

Technická zpráva číslo 22/2015

KLIMATICKÁ STABILITA ÚZEMÍ – ZÁVĚREČNÁ ZPRÁVA

Autoři: Daniel Nývlt

Petr Dobrovolný

Česká geologická služba

Brno, říjen 2015



Obsah

1	Úvod	8
2	Expertní zpráva D. Nývlt	9
2.1	Úvod.....	9
2.2	Vývoj klimatu na geologických škálách a jeho hlavní řídicí mechanismy.....	9
2.3	Možnost ovlivnění území Česka ledovcem.....	19
2.4	Limitní scénáře vývoje klimatu v budoucích 100 tisících letech.....	21
2.4.1	Maximální ochlazení a vysušení klimatu odpovídající vrcholným pleniglaciálním podmínkám	21
2.4.2	Maximální oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholným interglaciálním podmínkám	23
2.4.3	Antropogenně podmíněné oteplení klimatu odpovídající současným modelům s dominantním vlivem člověka na budoucí chod klimatu planety Země.....	24
2.5	Shrnutí	26
3	Expertní zpráva P. Dobrovolného	29
3.1	Úvod.....	29
3.2	Vývoj klimatu během následujících století (do r. 2300)	31
3.3	Vývoj klimatu během příštích 10 tis. let.....	36
3.4	Vývoj klimatu během příštích 100 tis. let	38
3.5	Analogové scénáře budoucího vývoje klimatu	40
3.6	Varianty budoucího vývoje klimatu.....	42
3.7	Shrnutí	44
4	Závěr	46
5	Seznam literatury	47

Seznam obrázků:

- Obr. 1 Princip změn orbitálních parametrů Země (Milankovičových cyklů) s hlavními periodami a změnami parametru během posledního miliónu let. Upraveno podle Zachos et al. (2001)..... 10
- Obr. 2 Globální hlubokomořský záznam $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ založený na 40 vrtech z projektů DSDP a ODP. Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (na grafu vlevo, hodnoty na ose y jsou otočené) ukazují na vysoký globální objem ledu a nízké povrchové teploty oceánu a naopak. Převzato ze Zachos et al. (2001)..... 11
- Obr. 3 Globální kompozitní hlubokomořský záznam $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) pro pliocén a pleistocén založený na 57 vrtech z projektů DSDP a ODP. Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (hodnoty na ose y jsou otočené) ukazují na vysoký globální objem ledu a nízké povrchové teploty oceánu a naopak. Vymezení dominantního vlivu 41 tisíciletého a 100 tisíciletého cyklu vyznačeno vodorovnými úsečkami. Upraveno podle Lisiecki a Raymo (2005)..... 12
- Obr. 4 Srovnání izotopového záznamu deuteria z Antarktického ledovcového jádra EDC (EPICA Dome C) šedě s černou linií zhlazeného trendu (Jouzel et al. 2007) a globálního kompozitního hlubokomořského záznamu $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) modře (Lisiecki a Raymo 2005) ukazující značnou shodu pro období posledních >800 tisíc let. Převzato z práce Jouzel et al. (2007)..... 13
- Obr. 5 Zhlazené 20 leté průměry hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $[\text{Ca}^{2+}]$ z vrtných jader GRIP (červeně), GISP2 (zeleně) a NGRIP (modře) sladěné na časové škále GICC05modelext pro poslední glaciál, data jsou prodloužena v posledním interglaciálu o data $\delta^{18}\text{O}$ z projektu NEEM. Interstadály jsou vyznačeny šedě, chladné výkyvy v rámci interstadálů jsou světlejší šedou, stadiály jsou vyznačeny bíle. Převzato z Rasmussen et al. (2014)..... 15
- Obr. 6 Rekonstruované teploty (červená linie) pro poslední glaciál z jádra NGRIP na časové škále ss09sea06bm. Šedé body představují hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP members 2004), různými modrými odstíny data $\delta^{15}\text{N}$ z prací Kindler et al. (2014), Huber et al. (2006) a Capron et al. (2010). Oranžovými a žlutými sloupci jsou vyznačeny Heinrichovy události (Hemming 2004). Převzato z Kindler et al. (2014)..... 179
- Obr. 7 Maximální rozsahy kontinentálních a horských ledovců na území Česka. A. Přehledná mapa s vyznačením dotčených lokalit a výřezů zobrazených v obrázcích B-D. B. Horské ledovce na české straně Šumavy. C. Maximální rozsahy kontinentálních ledovců v severních Čechách a horské ledovce v Krkonoších. D. Maximální rozsahy kontinentálních ledovců na Moravě a ve Slezsku a horský ledovec v Hrubém Jeseníku. Upraveno dle Nývlt et al. (2011). 20
- Obr. 8 Srovnání izotopového záznamu deuteria z Antarktického ledovcového jádra EDC (EPICA Dome C) šedě s černou linií zhlazeného trendu (Jouzel et al. 2007) a globálního kompozitního hlubokomořského záznamu $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) modře (Lisiecki a Raymo 2005) pro období posledních >900 tisíc let s vyznačením nejteplejších interglaciálů (červenými kruhy), nejhladnějších glaciálů (modrými kruhy) a období s běžnými glaciálními podmínkami (zelenými ovály). 22
- Obr. 9 Scénáře vývoje koncentrací CO_2 (nahore) a modelovaný objem kontinentálních ledovců na severní polokouli (dole) s využitím modelu LLN 2D NH. Scénáře: A – koncentrace CO_2 odpovídá 260 ppm během následujících 19 tisíc let (analogie k poslednímu interglaciálu, MIS 5); B – koncentrace CO_2 odpovídá 260 ppm během následujících 11 tisíc let (analogie k holsteinu, MIS 11); C – koncentrace CO_2 >280 ppm během následujících 50 tisíc let; D – koncentrace CO_2 <220 ppm od doby před 20 tisíci let (upraveno podle Loutre 2003)..... 25
- Obr. 10 Průměrná roční globální teplota vzduchu (a), podle AR4 (IPCC 2007) a průměrná roční teplota vzduchu na území České republiky (b) podle Brázdil et al. (2012) v období 1856–2005. Roční hodnoty jsou doplněny nízkofrekvenčním filtrem zvýrazňujícím dekádovou variabilitu a dále odhady lineárního trendu pro posledních 150, 100, 50 a 25 roků. 30

Obr. 11 Variabilita průměrné zimní (prosinec – únor) a letní (červen – srpen) teploty vzduchu na území ČR podle měřených údajů (1900–2005) a podle simulací CMIP5 (průměr z ansámblu 46 simulací pro období 2006–2100) (vlevo) a rozložení teploty vzduchu v zimě a v létě v Evropě pro období 2081–2100 podle CMIP5 (vpravo); teploty jsou vyjádřeny v odchylkách od referenčního období 1986–2005.33

Obr. 12 Koncentrace CO₂ v atmosféře (a), projektovaná změna globální teploty vzduchu (b) a část realizovaného oteplení (c) definovaná jako podíl změny teploty v daný čas a průměrné změny teploty vzduchu v období 2980–2999 simulované EMICs pro čtyři různé RCP scénáře do r. 2300 následované konstantní úrovní radiačního působení v období 2300 až 3000 (Zickfeld et al. 2013). Data byla shlazena 10-letým nízkofrekvenčním filtrem a doplněna odhady spolehlivosti. Čárkovaná čára (a) je předindustriální úroveň koncentrací CO₂ (zdroj IPCC 2013).34

Obr. 13 Variabilita úhrnů srážek v zimě (prosinec – únor) a v létě (červen – srpen) na území ČR podle měřených údajů (1900–2005) a podle simulací CMIP5 (průměr ze souboru 39 simulací pro období 2006–2100) (vlevo) a rozložení srážek v zimě a v létě v Evropě pro období 2081–2100 podle CMIP5 (vpravo); odhady úhrnů srážek pro období 2081–2100 jsou vyjádřeny v podobě relativních změn (%) vzhledem k referenčnímu období 1986–2005. Šrafované oblasti se vyznačují nižší spolehlivostí odhadů (signál je menší než hodnota jedné směrodatné odchylky přirozené variability srážek).35

Obr. 14 Vývoj koncentrací CO₂ (Lüthi et al. 2008) doplněný koncentrací CO₂ v r. 2012 (393.8 ppm podle www.esrl.noaa.gov) za posledních 800 tisíc roků (nahore); soubor 57 záznamů poměru stabilních izotopů kyslíku ($\delta^{18}\text{O}$), který představuje vhodný proxy indikátor globálního rozsahu zalednění a jeho vysoké hodnoty odpovídají glaciálům za poslední 1 milion roků (Lisiecki a Raymo, 2005) (uprostřed); množství insolace v červnu na 60° severní šířky za poslední 1 milion roků a jeho predikce pro následujících 100 tisíc roků (Berger 1978; Berger a Loutre 1991)(dole).41

Obr. 15 Varianty možného vývoje koncentrací CO₂ (nahore) a modelová odezva v podobě objemu kontinentálního zalednění na severní polokouli (dole) podle modelu LLN 2D NH. Varianty: A – CO₂ koncentrace rovna 260 ppm během příštích 19 tisíc roků (analog MIS 5); B – CO₂ koncentrace 260 ppm během příštích 11 tisíc roků (analog MIS 11); C – CO₂ koncentrace vyšší než 280 ppm během příštích 50 tisíc roků; D – CO₂ nižší než 220 ppm od doby před 20 tisíci roky (upraveno podle Loutre 2003).43

Seznam tabulek:

Tabulka 1 Nárůst průměrné globální teploty vzduchu při zemském povrchu podle různých RCP scénářů v období 2081–2100 a 2281–2300 v porovnání s referenčním obdobím 1986–2005 (zdroj: IPCC 2013).32

Tabulka 2 Shrnutí rozsahu změn v průměrné globální roční teplotě vzduchu oproti současnosti během příštích 10 tisíc roků na základě simulací vybraných numerických modelů. V hranatých závorkách je uveden rozsah nejistot souvisejících s použitým modelem a s vnitřní variabilitou samotného klimatického systému; AD značí počet roků od současnosti (upraveno podle Svensk Kärnbränslehantering AB 2014).40

Tabulka 3 Čas nástupu příštího glaciálu a doba výskytu maximálního objemu ledu na severní polokouli podle vybraných modelových simulací (upraveno podle Svensk Kärnbränslehantering AB 2014).42

Seznam použitých zkratk:

AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AOGCM	Atmosphere-Ocean General Circulation Models
CAPE	Circum-Arctic PaleoEnvironments
CCSM	Community Climate System Model
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
DSDP	Deep Sea Drilling Project
EDC	EPICA Dome C
EMIC	Earth System Models of Intermediate Complexity
EPICA	European Project for Ice Coring in Antarctica
ESM	Earth System Models
GISP2	Greenland Ice Sheet Project 2
GRIP	Greenland Ice Core Project
HÚ RAO	Hlubinné úložiště radioaktivních odpadů
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LGM	Last Glacial Maximum
LLN	Louvain-la-Neuve climate model
LR04	Lisiecki – Raymo benthic stack 2004
MIS	Marine Isotope Stage
NEEM	North Greenland Eemian Ice Drilling
NGRIP	North Greenland Ice Core Project
NH	Northern Hemisphere
ODP	Ocean Drilling Programme
ppmv	parts per million by volume
RCP	Representative Concentration Pathway
SCM	Simple Climate Models
SPECMAP	SPECTral MAPing Project
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SST	Sea Surface Temperature

Abstrakt

Závěrečná zpráva projektu *Klimatická stabilita území* je založená na rešerši a interpretaci dostupné publikované literatury i nepublikovaných dat dvěma nezávislými experty ve smyslu cíle projektu, kterým je zhodnocení klimatické stability území vytipovaných lokalit hlubinného úložiště jaderného odpadu po dobu budoucích 100 000 let. Zahnuje definici hlavních prvků klimatického systému a řídicích parametrů, které klima ovlivňují na různých časových škálách včetně zhodnocení dřívějšího vývoje klimatu. Další část zhodnocuje limitní scénáře budoucího vývoje klimatu vycházející z jeho dřívějšího chodu a z modelové predikce antropogenně podmíněného vývoje klimatu v příštích 100 000 letech. Pro budoucí období bude charakteristická malá variabilita insolace, čímž poroste význam CO₂. Modelové simulace se shodují na skutečnosti, že současný interglaciál bude velmi dlouhý a i z hlediska vývoje množství insolace lze jako analog považovat interglaciál MIS 11. Zároveň byla zhodnocena možnost ovlivnění lokalit ledovcem a permafrostem včetně jeho vlivu na oběh podzemních vod.

Klíčová slova

budoucí klima, řídicí mechanismy, orbitální parametry, insolace, klimatické modely, ovlivnění ledovcem, přítomnost permafrostu, limitní scénáře budoucího chodu klimatu

Abstract

The final report of the project *Climate stability* is based on literature search and interpretation of available published and unpublished literature by two independent experts leading to the aim of the project, which is to evaluate climate stability of areas selected for sites of deep repository for the next 100 thousand years. The evaluation focused on the definition of the main parameters of climate system and their leading mechanisms, which affect the climate at various time scales including the evaluation of past climate evolution. The next part evaluates limiting scenarios of the future climate evolution based on the past climate changes and the modelled anthropogenic affected future climate evolution for the next 100 thousand years. There will be a relatively small variability of insolation, which means that the role of CO₂ concentration will rise. Most of models predict that the present interglacial will be very long and from an insolation variability point of view the MIS11 can be considered as an appropriate analogue. The potential of glacier influence, as well as the presence of permafrost and its effect on deep water circulations of the sites has also been evaluated.

Keywords

Future climate, driving mechanisms, orbital parameters, insolation, climate models, glacier influence, permafrost presence, limiting scenarios of the future climate evolution

1 Úvod

Tato zpráva byla zpracována v rámci projektu SÚRAO „Výzkumná podpora bezpečnostního hodnocení hlubinného úložiště“, který je součástí přípravy hlubinného úložiště radioaktivních odpadů (dále jen HÚ RAO). Cílem projektu je získat vybraná data, modely, argumenty a další informace potřebné pro zhodnocení potenciálních lokalit pro umístění HÚ z hlediska dlouhodobé bezpečnosti. Na základě veřejného zadávacího řízení byla v červenci 2014 uzavřena čtyřletá smlouva s ÚJV Řež, a. s. a jeho subdodavateli: Českou geologickou službou; ČVUT v Praze; Technickou univerzitou v Liberci; Ústavem Geoniky AV ČR, v. v. i.; a společnostmi Arcadis CZ a. s.; Progeo, s. r. o.; Chemcomex Praha, a. s. a Centrum výzkumu Řež s. r. o. o poskytování výzkumné podpory hodnocení dlouhodobé bezpečnosti v následujících oblastech:

- Chování VJP a forem RAO, nepřijatelných do přípovrchových úložišť, v prostředí hlubinného úložiště;
- Chování ukládacích obalových souborů (UOS) VJP a RAO v prostředí hlubinného úložiště;
- Chování tlumících, výplňových a dalších konstrukčních materiálů v prostředí hlubinného úložiště;
- Řešení úložných vrtů a jejich vliv na vlastnosti obklopujícího horninového prostředí;
- Chování horninového prostředí;
- Transport radionuklidů z úložiště;
- Další charakteristiky lokalit potenciálně ovlivňující bezpečnost úložiště.

Cílem tohoto dílčího projektu *Klimatická stabilita území* je vyhodnocení různých scénářů vývoje klimatu v střední Evropě (ochlazení, oteplení) v příštích 100 000 letech a jejich vlivu na hydrogeologický režim perspektivních lokalit HÚ RAO v ČR a zhodnocení klimatické stability území vytipovaných lokalit hlubinného úložiště jaderného odpadu.

Cílem této zprávy bylo především zpracování rešerše a interpretace dostupné publikované literatury i nepublikovaných dat dvěma nezávislými experty ve smyslu zhodnocení klimatické stability území sedmi vytipovaných lokalit HÚ RAO po dobu budoucích 100 000 let. Vyhodnocení obou expertů vycházelo z odlišných předpokladů. D. Nývlt vycházel z paleoklimatologické premisy předpovědi budoucího vývoje klimatu na základě dřívějších změn hlavních prvků klimatického systému a řídicích parametrů, které klima ovlivňují na různých časových škálách. Výsledkem je predikce budoucího vývoje klimatu pro oblast střední Evropy ve třech limitních scénářích. Scénáře zahrnují 1) maximální oteplení a zvlhčení klimatu známé z kvartérních interglaciálů, 2) maximální ochlazení a vysušení klimatu známé z kvartérních glaciálů a z 3) modelového vývoje budoucího chodu klimatu v důsledku antropogenně změněných podmínek. Scénáře zároveň zhodnocují možnost ovlivnění jednotlivých lokalit HÚ RAO ledovcem, výskyt permafrostu a jeho vliv na hydrogeologický režim. P. Dobrovolný naopak přistupoval k expertnímu posouzení z pohledu výstupu klimatických modelů na různé časové škále, od klimatického vývoje během 1) následujících století, 2) nejbližších 10 tisíc let až 3) následujících 100 tisíc let včetně analogových scénářů chodu hlavních řídicích parametrů během dřívějších období kvartéru a variant budoucího vývoje klimatu vycházejících z různě antropogenně zvýšených koncentrací CO₂ v atmosféře.

2 Expertní zpráva D. Nývltů

2.1 Úvod

Práce na expertní zprávě sestávaly především ze zpracování rešerše a interpretace dostupné publikované literatury i nepublikovaných dat ve smyslu zhodnocení klimatické stability území vytipovaných lokalit HÚ RAO. Vzhledem k tomu, že klima je dynamický neustále se měnící systém, tak už vlastní název projektu je poněkud zavádějící. Změna je pro klimatický systém běžným jevem, naproti tomu neměnný chod meteorologických prvků by byl zcela neobvyklým fenoménem. Podstatné pro tuto expertní práci však bylo zhodnocení vlivu budoucích klimatických změn na možnost stabilního uložení jaderného odpadu v sedmi vytipovaných lokalitách HÚ RAO po dobu budoucích minimálně 100 000 let.

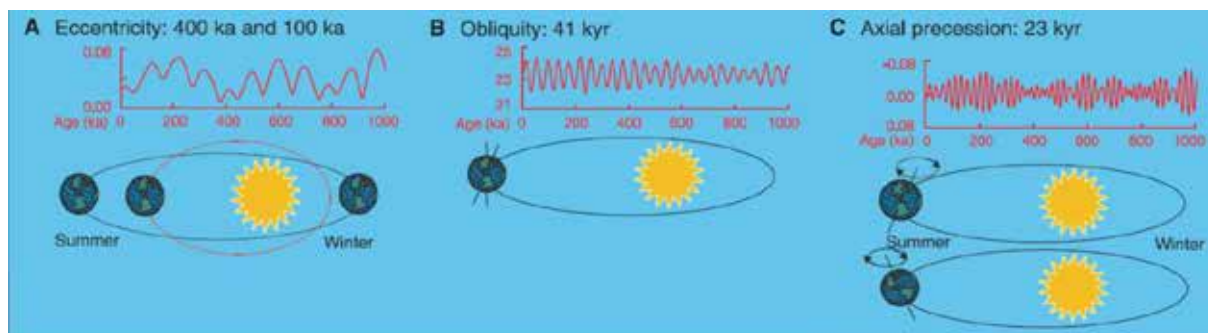
Vyhodnocení v této expertní zprávě vycházelo z paleoklimatologické premisy předpovědi budoucího vývoje klimatu na základě dřívějších změn hlavních prvků klimatického systému a řídicích parametrů, které klima ovlivňují na různých časových škálách. Výsledkem je shrnutí vývoje klimatu na geologických škálách a jeho hlavní řídicí mechanismy a predikce budoucího vývoje klimatu pro oblast střední Evropy ve třech limitních scénářích. Scénáře zahrnují 1) maximální oteplení a zvlhčení klimatu známé z hypsitermálních fází kvartérních interglaciálů, 2) maximální ochlazení a vysušení klimatu známé z kvartérních pleniglaciálních podmínek a z 3) modelového vývoje budoucího chodu klimatu s významným antropogenním vlivem na budoucí chod klimatu. Scénáře zároveň zhodnocují možnost ovlivnění jednotlivých lokalit HÚ RAO ledovcem, výskyt permafrostu a jeho vliv na hydrogeologický režim.

2.2 Vývoj klimatu na geologických škálách a jeho hlavní řídicí mechanismy

Klima planety Země je dlouhodobě dynamickým systémem měnícím se na různých škálách v rozmezí vrcholně glaciálních podmínek cryogenu, kdy mohlo dojít k téměř kompletnímu pokrytí Země ledem (Snowball Earth; Hoffman a Schrag 2002) až po naopak „skleníkové“ klima panující na naší planetě během křídly, kdy se ani v polárních oblastech nevyskytoval žádný led (Moriya et al. 2007).

Během kenozoika (posledních 66 miliónů let) prošlo klima Země významným a komplexním vývojem, který zahrnuje dlouhodobé trendy oteplování a ochlazování podmíněné tektonickými procesy na škálách 10^5 až 10^7 let, cyklickými až periodickými změnami klimatu podmíněnými orbitálními parametry Země na škálách 10^4 až 10^6 let a z dlouhodobého hlediska rychlými změnami a klimatickými přechody s trváním 10^3 až 10^5 let (Zachos et al. 2001). Dřívější chod základních meteorologických prvků, jako jsou teplota a srážky, lze pro různé časové škály rekonstruovat z proxy dat z mořských, jezerních, eolických a organogenních sedimentů, ledovcových jader nebo měření teplot v hlubokých vrtech (Pollack a Huang 2000). Pro rekonstrukce změn zemského klimatu na škálách miliónů až desítek miliónů let přicházejí v úvahu prakticky jen hlubokomořské sedimenty (Zachos et al. 2001; Pälike et al. 2006; Lisiecki a Raymo 2007), na kratších škálách potom i další záznamy (Genty et al. 2003; NGRIP Members 2004; Ammann et al. 2013) včetně historických dat a vlastních instrumentálních měření základních meteorologických prvků (Tolász et al. 2007, Brázdil et al. 2013).

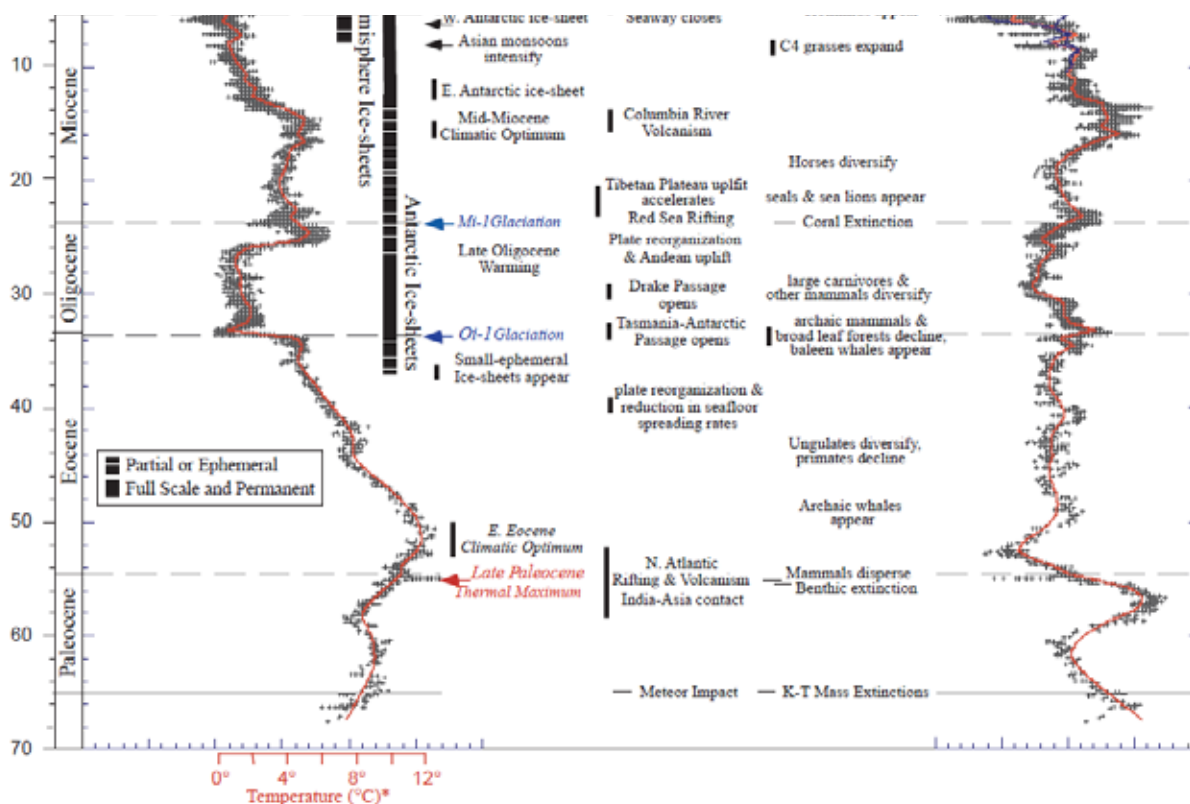
Tektonické procesy významně ovlivňující klima Země zahrnují změny konfigurace kontinentů a oceánů, orogenní fáze tvorby pásemných pohoří související se subdukcí oceánické kůry na kolizních rozhraních oceán-kontinent, případně až s uzavíráním oceánů a kolizemi kontinent-kontinent (Molnar et al. 2010). Tyto tektonické změny mají zásadní vliv na oceánické a atmosférické proudění a tudíž i na přenos tepla mezi různými zeměpisnými šířkami (Lunt et al. 2008).



Obr. 1 Princip změn orbitálních parametrů Země (Milankovičových cyklů) s hlavními periodami a změnami parametru během posledního miliónu let. Upraveno podle Zachos et al. (2001).

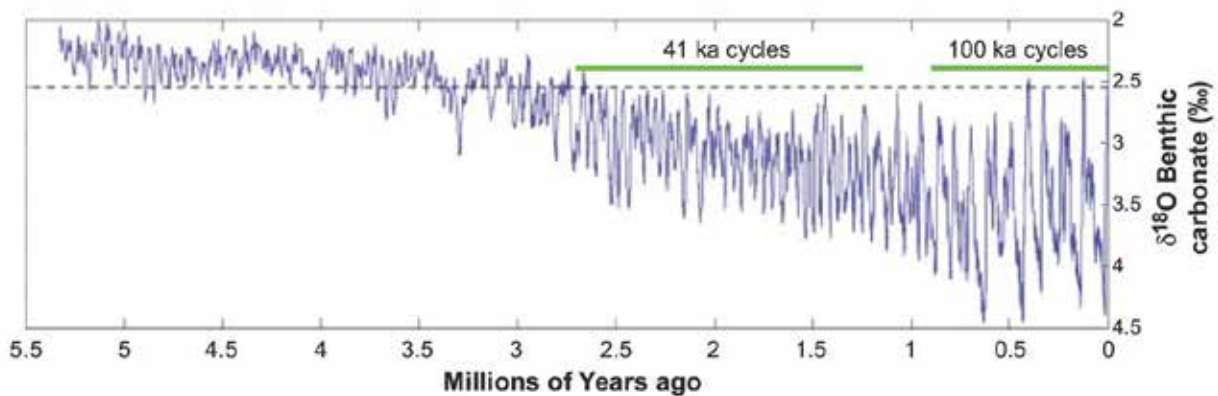
Orbitální parametry ovlivňující změny zemského klimatu zahrnují základní tři skupiny změn vztahů Země-Slunce, které se kvaziperiodicky mění v čase. Tyto změny jsou známy již od Crolla a Milankoviče (Croll 1875, Milanković 1941) a moderně byly kvantifikovány Bergerem (1977). Současné nejpresnější matematické řešení orbitálních parametrů Země pro posledních 250 miliónů let prezentovali Laskar et al. (2011). To je již čtvrtou verzí přesných orbitálních výpočtů planety Země od Jacquese Laskara. Díky výše uvedené historii se pro jejich označení vžil název (Croll)-Milankovičova nebo též astronomická teorie (v češtině někdy též hypotéza; Brázdil et al. 1988) a dané cykly jsou často označovány jako Milankovičovy cykly (Bradley 1999). Zahrnují změnu 1) výstřednosti (excentricity) oběžné dráhy Země kolem Slunce měnící se od téměř kružnicové po více eliptickou, 2) sklonu osy rotace Země vůči rovině ekliptiky v rozpětí $>2^\circ$ a 3) precese rovnodennosti způsobená změnou délky perihelu, tedy zjednodušeně změnou pozice na oběžné dráze Země (z hlediska přísluní a odsluní), kdy dochází k jednotlivým ročním obdobím (Obr. 1). Vzájemným zesílením či naopak zeslabením spolupůsobením jednotlivých orbitálních parametrů dochází ke kvaziperiodickým sezónním změnám množství dopadajícího slunečního záření na jednotlivé zeměpisné šířky Země (Berger 1977, 1978, 1988). Přičemž vysoké zeměpisné šířky severní polokoule (60.–70. s.š.) se ukazují z hlediska množství letního dopadajícího slunečního záření jako klíčové pro vznik či zánik rozsáhlejšího zalednění (Imbrie et al. 1993). Zároveň vyšší teplotní gradient mezi nízkými a vysokými zeměpisnými šířkami severní polokoule je základem zvýšené oceánické a atmosférické cirkulace a přínosu vlhkosti do vyšších zeměpisných šířek, které jsou základem pro nárůst ledovcových štítů (Bradley 1999).

Obr. 2 Globální hlubokomořský záznam $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ založený na 40 vrtech z projektů DSDP a ODP. Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (na grafu vlevo, hodnoty na ose y jsou otočené) ukazují na vysoký globální objem ledu a nízké povrchové teploty oceánu a naopak. Převzato ze Zachos et al. (2001).



Změny orbitálních parametrů lze označit za kvaziperiodické také z dalších důvodů. Jednak proto, že v jejich změnách lze stanovit hned několik hlavních period a jejich vliv se mění, proto nejsou průměrné délky jejich period v čase stejné. Hlavní perioda změn excentricity oběžné dráhy Země kolem slunce má délku ~95.800 let, vedlejší potom ~126.000 a ~405.000 let, avšak jsou známy i mnohem delší periody změny excentricity trvající ~2,4 miliónu let (Pälike et al. 2006). Sklon rotační osy Země se mění s periodou ~41.000 let, s vedlejšími periodami trvajícími ~29.000 a ~54.000 let a také dlouhou periodou trvající ~1,2 miliónu let (Pälike et al. 2006). Precese rovnodennosti se mění se střední periodou ~21.700 let s vedlejšími periodami trvajícími ~19.000 a ~23.000 let (Bradley 1999).

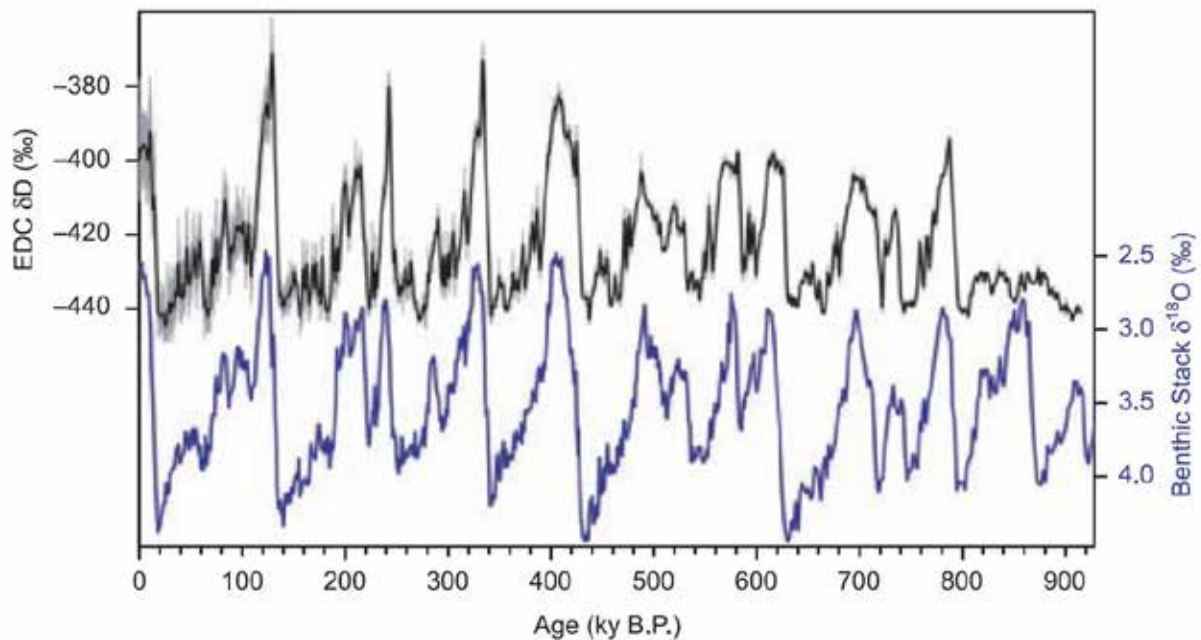
Od eocenního klimatického optima před ~50 milióny let docházelo k postupnému globálnímu poklesu teplot (Westerhold a Röhl 2009; Obr. 2) způsobenému změnou pozic kontinentů a s tím souvisejícími změnami oceánického proudění přerušovanému jen otepleními na konci oligocénu (Pälike et al. 2006) a ve středním miocénu (Tripathi et al. 2009). Tyto změny vedly i k počátku kenozoické ledové epochy s nástupem rozsáhlejšího plošného ledovcového pokryvu Antarktidy již na přelomu eocénu/oligocénu před ~34 milióny let (Zachos et al., 2001; Pälike et al. 2006). Naopak starší část miocénu byla relativně teplejší s výraznou kulminací klimatu před ~17–14 milióny let během středomiocenního klimatického optima (Tripathi et al. 2009). Globální ochlazování začalo před ~14,2 milióny let a vedlo k postupnému zvětšování Antarktického ledovce. Naproti tomu objem ledovců na severní polokouli se začal významněji zvětšovat až na konci miocénu (Maslin et al. 1998).



Obr. 3 Globální kompozitní hlubokomořský záznam $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) pro pliocén a pleistocén založený na 57 vrtech z projektů DSDP a ODP. Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (hodnoty na ose y jsou otočené) ukazují na vysoký globální objem ledu a nízké povrchové teploty oceánu a naopak. Vymezení dominantního vlivu 41 tisíciletého a 100 tisíciletého cyklu vyznačeno vodorovnými úsečkami. Upraveno podle Lisiecki a Raymo (2005).

Během středního pliocénu (před 3–3,5 milióny let) byla globální teplota planety Země o 2–3 °C vyšší, než dnes (Haywood et al. 2000). Začaly se již projevovat klimatické cykly známé později z pleistocénu, jejich amplituda však ještě nebyla tak výrazná a byla způsobená především 41 tisíciletým cyklem sklonu zemské rotační osy (Raymo et al. 2006; Obr. 3). K zintenzivnění vlivu 41 tisíciletého cyklu došlo před necelými 3 milióny, což vedlo ke zvýraznění cykličnosti na přelomu pliocénu a pleistocénu před ~2,7–2,3 milióny let. Tento cyklus zůstal dominantní pro střídání glaciálů a interglaciálů během celého spodního pleistocénu (Lisiecki a Raymo 2007). Ve spodním pleistocénu (během tzv. Crollova a Laplaceova chronu; Berger 1999) převažovaly spíše krátké klimatické cykly, během nichž byly glaciály obecně kratší (40–60 tisíc let) a doby meziledové (interglaciály) naopak delší s délkou trvání 20–30 tisíc let (Cohen a Gibbard 2011). Vliv 100 tisíciletého cyklu excentricity se začal zvyšovat před ~1,2 milióny let a jako dominantní se uplatňuje posledních 700 tisíc let (Obr. 3). Toto přechodné období je označováno jako Crollův chron (Berger 1999) nebo častěji jako středopleistocenní přechod (Pisias a Moore 1981, Clark et al. 2006).

Kvartérní střídání glaciálních a interglaciálních období probíhalo během posledních přibližně 700 tisíc let v rámci tzv. dlouhých Milankovičových cyklů (tzv. Milankovičův chron; Berger 1999) ovlivněných 100 tisíciletými cykly excentricity oběžné dráhy Země (Obr. 3). Během těchto cyklů byla převažující délka dob ledových (glaciálů) nejčastěji 80–120 tisíc let a délka dob meziledových (interglaciálů) nejčastěji 10–15 tisíc let (Cohen a Gibbard 2011). Dlouhé cykly s trváním glaciálů až 100 tisíc let (Obr. 4) umožnily nárůst rozsáhlejších ledovcových štítů i na severní polokouli a jejich rozšíření do mírných zeměpisných šířek (Ehlers et al. 2011), což je typický fenomén, pro který byl kvartér vymezen jako samostatný chronostratigrafický útvar.



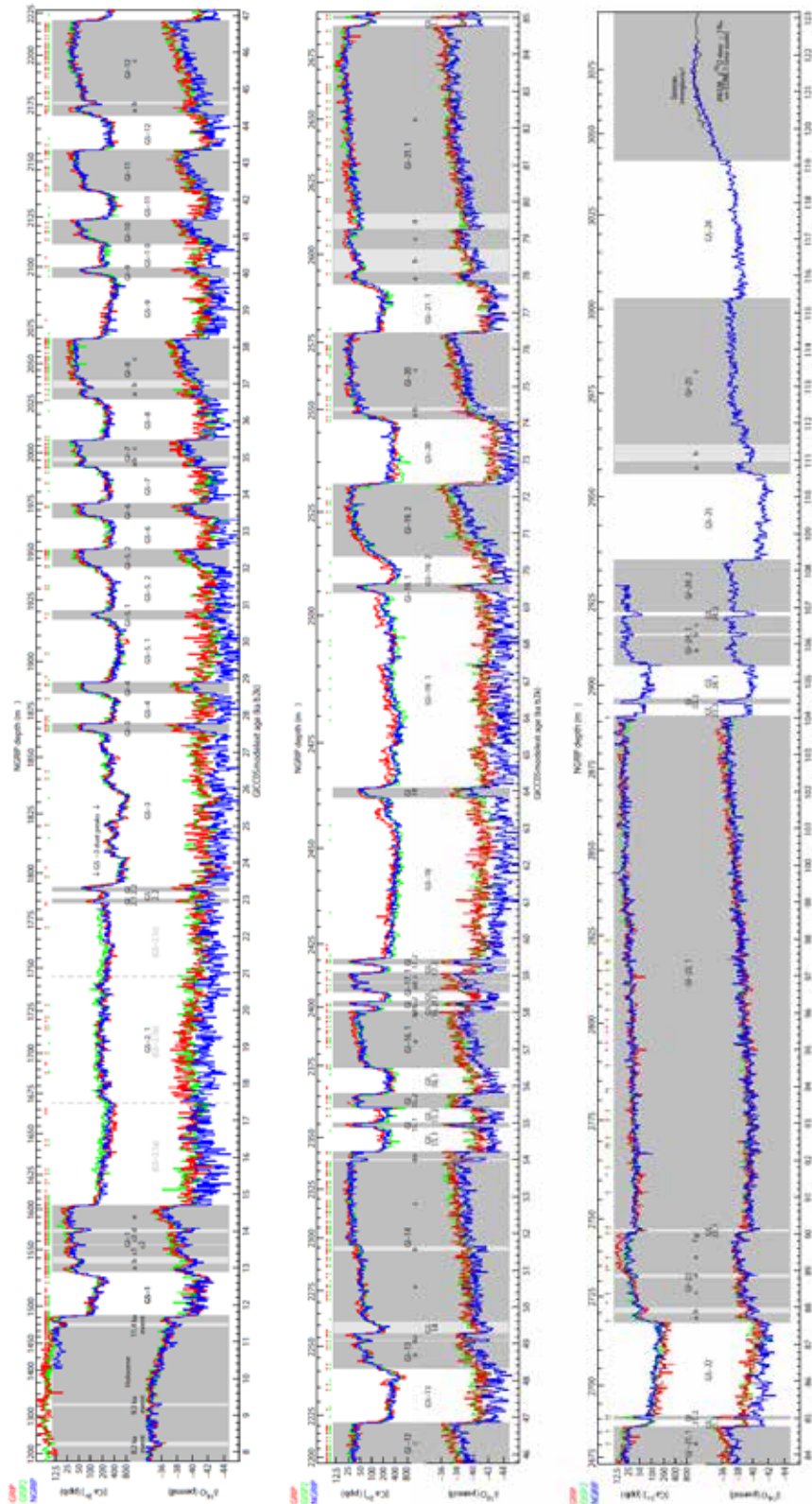
Obr. 4 Srovnání izotopového záznamu deuteria z Antarktického ledovcového jádra EDC (EPICA Dome C) šedě s černou linií zhlazeného trendu (Jouzel et al. 2007) a globálního kompozitního hlubokomořského záznamu $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) modře (Lisiecki a Raymo 2005) ukazující značnou shodu pro období posledních >800 tisíc let. Převzato z práce Jouzel et al. (2007).

Otázka délky trvání interglaciálů je komplikovanější z pohledu jejich přesné definice. To je dobře patrné na příkladu posledního interglaciálu jako chronostratigrafické jednotky. První přesnější paleoklimatické informace získané z bentických foraminifer během projektu SPECMAP pro posledních 300 tisíc let (Martinson et al. 1987) definovaly poslední interglaciál jako značně široký a ekvivalentní MIS 5 a trvající 55 tisíc let v rozmezí přibližně před 130–75 tisíci let. Tento koncept byl následně opuštěn především proto, že jako interglaciál začalo být chápáno období klimaticky ekvivalentní anebo teplejší než je současnost (Kukla et al. 2002). Velká část MIS 5, tedy MIS 5d–5a byly přiřazeny ke glaciálu a prodloužily tak trvání posledního glaciálu na ~105 tisíc let. Z tohoto pohledu poslední interglaciál odpovídá v mořském záznamu MIS 5e o délce trvání ~12 tisíc před 128–116 tisíci let (Shackleton et al. 2003). Ještě komplikovanější je situace při srovnání globálního mořského a terestrického záznamu tzv. eemu, jak byl vegetačně definován poslední interglaciál v Evropě Turnerem a Westem (1968). Pro oblast západní Evropy eem časově spadá do rozmezí před ~126 až 115 tisíci let, avšak na Iberském poloostrově se projevuje ještě o ~5 tisíc let déle (Kukla et al. 2002). Naopak ve vrtném jádře NGRIP končí poslední interglaciál již před ~119 tisíci let (Rasmussen et al. 2014).

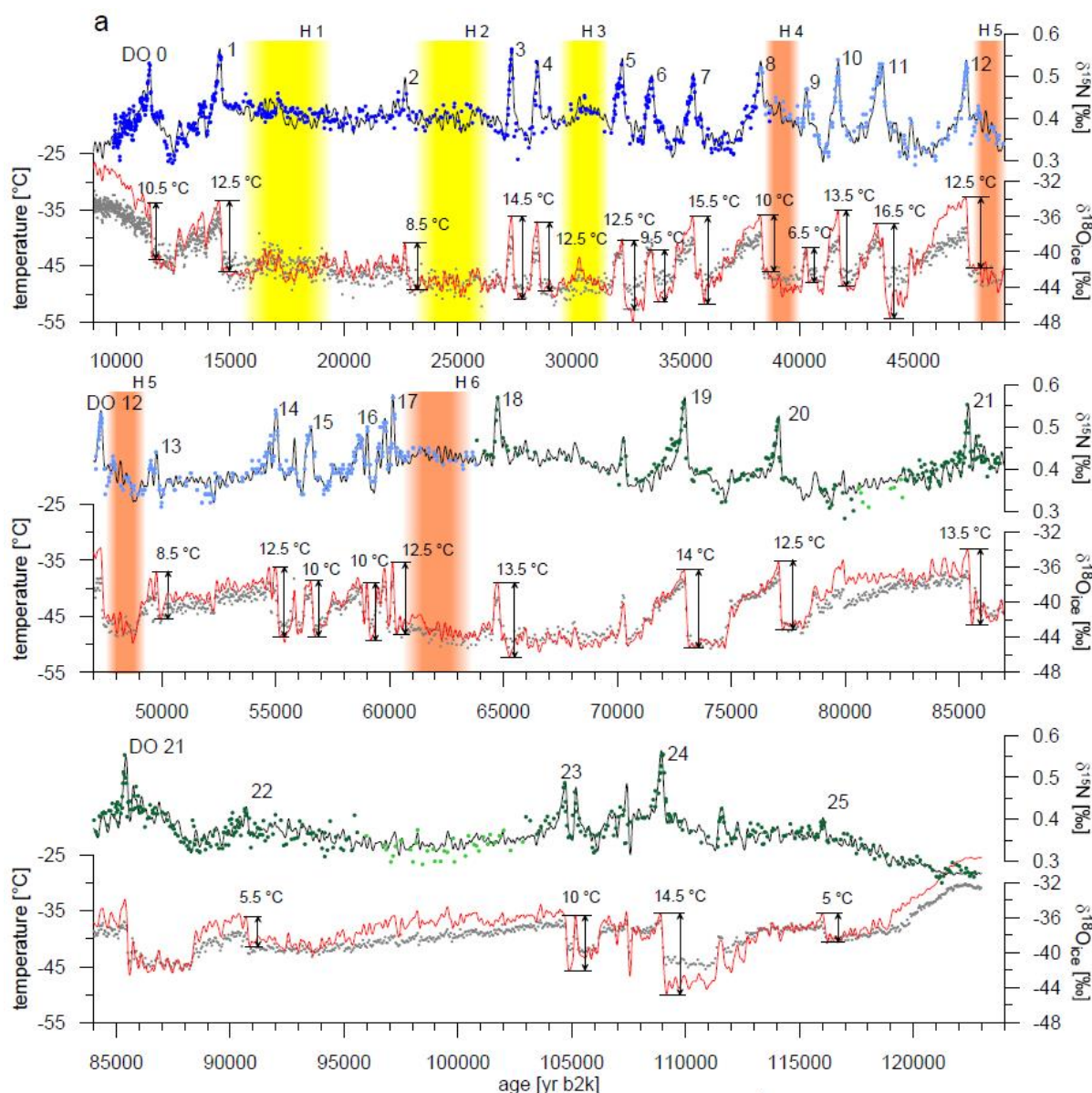
Z výše uvedeného je také patrné, že glaciály jsou díky jejich širší definici klimaticky mnohem proměnlivější, než interglaciály, které odpovídají pouze úzce vymezeným obdobím nejvyšších teplot. Klimatickou variabilitu glaciálu lze nejvhodněji ukázat na posledním glaciálu trvajícím v období před 116 až 11,7 tisíci let, protože pro ně máme nejpresnější dostupná proxy data (Obr. 5; Rasmussen et al. 2014). Obdobně klimaticky proměnlivé byly pravděpodobně podmínky i v předchozích glaciálech, avšak nám pro ně často chybějí dostatečně detailní proxy data. Kromě mořského záznamu se již pro rekonstrukci klimatu posledního glaciálu s úspěchem dají použít i další přírodní archívy, jako jsou ledovcová

jádra, jezerní sedimenty nebo speleotémy. Pro celý poslední glaciálně-interglaciální cyklus přináší ucelený paleoklimatický záznam vrtné jádro NGRIP odvrtné na 75° s. š. v centrálním Grónsku (NGRIP members 2004).

Vývoj jednotlivých parametrů studovaných v Grónském ledovcovém štítu odráží oceánické a meteorologické vlastnosti severoatlantského sektoru, kde dochází k výparu srážek, které se v podobě sněhu ukládají na Grónském ledovcovém štítu a následně jsou tlakovou rekrytalizací transformovány v ledovcový led. Z pohledu změn klimatu ve střední Evropě jsou proto paleoklimatické změny zjištěné v Grónském ledovcovém štítě zásadnější, než záznamy z ledovcových jader z Antarktidy nebo z mořských sedimentů Indického a Tichého oceánu. Severní Atlantik je totiž ústřední oblastí tvorby atmosférických tlakových systémů ovlivňujících západní část Evropy (Frankignoul et al. 2003). Kromě toho již Bond et al. (1993) ukázali korelaci mezi rychlými klimatickými oscilacemi zjištěnými v Grónském ledovcovém štítě během posledního glaciálu a označili je jako Dansgaard-Oeschgerovy události a povrchovými teplotami severního Atlantiku. Zároveň také jako první poukázali na časové spojení Dansgaard-Oeschgerových událostí (někdy též označované jako Grónské stadiály a interstadiály; Björck et al. 1998) s výraznými událostmi tání ledových ker přinášejících do severního Atlantiku hrubozrnný materiál známými jako Heinrichovy události (Hemming 2004), které jsou vždy následované náhlým oteplením klimatu v podobě Dansgaard-Oeschgerových událostí (Bond a Lotti 1995). Vliv rychlých klimatických změn (Dansgaard-Oeschgerových událostí) na chod klimatu v Evropě byl doložen v mořských sedimentech Středozevního moře (Martrat et al. 2004), ve speleotémách jihozápadní Francie (Genty et al. 2003), či v jezerních sedimentech v Alpách (Ammann et al. 2013) nebo v Maďarsku (Sümegei et al. 2013). Takovéto studie jasně dokládají výskyt těchto rychlých klimatických změn v celém sektoru severního Atlantiku s přesahem do suchozemských prostředí Evropy a Severní Ameriky. Některé studie dokonce dokládají působnost těchto událostí na úrovni celé severní polokoule (Huber et al. 2006). Proto jsou paleoklimatické záznamy z vrtných jader získaných z Grónského ledovcového štítu (GRIP, GISP2 nebo NGRIP; Obr. 5, Rasmussen et al. 2014) jako kontinuální nejlépe zpracované archívy často využívány ke korelaci klimatických záznamů i v Evropě.



Obr. 5 Zházené 20 leté průměry hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $[\text{Ca}^{2+}]$ z vrtných jader GRIP (červeně), GISP2 (zeleně) a NGRIP (modře) sledné na časové škále GICC05modelext pro poslední glaciál, data jsou prodloužena v posledním interglaciálu o data $\delta^{18}\text{O}$ z projektu NEEM. Interstadály jsou vyznačeny šedě, chladné výkyvy v rámci interstadálů jsou světlejší šedou, stadiály jsou vyznačeny bíle. Převzato z Rasmussen et al. (2014).



Obr. 6 Rekonstruované teploty (červená linie) pro poslední glaciál z jádra NGRIP na časové škále ss09sea06bm. Šedé body představují hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP members 2004), různými modrými odstíny data $\delta^{15}\text{N}$ z prací Kindler et al. (2014), Huber et al. (2006) a Capron et al. (2010). Oranžovými a žlutými sloupci jsou vyznačeny Heinrichovy události (Hemming 2004). Převzato z Kindler et al. (2014).

Nevyřešenou otázkou však stále zůstává, co je spouštěcím mechanismem těchto rychlých klimatických změn v glaciálních obdobích (Broecker 2003). V zásadě přicházejí v úvahu pouze dvě možnosti, které mohly vést ke změně v termohalinní cirkulaci v severním Atlantiku a tím pádem ke změně přísunu tepla do vyšších zeměpisných šířek severního Atlantiku. Je to buď přísun obrovského množství sladké vody do severního Atlantiku z kontinentálních ledovců, či hrazených jezer nebo změna v dynamickém systému oceán-atmosféra v tropickém Atlantiku. Současné výsledky přímého studia mořských sedimentů a výstupy modelů ukazují na obě možnosti (Peltier a Vettoretti 2014; Boehm et al. 2015).

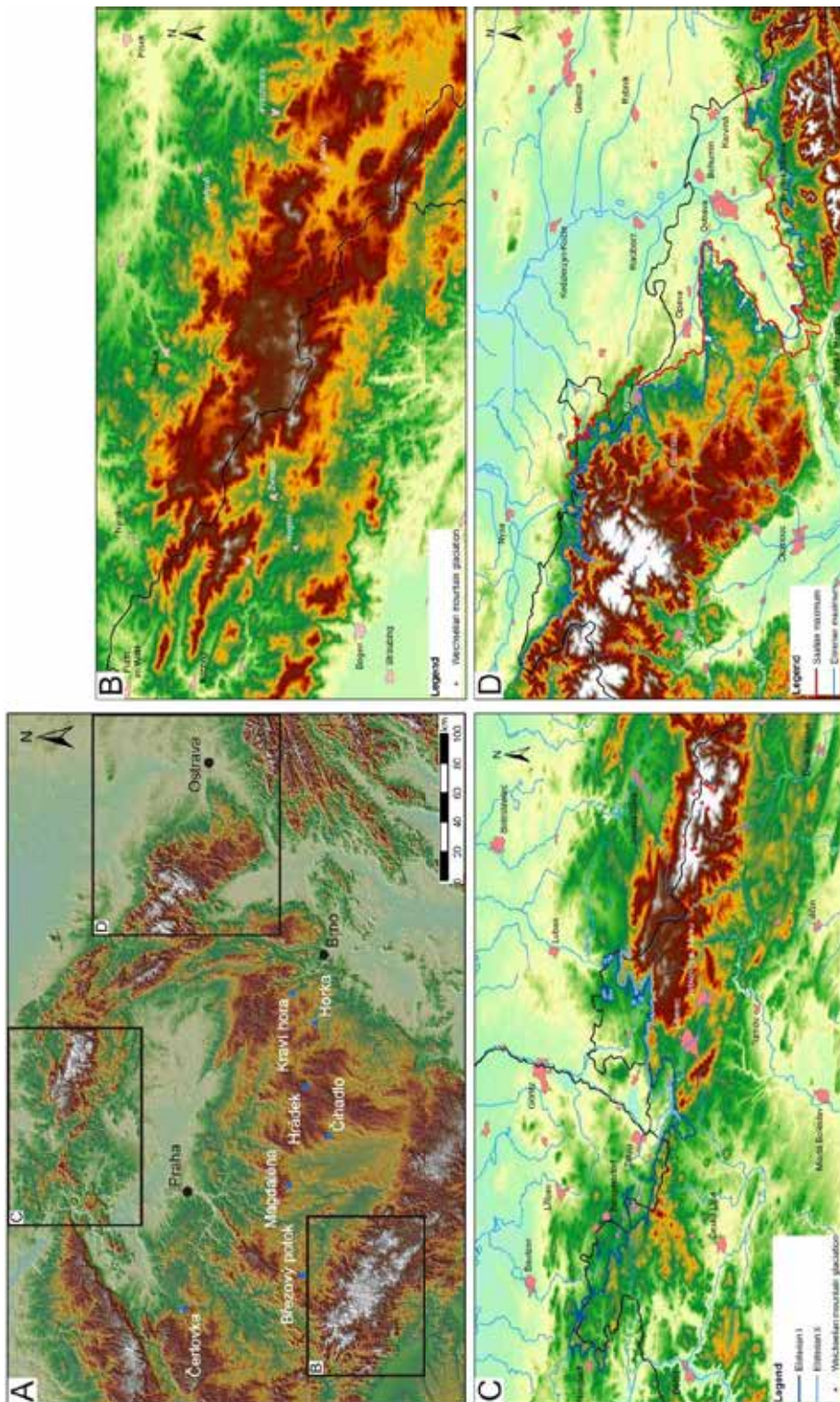
Díky polární (nebo též arktické) amplifikaci klimatu (Serreze a Francis 2006) vykazují zdejší dokumentované změny vyšší amplitudu oproti středním zeměpisným šířkám severní polokoule. K tomu nedochází pouze v současnosti, ale arktická amplifikace klimatu byla doložena v paleoklimatických záznamech chladných i teplých výkyvů pleistocénu (Miller et al. 2010) i během holocénu (Renssen et al. 2012). V dřívějších studiích se jako paleoindikátor teploty nejčastěji používal stabilní izotop ^{18}O , resp. jeho poměr vůči nejběžnějšímu izotopu kyslíku ^{16}O vyjadřovaný jako $\delta^{18}\text{O}$, což zjistil již Emiliani (1955). Ovšem v případě ledovcového záznamu neodráží teplotu vlastního ledu či atmosféry v prostoru ledovce, ale je souborem povrchových podmínek mořské vody, ze které dochází k výparu a sezónních vlastností atmosféry v místě srážek. Proto se ke kalibraci paleoteplooměru přímo nad povrchem Grónského ledovcového štítu používá izotopického složení plynů uzavřených přímo v ledu, nejčastěji $\delta^{15}\text{N}$ (Leuenberger et al. 1999). Huber et al. (2006) ukázali analýzou $\delta^{15}\text{N}$ uzavřených plynů v ledu z jádra NGRIP dramatické teplotní změny během Dansgaard-Oeschgerových událostí před 40–60 tisíci let. Tyto výsledky naznačují velmi rychlé nárůsty teploty na povrchu Grónského ledovcového štítu o 8–15 °C během pouhých několika století. Doplněním těchto dat pro celý poslední glaciál Kindler et al (2014) ukázaly rychlé teplotní změny s amplitudou 6,5–16,5 °C během Dansgaard-Oeschgerových událostí trvajících několik století (Obr. 6). Teplotní záznam posledního glaciálu zároveň ukazuje, že nad Grónským ledovcovým štítem bylo v posledním glaciálu nejchladněji během MIS 4, před 60–70 tisíci let (Kindler et al 2014). To odpovídá i většímu rozsahu zalednění na Aljašce a severní Sibiři, než tomu bylo během posledního glaciálního maxima před ~20 tisíci let (Hughes et al. 2013).

2.3 Možnost ovlivnění území Česka ledovcem

Dřívější zásahy severoevropských ledovcových štítů do prostoru střední Evropy a dřívější přítomnost horských ledovců v našich okrajových pohorích jsou známy již od konce 19. století. Z hlediska posouzení možnosti ovlivnění studovaných lokalit kontinentálním, či horským ledovcem lze vycházet z aktuální syntézy o rozsazích a časovém zařazení zalednění ve světě (Ehlers et al. 2011).

Severoevropské ledovcové štíty postoupily opakovaně do střední Evropy během maximálních glaciálních podmínek středního pleistocénu. Do okrajových částí severních Čech, Slezska a severní Moravy postoupily během tří glaciálů – dvou elsterských a staršího sálského, odpovídajících v mořské izotopové stratigrafii MIS 16, 12 a 6 (Nývlt et al. 2011). Během posledního glaciálu se čelo severoevropského ledovcového štítu zastavilo na úrovni Berlína a Varšavy (Marks 2002). Horské ledovce jsou naproti tomu z našeho území známy právě z posledního glaciálu v podobě karových a údolních ledovců, vyskytujících se v Krkonoších, na Šumavě a v Hrubém Jeseníku (Nývlt et al. 2011). Maximální rozsahy severoevropských ledovcových štítů a výskyt horských ledovců jsou zobrazeny v obr. 7.

Na většině našeho území včetně všech sedmi zájmových lokalit nelze pro období následujících sto tisíců let uvažovat o zásahu severoevropského ledovcového štítu či o přítomnosti horských ledovců, protože se zde nevyskytovaly ani v žádném z předchozích vrcholných glaciálů (Nývlt et al. 2011).



Obr. 7 Maximální rozsahy kontinentálních a horských ledovců na území Česka. A. Přehledná mapa s vyznačením dotčených lokalit a výřezů zobrazených v obrázcích B-D. B. Horské ledovce na české straně Šumavy. C. Maximální rozsahy kontinentálních ledovců v severních Čechách a horské ledovce v Krkonoších. D. Maximální rozsahy kontinentálních ledovců na Moravě a ve Slezsku a horský ledovec v Hrubém Jeseníku. Upraveno dle Nývlt et al. (2011).

2.4 Limitní scénáře vývoje klimatu v budoucích 100 tisících letech

Jako limitní pro budoucí vývoj klimatu v následujících 100 tisících letech byly stanoveny tři základní scénáře. Jejich výběr vycházel z premisy, že minulost je klíčem k budoucnosti a pro jejich definování byl využit chod základních meteorologických prvků během posledního miliónu let. Jedná se o:

- 1) maximální ochlazení a vysušení klimatu odpovídající vrcholným pleniglaciálním podmínkám,
- 2) maximální oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholným interglaciálním podmínkám,
- 3) antropogenně podmíněné oteplení klimatu odpovídající současným modelům s dominantním vlivem člověka na budoucí chod klimatu planety Země.

Pro první dva z těchto scénářů byly stanoveny maximální amplitudy průměrných ročních teplot a srážek na základě odpovídajících období během posledního miliónu let. Třetí scénář vychází z modelovaného vývoje budoucího klimatu založeném na modelech předpokládajících dominantní vliv člověka na budoucí chod klimatu.

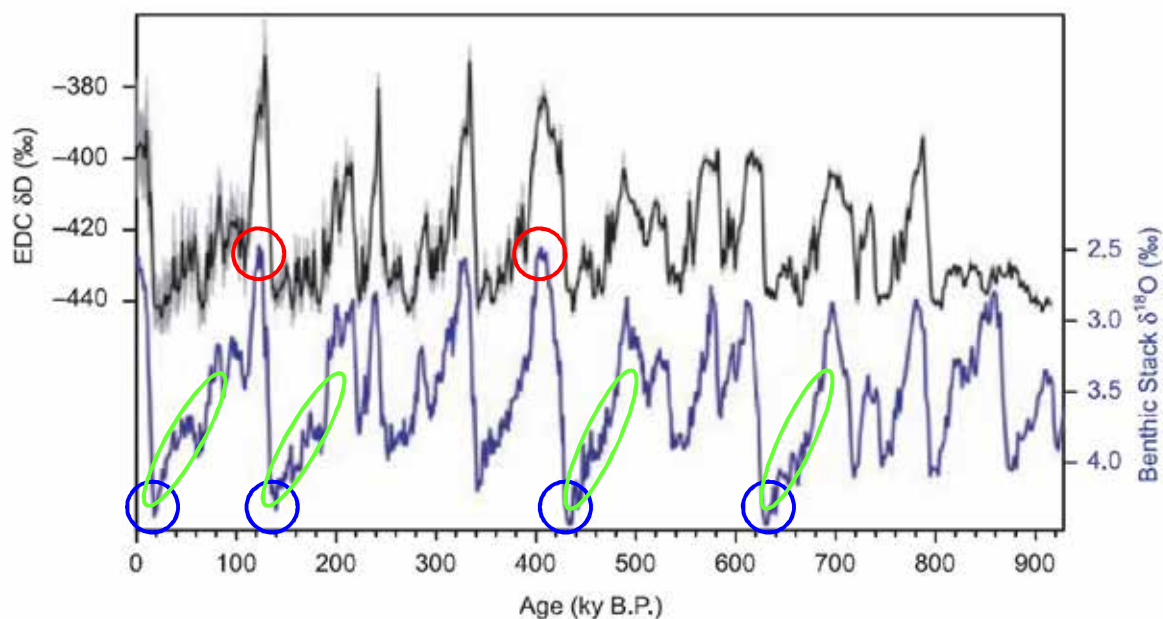
2.4.1 Maximální ochlazení a vysušení klimatu odpovídající vrcholným pleniglaciálním podmínkám

Vrcholné pleniglaciální podmínky trvaly v dlouhých klimatických cyklech obvykle jen 5–20 tisíc let (tedy 5–17 % trvání dlouhého kvartérního klimatického cyklu). Vhodnými ekvivalenty a tedy nejchladnějšími a nejsuššími stadiály jsou období odpovídající vrcholným fázím MIS 2 (poslední glaciální maximum, LGM, před ~20 tisíci let), MIS 6 (vrchol předposledního sálského glaciálu, před ~140 tisíci let), MIS 12 (vrchol mladšího elsterského glaciálu, před ~435 tisíci let) a MIS 16 (vrchol donského / staršího elsterského glaciálu, před ~630 tisíci let) (Cohen a Gibbard 2011).

Průměrné roční teploty vzduchu byly během vrcholných pleniglaciálních podmínek na našem území o 6–12 °C nižší, než v současnosti a pohybovaly se tak v mimohorských oblastech nejčastěji v rozpětí ~ -7 až -2 °C (Šafanda a Kubík 1992; Šafanda a Rajver 2001). Modelové simulace teplotních podmínek během posledního glaciálního maxima ukazují na pokles o 5–10 °C v průměrných ročních hodnotách oproti nedávným teplotám, kdy jako základ byly použity teploty v Evropě odpovídající roku 1990 n.l. (Strandberg et al. 2011). Naproti tomu pro oblast našich vysokých pohoří, jako jsou Krkonoše a Šumava ukazují modely pro poslední glaciální maximum pokles průměrných ročních teplot o 8–12 °C (Heyman et al. 2013). Vrcholné pleniglaciální podmínky byly také nejsuššími obdobími v rámci kvartérních klimatických cyklů, kdy byly průměrné roční srážky ve středoevropském prostoru o 50–60 % nižší, než dnes a pohybovaly se v rozpětí ~250–350 mm (Hatté a Guiot 2005). Maximální glaciální (pleniglaciální) podmínky trvaly v každém cyklu 6–20 tisíc let, což odpovídá 5–17 % délky trvání dlouhého kvartérního glaciálně-interglaciálního cyklu (Cohen a Gibbard 2011).

Díky délce trvání vrcholně glaciálních podmínek lze tyto chápat jako extrémně málo časté a výrazně se lišící od průměrných glaciálních podmínek v daném území, které díky dlouhodobějšímu trvání měly na vývoj krajiny v nezaledněných územích větší vliv (Porter 1989). Běžné glaciální podmínky panovaly na našem území po dobu 60–80 % posledního glaciálně-interglaciálního cyklu (během MIS 3, 4, 5a-d), kdy byly průměrné roční teploty a

průměrné roční úhrny srážek značně proměnlivé (viz obr. 8), ale pohybovaly se nejčastěji v rozmezí - 2 až 5 °C a ~300–600 mm (Hatté a Guiot 2005; Strandberg et al. 2011).



Obr. 8 Srovnání izotopového záznamu deuteria z Antarktického ledovcového jádra EDC (EPICA Dome C) šedě s černou linií zhlazeného trendu (Jouzel et al. 2007) a globálního kompozitního hlubokomořského záznamu $\delta^{18}\text{O}$ (LR04) modře (Lisiecki a Raymo 2005) pro období posledních >900 tisíc let s vyznačením nejteplejších interglaciálů (červenými kruhy), nejchladnějších glaciálů (modrými kruhy) a období s běžnými glaciálními podmínkami (zelenými ovály).

V glaciálních podmínkách se v nezaledněných oblastech Střední Evropy začal tvořit permafrost, protože průměrné roční teploty vzduchu byly dlouhodobě negativní a odpovídaly dnešním teplotám ve Vysoké Arktidě (průměrné roční teploty vzduchu v oblasti Petuniabukta, centrální část souostroví Svalbard jsou v rozmezí -3 až -5 °C; Láška et al. 2012) nebo v okrajových částech Antarktidy (průměrná roční teplota vzduchu odledněné severní části ostrova Jamese Rosse u Antarktického poloostrova je v rozmezí -6 až -8 °C; Láška et al. 2011). Díky postupnému dlouhodobému ochlazení až do vrcholně glaciálních (pleiniglaciálních) podmínek mohla mocnost permafrostu na našem území podle zjištěných kryogenních postižení materiálu v hlubokých vrtech a modelových výpočtů dosáhnout 200–250 m (Růžičková a Zeman 1992; Šafanda a Kubík 1992; Czudek 2005). Permafrost zásadně ovlivňuje oběh podzemních vod, které jsou ve zmrzlém stavu imobilní. Z tohoto pohledu je limitována především infiltrace povrchové vody do hlubších částí zemské kůry a hluboký hydrogeologický oběh je permafrostem efektivně oddělen od povrchového hydrologického oběhu. Z pohledu trvalého uložení radioaktivního materiálu v hloubkách vyšších než 300–400 m je scénář maximálního ochlazení a vysušení klimatu odpovídající vrcholným pleiniglaciálním podmínkám velmi vhodný, protože díky tvorbě permafrostu dojde k oddělení povrchového hydrologického a hlubinného hydrogeologického oběhu vod a permafrost představuje přirozenou bariéru pro možnou kontaminaci povrchu uloženými radioaktivními látkami.

Mocnost činné vrstvy permafrostu, tedy svrchní zóny permafrostu, která pravidelně každoročně od povrchu rozmrzá, nelze pro vrcholně glaciální podmínky na našem území žádným způsobem vhodně rekonstruovat, protože možné doklady o pravidelném rozmrzání a zamrzání (regelaci) svrchních částí zemského povrchu byly od posledního glaciálního

maxima, kdy takovéto podmínky naposledy panovaly, vždy setřeny následnými exogenními procesy. Pro stanovení mocnosti činné vrstvy nutné použít vhodných současných ekvivalentů z oblastí s obdobnými klimatickými podmínkami. Pro mocnost a vlastnosti činné vrstvy permafrostu jsou zásadní především topografie, teplota atmosféry především v teplé části roku, mocnost a délka trvání sněhové pokrývky, podíl kapalné vody v kapilárách vadózní zóny a termální vodivost horninového substrátu (Putkonen 1998; Zhang 2005; Hrbáček et al. 2015, in review). Jako klimaticky velmi podobné střeoevropským vrcholně glaciálním podmínkám lze použít oblast ostrova Jamese Rosse s dnešními průměrnými ročními teplotami vzduchu v rozmezí -6 až -8 °C a průměrnými ročními srážkami 300–400 mm (Láska et al. 2011; Davies et al. 2013). Mocnost činné vrstvy permafrostu se v tamějších nesoudržných horninách nejčastěji pohybuje v rozmezí 0,5–1,2 m (Hrbáček et al. in review; nepublikovaná data K. Lásky a F. Hrbáčka). V pevných horninách se nulová letní izoterma vymezující činnou vrstvu nachází nejhluběji v rozmezí 1–2,5 m (nepublikovaná data K. Lásky a F. Hrbáčka). Podíl vody v činné vrstvě se v nesoudržných horninách pohybuje obvykle v rozmezí 15–25 % (Hrbáček et al. in review; nepublikovaná data), v pevných horninách je potom řádově nižší a nepřekračuje první hmotnostní procenta. Z výše uvedených běžných mocností činné vrstvy je zřejmé, že nemůže mít žádný vliv na hlubinné uložení radioaktivního materiálu.

Podle modelů budoucího vývoje orbitálních parametrů planety Země dojde k nástupu glaciálních podmínek na severní polokouli za 40–50 tisíc let a glaciální podmínky by podle modelů měly přetrvat dalších 50–60 tisíc let (Berger a Loutre 2002; Crucifix a Rougier 2009). Modelový budoucí vývoj orbitálních parametrů Země však neukazuje na výrazný pokles insolace pro vysoké šířky severní polokoule, které by odpovídaly výše zmíněným vrcholným kvartérním glaciálům (MIS 2, 6, 12 a 16). Proto je velmi pravděpodobné, že výše zmíněných limitních podmínek v nejbližších 100 tisících letech nedosáhneme.

2.4.2 Maximální oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholným interglaciálním podmínkám

Současné klimatické podmínky s průměrnými ročními teplotami ve středních nadmořských výškách Střední Evropy nejčastěji 6–9 °C a s ročními úhrny srážek obvykle 550–700 mm (Tolasz et al. 2007) odpovídají běžným interglaciálním podmínkám. Ty trvaly obvykle 8–12 tisíc let, tedy 7–10 % trvání dlouhého kvartérního klimatického cyklu.

Nejteplejší a nejvlhčí hypsitermální úseky středno- a svrchnopleistocenních interglaciálů a holocénu (atlantik v rámci MIS 1 – holocén, MIS 5e – poslední interglaciál/eem, MIS 11 – holstein) byly v mírných zeměpisných šířkách severní polokoule až o 2 °C teplejší (Kaspar et al. 2005), než je současnost (tedy ~8–11 °C). V Arktidě byly díky polární amplifikaci vrcholné teploty posledního interglaciálu až o 4–5 °C vyšší, než teploty současné (CAPE–Last Interglacial Project Members et al. 2006). Průměrné roční srážky byly o 20–30 % vyšší, než v současnosti a pohybovaly se tak v intervalu ~800–900 mm (Hatté a Guiot 2005). Hypsitermální interglaciální podmínky byly v rámci dlouhých kvartérních glaciálně-interglaciálních cyklů extrémně výjimečné a trvaly nejčastěji 1–3 tisíce let, tedy 1–3 % délky jejich trvání (Cohen a Gibbard 2011).

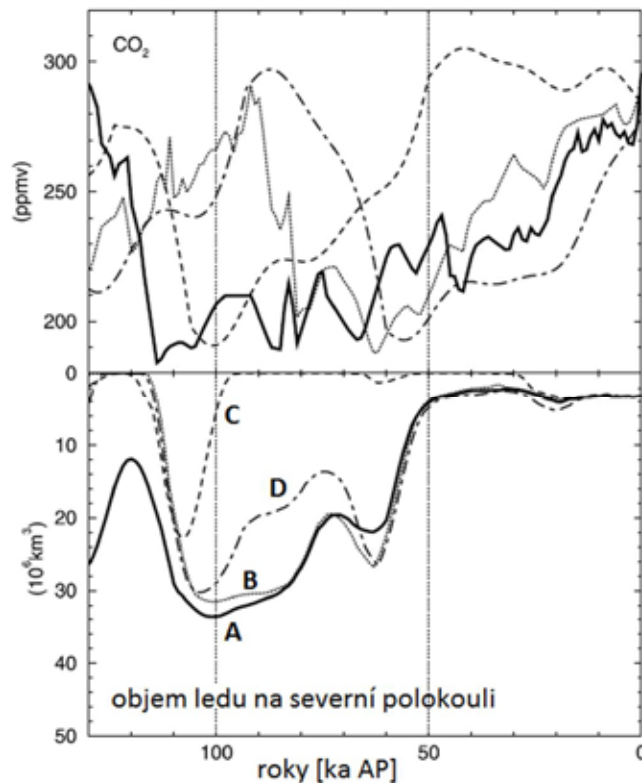
V současné době se nikde na českém státním území permafrost nevyskytuje, ani klimaticky nejchladnější vrcholová část Krkonoš totiž nemá průměrné roční teploty vzduchu dostatečně nízké pro přetrvání nebo vznik permafrostu. Proto nelze v rámci scénáře maximálního oteplení a zvlhčení klimatu odpovídajícího vrcholně interglaciálním podmínkám s dlouhodobě

zmrzlou půdou, respektive horninami počítat. Naopak zvlhčení klimatu v tomto scénáři o 20–30 % způsobí vyšší infiltraci teplejších povrchových vod do hlubších kolektorů.

Studium vývoje orbitálních parametrů v minulosti a jejich predikce do budoucna ukázala, že poslední interglaciál (MIS 5e, eem) není z pohledu chodu orbitálních parametrů Země vhodným ekvivalentem budoucího interglaciálního vývoje (Berger et al. 2003). Jako mnohem vhodnější se naopak jeví holstein (MIS 11), který kulminoval před ~405 tisíci let (Loutre a Berger 2003; Yin a Berger 2015). Holstein byl kompozitním, téměř 50 tisíc let trvajícím interglaciálem a v daném období mělo množství insolace dopadající na vyšší zeměpisné šířky severní polokoule významně sníženou amplitudu, což odpovídá budoucímu modelovému průběhu množství insolace v nejbližších 50 tisících letech (Berger et al. 2002). Během MIS 11 došlo k rozpadu Grónského a Západoantarktického ledovcového štítu (Mercer 1978; Hillenbrand et al. 2009; Raymo a Mitrovica 2012; Reyes et al. 2014), což mohlo znamenat nárůst hladiny světového oceánu o 10–12 m. Z tohoto pohledu je možné scénář maximálního oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholně interglaciálním podmínkám považovat za relevantní pro budoucí vývoj klimatu během nejbližších 100 tisíc let (Loutre 2003).

2.4.3 Antropogenně podmíněné oteplení klimatu odpovídající současným modelům s dominantním vlivem člověka na budoucí chod klimatu planety Země

Vzhledem k modelovým budoucím simulacím vývoje orbitálních parametrů planety Země (m.j. Berger et al. 2003; Loutre 2003; Yin a Berger 2015), které lze vhodně vypočítat je pro budoucí vývoj klimatu zásadní neznámou působení člověka především antropogenní emise skleníkových plynů, především potom CO₂. Již v současné době (podle nejpřesnějších měření na observatoři na Mauna Loa na Hawaii v roce 2013) koncentrace CO₂ v troposféře překročila 400 objemových ppm (ppmv), což je nesrovnatelně více, než kdykoliv během předindustriálního holocenního období (280 ppmv; Yin a Berger 2015). Kromě toho budoucí výhled IPCC (2013) počítá v nejbližších stoletích s koncentrací CO₂ >500 ppmv, přičemž nejvyšší přirozené koncentrace CO₂ jsou známy ze středopleistocenních interglaciálů, kdy dosahovaly maximálně 300 ppmv (Lüthi et al. 2008). Proto je podíl CO₂ v troposféře a jeho změny v čase zásadní pro stanovení klimatických podmínek v rámci scénáře antropogenně podmíněného oteplení budoucího klimatu pro následujících 100 tisíc let (např. Cochelin et al. 2006).



Obr. 9 Scénáře vývoje koncentrací CO_2 (nahore) a modelovaný objem kontinentálních ledovců na severní polokouli (dole) s využitím modelu LLN 2D NH. Scénáře: A – koncentrace CO_2 odpovídá 260 ppm během následujících 19 tisíc let (analogie k poslednímu interglaciálu, MIS 5); B – koncentrace CO_2 odpovídá 260 ppm během následujících 11 tisíc let (analogie k holsteinu, MIS 11); C – koncentrace $\text{CO}_2 > 280$ ppm během následujících 50 tisíc let; D – koncentrace $\text{CO}_2 < 220$ ppm od doby před 20 tisíci let (upraveno podle Loutre 2003).

Modelová simulace C v obr. 9 odpovídá zvýšeným antropogenně podmíněným koncentracím CO_2 v troposféře nad hodnotu z předindustriálního období po dobu nejbližších 50 tisíc let (Loutre 2003). Jasně ukazuje na úplné roztátí ledovcových štítů (tedy Grónského ledovcového štítu) a obecně na bezledovcové podmínky na celé severní polokouli během následujících 100 tisíc let od současnosti. Kontinentální ledovce začnou podle této simulace opět narůstat za ~95 tisíc let a ke kulminaci objemu kontinentálního zalednění severní polokoule dojde za ~110 tisíc let. Modelová simulace C odpovídá scénáři RCP8.5 (IPCC 2013) s postupným poklesem koncentrace CO_2 v troposféře. Obdobné simulace avšak založené na jiném modelu (Cochelin et al. 2006) využívající zvýšené koncentrace CO_2 v troposféře (300 ppmv) nepredikují vznik ledovcového štítu v Severní Americe po dobu nejbližších 100 tisíc let. Při koncentracích 280–290 ppmv CO_2 v troposféře začne ledovcový štít v Americe narůstat až za >50 tisíc let (Cochelin et al. 2006).

Za klimatických podmínek tohoto scénáře nelze v nejbližších 100 tisících letech počítat s nárůstem ledovcového štítu a jeho postupem do Střední Evropy. Stejně tak pravděpodobnost vzniku permafrostu a jeho vlivu na hluboký oběh podzemních vod je nulová. Detailní průběh počasí a klimatu je na škále 100 tisíc let nepredikovatelný. Jediné, co lze s větší jistotou říci je značné zvýšení variability klimatu i v prostoru Střední Evropy, která povede k častějším výskytům suchých a naopak velmi deštivých období, obdobně jako je tomu dnes např. v západní části Středomoří.

2.5 Shrnutí

Zhodnocení klimatické stability v zájmovém území je založené na rešerši a interpretaci dostupné publikované literatury i nepublikovaných dat z hlediska možnosti stabilního uložení jaderného odpadu v sedmi vytipovaných lokalitách hlubinného úložiště po dobu budoucích minimálně 100 000 let. Vzhledem k tomu, že klima je dynamický neustále se měnící systém, tak je pro klimatický systém planety Země změna běžným jevem, naproti tomu neměnný chod meteorologických prvků by byl zcela neobvyklým fenoménem.

Vyhodnocení se soustředilo na 1) definici hlavních prvků klimatického systému a řídicích parametrů, které klima ovlivňují na různých časových škálách včetně zhodnocení dřívějšího vývoje klimatu a jeho predikce do budoucna. 2) byla zhodnocena možnost ovlivnění jednotlivých lokalit ledovcem. 3) stanovení klimatických podmínek v limitních scénářích budoucího vývoje klimatu. Jako limitní pro budoucí vývoj klimatu v následujících 100 tisících letech byly stanoveny tři základní scénáře. Jejich výběr vycházel z premisy, že minulost je klíčem k budoucnosti a pro jejich definování byl využit chod základních meteorologických prvků během posledního miliónu let. Jedná se I) o maximální ochlazení a vysušení klimatu odpovídající vrcholným pleniglaciálním podmínkám, II) maximální oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholným interglaciálním podmínkám, III) antropogenně podmíněné oteplení klimatu odpovídající současným modelům s dominantním vlivem člověka na budoucí chod klimatu planety Země. Pro první dva z těchto scénářů byly stanoveny maximální amplitudy průměrných ročních teplot a srážek na základě odpovídajících období během posledního miliónu let. Třetí scénář vychází z modelovaného vývoje budoucího klimatu založeném na modelech předpokládajících dominantní vliv člověka na budoucí chod klimatu. Kromě možnosti ovlivnění ledovcem byly pro limitní scénář vrcholných pleniglaciálních podmínek zhodnoceny také vlastnosti permafrostu a jeho činné vrstvy a jejich vliv na hydrogeologický režim v horninovém masivu.

I) **scénář maximálního ochlazení a vysušení klimatu** odpovídající vrcholným pleniglaciálním podmínkám ukazuje na průměrné roční teploty vzduchu v mimohorských oblastech našeho území nejčastěji v rozpětí ~ -7 až -2 °C a odpovídaly tak dnešní Vysoké Arktidě nebo okrajové části Antarktidy. Zároveň jsou tato období také nejsuššími obdobími v rámci kvartérních klimatických cyklů, kdy byly průměrné roční srážky ve středoevropském prostoru v rozpětí ~250–350 mm. Pleniglaciální podmínky trvaly během posledního miliónu let v každém cyklu 6–20 tisíc let, což odpovídá 5–17 % délky trvání dlouhého kvartérního glaciálně-interglaciálního cyklu. Naproti tomu běžné glaciální podmínky, které panovaly na našem území po dobu 60–80 % dlouhých glaciálně-interglaciálního cyklu, vykazují značně proměnlivé průměrné roční teploty nejčastěji v rozmezí -2 až 5 °C a značně proměnlivé průměrné roční úhrny srážek v rozmezí ~300–600 mm.

V glaciálních podmínkách se v nezaledněných oblastech Střední Evropy tvořil permafrost, jehož mocnost na našem území během pleniglaciálních podmínek dosáhla až 200–250 m. Permafrost zásadně ovlivňoval oběh podzemních vod, především díky nulové infiltraci povrchové vody do hlubších částí zemské kůry a hluboký hydrogeologický oběh byl permafrostem efektivně oddělen od povrchového hydrologického oběhu. Z pohledu trvalého uložení radioaktivního materiálu v hloubkách vyšších než 300–400 m jsou podmínky odpovídající scénáři maximálního ochlazení a vysušení klimatu během vrcholných pleniglaciálních podmínek velmi vhodný, protože díky tvorbě permafrostu dojde k oddělení povrchového hydrologického a hlubinného hydrogeologického oběhu vod a permafrost

představuje přirozenou bariéru pro možnou kontaminaci povrchu uloženými radioaktivními látkami. Stejně tak sezónně rozmrazující činná vrstva permafrostu o mocnosti max. prvních metrů nemůže mít žádný vliv na hlubinné uložení radioaktivního materiálu.

Podle modelů budoucího vývoje orbitálních parametrů planety Země by mohly glaciální podmínky na severní polokouli začít za 40–50 tisíc let a přetrvat dalších 50–60 tisíc let, avšak pokles insolace pro vysoké šířky severní polokoule ukazuje na fakt, že by nemusely být tak chladné a suché jako vrcholné středopleistocenní glaciály a výše zmíněných limitních podmínek v nejbližších 100 tisících letech zřejmě nedosáhneme.

II) **scénář maximálního oteplení a zvlhčení klimatu** odpovídající vrcholným interglaciálním (hypsitermálním) podmínkám ukazuje na průměrné roční teploty v mimohorských oblastech ~8–11 °C a průměrné roční úhrny srážek v intervalu ~800–900 mm. Hypsitermální interglaciální podmínky byly v rámci dlouhých kvartérních glaciálně-interglaciálních cyklů extrémně výjimečné a trvaly nejčastěji 1–3 tisíce let, tedy 1–3 % délky jejich trvání. Tvorba permafrostu na našem území je v tomto scénáři vyloučená. Naopak zvlhčení klimatu o 20–30 % oproti dnešku způsobí vyšší infiltraci teplejších povrchových vod do hlubších kolektorů. Současné klimatické podmínky s průměrnými ročními teplotami ve středních nadmořských výškách Střední Evropy nejčastěji 6–9 °C a s ročními úhrny srážek obvykle 550–700 mm odpovídají naproti tomu běžným interglaciálním podmínkám. Ty trvaly obvykle 8–12 tisíc let, tedy 7–10 % trvání dlouhého kvartérního klimatického cyklu.

Studium vývoje orbitálních parametrů v minulosti a jejich predikce do budoucna ukazuje, že vhodným ekvivalentem budoucího interglaciálního vývoje je holstein (MIS 11, kulminace před ~405 tisíci let). Ten byl kompozitním, téměř 50 tisíc let trvajícím interglaciálem a v daném období mělo množství insolace dopadající na vyšší zeměpisné šířky severní polokoule významně sníženou amplitudu, což odpovídá budoucímu modelovému průběhu množství insolace v nejbližších 50 tisících letech. Během MIS 11 došlo k rozpadu Grónského a Západoantarktického ledovcového štítu, což znamenalo nárůst hladiny světového oceánu o 10–12 m. Z tohoto pohledu je možné scénář maximálního oteplení a zvlhčení klimatu odpovídající vrcholně interglaciálním podmínkám považovat za relevantní pro budoucí vývoj klimatu během nejbližších 50 tisíc let.

III) **scénář antropogenně podmíněného oteplení klimatu** odpovídající současným modelům s dominantním vlivem člověka na budoucí chod klimatu planety Země ukazuje na dominantně interglaciální podmínky v nejbližších 50 tisících letech a následný nástup plošného zalednění na severní polokouli. Zásadní neznámou je však působení člověka a to emise skleníkových plynů, především CO₂. Současná koncentrace CO₂ v troposféře překročila 400 ppmv, což je nesrovnatelně více, než kdykoliv během posledního miliónu let (interglaciální maxima dosahují 300 ppmv). Budoucí výhled IPCC (2013) dokonce počítá v nejbližších stoletích s koncentrací CO₂ >500 ppmv. Proto je podíl CO₂ v troposféře a jeho změny v čase zásadní pro stanovení klimatických podmínek v rámci scénáře antropogenně podmíněného oteplení budoucího klimatu pro následujících 100 tisíc let. Podle modelů scénáře RCP8.5 (IPCC 2013) dojde k brzkému úplnému roztátí Grónského ledovcového štítu a obecně budou na celé severní polokouli během následujících 100 tisíc let probíhat bezledovcové podmínky. Stejně tak pravděpodobnost vzniku permafrostu a jeho vlivu na hluboký oběh podzemních vod je nulová. Detailní průběh počasí a klimatu je na škále 100

tisíc let nepredikovatelný. Jediné, co lze s větší jistotou říci je značné zvýšení variability klimatu v prostoru Střední Evropy.

V žádném ze tří výše zmíněných scénářů budoucího vývoje nelze v nejbližších 100 tisících letech počítat s přímým vlivem ledovce na sedm vybraných lokalit hlubinného úložiště, protože nebyly v posledním miliónu let nikdy zaledněny a limitní scénáře tuto možnost také vylučují.

3 Expertní zpráva P. Dobrovolného

3.1 Úvod

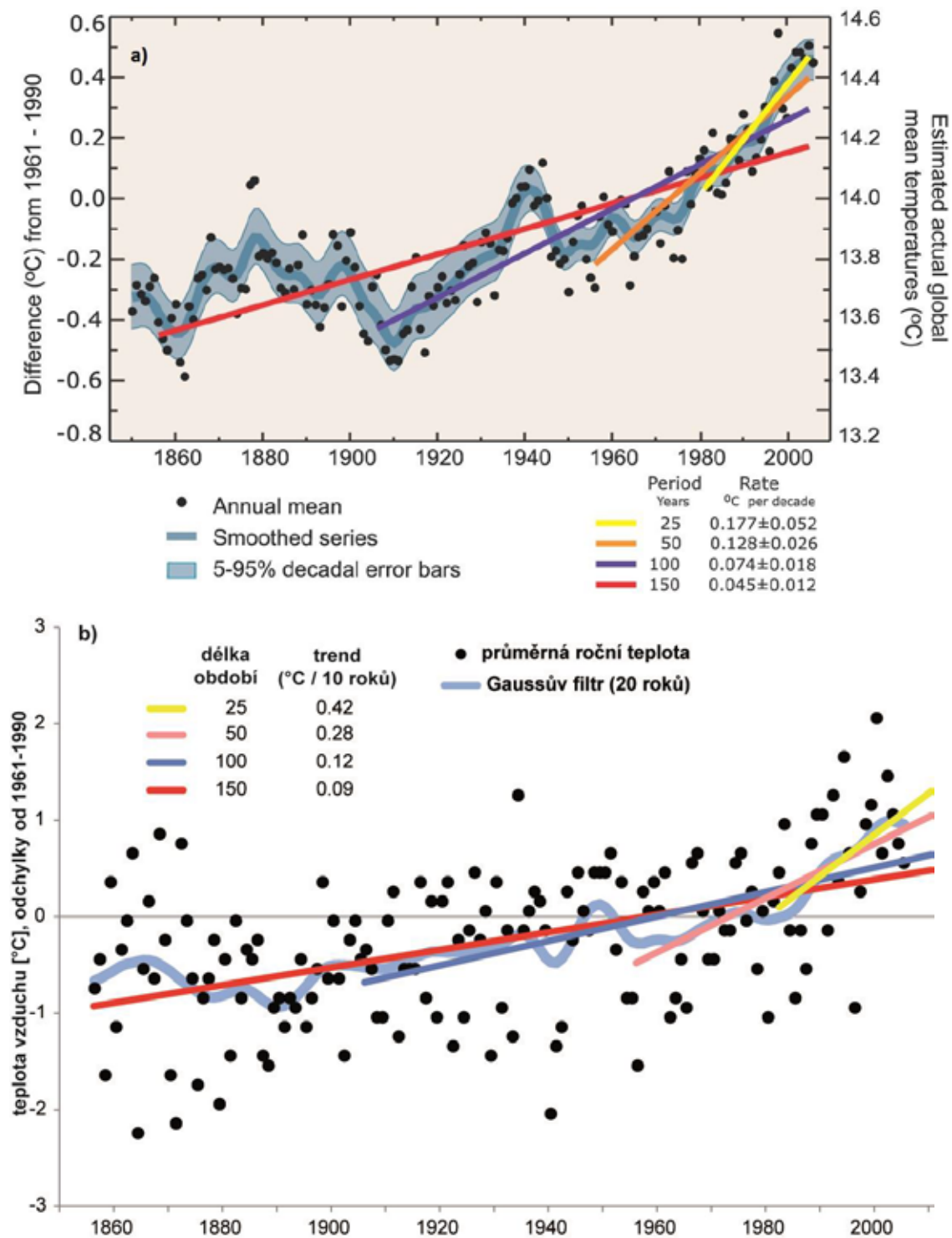
Naše současné informace o dynamice a interakcích jednotlivých složek klimatického systému jsou nekompletní. Budoucí stav klimatického systému není v dlouhodobém časovém horizontu predikovatelný. Avšak identifikování významu a role jednotlivých tzv. klimatotvorných faktorů (forcings) dovoluje sestavovat možné scénáře budoucího vývoje klimatu. Jednotlivé složky klimatického systému jsou vzájemně provázány řadou pozitivních i negativních zpětných vazeb a proto scénáře budoucího vývoje lze sestavovat především na úrovni globálního (průměrného) klimatu a velkoprostorových procesů globálního měřítko resp. prvků všeobecné cirkulace atmosféry. Dále je nutné si uvědomit, že konkrétní stav klimatického systému v daném místě a v daném čase je vedle klimatotvorných faktorů formován také vnitřní variabilitou tohoto systému, která má stochastický (náhodný) charakter.

Z řady dosud publikovaných prací je zřejmé, že hlavními faktory formujícími budoucí klima budou: i) množství insolace, které je z podstatné části determinováno orbitálními parametry Země a astronomickou hypotézou; ii) koncentrace skleníkových plynů, přirozený skleníkový efekt a především jeho zesílení v důsledku antropogenní činnosti.

Projekce budoucího vývoje klimatického systému jsou založeny na využití modelů různé složitosti: od Earth System Models (ESMs) přes Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCMs), Earth System Models of Intermediate Complexity (EMICs) to Simple Climate Models (SCMs). Modely od ESMs po SCMs se vyznačují klesající komplexitou popisu fyzikální podstaty hlavních složek klimatického systému i jeho dynamiky. Dále pak klesajícím časovým a prostorovým rozlišením. K nekomplexnějším náležejí ESMs a AOGCMs. Výpočetní nároky však dovolují využití těchto nekomplexnějších modelů pouze pro simulace minulého i budoucího klimatu v řádu několika století maximálně milénia.

Podle současného stavu porozumění fungování klimatického systému, dostupných údajů a výsledků analýz, které jsou založeny na hledání analogů či na využití výstupů z klimatických modelů se jako vhodné jeví rozdělit analyzované období v předložené zprávě do tří časových etap:

- a) nejbližší období několika desítek roků až staletí (do cca 2300), podrobně charakterizované např. v poslední zprávě IPCC (2013)
- b) období příštích cca 10 tis. roků s relativně přesnými odhady orbitálních parametrů (např. Laskar et al. 2004) a množství insolace
- c) období 10 až 100 tis. roků charakterizované většími nejistotami v odhadech insolace, ale především nejistotami v dalších klimatotvorných faktorech (vedle obsahu skleníkových plynů také další, které mohou souviset jednak s činností člověka, jednak s nejistotami ve zpětných vazbách a jejich nelineárním vývojem).



Obr. 10 Průměrná roční globální teplota vzduchu (a), podle AR4 (IPCC 2007) a průměrná roční teplota vzduchu na území České republiky (b) podle Brázdil et al. (2012) v období 1856–2005. Roční hodnoty jsou doplněny nízkofrekvenčním filtrem zvýrazňujícím dekadovou variabilitu a dále odhady lineárního trendu pro posledních 150, 100, 50 a 25 roků.

Pro tři uvedené časové etapy jsou dále shrnuty hlavní rysy pravděpodobného vývoje s akcentem na „chladný“ resp. „teplý“ scénář vývoje klimatu. Především pro druhou a třetí etapu lze predikce budoucího klimatu sestavovat pouze na globální úrovni s přihlédnutím ke specifikům střední Evropy (resp. území ČR). Vývoj klimatu v konkrétním regionu jako střední

Evropa či území ČR se může výrazně lišit od globálního průměru. Jako příklad je na obr. 10 porovnán vývoj globální teploty vzduchu podle čtvrté (AR4) hodnotící zprávy (IPCC 2007) s vývojem průměrné roční teploty vzduchu na území ČR (Brázdil et al. 2012) za společné období 1856–2005. Data z instrumentálního období představují bezpochyby nejspolehlivější údaje o vývoji klimatického systému. V nejlepším případě (teplota vzduchu) však pokrývají pouhých posledních 150–200 roků.

Na obr. 10 jsou odhadnuty lineární trendy teploty vzduchu za posledních 150, 100, 50 a 25 roků. Z porovnání je patrné, že stejně jako v případě globální řady i u průměrné řady z ČR dochází ke zřetelnému nárůstu intenzity vzestupu teplot. Pro předloženou zprávu je však podstatná také skutečnost, že za všechna analyzovaná období jsou rostoucí trendy teploty pro území ČR významně intenzivnější, než je tomu pro globální řadu. Provedené porovnání tak může sloužit jako jedna z možností korekce či zpřesnění shrnujících závěrů o vývoji budoucího klimatu v delších časových horizontech, které jsou předmětem této zprávy a které jsou z důvodů uvedených výše vztaženy především na globální klima v časovém i prostorovém měřítku.

3.2 Vývoj klimatu během následujících století (do r. 2300)

Nejkomplexnější obraz projekcí klimatu pro nejbližších několik desítek roků až století reprezentují výsledky projektu s názvem „The Coupled Model Intercomparison Project Phase 5“ (dále CMIP5) koordinovaného World Climate Research Programme (Taylor et al. 2012). Tyto byly využity v poslední páté zprávě (AR5) Mezvládního panelu pro klimatickou změnu (IPCC, 2013). Výsledky představují soubor simulací z celkem 46 modelů pro čtyři emisní scénáře. Emisní scénáře jsou v AR5 na rozdíl od scénářů SRES používaných v předchozí shrnující zprávě AR4 (IPCC 2007) označovány jako RCP (Radiation Concentration Pathways, Meinshausen et al. 2011). Na rozdíl od SRES jde v případě RCP o tzv. „mitigation“ scénáře, které již předpokládají jistá politická rozhodnutí, kterých bude zapotřebí k dosažení předpokládaných emisních úrovní. Pro simulace v rámci projektu CMIP5 byly formulovány čtyři scénáře RCP, které zohledňují různé úrovně budoucího populačního vývoje, technologického pokroku a také různé míry sociální odezvy. Jednotlivé RCP scénáře dopovídají různým úrovním radiačního působení pro r. 2100 a to v porovnání s předindustriálním obdobím. RCP8.5 představuje zvýšení radiačního působení na konci 21. století o $8,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Naproti tomu RCP2.6 označovaný jako „peak-and-decay scenario“ předpokládá, že radiační působení dosáhne vrcholu již v polovině tohoto století a poté poklesne na nominální úroveň radiačního působení $2,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

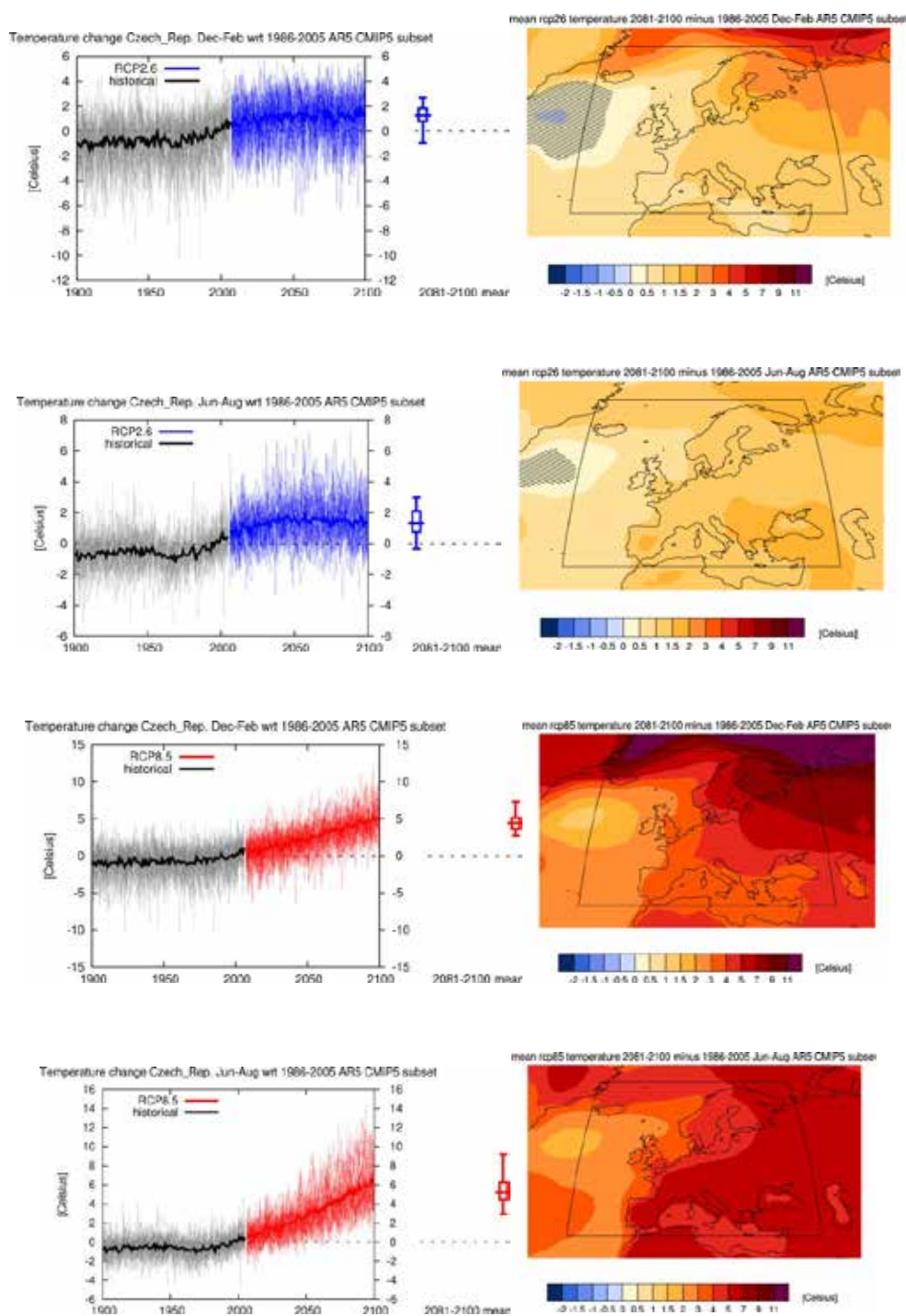
Pro vývoj klimatu v nejbližším období bude rozhodujícím faktorem koncentrace skleníkových plynů, protože variabilita radiačního působení bude malá (Berger a Loutre 2002; Berger et al. 2003). Na základě výsledků CMIP5 simulací lze shrnout následující vývoj klimatu (především teploty vzduchu a srážek) během příštích 100 resp. 300 roků. Údaje se vztahují ke globálnímu klimatu, pokud to publikovaná data umožňují, jsou závěry dále specifikovány pro oblast střední Evropy, resp. Česko. V horizontu příštích 300 roků předpokládají všechny modely podle všech uvažovaných scénářů na globální úrovni pokračování intenzivního vzestupu teplot (tab. 1).

Tabulka 1 Nárůst průměrné globální teploty vzduchu při zemském povrchu podle různých RCP scénářů v období 2081–2100 a 2281–2300 v porovnání s referenčním obdobím 1986–2005 (zdroj: IPCC 2013).

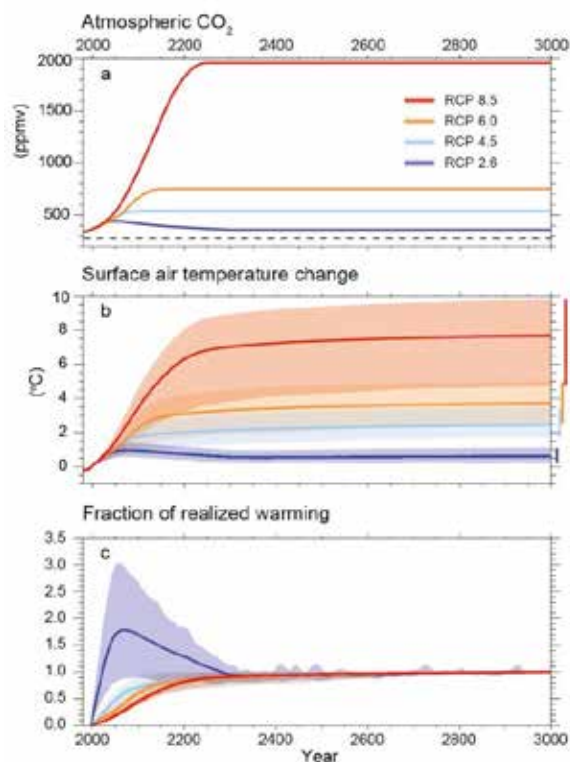
Scénář	2081–2100	2281–2300
RCP2.6	0,3 °C–1,7 °C	0,6 °C (0,0 °C–1,2 °C)
RCP4.5	1,1 °C–2,6 °C	2,5 °C (1,5 °C–3,5 °C)
RCP6.0	1,4 °C–3,1 °C	-
RCP8.5	2,6 °C–4,8 °C	7,8 °C (3,0 °C–12,6 °C)

Pro bližší specifikaci uvedených odhadů na podmínky České republiky lze vycházet z obecných závěrů, podle kterých bude vzrůst teploty vzduchu intenzivněji nad pevninou než nad oceány a také ve vyšších zeměpisných šířkách. Dostupná data z modelových výstupů CMIP5 dovolují sestavit časové řady pro území ČR (<http://climexp.knmi.nl>). Na obr. 11 je naznačen vývoj teploty vzduchu v zimním a letním období na území ČR během příštích 100 roků a to podle dvou scénářů, které představují limitní – tedy nejchladnější (RCP2.6) a nejteplejší (RCP8.5) případy vývoje teploty vzduchu ve střední Evropě sestavené na základě výsledků CMIP5. V případě RCP2.6 se předpokládá postupné snižování intenzity nárůstu teploty vzduchu v zimě i v létě a oproti referenčnímu období 1986–2005 by měla být na konci 21. století teplota vzduchu na území ČR vyšší o 1,5–2,0 °C v obou uvažovaných sezónách. Naproti tomu v případě scénáře RCP8.5 by měl vzestup teploty vzduchu pokračovat stejnou intenzitou jako v současnosti i během příštího století a na jeho konci by průměrná teplota v létě i v zimě měla být o 4,5 až 5,0 °C vyšší než v současnosti. Z obr. 11 je dále patrná výrazně vyšší očekávaná variabilita letních teplot.

Na základě poslední shrnující zprávy AR5 mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC 2013) lze výše uvedené poznatky o vývoji klimatu alespoň částečně rozšířit na období do r. 2300 resp. až do r. 3000 pro jednotlivé RCP scénáře a simulace modelů EMIC. Pro odhady vývoje klimatu v takovémto časovém horizontu nabývá na důležitosti otázka stabilizace klimatu („climate change commitment“), která souvisí s faktem, že se klima bude dále měnit i poté, co dojde ke stabilizaci resp. poklesu emisí skleníkových plynů. Většina modelových výstupů se shoduje na tom, že dosažená úroveň oteplení klimatu v důsledku zesíleného skleníkového efektu bude stejná po dalších minimálně několik stovek roků (IPCC 2013). Další neznámou v dlouhodobých predikcích je tzv. sensitivita klimatu. Diskuse obou uvedených problémů s ohledem na nejistoty resp. přesnost dlouhodobých predikcí klimatu jsou však nad rámec této zprávy. Na obr. 12a,b je znázorněn možný vývoj koncentrací CO₂ a velikost oteplení do r. 3000 podle čtyř RCP scénářů. Obr. 12c pak ukazuje, že podle uvedených scénářů bude podstatná část oteplení realizována do r. 2300.



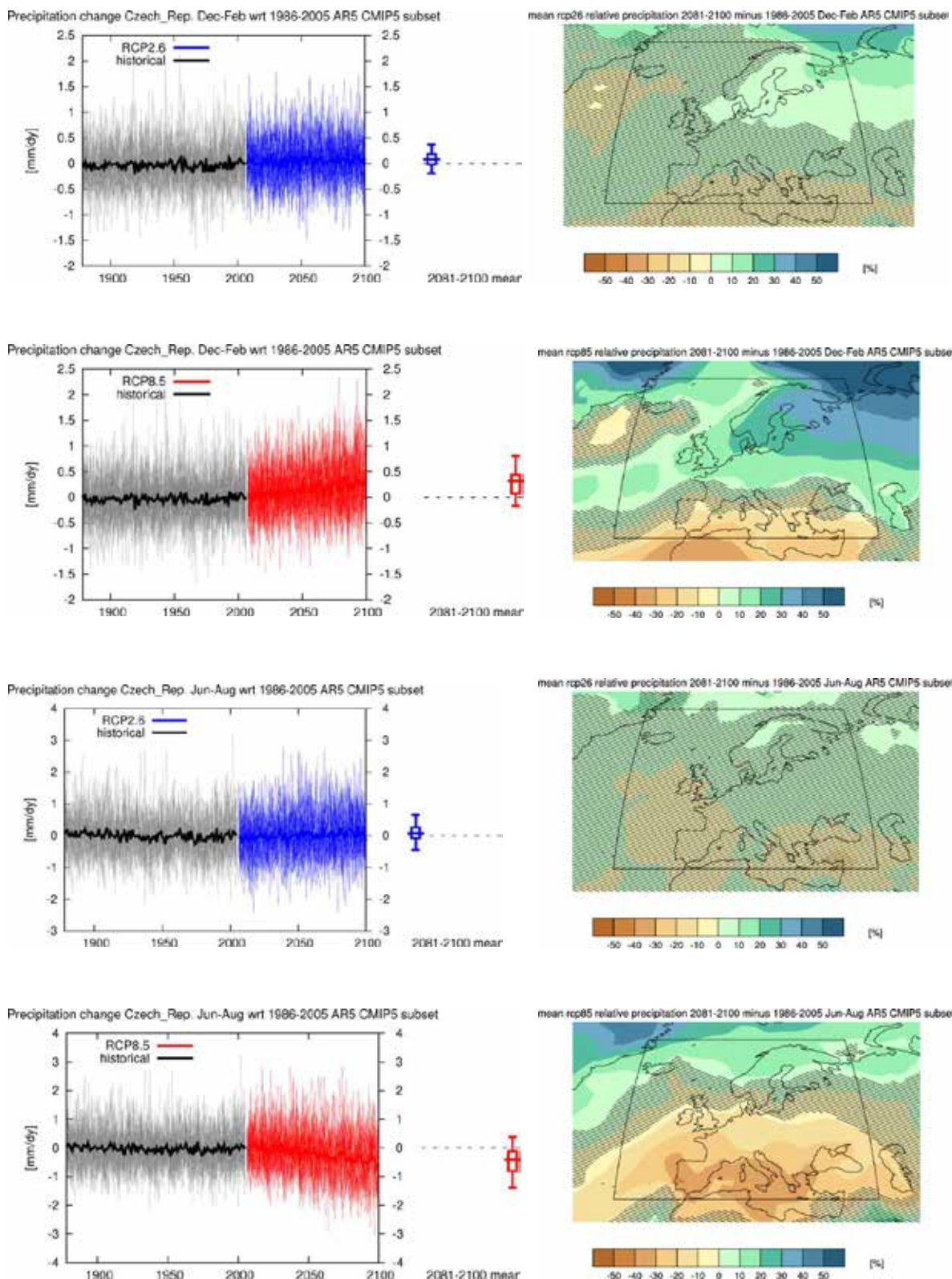
Obr. 11 Variabilita průměrné zimní (prosinec – únor) a letní (červen – srpen) teploty vzduchu na území ČR podle měřených údajů (1900–2005) a podle simulací CMIP5 (průměr z ansámblu 46 simulací pro období 2006–2100) (vlevo) a rozložení teploty vzduchu v zimě a v létě v Evropě pro období 2081–2100 podle CMIP5 (vpravo); teploty jsou vyjádřeny v odchylkách od referenčního období 1986–2005.



Obr. 12 Koncentrace CO₂ v atmosféře (a), projektovaná změna globální teploty vzduchu (b) a část realizovaného oteplení (c) definovaná jako podíl změny teploty v daný čas a průměrné změny teploty vzduchu v období 2980–2999 simulované EMICs pro čtyři různé RCP scénáře do r. 2300 následované konstantní úrovní radiačního působení v období 2300 až 3000 (Zickfeld et al. 2013). Data byla shlazena 10-letým nízkofrekvenčním filtrem a doplněna odhady spolehlivosti. Čárkovaná čára (a) je předindustriální úroveň koncentrací CO₂ (zdroj IPCC 2013).

S růstem globální teploty se předpokládá i nárůst globálních úhrnů srážek, především se však zvýší časoprostorová variabilita srážkového režimu a jeho extremita. Zvýší se rozdíly mezi suchými a vlhkými oblastmi a obdobími. Zřejmě dojde k oslabení oceánické cirkulace, která se však po stabilizování radiačního působení obnoví a poté naopak může zesílit, což by mělo za následek další oteplení v důsledku intenzivnějšího přenosu tepla do vyšších zeměpisných šířek (Collins et al. 2013). Odhady srážek jsou však zatíženy značnými nejistotami jak je patrné z obr. 13, který byl sestaven obdobně jako pro teplotu vzduchu z výstupů CMIP5.

Z obou simulací (RCP2.6 a RCP8.5) pro zimní i letní úhrny je patrné, že stejně jako v instrumentálním období nevykazují simulace srážek na území ČR dlouhodobý trend, ale je pro ně charakteristická značná meziroční variabilita. Jestliže podle RCP2.6 se odhady průměrných letních i zimních srážkových úhrnů pro období 2081–2100 statisticky významně neliší od úhrnů referenčního období 1986–2005, pro scénář RCP8.5 se na konci 21. století předpokládají statisticky vyšší úhrny srážek v zimě a naopak nižší úhrny v létě.



Obr. 13 Variabilita úhrnů srážek v zimě (prosinec – únor) a v létě (červen – srpen) na území ČR podle měřených údajů (1900–2005) a podle simulací CMIP5 (průměr ze souboru 39 simulací pro období 2006–2100) (vlevo) a rozložení srážek v zimě a v létě v Evropě pro období 2081–2100 podle CMIP5 (vpravo); odhady úhrnů srážek pro období 2081–2100 jsou vyjádřeny v podobě relativních změn (%) vzhledem k referenčnímu období 1986–2005. Šrafované oblasti se vyznačují nižší spolehlivostí odhadů (signál je menší než hodnota jedné směrodatné odchylky přirozené variability srážek).

3.3 Vývoj klimatu během příštích 10 tis. let

Simulace vývoje klimatického systému v rozlišení uvedeném pro období příštích 100–300 roků (viz předchozí část) v měřítku desítek tisíc let neexistují. Pro simulace budoucího klimatu jsou využívány modely s menší mírou komplexity (EMIC) resp. s menší časoprostorovou rozlišovací schopností. Modely byly využity především k simulaci dlouhodobé odezvy na antropogenní emise CO₂ a vedle změn orbitálních parametrů a radiačního působení často nezohledňují účinky dalších klimatotvorných faktorů. Jednak proto, že jejich působení by v porovnání s koncentrací CO₂ mělo být malé (viz dílčí zpráva a diskuse o radiačním působení v důsledku změn v orbitálních parametrech Země), nebo jejich predikce jsou spojeny se značnou mírou nejistoty. Z toho tedy vyplývá, že antropogenní emise CO₂ by měly být hlavním klimatotvorným faktorem i v horizontu příštích 10 tis. roků (Berger a Loutre 2002; Svensk Kärnbränslehantering AB 2014).

Tab. 2 shrnuje výsledky simulací globální teploty vzduchu pro období příštích několika tisíc roků a výsledky těchto simulací se v podstatné míře shodují (Eby et al. 2009; Huybrechts et al. 2011; Mikolajewicz et al. 2007; Vizcaíno et al. 2008). Všechny simulace předpokládají významné působení antropogenně podmíněného skleníkového efektu během tohoto a příštího století s následným okamžitým či rychlým poklesem emisí k nule. Především díky značné setrvačnosti světového oceánu se předpokládá časová prodleva mezi obdobími s maximálními koncentracemi CO₂ a obdobími maxima teploty vzduchu řádově 500 až 1000 roků. Poté by měla globální teplota vzduchu postupně klesat až v časovém horizontu 10 tisíc roků od současnosti. Podle Eby et al. (2009) bude oteplení v důsledku antropogenních emisí CO₂ v uvedeném horizontu 10 tisíc roků představovat stále ještě dvě třetiny maximálního oteplení.

Postupný pokles teploty by měl být modifikován kolísáními v časovém horizontu dekad resp. století v důsledku vnitřní variability klimatického systému jevy jako El Niño či Atlantická Multidekadová Oscilace (AMO). Variabilita teploty vzduchu v důsledku těchto jevů by však měla kolísat pouze v rozmezí 1–2 °C. Značnou nejistotou je však naopak vliv globálního oteplení na intenzitu uvedených procesů, především na intenzitu oceánské cirkulace.

Tabulka 2 Shrnutí rozsahu změn v průměrné globální roční teplotě vzduchu oproti současnosti během příštích 10 tisíc roků na základě simulací vybraných numerických modelů. V hranatých závorkách je uveden rozsah nejistot souvisejících s použitým modelem a s vnitřní variabilitou samotného klimatického systému; AD značí počet roků od současnosti (upraveno podle Svensk Kärnbränslehantering AB 2014).

Autor	Emisní scénář / Celkové emise uhlíku	Max ΔT^1 (°C)	Doba výskytu maxT (tisíce roků)	ΔT 2100 AD (°C)	ΔT 3000 AD (°C)	ΔT 7000 AD (°C)	ΔT 12000 AD (°C)
Solomon et al. (2011)	1000 PgC 5000 PgC				1.6 [0.8–2.5] 7.5 [4.3–10.0]	1.0 [0.5–1.5] 5.5 [2.8–8.0]	0.9 [0.5–1.3] 4.7 [2.5–7.5]
Mikolajewicz et al. (2007b)	B1 ² A1B ² A2 ²	2 3.5 5	2.5 2.9 3.0	1 2 2	1.3 3.0 4.9	1 ⁵ 2 ⁵ 4.2 ⁵	
Vizcaíno et al. (2008)	1 % 2x ³ 1 % 3x ³ 1 % 4x ³			1.7 2.6 2.8	2.0 3.5 4.1		
Plattner et al. (2008)	A1B2 A1B2,6	1.2–3.8	2.3–2.7	1.1–3.5 1.0–3.3	1.5–4.8 1.0–3.6		
Eby et al. (2009)	460 PgC ⁴ 940 PgC ⁴ 2580 PgC ⁴ 2860 PgC ⁴ 5420 PgC ⁴	0.2 1.3 2.5 4.7 7.8	5.5 3.8 3.0 3.2	0.2 1.1 2.2 4.2 6.7	0.2 1.0 2.0 4.5 7.8	0.2 1.0 1.7 3.5 6.5	0.2 0.8 1.5 3.1 5.9
Huybrechts et al. (2011)	1 % 2x ³ 1 % 4x ³			1.5 2.5	1.6 2.8	1.8 ⁵ 3.5 ⁵	
Li et al. (2013)	1 % 4x ³	10.8	3.2	~2	~10.5	10.8	
Meehl et al. (2007)	B1 A1b A2			1.8 [1.1–2.9] 2.8 [1.7–4.4] 3.4 [2.5–5.4]			
Collins et al. (2013)	RCP2.6 RCP4.5 RCP8.5			1.8 [1.1–2.9] 2.8 [1.7–4.4] 3.4 [2.5–5.4]			

¹ maximální vzestup teploty je uveden pouze pro simulace, které predikují klima na dostatečně dlouhou dobu dopředu, tak aby byl dostatečně patrný pokles globální teploty následující po dosažení maxima

² emise odpovídají emisním scénářům SRES do r. 2100, poté okamžitě klesají na nulu

³ atmosférické koncentrace CO₂ rostou o 1 % za rok a poté se stabilizují na hodnotách odpovídajících 2-, 3- resp. 4-násobku pre-industriální koncentrace

⁴ emise odpovídají pozorovaným koncentracím do r. 2000. Od r. 2001 se předpokládá puls CO₂. Celkové emise uhlíku odpovídají 300 Pg + puls uhlíku, kde 300 Pg C odpovídají celkovým emisím uhlíku do r. 2000.

⁵ hodnoty jsou platné pro r. 5000

Většina modelů se shoduje na následujícím vývoji klimatu. Oteplení v důsledku radiačního působení skleníkových plynů zůstane na konstantní úrovni po několik století i v případě, že dojde k poklesu antropogenních emisí na nulovou úroveň. V časovém měřítku vývoje lidské společnosti (tedy století) se tedy podstatná část současné změny klimatu jeví jako nevratná. Navíc radiační příspěvek CO₂ může být dále zesílen poklesem koncentrací aerosolů (především síry), které mají nyní na klima ochlazující účinek. Ochlazující účinek na klima v budoucnu může mít naopak pokles koncentrací radiačně aktivních plynů s krátkou dobou životnosti v atmosféře. Přímé porovnání modelových výstupů v tab. 2 je komplikováno skutečností, že modely využívají různé emisní scénáře resp. různé úrovně celkových emisí uhlíku. Většina simulací se však v horizontu příštích 10 tisíc roků shoduje na teplejším klimatu oproti současnosti, přičemž k maximálnímu oteplení by mělo dojít za 2,5–3 tisíce roků. Oteplení při celkových emisích uhlíku kolem 1000 PgC by v horizontu 12 000 roků mělo činit zhruba 0,8–0,9 °C. Při emisích cca 5000 PgC potom 4,7–5,0 °C (Eby et al. 2009; Solomon et al. 2011).

3.4 Vývoj klimatu během příštích 100 tis. let

Pro časový horizont 100 tisíc roků existuje několik simulací provedených zjednodušenými modely EMIC či SCM. Jak je shrnuto v tab. 3, tyto simulace řeší především otázku nástupu příštího glaciálu, tedy okamžik počátku růstu kontinentálních ledovcových štítů, což je důležité pro predikce případného utváření permafrostu. Modelové simulace dále také predikují okamžik výskytu maximálního zalednění.

V tomto nejdelším časovém měřítku simulují modely budoucí vývoj klimatu především na základě orbitálních parametrů Země a jejich výsledného radiačního působení. Pro vývoj koncentrací CO₂ se lze spoléhat pouze na několik více či méně pravděpodobných variant, avšak právě koncentrace CO₂ je pro nástup glaciálu rozhodující (Berger a Loutre 1991).

Současná koncentrace CO₂ překročila 400 ppm (www.esrl.noaa.gov) a pokud by představovala maximum s následným rychlým poklesem k nule během blízké budoucnosti, nelze vyloučit, že by se v horizontu 10 tis. roků dostala na či dokonce pod úroveň koncentrace před-instrumentálního období (280 ppm). Většina studií se však shoduje v tom, že se jedná o velmi nepravděpodobný scénář, který lze považovat za limitní (hraniční). Pravděpodobnější scénář předpokládá, že koncentrace CO₂ neklesnou pod 300 ppm (Archer et al. 2009).

Tabulka 3 Čas nástupu příštího glaciálu a doba výskytu maximálního objemu ledu na severní polokouli podle vybraných modelových simulací (upraveno podle Svensk Kärnbränslehantering AB 2014).

Autor, model	Koncentrace CO ₂ (ppm)	Celkové emise (PgC)	Doba nástupu ledovců na sev. pol. (tisíce roků)	Doba výskytu max. objemu zalednění na sev. pol. (tisíce roků)
Loutre a Berger (2000) LLN 2-D NH	210		0	~61
	220		0	~22, ~62
	230		~40	
	240–270		~50	~60
	280–290		>130	
Berger a Loutre (2002) LLN 2-D NH	210		0	~60, ~100
	280		~50	~60, ~100
	750 →280		~50	~60, ~100
Texier et al. (2003) MoBidiC	280		0	~120
Texier et al. (2003) CLIMBER-GREMLINS	280		~50	~200
Archer a Ganopolski (2005) CLIMBER-2	280		~50	
		300	~50	
		1000	~130	
		5000	>500	
Cochelin et al. (2006) McGill Paleoclimate Model	≤ 270		0	~100
	280, 290		50	>100
	≥ 300		>100	
Crucifix a Rougier (2009)	přirozená variabilita		40	60
Pimenoff et al. (2011) CLIMBER-2	280		0	~20, ~60
	400		~50	~60

Loutre a Berger (2002) simulovali období příštích 130 tis. roků za pomoci modelu LLN 2-D NH zohledňujícího budoucí kolísání hodnot orbitálních parametrů Země a několika konstantních úrovní koncentrací CO₂. Model predikuje nástup příští doby ledové za 50 tis. roků při koncentraci CO₂ 280 ppm či nižší. Při koncentraci nad uvedenou hodnotu by nástup glaciálu byl pozdější – za více než 50 tis. roků. Naopak při hodnotách nižších než 220 ppm CO₂ by mohlo dojít k nástupu glaciálu okamžitě. V následující simulaci Berger a Loutre (2002) uvažovali konstantní úroveň CO₂ 210 a 280 ppm a dále tzv. antropogenní scénář s koncentrací 750 ppm, které by mělo být dosaženo během příštích 200 roků. Poté by měla klesnout na 280 ppm za 1000 roků od současnosti. Ve shodě s předchozími pracemi autoři shrnují, že nástup glaciálu by mohl být okamžitý při koncentraci 210 ppm a nižší, naopak došlo by k němu ne dříve než za 50 tis. roků při koncentracích 280 ppm a vyšších a také při tzv. antropogenním scénáři.

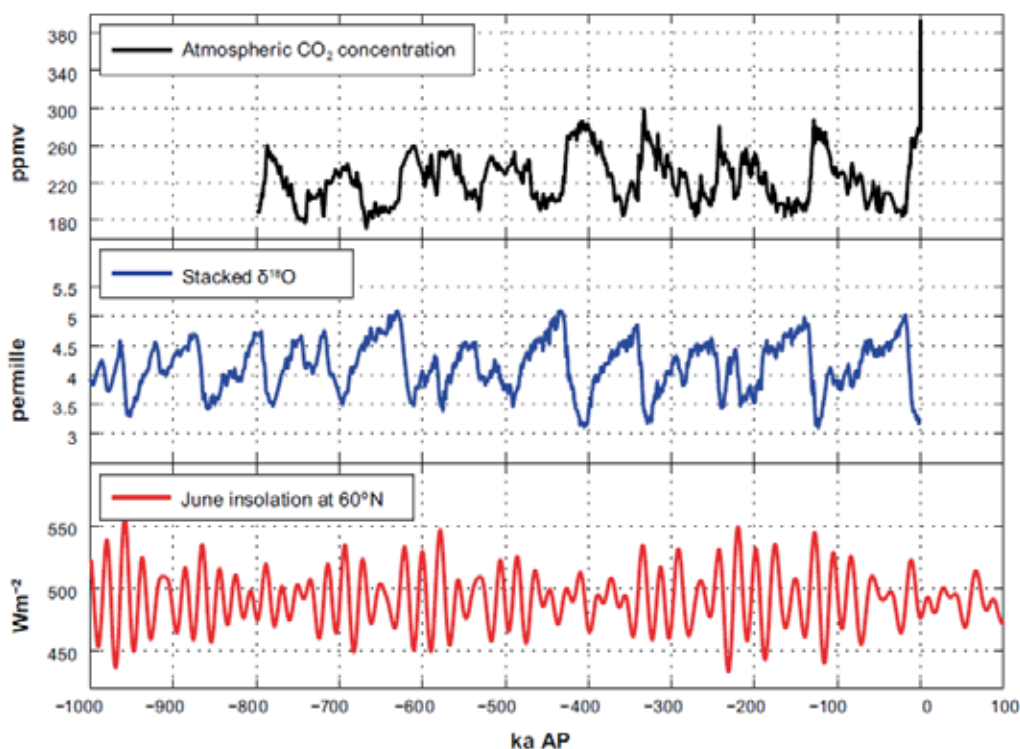
Texier et al. (2003) provedli simulaci příštích 200 tisíc roků s využitím dvou zjednodušených modelů kategorie EMICs: modelu MoBidiC (vylepšená verze výše uvedeného modelu LLN) a modelu CLIMBER-GREMLINS. Použité modely však dávají rozdílné výsledky týkající se doby nástupu glaciálu. Pro oblast střední Evropy je však důležité, že žádný z použitých modelů neindikoval vznik ledovcových štítů ani v oblasti skandinávského poloostrova (a tedy ani v oblasti střední Evropy) během příštích 100 tisíc roků.

Většina modelů pracovala s několika variantami koncentrací CO₂ v budoucnosti. Výsledky se více méně shodují v tom, že okamžitý růst ledovců by byl možný pouze při velmi nízkých koncentracích CO₂ (např. Cochelin et al. (2006) při 210 ppm). Při koncentracích odpovídajících předindustriálnímu období by mohl příští glaciál začít za 50 tisíc roků a při koncentracích přesahujících 300 ppm by k zalednění nedošlo během příštích 100 tisíc roků. K velmi podobným závěrům došel Pimenoff (2011). V době výskytu minima insolace za 17 tisíc roků by okamžitý nárůst ledovců připadal v úvahu při koncentraci 280 ppm, avšak žádné zalednění by nenastalo během příštích 120 tisíc roků při koncentraci 400 ppm CO₂. Větší rozsah zalednění v severní Evropě by mohl souviset s dalším minimem insolace za 54 tisíc roků. Crucifix a Rougier (2009) se pokusili o predikci času nástupu příštího glaciálu pouze na základě přirozených faktorů bez započtení faktoru antropogenního. Podle jejich modelu by počátek zalednění připadl na období za 40 tis. roků a vrcholu příštího glaciálu by bylo dosaženo za 60 tisíc roků.

3.5 Analogové scénáře budoucího vývoje klimatu

Pro časový horizont příštích 100 tis. roků lze vedle vlastních modelových výpočtů využít i analogové scénáře uvažující vývoj klimatu v geologických obdobích, které byly z hlediska variability známých klimatotvorných faktorů obdobné budoucímu vývoji. Z analýzy vývoje orbitálních parametrů v minulosti a v budoucnosti (obr. 14) plyne, že vývoj klimatu během posledního eemského interglaciálu (MIS 5) může stěžejně sloužit jako analog vývoje klimatu v následujícím období. Například období před 125 tis. roky bylo charakteristické mnohem větším množstvím insolace od května do října (Berger et al. 2003). Naopak Vettoretti a Peltier (2011) s využitím modelu CCSM3 či Berger a Loutre (1996) a Laskar et al. (2004) na základě predikce orbitálních parametrů Země a odpovídajícího vývoje množství insolace potvrdili, že vhodný analog současného interglaciálu představuje MIS 11.

MIS11 zahrnuje období zhruba před 424 000 až 374 000 lety a podle současných poznatků se jeví jako nejdelší a nejteplejší interglaciál za posledního půl milionu let. Tento interglaciál byl asi dvakrát delší než ostatní doby meziledové. Na základě proxy dat o povrchových teplotách oceánu byl charakterizován vysokými povrchovými teplotami vody (SST – Sea Surface Temperature) především ve vyšších zeměpisných šířkách a intenzivní termohalinní cirkulací. Dále také o cca 20 m vyšší hladinou oceánu než v současnosti (Olson et al. 2009). Koncentrace CO₂ odpovídaly předindustriální úrovni, avšak výrazně nepřevyšovaly koncentrace známé z jiných interglaciálů. Pro MIS 11 je především charakteristická nízká variabilita insolace, která by měla být obdobně nízká také nejbližších 100 tis. roků. Přesto, že interglaciál MIS11 byl minimálně dvakrát tak dlouhý jako poslední dva interglaciály a trval 25-30 tis. roků, z proxy- dat o povrchové teplotě oceánu vyplývá, že teploty nebyly výrazně vyšší než v jiných interglaciálech. Podle některých terestrických proxy záznamů vyplývá, že MIS 11 byl teplejší než MIS 5 i holocén. Velmi intenzivní byl letní monzun, což je také indikátorem teplého klimatu.



Obr. 14 Vývoj koncentrací CO₂ (Lüthi et al. 2008) doplněný koncentrací CO₂ v r. 2012 (393.8 ppm podle www.esrl.noaa.gov) za posledních 800 tisíc roků (nahore); soubor 57 záznamů poměru stabilních izotopů kyslíku (δ¹⁸O), který představuje vhodný proxy indikátor globálního rozsahu zalednění a jeho vysoké hodnoty odpovídají glaciálům za poslední 1 milion roků (Lisiecki a Raymo, 2005) (uprostřed); množství insolace v červnu na 60° severní šířky za poslední 1 milión roků a jeho predikce pro následujících 100 tisíc roků (Berger 1978; Berger a Loutre 1991)(dole).

Klimatické podmínky během MIS 11 byly výsledkem vzájemného působení množství insolace a koncentrace CO₂. V obdobích s minimálními hodnotami parametrů excentricity a precese i velmi malé změny v insolaci mohou vést ke stavu, kdy klima je formováno především koncentrací CO₂. Vysoká hladina světového oceánu během MIS 11 svědčí o kolapsu nejméně jednoho z hlavních kontinentálních ledovcových štítů, přičemž však jejich stabilita je stále otevřenou otázkou. Podle současných poznatků je pravděpodobné, že současné polární ledovcové štíty byly rozrušeny či významně zmenšeny během interglaciálů v pleistocénu a během MIS 11 zmizely ledovcové štíty západní Antarktidy a Grónska. Sedimentární záznamy z Grónska ukazují na kompletní deglaciaci oblasti jižního Grónska a následný vzestup hladiny oceánu o 4,5 až 6 metrů v období před 410 000 až 400 000 roky (Reyes et al. 2014).

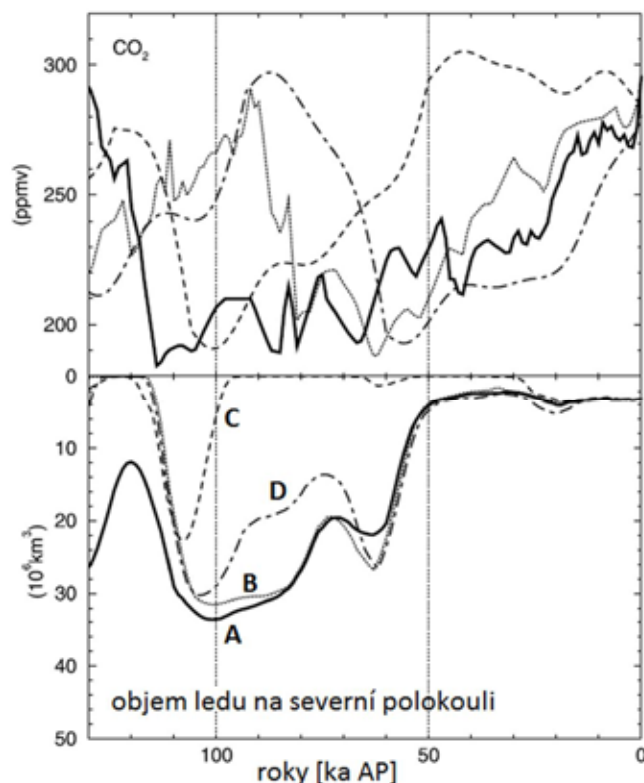
Na rozdíl o většiny interglaciálů pozdního kvartéru nelze vývoj během MIS 11 zcela vysvětlit pouze astronomickou hypotézou a vývojem orbitálních parametrů a i během dlouhého teplého období MIS 11 se vyskytlo několik období chladnějších (Muller a MacDonald 1997). Hlavní rysy klimatu i délka MIS 11 jsou porovnatelné se současným interglaciálem i nejbližším vývojem klimatu, avšak při absenci antropogenního klimatotvorného faktoru. Především s ohledem na výše uvedené predikce orbitálních parametrů množství insolace by současný interglaciál pokračoval minimálně dalších 20–25 tis. let i při absenci antropogenního zesílení přirozeného skleníkového jevu.

3.6 Varianty budoucího vývoje klimatu

Přehled dosavadních poznatků v předchozích kapitolách umožňuje alespoň v základních rysech naznačit vývoj klimatu v tzv. „teplé“ a „chladné“ variantě. Při relativně přesné predikci orbitálních parametrů Země a tedy i množství insolace se jako zcela zásadní pro další vývoj klimatu jeví otázka vývoje budoucích koncentrací CO₂. Jestliže přirozenou variabilitu koncentrací CO₂ lze opět s jistou mírou spolehlivosti odvodit na základě analogie vývoje z minulosti, vývoj koncentrací CO₂ i dalších radiačně aktivních plynů v důsledku antropogenní činnosti je značně nejistý. Obr. 15 shrnuje čtyři různé varianty vývoje objemu kontinentálního zalednění během příštích 150 tis. roků v závislosti na vývoji koncentrací CO₂.

Varianta A předpokládá v příštích 130 tisících letech vývoj koncentrací CO₂ analogický vývoji během MIS 5, naopak varianta B předpokládá vývoj koncentrací analogický během MIS 11. Tyto varianty tedy předpokládají pouze přirozený vývoj koncentrací skleníkových plynů. Naopak varianta C předpokládá trvání relativně dlouhého období s koncentracemi přesahujícími hodnoty před-industriálního období. Simulace byly sestaveny na základě výpočtů modelu LLN 2D NH (Loutre 2003), který uvažoval pravděpodobný vývoj insolace podle orbitálních parametrů Země (Berger 1978) a přirozený vývoj koncentrací CO₂ ze stanice Vostok pro interglaciály MIS 5 (Jouzel et al. 1993) resp. MIS 11 (Petit et al. 1995). Simulace A resp. B mohou tedy sloužit jako „chladné“ varianty a simulace C jako „teplá“ varianta budoucího vývoje klimatu.

Všechny uvažované varianty předpokládají dlouhotrvající interglaciál. V případě „teplé“ varianty (C) se předpokládá úplné roztátí pevninského ledovce na severní polokouli za 30 tisíc roků od současnosti a zformování zalednění většího rozsahu se nepředpokládá během příštích 100 tisíc roků. V případě „teplé“ varianty klimatu by budoucí vývoj odpovídal scénářům RCP4.6 resp. RCP8.5 podle IPCC (2013) s pomalým poklesem koncentrace CO₂. Pouze pokud tyto klesnou pod před-industriální úroveň 280 ppm, mohou se vytvořit podmínky pro nástup růstu ledovců na severní polokouli nejdříve za 50 tisíc roků. Následující období 50 až 100 tisíc roků by bylo charakterizováno postupným ochlazováním, avšak také značnou variabilitou klimatu. Ta však není predikovatelná, její rozsah lze pouze odhadnout na základě variability během přechodu z posledního interglaciálu do podmínek glaciálu v období zhruba před 113–63 tisíci roky.



Obr. 15 Varianty možného vývoje koncentrací CO_2 (nahore) a modelová odezva v podobě objemu kontinentálního zalednění na severní polokouli (dole) podle modelu LLN 2D NH. Varianty: A – CO_2 koncentrace rovna 260 ppm během příštích 19 tisíc roků (analog MIS 5); B – CO_2 koncentrace 260 ppm během příštích 11 tisíc roků (analog MIS 11); C – CO_2 koncentrace vyšší než 280 ppm během příštích 50 tisíc roků; D – CO_2 nižší než 220 ppm od doby před 20 tisíci roky (upraveno podle Loutre 2003).

„Chladné“ varianty (A, B) předpokládají rozsah zalednění na zhruba současné úrovni po dobu příštích 50 tis. roků. Poté by mělo dojít k nárůstu kontinentálního zalednění, částečně přerušnému za cca 70 tis. roků, s následným pozvolným zvětšováním rozsahu zalednění a dosažením maxima příštího glaciálu krátce po 100 tis. roků od současnosti. Maximální rozsah kontinentálního zalednění severní polokoule však nedosáhne rozsahů vrcholných glaciálních podmínek pleistocénu. Ani v tomto období postupného ochlazování tedy zřejmě nedojde k rozšíření pevninského ledovce do střední Evropy. Ve středoevropském prostoru však může vzniknout permafrost, který může oddělit oběh povrchových vod od hlubšího oběhu podzemních vod. Testy citlivosti provedené pro vývoj množství insolace a koncentraci CO_2 ukazují, že pro nástup dalšího glaciálu je nezbytné, aby hodnoty obou uvažovaných klimatotvorných faktorů klesaly. V opačném případě na severní polokouli přetrvávají podmínky interglaciálu (Loutre 2003).

Obě „chladné“ varianty pracují pouze relativně nízkými přirozenými koncentracemi CO_2 na základě analogického vývoje v interglaciálech MIS 5 (varianta A) a MIS 11 (varianta B). Přitom současné koncentrace v důsledku antropogenních emisí jsou daleko vyšší (400 ppm). Navíc scénáře pracující s okamžitým zastavením emisí hlavních skleníkových plynů (RCP2.6) a jejich rychlým poklesem se jeví jako málo pravděpodobné. I při těchto „chladných“ variantách by vývoj orbitálních parametrů Země vytvořil příznivé podmínky pro dvě období minima sluneční insolace na severní polokouli a to kolem 17 tisíc roků a 54 tisíc roků od současnosti. Výskyt prvních příznaků zalednění v těchto obdobích by však byl možný pouze při koncentracích CO_2 pod 280 ppm.

3.7 Shrnutí

Budoucí stav klimatického systému není v dlouhodobém časovém horizontu predikovatelný. Do jisté míry lze predikovat pouze některé z klimatotvorných faktorů (forcings) – například množství insolace, které koreluje s orbitálními parametry Země. U jiných klimatotvorných faktorů lze vytvářet pouze více či méně pravděpodobné scénáře jejich vývoje, protože jejich role bude významně ovlivněna rozhodovacími procesy ve společnosti. Jedná se v první řadě především o složení atmosféry, koncentraci skleníkových plynů a zesilování přirozeného skleníkového efektu. Dále také o budoucí rozložení základních druhů povrchů (land cover). Na druhé straně je nutné počítat i s přirozenými klimatotvornými faktory, které v dlouhodobém časovém horizontu nejsou predikovatelné (vulkanická činnost).

Z přehledu dosud publikovaných prací a na základě současných poznatků o fungování klimatického systému je zřejmé, že hlavními faktory formujícími budoucí klima budou: i) množství insolace z podstatné části determinované orbitálními parametry Země; ii) koncentrace skleníkových plynů.

Především pro časový horizont následujících 10–100 tisíc roků lze predikce budoucího klimatu sestavovat pouze na globální úrovni s přihlédnutím ke specifickým střední Evropy (území ČR) přičemž vývoj klimatu v konkrétním regionu se může od globálního průměru výrazně lišit. Například rostoucí trendy teploty vzduchu pro území ČR jsou významně intenzivnější než trendy v globální řadě.

Pro vývoj klimatu v nejbližším období bude rozhodujícím faktorem koncentrace skleníkových plynů, protože variabilita radiačního působení bude malá. Na základě výsledků CMIP5 simulací všechny modely podle všech uvažovaných scénářů na globální úrovni předpokládají pokračování intenzivního vzestupu teplot během příštích 300 roků.

V případě scénáře RCP2.6 („chladný“) se předpokládá postupné snižování intenzity nárůstu teploty vzduchu v zimě i v létě a oproti referenčnímu období 1986–2005 by měla být na konci 21. století teplota vzduchu na území ČR vyšší o 1,5–2,0 °C v obou uvažovaných sezónách. Naproti tomu v případě scénáře RCP8.5 („teplý“) by měl vzestup teploty vzduchu pokračovat stejnou intenzitou jako v současnosti i během příštího století a na jeho konci by průměrná teplota v létě i v zimě měla být o 4,5–5,0 °C vyšší než v současnosti. Většina modelových výstupů se shoduje na tom, že dosažená úroveň oteplení klimatu v důsledku zesíleného skleníkového efektu bude stejná minimálně po dalších několika stovkách roků.

Z obou „mezních“ simulací (RCP2.6 a RCP8.5) pro zimní i letní úhrny srážek je patrná absence dlouhodobého trendu (klesajícího či rostoucího), charakteristická je naopak značná meziroční variabilita. Jestliže podle RCP2.6 („chladný“) se odhady průměrných letních i zimních srážkových úhrnů pro období 2081–2100 statisticky významně neliší od úhrnů referenčního období 1986–2005, pro scénář RCP8.5 („teplý“) se na konci 21. století předpokládají statisticky vyšší úhrny srážek v zimě a naopak nižší úhrny v létě. To indikuje postupný nárůst aridity klimatu v oblasti střední Evropy.

Charakteristické rysy vývoje klimatu během příštích 10 tisíc roků lze popsat pouze pro vybrané aspekty (např. simulace počátku příštího zalednění či dlouhodobá odezva na antropogenní emise CO₂), nelze simulovat vývoj celého klimatického systému. Pro simulace jsou využívány modely s menší mírou komplexity (EMIC). Z přehledu prací vyplývá, že antropogenní emise CO₂ by měly být hlavním klimatotvorným faktorem i v horizontu příštích 10 tis. roků. Většina modelů se shoduje na následujícím vývoji klimatu. Oteplení v důsledku radiačního působení skleníkových plynů zůstane na konstantní úrovni po několika století i

v případě, že dojde k poklesu antropogenních emisí na nulovou úroveň. Přímé porovnání modelových výstupů je komplikováno skutečností, že modely využívají různé emisní scénáře resp. různé úrovně celkových emisí uhlíku. Většina modelových simulací se však v horizontu příštích 10 tisíc roků shoduje na teplejším klimatu oproti současnosti, přičemž k maximálnímu oteplení by mělo dojít za 2,5–3 tisíce roků. Oteplení při celkových emisích uhlíku kolem 1000 PgC by v horizontu 12 000 roků mělo činit zhruba 0,8–0,9 °C. Při emisích cca 5000 PgC potom 4,7–5,0 °C (Eby et al. 2009, Solomon et al. 2011).

Pro časový horizont 100 tisíc roků simulace modely EMIC či SCM řeší především otázku nástupu příštího glaciálu (tedy okamžik počátku růstu kontinentálních ledovcových štítů) nebo otázku časového horizontu výskytu maximálního zalednění. Modely v tomto časovém měřítku simulují výsledné radiační působení na základě predikcí orbitálních parametrů Země, pro koncentrace CO₂ se vychází z několika více či méně pravděpodobných variant. Podle některých scénářů se nepředpokládá pokles koncentrací CO₂ pod 300 ppm. Přitom při koncentracích odpovídajících předindustriálnímu období (280 ppm) by mohl příští glaciál začít za 50 tisíc roků a při koncentracích přesahujících 300 ppm by k zalednění nedošlo během příštích 100 tisíc roků. Do tohoto časového rozsahu spadají dvě minima insolace – za 17 a 54 tisíc roků. K růstu zalednění v uvedených obdobích by mohlo dojít pouze v případě poklesu koncentrací CO₂ pod úroveň před-instrumentální (280 ppm) a to v oblasti severní Evropy.

Pravděpodobný vývoj klimatu během příštích 100 roků lze alespoň v hlavních rysech sestavit také na základě analogie s vývojem klimatu v interglaciálu MIS 11 před cca 400 tisíci lety. Uvedené období se jeví jako vhodné především s ohledem na odpovídající vývoj množství insolace a její malou variabilitu, naopak významně nižší byly koncentrace CO₂, které nepřesahovaly předindustriálních hodnot.

Všechny uvažované varianty vývoje budoucího klimatu předpokládají dlouhotrvající interglaciál. Podle „teplé“ varianty by mohlo dojít k roztátí pevninského ledovce na severní polokouli za 30 tisíc roků od současnosti a zformování zalednění většího rozsahu se nepředpokládá během příštích 100 tisíc roků. Tato varianta předpokládá pomalý pokles koncentrace CO₂ a pouze při poklesu pod 280 ppm se mohou vytvořit podmínky pro nástup růstu ledovců na severní polokouli nejdříve za 50 tisíc roků. Na základě analogie i modelových simulací se nepředpokládá rozšíření pevninského ledovce do střední Evropy v horizontu příštích 100 tisíc roků.

„Chladné“ varianty počítají s nízkými přirozenými koncentracemi CO₂, které by měly pozvolna klesat analogicky jako v průběhu posledních dvou interglaciálů MIS 5 a MIS 11. K nárůstu kontinentálního zalednění by mohlo dojít nejdříve za 50 tisíc roků a k dosažení maxima příštího glaciálu krátce po 100 tis. roků od současnosti. Maximální rozsah kontinentálního zalednění severní polokoule však nedosáhne rozsahů vrcholných glaciálních podmínek pleistocénu. Ani v tomto období postupného ochlazování tedy zřejmě nedojde k rozšíření pevninského ledovce do střední Evropy. Ve středoevropském prostoru však může vzniknout permafrost, který může oddělit oběh povrchových vod od hlubšího oběhu vod podzemních. Přitom takový vývoj by byl možný pouze při současném poklesu jak množství insolace, tak i koncentrací CO₂. Protože koncentrace CO₂ rostou a v současnosti (400 ppm) výrazně převyšují hodnoty známé z interglaciálů, je možné předpokládat, že v „chladných“ variantách se první příznaky nástupu příštího zalednění mohou projevit ve dvou nejbližších obdobích minima sluneční insolace na severní polokouli (kolem 17 tisíc roků a 54 tisíc roků od současnosti) pouze v případě poklesu koncentrací CO₂ pod 280 ppm.

4 Závěr

Budoucí stav klimatického systému není v dlouhodobém časovém horizontu predikovatelný. Z výše uvedených expertních posouzení dvou nezávislých expertů však z pohledu klimatické stability území HÚ RAO vyplývá následující:

Hlavními faktory formujícími budoucí klima budou jednak množství insolace z podstatné části determinované orbitálními parametry Země a také koncentrace skleníkových plynů. Insolace a její průběh v budoucích 100 tisících letech je predikovatelný faktor. Budoucí vývoj klimatu je tak závislý na neznámých emisích skleníkových plynů, především CO₂. Současná koncentrace CO₂ v troposféře >400 ppmv je nesrovnatelně vyšší, než kdykoliv během posledního miliónu let. Budoucí výhled IPCC (2013) dokonce počítá v nejbližších stoletích s koncentrací CO₂ >500 ppmv. Pokud budou antropogenně zvýšené hodnoty koncentrace CO₂ (>300 ppmv) v troposféře přetrvávat, dojde k úplnému rozšíření Grónského ledovcového štítu a obecně budou na celé severní polokouli během následujících 100 tisíc let probíhat bezledovcové podmínky. Stejně tak pravděpodobnost vzniku permafrostu a jeho vlivu na hluboký oběh podzemních vod je velmi malá. Detailní průběh počasí a klimatu je na škále 100 tisíc let nepredikovatelný. Jediné, co lze s větší jistotou říci je značné zvýšení variability klimatu v prostoru Střední Evropy.

V případě ochlazení a vysušení klimatu, tedy přirozeného nástupu glaciálních podmínek, které by mohly na severní polokouli začít za 40–50 tisíc let a přetrvat dalších 50–60 tisíc let nedojde k dostatečnému poklesu insolace pro to, aby tyto klimaticky odpovídaly vrcholným středopleistocenním glaciálům. Předpokladem ke vzniku glaciálních podmínek v nejbližších 100 tisících letech je snížení koncentrace CO₂ v troposféře na předindustriální úroveň (<280 ppmv). V glaciálních podmínkách by se v nezaledněných oblastech střední Evropy vytvořil permafrost dosahující maximálně 200–250 m. Permafrost by zásadně ovlivňoval oběh podzemních vod, především díky nulové infiltraci povrchové vody do hlubších částí zemské kůry a hluboký hydrogeologický oběh by permafrostem byl efektivně oddělen od povrchového hydrologického oběhu. Z pohledu trvalého uložení radioaktivního materiálu v hloubkách vyšších než 300–400 m je nástup glaciálních podmínek odpovídajících scénáři maximálního ochlazení a vysušení klimatu velmi vhodný, protože díky tvorbě permafrostu dojde k oddělení povrchového hydrologického a hlubinného hydrogeologického oběhu vod a permafrost představuje přirozenou bariéru pro možnou kontaminaci povrchu uloženými radioaktivními látkami. V žádném z předchozích vrcholných glaciálů nebylo širší území lokalit HÚ RAO zaledněno, a proto nelze s přímým vlivem ledovce na tyto lokality počítat ani v budoucích 100 tisících letech. V případě budoucího oteplení a zvlhčení klimatu, tedy nástupu přirozených vrcholně interglaciálních (hypsitermálních) podmínek odpovídajících holsteinu (MIS 11), které lze považovat za relevantní pro budoucí vývoj klimatu během nejbližších 50 tisíc let, pokud se koncentrace CO₂ v troposféře sníží na 280–300 ppmv, dojde k úbytku nebo rozpadu plošného zalednění severní polokoule a permafrost ve střední Evropě nevznikne. Zvlhčení klimatu oproti dnešku způsobí vyšší infiltraci teplejších povrchových vod do přípovrchových kolektorů. Avšak vliv klimatických podmínek na hydrogeologický režim HÚ RAO zůstane obdobný dnešním podmínkám.

5 Seznam literatury

- AMMANN B., VON GRAFENSTEIN U., VAN RADEN U.J. (2013): Biotic responses to rapid warming about 14,685 yr BP: Introduction to a case study at Gerzensee (Switzerland). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391, 3–12.
- ARCHER D., EBY M., BROVKIN V., RIDGWELL A., CAO L., MIKOLAJEWICZ U., CALDEIRA K., MATSUMOTO K., MUNHOVEN G., MONTENEGRO A., TOKOS K. (2009): Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 117–134.
- ARCHER D., GANOPOLSKI A. (2005): A movable trigger: Fossil fuel CO₂ and the onset of the next glaciation. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, Q05003.
- BERGER A. (1977): Long-term variations of the Earth's orbital elements. – *Celestial Mechanics*, 15, 53–74.
- BERGER A. (1978): Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 2362–2367.
- BERGER A. (1988): Milankovitch Theory and Climate. – *Reviews in Geophysics*, 26, 624–657.
- BERGER A., LOUTRE M. F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. – *Quaternary Science Reviews*, 10, 297–317.
- BERGER A., LOUTRE M.F. (1996): Modelling the climate response to astronomical and CO₂ forcings. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, 1–16.
- BERGER A., LOUTRE M.F. (2002): An exceptionally long interglacial ahead? – *Science*, 297, 1287–1288.
- BERGER A., LOUTRE M.F., CRUCIFIX M. (2003): The earth's climate in the next hundred thousand years. – *Surveys of Geophysics*, 24, 117–138.
- BERGER W.H. (1999): The 100-kyr ice-age cycle: internal oscillation or inclinational forcing? – *International Journal of Earth Sciences*, 88, 305–316.
- BJÖRCK S., WALKER M.J.C., Cwynar L.C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.-L., LOWE J.J., WOHLFARTH B., INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – *Journal of Quaternary Science*, 13, 283–292.
- BOEHM E., LIPPOLD J., GUTJAHR M., FRANK M., BLASER P., ANTZ B., FOHLMEISTER J., FRANK N., ANDERSEN M.B., DEININGER M. (2015): Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. – *Nature*, 517, 73–76.
- BOND G., BROECKER W., JOHNSEN S.J., MACMANUS J., LABERIE L., JOUZEL J., BONANI G. (1993): Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, 365, 143–147.
- BOND G.C., LOTTI, R. (1995): Iceberg Discharge into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. – *Science*, 267, 1005–1010.
- BRÁZDIL R. ED. (1988): Úvod do studia planety Země. – 365 pp., SPN, Praha.
- BRÁZDIL R., DOBROVOLNÝ P., TRNKA M., KOTYZA O., ŘEZNÍČKOVÁ L., VALÁŠEK H., ZAHRADNÍČEK P., ŠTĚPÁNEK P. (2013): Droughts in the Czech Lands, 1090–2012 AD. – *Climate of the Past*, 9, 1985–2002.
- BRÁZDIL R., ZAHRADNÍČEK P., PIŠOFT P., ŠTĚPÁNEK P., BĚLÍNOVÁ M., DOBROVOLNÝ P. (2012): Temperature and precipitation fluctuations in the Czech Republic during the period of instrumental measurements. – *Theoretical and Applied Climatology*, 110, 17–34.
- BRADLEY R.S. (1999): *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary.* – Second Edition. International Geophysics Series 68, 614 pp., Academic Press, San Diego.

- BROECKER W.B. (2003) Do the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? – *Science*, 300, 1519–1522.
- CAPE–LAST INTERGLACIAL PROJECT MEMBERS (2006): Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. – *Quaternary Science Reviews*, 25, 1383–1400.
- CAPRON E., LANDAIS A., CHAPPELLAZ J., SCHILT A., BUIRON D., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., JOUZEL J., LEMIEUX-DUDON B., LOULERGUE L., LEUENBERGER M., MASSON-DELMOTTE V., MEYER H., OERTER H., STENNI B. (2010): Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period. – *Climate of the Past*, 6, 345–365.
- CLARK P.U., ARCHER D., POLLARD D., BLUM J.D., RIAL J.A., BROVKIN V., MIX A.C., PISIAS N.G., ROY M. (2006): The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. – *Quaternary Science Reviews*, 25, 3150–3184.
- COCHELIN A.-S.B., MYSAK L.A., WANG Z. (2006): Simulation of long-term future climate changes with the green McGill paleoclimate model: The next glacial inception. – *Climatic Change*, 79, 381–401.
- COHEN K.M., GIBBARD, P. (2011): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. – Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge University.
- COLLINS M., KNUTTI R., ARBLASTER J. M., DUFRESNE J.-L., FICHEFET T., FRIEDLINGSTEIN P., GAO X., GUTOWSKI W. J., JOHNS T., KRINNER G., SHONGWE M., TEBALDI C., WEAVER A. J., WEHNER M. (2013): Long term climate change: projections, commitment and irreversibility. – In: Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M (eds). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1029–1136.
- ROLL, J.C. (1875): *Climate and Time in Their Geological Relations: A theory of secular changes of the Earth's Climate*. – Daldy, Isbister & Co., London.
- CRUCIFIX M., ROUGIER J. (2009): On the use of simple dynamical systems for climate predictions. – *The European Physical Journal Special Topics*, 174, 11–31.
- CZUDEK T. (2005): *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. – Moravské zemské muzeum, Brno.
- DAVIES B.J., GLASSER N.F., CARRIVICK J.L., HAMBREY, M.J., NÝVLT D. (2013): Landscape evolution and ice-sheet behaviour in a semi-arid Polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. – In: Hambrey M.J., Barker P.F., Barrett P.J., Bowman V., Davies B., Smellie J.L., Tranter M. (Eds): *Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes*. Geological Society, London, Special Publication, 381, 353–395.
- EBY M., ZICKFELD K., MONTENEGRO A., ARCHER D., MEISSNER K. J., WEAVER A. J. (2009): Lifetime of anthropogenic climate change: millennial time scales of potential CO₂ and surface temperature perturbations. – *Journal of Climate*, 22, 2501–2511.
- EHLERS J., GIBBARD P.L., HUGHES P.D., EDS. (2011): *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look*. – *Developments in Quaternary Science*, 15. 1108 pp., Elsevier, Amsterdam.
- EMILIANI C. (1955): Pleistocene temperatures. – *Journal of Geology*, 63, 538–578.
- FRANKIGNOUL C., FRIEDERICHS P., KESTENARE E. (2003): Influence of Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation in the Atlantic-European sector. – *Annals of Geophysics*, 46, 71–85.

- GENTY D., BLAMART D., OUAHDI R., GILMOUR M., BAKER A., JOUZEL J., VAN-EXTER S. (2003): Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillation in western Europe from stalagmite data. – *Nature*, 421, 833–837.
- HATTÉ C., GUIOT J. (2005): Palaeoprecipitation reconstruction by inverse modelling using the isotopic signal of loess organic matter: application to the Nussloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). *Climate Dynamics*, 25, 315–327.
- HAYWOOD A.M., VALDES P.J., SELLWOOD B.W. (2000): Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: initial results. – *Global and Planetary Change*, 25, 239–256.
- HEMMING S. (2004): Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. – *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005.
- HEYMAN B.M., HEYMAN J., FICKERT T., HARBOR J.M. (2013): Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modeling. – *Quaternary Research*, 79, 49–54.
- HILLENBRAND C.-D., KUHN G., FREDERICHS T. (2009): Record of a Mid-Pleistocene depositional anomaly in West Antarctic continental margin sediments: an indicator for ice-sheet collapse? – *Quaternary Science Reviews*, 28, 1147–1159.
- HOFFMAN P.F., SCHRAG D.P. (2002): The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. – *Terra Nova* 14, 129–155.
- HRBÁČEK F., LÁSKA K., ENGEL Z. (2015): Effect of snow cover on active-layer thermal regime – a case study from James Ross Island, Antarctic Peninsula. – *Permafrost and Periglacial Processes*, doi: 10.1002/ppp1871.
- HRBÁČEK F., NÝVLT D., LÁSKA K. (in review): Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. – *Catena*, in review.
- HUBER C., LEUENBERGER M., SPAHNI R., FLÜCKIGER J., SCHWANDER J., STOCKER T., JOHNSEN S., LANDALS A., JOUZEL J. (2006): Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. – *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 504–519.
- HUGHES P.D., GIBBARD P.L., EHLERS J. (2013): Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global ‘Last Glacial Maximum’ (LGM). – *Earth-Science Reviews*, 125, 171–198.
- HUYBRECHTS P., GOELZER H., JANSSENS I., DRIESSCHAERT E., FICHEFET T., GOOSSE H., LOUTRE M.F. (2011): Response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multi-millennial greenhouse warming in the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM. – *Surveys in Geophysics*, 32, 397–416.
- IMBRIE J., BERGER A., BOYLE E.A., CLEMENS S.C., DUFFY A., HOWARD W.R., KUKLA G., KUTZBACH J., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MOLFINO B., MORLEY J.J., PETERSON L.C., PISIAS N.G., PRELL W.L., RAYMO M.E., SHACKLETON N.J., TOGGWEILER J.R. (1993): On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. – *Paleoceanography*, 8, 699–735.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – IPCC, Geneva, Switzerland, 104 s.
- IPCC (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – 1535 pp., Cambridge Univ Press, Cambridge.
- JOUZEL J., BARKOV N.I., BARNOLA J.M., BENDER M., CHAPPELLAZ J., GENTHON C., KOTLYAKOV V.M., LORIUS C., PETIT J.R., RAYNAUD D., RAISBECK G., RITZ C., SOWERS T., STIEVENARD

- M., YIOU F., YIOU P. (1993): Extending the Vostok icecore record of paleoclimatic to the penultimate glacial period. – *Nature*, 364, 407–412.
- JOUZEL J., MASSON-DELMOTTE V., CATTANI O., DREYFUS G., FALOURD S., HOFFMANN G., MINSTER B., NOUET J., BARNOLA J.M., CHAPPELLAZ, J., FISCHER H., GALLET J.C., JOHNSEN S., LEUENBERGER M., LOULERGUE L., LUETHI D., OERTER H., PARRENIN F., RAISBECK G., RAYNAUD D., SCHILT A., SCHWANDER J., SELMO E., SOUCHEZ R., SPAHNI R., STAUFFER B., STEFFENSEN J.P., STENNI B., STOCKER T.F., TISON J.T., WERNER M., WOLFF E.W. (2007): Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,00 Years. – *Science*, 317, 793–796.
- KASPAR F., KÜHL N., CUBASCH U., LIIT T. (2005): A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. – *Geophysical Research Letters*, 32, L11703.
- KINDLER P., GUILLEVIC M., BAUNGARTNER M., SCHWANDER J., LANDAIS A., LEUENBERGER M. (2014): Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. – *Climate of the Past*, 10, 887–902.
- KUKLA G.J., BENDER M.L., DE BEAULIEU J.L., BOND G., BROECKER W.S., CLEVERINGA P., GAVIN J.E., HERBERT T.D., IMBRIE J., JOUZEL J., KEIGWIN L.D., KNUDSEN K.L., MCMANUS J.F., MERKT J., MUHS D.R., MULLER H., POORE R.Z., PORTER S.C., SERET G., SHACKLETON N.J., TURNER C., TZEDAKIS P.C., WINOGRAD I.J. (2002): Last interglacial climates. – *Quaternary Research*, 58, 2–13.
- LÁSKA K., BARTÁK, M., HÁJEK, J., PROŠEK, P., BOHUSLAVOVÁ, O. (2011): Climatic and ecological characteristics of deglaciated area of James Ross Island, Antarctica with a special respect to vegetation cover. – *Czech Polar Reports*, 1, 49–62.
- LÁSKA K., WITOSZOVA D., PROŠEK P. (2012): Weather patterns of the coastal zone of Petuniabukta, central Spitsbergen in the period 2008–2010. – *Polish Polar Research*, 33, 297–318.
- LASKAR J., FIENGA A., GASTINEAU M., MANCHE H. (2011): La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. – *Astronomy & Astrophysics*, 532, A89.
- LASKAR J., ROBUTEL P., JOUTEL F., GASTINEAU M., CORREIA A.C.M., LEVRARD B. (2004): A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. – *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261–285.
- LEUENBERGER M.C., LANG C., SCHWANDER J. (1999): $\Delta^{15}\text{N}$ measurements as a calibration tool for the paleothermometer and gas-ice age differences: A case study for the 8200 B.P. event on GRIP ice. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, 22163–22170.
- LI C., VON STORCH J.S., MAROTZKE J. (2013): Deep-ocean heat uptake and equilibrium climate response. – *Climate Dynamics*, 40, 1071–1086.
- LISIECKI L.E., RAYMO M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Paleoceanography*, 20, PA1003.
- LISIECKI L.E., RAYMO M.E. (2007): Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. – *Quaternary Science Reviews*, 26, 56–69.
- LOUTRE M.F. (2003): Clues from MIS 11 to predict the future climate—a modelling point of view. – *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 213–224.
- LOUTRE M.F., BERGER A. (2000): Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? – *Climate Change*, 46, 61–90.
- LOUTRE M.F., BERGER A. (2003): Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. – *Global and Planetary Change*, 36, 209–217.
- LUNT D.J., VALDES P.J., HAYWOOD A., RUTT I.C. (2008): Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. – *Climate Dynamics*, 30, 1–18.

- LÜTHI D., LE FLOCH M., BEREITER T., BARNOLA J.-M., SIEGENTHALER U., RAYNAUD D., JOUZEL J., FISHER H., KAWAMURA K., STOCKER T.F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration records 650,000–800,000 years before present. – *Nature*, 453, 379–382.
- MARKS L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 21, 103–110.
- MARTRAT B., GRIMALT J.O., LOPEZ-MARTINEZ C., CACHO I., SIERRA F.J., FLORES J.A., ZAHN R., CANALS M., CURTIS J.H., HODELL D.A. (2004): Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. – *Science*, 306, 1762–1765.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C., SHACKLETON N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0–300,000 year chronostratigraphy. – *Quaternary Research*, 27, 1–29.
- MASLIN M.A., LI X.S., LOUTRE M.-F., BERGER, A. (1998): The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. – *Quaternary Science Reviews*, 17, 411–426.
- MEEHL G.A., STOCKER T.F., COLLINS W.D., FRIEDLINGSTEIN P., GAYE A.T., GREGORY J.M., KITO A., KNUTTI R., MURPHY J.M., NODA A., RAPER S.C.B., WATTERSON I.G., WEAVER A.J., ZHAO Z.C. (2007): Global climate projections. – In: IPCC, 2007. *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- MEINSHAUSEN M., SMITH S.J., CALVIN K., DANIEL J.S., KAINUMA M.L.T., LAMARQUE J.F., MATSUMOTO K., MONTZKA S.A., RAPER S.C.B., RIAHI K., THOMSON A., VELDEERS G.J.M., VAN VUUREN D.P.P. (2011): The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. – *Climatic Change*, 109, 213–241.
- MERCER J.H. (1978): West Antarctic Ice Sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. – *Nature*, 271, 321–325.
- MIKOLAJEWICZ U., GRÖGER M., MAIER-REIMER E., SCHURGERS G., VIZCAÍNO M., WINGUTH A. M.E. (2007): Long-term effects of anthropogenic CO₂ emissions simulated with a complex Earth system model. – *Climate Dynamics*, 28, 599–633.
- MILANKOVIĆ M. (1941): *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. – Poseña izdanja Srpska akademija nauka, knj. 132, XX + 633 pp., Mihaila Ćurčića, Belgrade.
- MILLER G.H., ALLEY R.B., BRIGHAM-GRETTE J., FITZPATRICK J.J., POLYAK L., SERREZE M.C., WHITE, J.W.C. (2010): Arctic amplification: can the past constrain the future? – *Quaternary Science Reviews*, 29, 1779–1790.
- MOLNAR P., BOOS W.R., BATTISTI D.S. (2010): Orographic Controls on Climate and Paleoclimate of Asia: Thermal and Mechanical Roles for the Tibetan Plateau. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 77–102.
- MORIYA K., WILSON P.A., FRIEDRICH O., ERBACHER J., KAWAHATA H. (2007): Testing for ice sheets during the mid-Cretaceous greenhouse using glassy foraminiferal calcite from the mid-Cenomanian tropics on Demerara Rise. – *Geology*, 35, 615–618.
- MULLER R.A., MACDONALD G.J. (1997): Glacial Cycles and Astronomical Forcing. – *Science*, 277, 215–218.
- NGRIP MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature*, 431, 147–151.
- NÝVL D., ENGEL Z., TYRÁČEK J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. In: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (eds): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, A closer look. Developments in Quaternary Science*, 15, 37–46, Elsevier.

- OLSON S.L., HEARTY P.J. (2009): A sustained +21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. – *Quaternary Science Reviews*, 28, 271–285.
- PÄLIKE H., NORRIS R.D., HERRLE J.O., WILSON P.A., COXALL H.K., LEAR C.H., SHACKLETON N.J., TRIPATI A.K., WADE B.S. (2006): The Heartbeat of the Oligocene Climate System. – *Science*, 314, 1894–1898.
- PELTIER W.R., VETTORETTI G. (2014): Dansgaard-Oeschger oscillations predicted in a comprehensive model of glacial climate: A „kicked“ salt oscillator in the Atlantic. – *Geophysical Research Letters*, 41, 7306–7313.
- PIMENOFF N., VENÄLÄINEN A., JÄRVINEN H. (2011): Climate scenarios for Olkiluoto on a time-scale of 120,000 Years. – Posiva Oy, Finland.
- PISIAS N.G., MOORE JR. T.C. (1981): The evolution of the Pleistocene climate: a time series approach. – *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 450–458.
- PLATTNER G.K., KNUTTI R., JOOS F., STOCKER T.F., VON BLOH W., BROVKIN V., CAMERON D., DRIESSCHAERT E., DUTKIEWICZ S., EBY M., EDWARDS N.R., FICHEFET T., HARGREAVES J.C., JONES C.D., LOUTRE M.F., MATTHEWS H.D., MOUCHET A., MÜLLER S.A., NAWRATH S., PRICE A., SOKOLOV A., STRASSMANN K.M., WEAVER A.J. (2008): Long-term climate commitments projected with climate–carbon cycle models. – *Journal of Climate*, 21, 2721–2751.
- POLLACK H.N., HUANG S. (2000): Climate Reconstruction from Subsurface Temperatures. – *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 28, 339–365.
- PORTER S.C. (1989): Some Geological Implications of Average Quaternary Glacial Conditions. – *Quaternary Research*, 32, 245–261.
- PUTKONEN J. (1998): Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny-Alesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard. – *Polar Research*, 17, 165–179.
- RASMUSSEN S.O., BIGLER M., BLOCKLEY S.P., BLUNIER T., BUCHARDT S.L., CLAUSEN H.B., CVIJANOVIC I., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., FISCHER H., GKINIS V., GUILLEVIC M., HOEK W.Z., LOWE J.J., PEDRO J.B., POPP T., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A.M., VALLELONGA P., VINTHER B.M., WALKER M.J.C., WHEATLEY J.J., WINSTRUP M. (2014): A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28.
- RAYMO M.E., LISIECKI L.E., NISANCIOGLU K.H. (2006): Plio–Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record. – *Science*, 313, 492–495.
- RAYMO M. E., MITROVICA X. (2012): Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial. – *Nature*, 483, 453–456.
- RENSSEN H., SEPPÄ H., CROSTA X., GOOSE H., ROCHE D.M. (2012): Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. – *Quaternary Science Reviews*, 48, 7–19.
- REYES A.V., CARLSON A.E., BEARD B.L., HATFIELD R.G., STONER J.S., WINSOR K., WELKE B., ULLMAN D.J. (2014): South Greenland ice-sheet collapse during Marine Isotope Stage 11. – *Nature*, 510, 525–528.
- RŮŽIČKOVÁ E., ZEMAN A. (1992): Blahutovice-1 borehole near Hranice na Moravě: Weathering effect in Badenian deposits. – *Scripta Fac. Natur. Univ. Masaryk*, 22, 128–132.
- SERREZE M.C., FRANCIS J.A. (2006): The Arctic amplification debate. – *Climatic Change*, 76, 241–264.
- SHACKLETON N.J., SÁNCHEZ-GOÑI M.F., PAILLER D., LANCELOT Y. (2003): Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. – *Global and Planetary Change*, 36, 151–155.
- SOLOMON S., BATTISTI D., DONEY S., HAYHOE K., HELD I.M., LETTENMAIER D.P., LOBELL D., MATTHEWS H.D., PIERREHUBERT R., RAPHAEL M., RICHELIS R., ROOT R.L., STEFFEN K.,

- TEBALIDI C., YOHE G.W. (2011): Climate stabilization targets: emissions, concentrations, and impacts over decades to millennia. – Washington, National Academies Press.
- STRANDBERG G., BRANDEFELT J., KJELLSTRÖM E., SMITH B. (2011): High-resolution regional simulation of last glacial maximum climate in Europe. – *Tellus*, 63A, 107–125.
- SÜMEGI P., MAGYARI E., DANIEL P., MOLNAR M., TOROCSIK T. (2013): Responses of terrestrial ecosystems to Dansgaard-Oeshger cycles and Heinrich-events: A 28,000-year record of environmental changes from SE Hungary. – *Quaternary International*, 293, 34–50.
- Svensk Kärnbränslehantering AB (2014): Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-PSU. – Technical Report TR-13-05, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm, 216 s.
- ŠAFANDA J., KUBÍK J. (1992): Evidence of ground surface temperature changes from two boreholes in the Bohemian Massif. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 98, 199–208.
- ŠAFANDA J., RAJVER D. (2001): Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia. – *Global Planet Change*, 29, 241–258.
- TAYLOR K.E., STOUFFER R.J., MEEHL G.A. (2012): An overview of CMIP5 and the experiment design. – *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498.
- TEXIER D., DEGNAN P., LOUTRE M., PAILLARD D., THORNE M. (2003): Modelling sequential BIOSphere systems under CLIMate change for radioactive waste disposal. Project BIOCLIM. – In: Proceedings of the International High - Level Waste Management Conference, Las Vegas, 30 March–2 April 2003. Dostupné na: <http://www.andra.fr/bioclim/publications/LasVegas.pdf>
- TOLASZ R. ET AL. (2007): Atlas podnebí Česka. – 256 s., Český hydrometeorologický ústav, Universita Palackého, Praha, Olomouc.
- TRIPATI A.K., ROBERTS C.D., EAGLE R.A. (2009): Coupling of CO₂ and Ice Sheet Stability Over Major Climate Transitions of the Last 20 Million Years. – *Science*, 326, 1394–1397.
- VETTORETTI G., PELTIER W.R. (2011): The impact of insolation, greenhouse gas forcing and ocean circulation changes on glacial inception. – *The Holocene*, 21, 803–817.
- VIZCAÍNO M., MIKOLAJEWICZ U., GRÖGER M., MAIER-REIMER E., SCHURGERS G., WINGUTH A. M. E. (2008): Long-term ice sheet–climate interactions under anthropogenic greenhouse forcing simulated with a complex Earth System Model. – *Climate Dynamics*, 31, 665–690.
- WESTERHOLD T., RÖHL U. (2009): High resolution cyclostratigraphy of the early Eocene – new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. – *Climate of the Past*, 5, 309–327.
- YIN Q., BERGER A. (2015): Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future. – *Quaternary Science Reviews*, 120, 28–46.
- ZACHOS Z., PAGANI P., SLOAN L., THOMAS E., BILLUPS K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. – *Science*, 292, 686–693.
- ZHANG T. (2005): Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. – *Reviews of Geophysics*, 43, DOI: 10.1029/2004RG000157.
- ZICKFELD K., EBY M., WEAVER A. J., ALEXANDER K., CRESPIE E., EDWARDS N. R., ELISEEV A. V., FEULNER G., FICHEFET T., FOREST C. E., FRIEDLINGSTEIN P., GOOSSE H., HOLDEN P. B., JOOS F., KAWAMIYA M., KICKLIGHTER D., KIENERT H., MATSUMOTO K., MOKHOV I. I., MOKHOV E., OLSEN S. M., PEDERSEN J.O.P., PERRETTE M., PHILIPPON-BERTHIER G., RIDGWELL A., SCHLOSSER A., SCHNEIDER VON DEIMLING T., SHAFFER G., SOKOLOV A., SPAHNI R., STEINACHER M., TACHIIRI K., TOKOS K. S., YOSHIMORI M., ZENG N., ZHAO F. (2013): Long-Term Climate Change Commitment and Reversibility: An EMIC Intercomparison. – *Journal of Climate*, 26, 5782–5809.

NAŠE BEZPEČNÁ BUDOUCNOST



SÚRAO

Správa úložišť radioaktivních odpadů

Dlážděná 6, 110 00 Praha 1

Tel.: 221 421 511, E-mail: info@surao.cz

www.surao.cz