvohor (570 až 230 milionů let) se střídaly chladné úseky s existencí pevninských ledovců (mladší ordovik a starší silur, konec karbonu a zejména perm) s teplejšími úseky (zejména devon). Výrazně teplým obdobím byly druhohory (230 až 65 milionů let), což dokládají četné nálezy bohaté flóry z Aljašky, západního Grónska a Špicberků datované do této éry. Během třetihor (65 až 1,8 milionů let) se začalo ochlazovat. Postupně vznikly antarktické ledovce, které před 26 miliony let dosáhly oceánu [3]. Ledovcové štíty Antarktidy již od té doby neroztály. Také na severní polokouli se postupně začaly tvořit rozsáhlé pevninské ledovce, a to nejprve na Aljašce před 9 miliony let [3]. Na celou Arktidu se zalednění rozšířilo před 3,2 milionu let kromě Severního ledového oceánu, který se pokryl ledem před přibližně 700 000 lety.

Průběh globálního průměru teploty za poslední 1 milion let je dobře patrný z obrázku 1. Klima je zde charakterizováno střídáním vlastních dob ledových, během kterých pevninské ledovce zasahovaly hluboko do mírných zeměpisných šířek, s dobami meziledovými, kdy led postupně ustupoval. Na obr. 1a je zřetelně rozeznatelná poslední doba ledová (würm), kdy teplota ve střední Evropě byla ve srovnání s dneškem přibližně o 10 °C nižší. Naopak v době meziledové, která předcházela poslední době



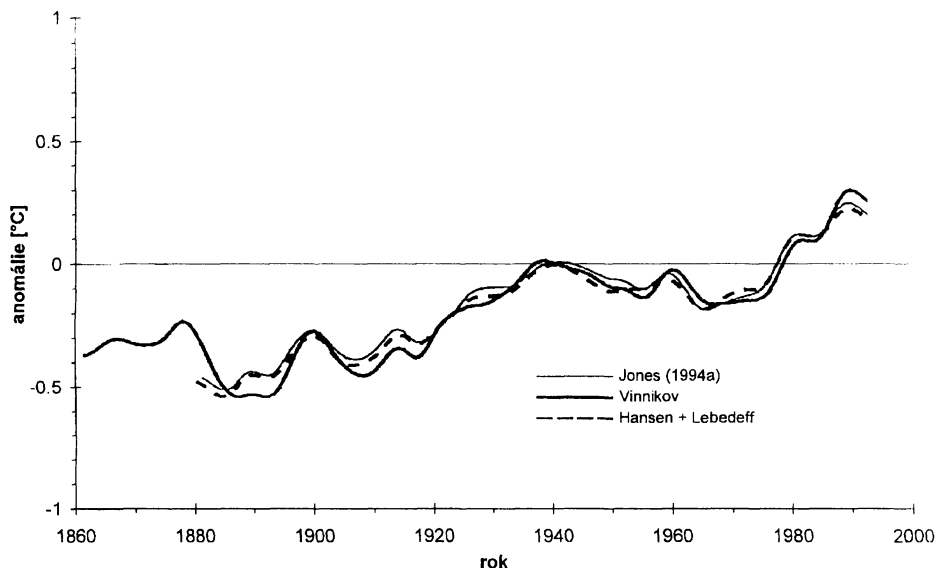
Obr. 1. Změny ročního globálního průměru teploty vzduchu při zemském povrchu za poslední a) milion let, b) deset tisíc let, c) jeden tisíc let vyjádřené jako odchylka od teplotních podmínek z počátku 20. století (přerušovaná čára). Jeden dílek na vertikální ose představuje 1 °C. Upraveno podle [4].

ledové, byla průměrná roční teplota ve střední Evropě o 2 °C vyšší než dnes. Nejteplejším obdobím od konce poslední doby ledové bylo tzv. klimatické optimum holocénu přibližně před 5000 lety. Za posledních 1000 let (obr. 1c) stojí za povšimnutí teplé období středověku (9. až 14. století n. l.), kdy byla průměrná roční teplota v Evropě asi o 1 °C vyšší než dnes. Tyto příznivé podmínky umožnily např. Vikingům osídlit na přelomu tisíciletí jižní Grónsko a poté doplout až ke břehům Severní Ameriky. Jako „malá doba ledová“ se označuje vcelku chladný interval od přibližně 16. do 19. stol., který trval 400 až 500 let (nejchladnější období na severní polokouli spadá patrně

do let 1570 až 1730 a 19. století). Chladná léta 1811–1860 pravděpodobně zapříčinila opětovný nástup alpských ledovců. Od konce 19. století se teplota začala zvyšovat.

2.2. Změny klimatu v období přístrojových pozorování

Po krátké exkurzi do minulosti se dostáváme do období, z něhož máme relativně spolehlivá meteorologická měření (připomeňme, že nejdelší pravidelné záznamy teploty vzduchu na našem území se provádějí od roku 1775 v pražském Klementinu). Důležitým ukazatelem chování teploty vzduchu při zemském povrchu jsou tzv. globální teplotní řady. Jde obvykle o odchylku průměrné roční teploty vzduchu při zemském povrchu od téže teploty průměrované přes určité referenční období. Jsou konstruovány

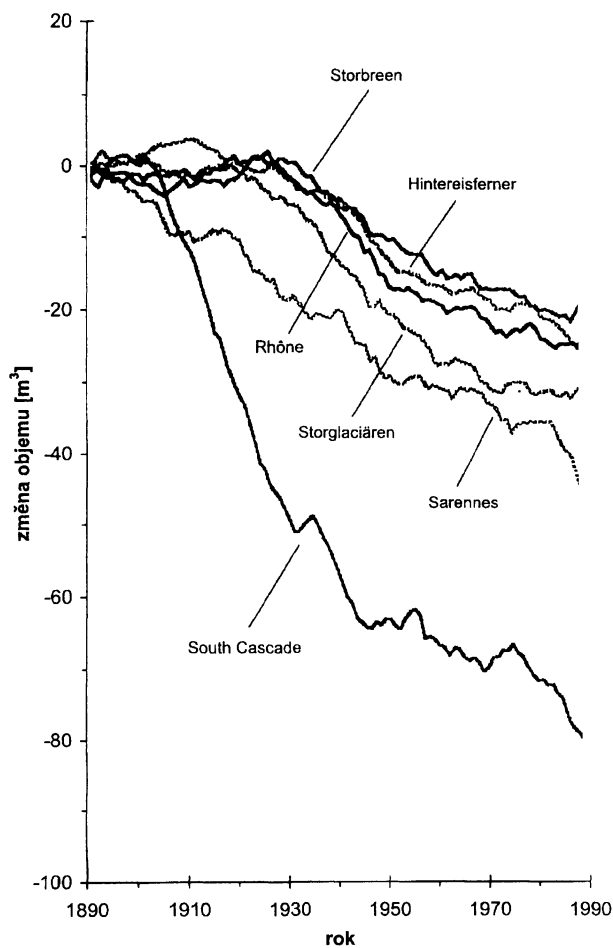


Obr. 2. Globální teplotní řady podle různých autorů. K hlazení bylo použito binomického filtru a hodnoty jsou vyjádřeny jako odchylky od průměru za období 1961 až 1990. Upraveno podle [6].

buď pro Zemi jako celek, nebo pro jednotlivé polokoule. Tyto řady byly sestaveny několika skupinami autorů a liší se např. volbou referenčního období (větší podrobnosti viz [5]). Průběh několika globálních teplotních řad je znázorněn na obr. 2. Máme-li stručně shrnout dosavadní poznatky o změně klimatu ve 20. století, musíme konstatovat, že [6]

- globální průměrná roční teplota vzduchu při zemském povrchu se od konce 19. století zvýšila o 0,3 až 0,6 °C, za posledních 40 let pak o 0,2 až 0,3 °C;
- celková neurčitost odhadu růstu globálního průměru teploty od roku 1880 je asi 0,15 °C;
- k největšímu oteplení došlo nad kontinenty mezi 40° a 70° severní šířky; v některých oblastech světa byl naopak zaznamenán pokles teploty;

- oteplování nad kontinenty je nejintenzivnější v zimě a na jaře ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule a je srovnatelné s teplým obdobím v polovině tohoto století (tehdy však byl největší nárůst teploty soustředěn do vyšších zeměpisných šířek);
- růst teplot v suchých oblastech (přibližně o $0,62\text{ }^{\circ}\text{C}$ v letech 1901 až 1993) byl poněkud vyšší než jinde nad pevninami ($0,44\text{ }^{\circ}\text{C}$), byl však regionálně proměnný;
- v severozápadní oblasti severní části Atlantského oceánu a ve středních zeměpisných šířkách severní části Tichého oceánu byl pozorován celoroční pokles teploty vzduchu;
- záznamy expedic a analýza profilů teploty ledu ukazují na oteplování v Antarktidě;
- v oblasti Arktidy nebyl žádný trend teploty v letech 1950 až 1990 patrný.



Obr. 3. Změny objemu ledovců vyjádřené v metrech vodního obsahu vzhledem k roku 1890. Převzato z [6].

Zaměříme-li se na 90. léta tohoto století, pak v roce 1992 a 1993 jsme zaznamenali poměrně nízké teploty vzduchu jak při zemském povrchu, tak i v troposféře. Šlo zřejmě

o následek erupce sopky Mt. Pinatubo v roce 1991. Snížení teplot bylo patrné zejména na severní polokouli v létě a na podzim. Vyšší teploty se znovu objevily v roce 1994; globální průměrnou teplotou se tento rok zařadil mezi 5 % nejteplejších let od roku 1860. Rok 1995, resp. 1996 byl oproti průměru za období 1961 až 1990 teplejší o $0,38\text{ }^{\circ}\text{C}$ (šlo o nejteplejší rok od roku 1861), resp. o $0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Jako nepřímý indikátor změny teploty vzduchu může sloužit chování horských ledovců. Není snad třeba příliš zdůrazňovat, že růst globálního průměru teploty má za následek ústup ledovců. Protože doba odezvy ledovců na vnější působení je několik desetiletí, maximálně však půlstoletí, odráží jejich dynamika spíše stávající změny klimatu (změny teploty a atmosférických srážek), nikoliv ty, které proběhly ve vzdálené minulosti [7]. Na obr. 3 je znázorněno chování vybraných ledovců od konce minulého století. Pomalejší ústup některých ledovců, resp. jejich přechodný nárůst, je dáván do souvislosti se zvýšenou srážkovou činností v příslušné oblasti. Z dynamiky ledovců byly odhadnuty dlouhodobé změny teploty v alpské oblasti během 20. století na $0,6$ až $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. To je v dobrém souhlasu s údaji zjištěnými z přístrojových měření teploty vzduchu.

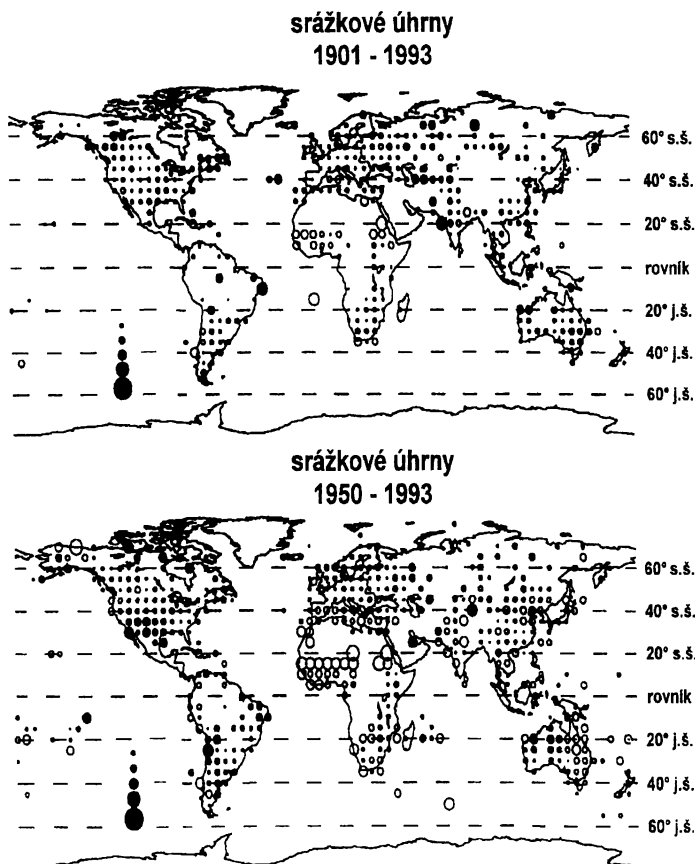
Teplota při zemském povrchu není pochopitelně jediným parametrem, jehož dlouhodobá změna popírá tvrzení o neměnnosti klimatu. Čtenáře, který se zajímá o podrobnější informace v tomto směru, odkazujeme v české odborné literatuře na práci [5], z níž získá přehled o změnách teploty v troposféře, spodní stratosféře, o změnách oblačnosti, výparu vodní páry i o změnách meziroční proměnlivosti či výskytu extrémních jevů. Na tomto místě se ještě zmíníme, kromě již uvedených údajů o přízemní teplotě, o změnách atmosférických srážek.

Především je nutné podotknout, že monitorovat změny srážek je pro jejich prostorovou a časovou proměnlivost daleko obtížnější, než je tomu u teploty. Celkový úhrn srážek nad pevninou během 20. století patrně nevzrostl. To však neplatí pro jednotlivé časové úseky a jednotlivé oblasti na Zemi. Názornou ilustraci v tomto směru poskytuje obr. 4. Omezíme-li se v prvním přiblížení na zonální průměry ročních úhrnů srážek, zjišťujeme, že během zhruba posledních 100 let:

- množství srážek rostlo ve středních a vysokých zeměpisných šířkách severní polokoule;
- v subtropických oblastech stejné polokoule srážek ubývalo, a to zejména ve 30. letech;
- srážková tendence není statisticky významná v tropickém pásu a na jižní polokouli.

3. Zesílený skleníkový efekt

Je nepochybné, že na změnách klimatu se podílí, zejména v posledních desetiletích, člověk, a to dokonce v globálním měřítku. Nejzávažnějším antropogenním zásahem je patrně uvolňování tzv. radiačně aktivních plynů (někdy jsou označovány jako skleníkové plyny) do atmosféry. Na stránkách tohoto časopisu již byla publikována obsáhlejší práce [8], pojednávající o skleníkovém efektu a vlivu CO_2 na klima, a proto se nyní

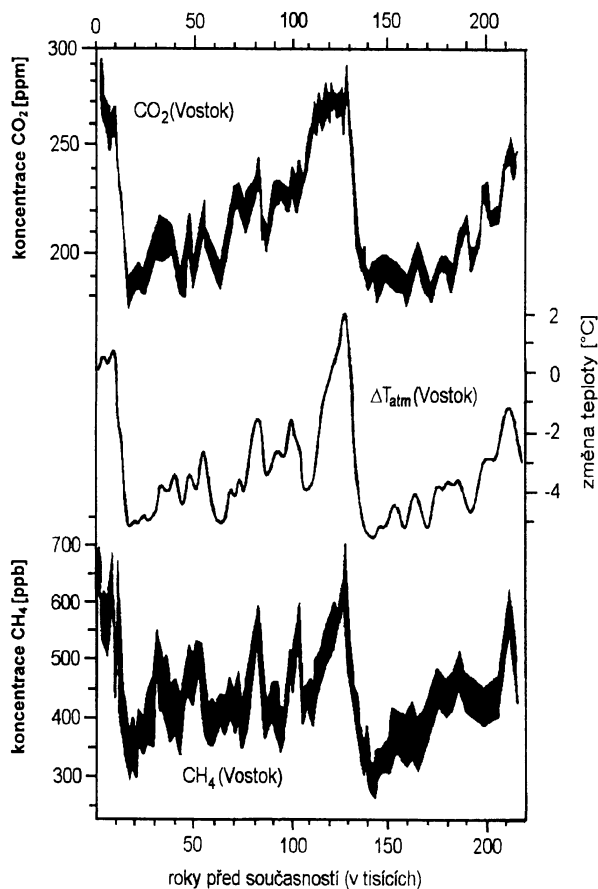


Obr. 4. Symbolické znázornění změn ročních úhrnů srážek na zeměkouli. Plná kolečka označují růst, prázdná pokles srážkových úhrnů. Velikost změny je naznačena velikostí koleček. Sestrojeno na základě [6].

omezíme již jen na několik základních poznámek. Atmosféra je téměř propustná pro krátkovlnné sluneční záření. Některé její složky však silně pohlcují dlouhovlnné záření zemského povrchu a emitují je jednak do kosmického prostoru, jednak zpět k zemskému povrchu; kompenzují tak ztrátu energie způsobenou jeho dlouhovlnným vyzařováním. Je třeba zdůraznit, že skleníkový efekt je užitečným a přirozeným fenoménem naší planety a bez jeho existence by měl její povrch teplotu přibližně -19°C [4]. Země by tedy byla pro život místem značně nehostinným. Dominantním skleníkovým plynem je vodní pára (podílí se asi 60 až 70 % na skleníkovém efektu bezoblačné atmosféry ve středních zeměpisných šířkách) a CO_2 (podílí asi 25 %). Vodní pára i CO_2 pohlcují dlouhovlnné záření v několika spektrálních pásech. Existuje však oblast vlnových délek (8 až $12\ \mu\text{m}$), tzv. atmosférické okno, kde je absorpce vodní párou a CO_2 slabá. Právě v této spektrální oblasti se uplatňují další skleníkové plyny, a to i v případě, že je jejich koncentrace v atmosféře malá. Právě tyto plyny v čele s antropogenními emisemi CO_2

Tab. 1. Koncentrace a některé další vlastnosti nejdůležitějších skleníkových plynů v atmosféře. Sestaveno na základě údajů z [6].

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HCFC-22	CF ₄
Předindustriální koncentrace	280 ppm	700 ppb	275 ppb	0	0	0
Koncentrace v roce 1994	358 ppm	1720 ppb	312 ppb	268 ppt	110 ppt	72 ppt
Přírůstek	1,5 ppm/rok	10 ppb/rok	0,8 ppb/rok	0 ppt/rok	5 ppt/rok	1,2 ppt/rok
Přírůstek [%/rok]	0,4	0,6	0,25	0	5	2
Doba života v atmosféře [rok]	50–200	12	120	50	12	50 000



Obr. 5. Změny koncentrací CO₂, CH₄ a změny ročního průměru teploty vzduchu za posledních 220 000 let odvozené z analýz vzorků ledu ze stanice Vostok v Antarktidě. Upraveno podle [9].

způsobují zesílení skleníkového efektu. Stručný přehled nejdůležitějších skleníkových plynů (dnes jich známe více než 40) s některými jejich charakteristikami je uveden v tab. 1. Míra příspěvku určitého plynu k zesílení skleníkového efektu závisí nejen na jeho koncentraci v atmosféře, ale i na účinnosti absorpce a na případném překrývání se jeho absorpčního pásu s absorpčními pásy jiných radiačně aktivních plynů. Například radiační účinek jedné molekuly některých freonů je řádově 10 000krát větší než jedné molekuly CO_2 . Za pozornost stojí, že některé radiačně aktivní látky atmosféra v době předindustriální vůbec neobsahovala (freony) a že doba života některých radiačně aktivních halogenovaných uhlovodíků v atmosféře je několik set let.

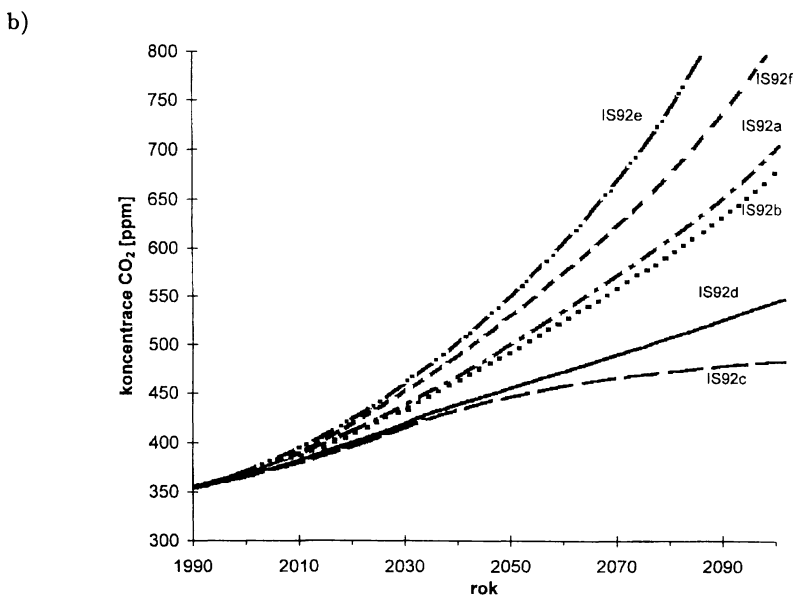
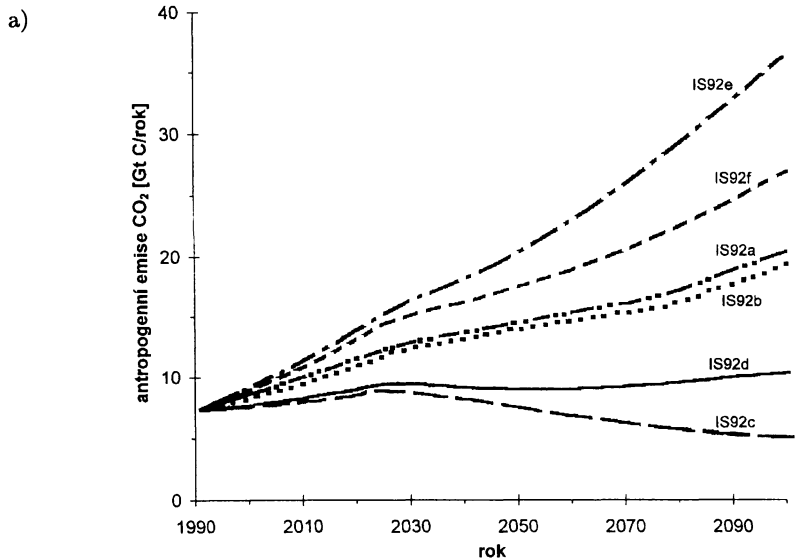
O tom, že koncentrace skleníkových plynů v atmosféře nebyla ani v minulosti konstantní, svědčí analýzy vzorků ledu z vrstů v Antarktidě (viz obr. 5). Povšimněme si zejména analogického průběhu teploty vzduchu a obou radiačně aktivních plynů. Pro účely vytváření scénářů emisí skleníkových plynů a následného odhadu případné změny klimatu vyvolané lidskou činností byl termín „změna klimatu“ v „Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu“ zúžen v tom smyslu, že tímto termínem rozumíme změnu klimatu vyvolanou přímo nebo nepřímo lidskou činností a navíc takovou, která má za následky změny ve složení atmosféry v globálním měřítku a která představuje přídavek k přirozené variabilitě klimatu [6].

4. Scénáře emisí skleníkových plynů

Chceme-li posoudit možné následky uvolňování skleníkových plynů do atmosféry, je třeba odhadnout vývoj emisí těchto plynů. K tomuto účelu se vytvářejí tzv. scénáře emisí skleníkových plynů. V současnosti se používají scénáře vypracované odborníky z „Mezivládního panelu pro změny klimatu“ (Intergovernmental Panel on Climate Change, zkráceně IPCC) [9] a označované zkratkami IS92 a až f. Bere se v nich do úvahy celá řada faktorů, například odhady ekonomického růstu, technologického vývoje, předpokládaného vývoje populace, spotřeby energie a struktury jejích zdrojů, míry odlesňování, způsobu využití půdy, zemědělské produkce atd. Na obr. 6 vidíme předpokládaný vývoj antropogenních emisí a odpovídající koncentrace CO_2 v atmosféře podle jednotlivých scénářů. Ze scénáře c je patrné, že ani případný pokles těchto emisí by nemusel mít za následek snížení koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře. Za povšimnutí stojí ještě nejpessimističtější scénář e, který počítá s výrazným růstem emisí a koncentrací skleníkových plynů. Pro zajímavost, podle tohoto scénáře nebude od roku 2075 produkována žádná jaderná energie.

5. Klimatické modely

Odhad změny klimatu vyvolané přibýváním skleníkových plynů v časovém horizontu nejbližších desetiletí (mluvíme o tzv. projekcích nebo scénářích klimatu) provádíme pomocí klimatických modelů. Tyto modely by měly prostřednictvím matematických rovnic dostatečně věrně popsat základní fyzikální i chemické procesy, které probíhají



Obr. 6. a) Antropogenní emise CO₂ podle scénářů IS92. Převzato z [6]. b) Koncentrace CO₂ v atmosféře podle scénářů emisí IS92. Převzato z [6].

v klimatickém systému. Používají se zejména trojrozměrné cirkulační modely (GCM). Dlouhou dobu tvořil základní složku klimatického modelu model atmosféry, který se velmi podobal modelům používaným pro předpověď počasí. Atmosférická složka GCM má následující části [10, 11]:

- dynamickou (obsahuje pohybové rovnice, transport hmoty suchého vzduchu a vodní páry, přeměny energie ve velkém měřítku);

- fyzikální (zahrnuje radiační schémata popisující přenos krátkovlnné sluneční radiace a emisi a absorpci dlouhovlnné radiace v systému, dále pak vznik a rozložení oblačnosti, atmosférické srážky a uvolňování latentního tepla);
- doplňkovou (popisuje procesy přenosu hmoty, hybnosti, zjevného a latentního tepla mezi atmosférou a pevným zemským povrchem a oceány, topografií zemského povrchu, vegetací atd.).

Rozvoj modelů se ubíral, vedle snahy o zdokonalování parametrizací fyzikálních procesů v atmosféře a na zemském povrchu, zejména ve směru podrobnějšího zachycení vzájemných vazeb mezi procesy probíhajícími v atmosféře a oceánech.

První GCM pracovaly s pevně zadanými teplotami povrchu oceánů z klimatologických pozorování. Jejich výhodou byla dobrá shoda modelových a pozorovaných klimatických charakteristik, zejména teploty vzduchu. Jejich chování však neodpovídalo vlastnostem reálného klimatického systému v tom smyslu, že na vnesenou poruchu reagovaly velmi rychle, tzn. kvazirovnovážného stavu bylo dosaženo po krátké době, zatímco odezva skutečného klimatického systému se opožďuje díky velké tepelné kapacitě oceánů.

Pokrok přinesly modely se směšovací vrstvou v oceánu, ve kterých je model atmosféry propojen s vrstvou oceánu hlubokou přibližně 50 až 80 m. Přitom se již bere v úvahu tepelná kapacita této vrstvy, nepočítá se však s oceánskou cirkulací. K dosažení kvazirovnovážného stavu je u těchto modelů zapotřebí zhruba dvaceti modelových let.

V devadesátých letech se začaly pro vytváření projekcí změny klimatu používat modely (označujeme je AO GCM — spřažené cirkulační modely atmosféry a oceánu), ve kterých je model atmosféry propojen s již trojrozměrným modelem oceánu. Ten bere v úvahu oceánskou cirkulaci a reakce hlubinných vod. Zahnutí oceánu do modelu v plné šíři způsobuje, že odezva na poruchy je velmi pomalá a atmosféra a oceán se dostanou do stavu vnitřní konzistence až po stovkách modelových let [6]. To s sebou přináší značné finanční nároky. Ty můžeme částečně snížit integrací modelů na řidší síti uzlových bodů¹⁾, což však na druhé straně může vést k výskytu některých systematických chyb (podrobněji viz [5, 12]).

V současnosti se provádějí zejména dva základní druhy experimentů s globálními (celokoulovými) klimatickými modely. Modely se směšovací vrstvou v oceánu poskytují tzv. rovnovážné výstupy, tzn. že klimatické charakteristiky se počítají z několikaletých časových řad až po dosažení kvazirovnovážného stavu, a to jak pro tzv. kontrolní nebo také $1 \times \text{CO}_2$ klima, tak i po jednorázovém zvýšení CO_2 , obvykle na dvojnásobek; v tomto případě hovoříme o $2 \times \text{CO}_2$ klimatu. Při výpočtech se spřaženými cirkulačními modely atmosféry a oceánu se koncentrace CO_2 mění plynule, obvykle roste o 1 % ročně. Tyto studie označujeme jako přechodové, neboť během doby integrace modelu nemusí dojít k nastolení nového kvazirovnovážného stavu modelového klimatu. To souvisí, jak již bylo uvedeno, s věrnějším popisem vlastností oceánů v těchto modelech.

¹⁾ Moderní klimatické modely pracují s horizontálním rozlišením až $2^\circ \times 2^\circ$ a až s 20 vertikálními hladinami.

Pro projekce změny klimatu v regionálním nebo dokonce lokálním měřítku mají výstupy z globálních modelů příliš malou horizontální rozlišovací schopnost. Změny očekávané v malé oblasti se proto vypočítávají i statistickými metodami. Obvykle se postupuje tak, že se na učebních souborech pozorovaných dat naleznou přenosové funkce mezi charakterem atmosférické cirkulace a lokálními klimatickými charakteristikami založenými na pozorováních. Takto získané přenosové funkce se pak využijí pro výpočet klimatických charakteristik $1 \times \text{CO}_2$ i $2 \times \text{CO}_2$ klimatu na základě modelové cirkulace. Mimoto se používají i klimatické modely na omezené oblasti s vysokým rozlišením. Protože však přebírají z globálních modelů počáteční a okrajové podmínky, nemohou eliminovat řadu jejich chyb.

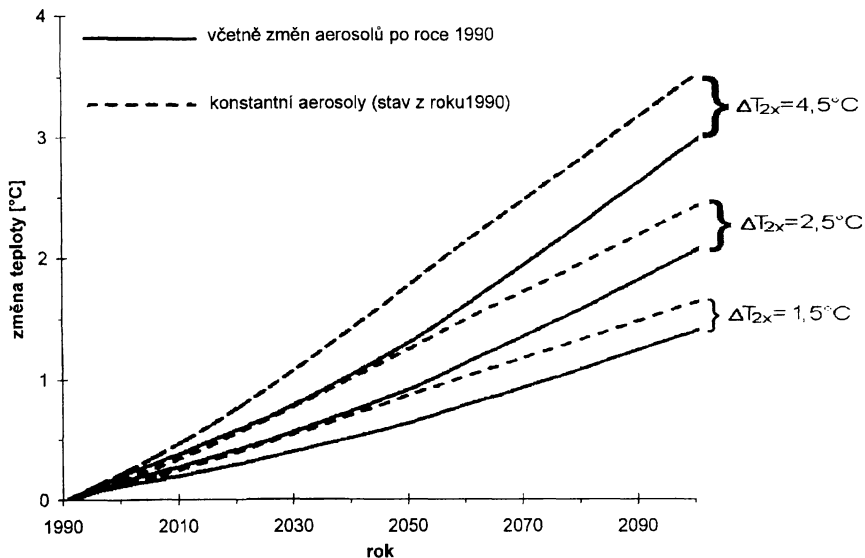
6. Očekávané změny klimatu

Nejnovější poznatky o vlivu růstu radiačně aktivních plynů na klimatický systém byly shrnuty týmem IPCC v publikaci [6]. Vliv skleníkových plynů na klima se stále počítá prostřednictvím CO_2 . Používá se přitom termín efektivní koncentrace CO_2 , což je taková koncentrace CO_2 , která by měla za následek stejnou radiační poruchu jako všechny uvažované skleníkové plyny dohromady. Většina modelů pracuje s růstem koncentrace CO_2 v atmosféře o 1 % za rok, což je poněkud vyšší růst, než odpovídá střednímu scénáři emisí IS92a. Změna ročního globálního průměru teploty vzduchu při zdvojnásobení koncentrace CO_2 představuje 0,17 až 0,5 °C v průběhu 10 let v závislosti na tzv. citlivosti modelů. Tento pojem vyjadřuje skutečnost, že rozdílná stavba jednotlivých modelů má za následek jejich různou odezvu na zvýšení koncentrace CO_2 na dvojnásobek. Základní rysy změn teploty vzduchu při zemském povrchu lze shrnout do následujících bodů:

- Růst teploty zemského povrchu a troposféry, pokles teploty ve stratosféře.
- Větší růst teploty vzduchu při zemském povrchu nad pevninami než nad oceány.
- Nejmenší oteplení nebo dokonce ochlazení se očekává v severní části Atlantského oceánu a ve vyšších zeměpisných šířkách jižní polokoule (jižně od 60° j. š.).
- U zemského povrchu bude nejvýraznější růst teploty ve vysokých zeměpisných šířkách v pozdním podzimu a v zimě (ve srovnání s ostatními sezonami).
- Oteplení v rovníkových oblastech při zemském povrchu je menší než vypočtená globální změna a v průběhu roku se bude málo měnit.
- V mírných zeměpisných šířkách severní polokoule očekáváme v létě na kontinentech vyšší oteplení, než bude činit změna globálního průměru teploty.
- Pro Severní ledový oceán (podobně i pro oceány v blízkosti Antarktidy) je oteplení v létě menší než změna globálního průměru teploty.

Pokud jde o projekce změn dalších rysů klimatu (kromě změn teploty vzduchu), pak z výsledků klimatických modelů vyplývá, že:

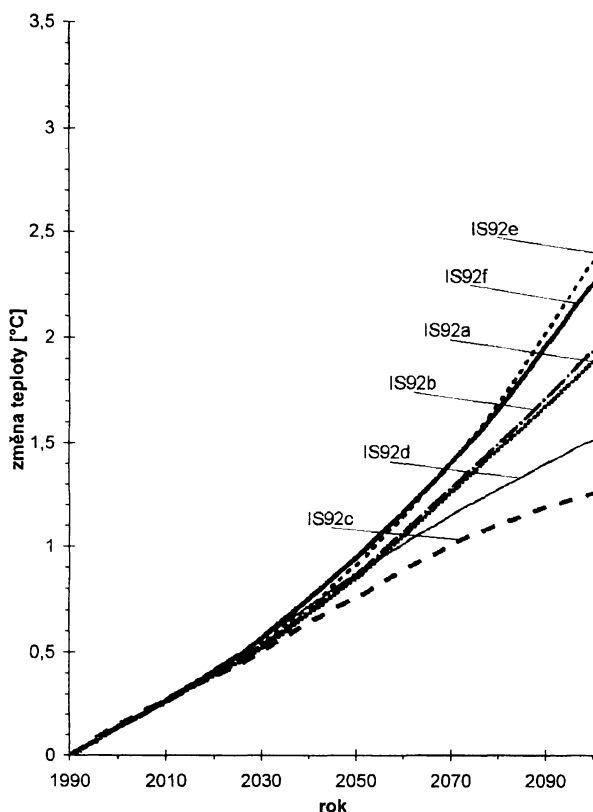
- pro Zemi jako celek se roční srážkové úhrny budou zvyšovat; globální úhrn srážek pro $2 \times \text{CO}_2$ vzroste o 3 až 15 %;
- ve vysokých zeměpisných šířkách se srážkové úhrny zvýší ve všech ročních obdobích, ve středních zeměpisných šířkách se zvýší zimní úhrny srážek;
- mnoho modelů předvídá pokles letních srážek nad kontinenty severní polokoule;
- růst koncentrace CO_2 se může negativně projevit zvýšeným výskytem extrémních jevů (sucha, povodně atd.); odhady změn variability a četnosti výskytu extrémních jevů jsou však stále dosti nejisté;
- z globálního pohledu bude oteplování doprovázeno zmenšováním rozsahu sezonní sněhové pokrývky a mořského ledu, i když v některých oblastech může zpočátku dojít k jeho přechodnému rozšiřování;
- ukazuje se, že zahrnutí vlivu aerosolů do modelů vede ke snížení oteplování zejména ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule. Podobně i růst zimních teplot ve vysokých zeměpisných šířkách severní polokoule je pak méně výrazný.



Obr. 7. Změny ročního globálního průměru teploty vzduchu do roku 2100 pro tři různé citlivosti modelu (1,5, 2,5 a 4,5 °C) a scénář emisí IS92a. Plná čára vyznačuje změny teploty způsobené růstem koncentrací skleníkových plynů i aerosolů, čárkovaně jsou zobrazeny změny dané růstem pouze skleníkových plynů. Převzato z [6].

Chceme-li přiřadit hodnoty změn klimatologických charakteristik určitému roku nebo desetiletí, musíme brát v úvahu scénáře růstu emisí a koncentrací skleníkových plynů a aerosolů. Zároveň je nutné si uvědomit, že změny teploty a dalších klimatických charakteristik jsou dány nejen růstem koncentrací skleníkových plynů a aerosolů po roce 1990, ale závisí i na změnách jejich koncentrací, které proběhly před rokem 1990. Provedení experimentů s větším počtem kombinací emisních scénářů a citlivostí

klimatických modelů pomocí AO GCM je finančně značně náročné. Proto se přistupuje k použití jednodušších klimatických modelů a tří hodnot citlivosti (1,5, 2,5 a 4,5 °C), spolu s šesti scénáři emisí IS92 [6]. Na obr. 7 jsou uvedeny změny globálního ročního průměru teploty vzduchu počítané pro tři hodnoty citlivosti modelu a dvě varianty změn koncentrací aerosolů po roce 1990 pro scénář emisí IS92a. První varianta předpokládá po roce 1990 růst koncentrací aerosolů, druhá konstantní stav. Z obr. 7 je zřejmé, že zahrnutí růstu koncentrací aerosolů do modelů má za následek zmírnění růstu globálního ročního průměru teploty. Odhady změny teploty pro citlivost modelu 2,5 °C podle jednotlivých scénářů (varianta se změnou aerosolů po roce 1990) jsou uvedeny na obr. 8. Vidíme, že v první polovině 21. století je rozptýl daný jednotlivými scénáři poměrně malý, v druhé polovině příštího století se však rozdíly rychle zvětšují.



Obr. 8. Odhady změn globálního ročního průměru teploty podle jednotlivých scénářů emisí IS92 a pro citlivost modelu 2,5 °C. Do výpočtů byl zahrnut i vliv rostoucí koncentrace aerosolů po roce 1990. Sestrojeno na základě [6].

Spodní odhad očekávaných změn teploty mezi roky 1990 a 2100 (varianta s konstantními aerosoly) činí 1 °C; tuto hodnotu dostaneme jako kombinaci malé citlivosti modelu (1,5 °C) a scénáře emisí IS92c. Horní odhad vychází 4,5 °C; získáme jej kombinací maximální citlivosti modelu (4,5 °C) s nejpessimističtější scénářem emisí IS92e. Uvažujeme-li i vliv rostoucí koncentrace antropogenních aerosolů, pak toto rozmezí činí 1 až 3,5 °C.

7. Několik závěrečných poznámek

Podle uvedených skutečností je velmi pravděpodobné, že odpověď na otázku z názvu článku je kladná. Jakého charakteru však tato změna bude, není dosud zcela jasné. Je třeba mít na paměti, že k antropogenním změnám klimatu dochází souběžně se změnami podmíněnými vnitřní dynamikou klimatického systému. K nim navíc přistupují změny vyvolané vnějším působením na klimatický systém; zde máme na mysli např. vulkanickou činnost, změny sluneční aktivity, dopady velkých meteoritů apod. Není snad třeba příliš zdůrazňovat, že variabilita klimatu daná vnějšími vlivy není v modelech zachycena. „Modelové klima“ dokonce zahrnuje pouze část přirozené variability skutečného klimatu. Jedním z důvodů je skutečnost, že zatím neumíme všechny procesy odehrávající se v klimatickém systému dostatečně uspokojivě matematicky popsat, a to i přesto, že klimatické modely mají v současnosti několik milionů stupňů volnosti [13], a patří tedy k nejsložitějším soustavám, které se v současné době pokoušíme řešit. Mimoto experimenty s dnešními klimatickými modely leží na samé hranici možností nejmodernější výpočetní techniky.

Jaký je tedy smysl vytváření projekcí klimatu na 100 let dopředu? Především nám nejde o předpověď ve smyslu, na jaký jsme zvyklí z televizních relací o předpovědi počasí na příští dva až tři dny dopředu. Nechceme totiž znát detailní chronologický vývoj klimatu, ale zajímá nás reakce klimatického systému na vnesenou poruchu, konkrétně na zdvojnásobení CO_2 v atmosféře [viz také 14]. A to proto, že růst koncentrace skleníkových plynů v atmosféře od doby předindustriální stále roste a představuje hlavní rizikový faktor změny klimatu v příštím století. Podle IPCC [6] by průměrný růst globálního ročního průměru teploty vzduchu mohl přesáhnout změny, které se odehrávaly v rámci posledních 10 000 let.

Poděkování. Práce na tomto článku byla podpořena GA ČR granty č. 205/96/1669 a 205/98/P140.

L i t e r a t u r a

- [1] SOBÍŠEK, B. a kolektiv: *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. MŽP, Praha (1993), 594 s.
- [2] HORÁK, J., KRLÍN, L.: *Deterministický chaos a matematické modely turbulence*. Academia, Praha 1996, 444 s.
- [3] LANDOLT-BÖRNSTEIN: *Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. New Series, Group V: Geophysics and Space Research, volume 4 Meteorology, subvol. c1 Climatology. Part 1, Editor G. Fischer, Springer-Verlag, Berlin 1987, 188 s.
- [4] HOUGHTON, J. T., JENKINS, G., EPHRAUMS, J. J. (eds.): *Climate Change 1990*. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge 1990, 364 s.
- [5] KALVOVÁ, J., MOLDAN, B.: *Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů*. Karolinum, Praha 1996, 161 s.
- [6] HOUGHTON, J. T., MEIRA FILHO, CALLANDER, B. A., HARRIS, N., KATTENBERG, A., MASKELL, K. (eds.): *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge 1996, 572 s.

- [7] JOHANNESON, T., RAYMOND, C., WADDINGTON, E.: *Time-scale for adjustment of glaciers to change in mass balance*. J. Glaciology 33 (1969), 355–369.
- [8] KALVOVÁ, J.: *Skleníkový efekt a změny klimatu*. Pokroky matematiky, fyziky a astronomie 40 (1995), 147–166.
- [9] HOUGHTON, J. T., MEIRA FILHO, L. G., BRUCE, J., HOESUNG LEE, CALLANDER, B. A., HAITES, E., HARRIS, N., MASKELL, K. (eds.): *Climate Change 1994. Radiative Forcing of climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge 1995, 339 s.
- [10] HENDERSON-SELLERS, A., MC GUFFIE, K.: *A Climate Modelling Primer*. John Wiley & Sons, Chichester, (1987), 217 s.
- [11] PEIXOTO, J. P., OORT, A. H.: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York (1992), 520 s.
- [12] TRENBERTH, K. E. (ed.): *Climate System Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge 1992, 788 s.
- [13] PALMER, T.: *A weather eye on unpredictability*. New Scientist, 11, November, (1989), 56–60.
- [14] RAIDL, A.: *O (ne)předpověditelnosti počasí*. Pokroky matematiky, fyziky a astronomie 42 (1997), 302–312.

Kvantová teleportace

Miloslav Dušek, Olomouc

1. Úvod

Ve vědeckofantastické literatuře se už odpradáвна teleportuje kde co. Dokonce i v jednom slavném hororu [1] se teleportuje (ovšem s nepěknými následky). O televizních seriálech a kapitánu Kirkovi ani nemluvě. Možná ale tak trochu i díky jemu se termín *kvantová teleportace* dostal ze stránek odborných časopisů až do českých novin [2]. Pokud jste však snad už investovali svoje peníze do klasické dopravy, můžete zůstat docela klidní. Experimentální kvantová teleportace umí zatím přenášet jenom docela malé dvoustavové kvantové částice. Konkrétně se daří zrekonstruovat polarizační stav fotonu asi tak metr od „vysílací stanice“. I tak ale jde o pozoruhodnou věc.

V rámci klasické fyziky můžeme stav jakékoli soustavy, alespoň v principu, plně určit měřením, a podle jeho výsledků pak systém kdekoli a kdykoli zrekonstruovat.

RNDr. MILOSLAV DUŠEK, Dr. (1964), katedra optiky, Univerzita Palackého, 17. listopadu 50, 772 00 Olomouc.