

BP 43



Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav geologie a paleontologie

Paleoklimatické rekonstrukce kvartéru se zvláštním ohledem na jezerní sedimenty

Bakalářská práce

Jan Hošek

Školitel: Mgr. Karel Martínek

Praha 2007

Prohlašuji tímto, že jsem předloženou práci vypracoval samostatně s použitím veškeré citované literatury.

V Praze dne 6.8. 2007

Poděkování:

Děkuji na tomto místě svému školiteli Mgr. Karlu Martínkovi za velmi vřelý přístup, odborné vedení a nejrůznější užitečné rady. Dále jsem zavázán Prof. RNDr. Ivanu Horáčekovi, CSc, který mne v mnohém inspiroval a poradil a rodině za všestrannou pomoc. Děkuji také samozřejmě Janě.

Obsah

1. Úvod	1
2. Datování proxy záznamu	3
2.1. Radiokarbonová metoda	3
2.2. Luminiscenční datování	4
2.3. Magnetostratigrafie.....	5
2.4. Příkladové vrstvy	5
3. Instrumentální paleoklimatologie sedimentárního záznamu	6
3.1 Mořské sedimenty.....	7
3.2. Záznam z ledovců	10
3.3. Paleoklimatická rekonstrukce ze sedimentů kvartérních jezer	11
3.3.1. Vliv podnebí na limnickou klastickou sedimentaci	12
3.3.2. Geochemie jezerních sedimentů	13
3.3.3. Magnetická susceptibilita	14
3.3.4. Biologická evidence klimatických změn v jezerních sedimentech	15
4. Paleoklimatologie pozdního glaciálu: vybrané aspekty	17
5. Závěr	22
6. Použitá literatura	23

1. Úvod

Klimatologie je vědní obor, který se věnuje popisu a vysvětlení typických i zvláštních vlastností klimatu v nejrůznějším měřítku, třídění podnebí a vymezení klimatických oblastí a studiu podnebí během dlouhých časových období (kolísání podnebí, klimatické změny). Podnebí se popisuje pomocí klimatických prvků, což jsou statistické charakteristiky odvozené z prvků meteorologických. Základními klimatickými prvky jsou průměry teploty vzduchu, atmosférická cirkulace a průměrné úhrny srážek (Bradley, 1999).

Paleoklimatologie dělá v podstatě totéž, jen to aplikuje na dobu již minulou. Obecná nesnáze je však v tom, že zatímco recentní klimatolog se může opřít o exaktní měření a přímá pozorování, paleoklimatolog je odkázán (s výjimkou historických údajů) na nepřímé doklady. Jejich informační hodnota se odvíjí z nálezového kontextu a z poznatků o míře použitelnosti příslušných zjištění (odvozených z neontologických znalostí dnešních stanovištních nároků příslušných druhů, významu pozorovaných úložných poměrů, výpovědní hodnotě studovaných izotopů apod.), které, přísně vzato, nejsou bezprostřední součástí vlastního dokladu. Takovými záznamům minulosti, získaným odůvodněnou aproximací příslušného jevu se říká (zejména v souvislostech paleoklimatických) proxy-data (Horáček a Pokorný 2002).

Při studiu klimatu je nezbytné porozumět typům proxy-dat a metodám užitých k jejich analýze (Bradley, 1999). Ty nám poskytují základ pro tvorbu hypotéz o příčinách dávných a v návaznosti na to i recentních klimatických změn, což v souvislosti se současnou diskusí o globálním oteplením dává do rukou hmatatelné argumenty.

Čtvrtohorní období se již od počátku moderní geologie, kdy se hledaly odpovědi na neobvyklé sedimentární poměry v Evropě (skandinávská žula v Německu, štěrkové usazeniny ve Francii a Británii apod.), těšilo velkému zájmu. Během 20. století, zejména po prokázání polyglaciality kvartéru, se začíná projevovat nesmírná komplikovanost kvartérních dějů; k jejich pochopení je třeba využít i jiných přírodních věd jako je paleontologie, biologie, geografie (geomorfologie) nebo pedologie. Věda o kvartéru tak došla samostatného postavení v rámci geologie.

Velice komplexní přehled této problematiky zahrnující popis a vysvětlení jednotlivých environmentálních změn, interakci neživé a živé složky během těchto změn a hodnotící jednotlivé jevy ze širokého zorného úhlu v rámci celkového přírodního dění poskytuje kniha *Příroda ve čtvrtohorách* od Ložka (1973).

Základním požadavkem pro osvětlení kvartérních environmentálních změn je rekonstrukce klimatických prvků. Tato práce si klade za úkol zrekapitulovat metodiku získávání paleoklimatických dat, tzn. popsat princip a aplikovatelnost jednotlivých postupů a dát je do

kontextu s paleoklimatickou analýzou. Zejména z důvodů rozsahu a celkového zaměření práce zde nejsou diskutovány některé tradiční způsoby získávání paleoklimatické informace, jako např. makroskopická paleontologie a neontologická biologie, dendrochronologie, sprašové série, morfologické a periglaciální prvky a další. Výběr byl strukturován s ohledem na to, že se chci ve své diplomové práci věnovat rekonstrukci klimatických podmínek raného holocénu z jezerních sedimentů.

Práce je členěna na oddíly, které se věnují 1) datování sedimentů, 2) získávání proxy-dat z ledovců, mořských a jezerních sedimentů a 3) stručné rekonstrukci pozdního glaciálu. Jednotlivé oddíly jsou rozděleny na podkapitoly s tím, že nejvíce prostoru dostává problematika limnických sedimentů.

2. Datování proxy záznamů

Základním předpokladem pro získání paleoklimatické informace je exaktní zařazení vzorku v čase. Datování sedimentů používá postupů odvozených ze stratigrafie sedimentárního záznamu, podporované biostratigrafií a litostratigrafií a řadou instrumentálních metod. Důležité je vybrat si takovou, jejíž použitelnost je vhodná pro prostředí, ve kterém se pohybujeme a datovací rozsah rámcově odpovídá představě o stáří vzorku (Walker, 2005).

Obecně lze instrumentální datovací metody rozdělit na radiometrické a ne-radiometrické. První jsou založeny na radioaktivním rozpadu chemicky nestabilních prvků nebo izotopů na prvky s větší stabilitou, druhé pak většinou na přírůstkových vrstvičkách organického materiálu nebo sekvencí v sedimentu.

Vzhledem k tomu, že chci nejvíce diskutovat podmínky pozdního glaciálu, vynechal jsem některé datovací metody, které pokrývají dlouhý časový úsek, ale kvůli menší citlivosti se s nimi hůře zpracovávají krátkodobé události, a nebo naopak metody, které mají nedostatečný časový dosah a proto jsou pro účely datování sedimentů pozdního glaciálu méně vhodné a používají se jen zřídka. Jedná se např. o Th/U, Pa/U, ^{210}Pb z ne-radiometrických metod např. metoda

racemizace aminokyselin, či specifika biostratigrafického využití jednotlivých skupiny fosilií. V praxi je nejužívanější metodou pro datování jezerních a mořských sedimentů z pozdního glaciálu a raného holocénu radiokarbonová metoda, které je zde věnována největší pozornost. Zajímavá je také poměrně nová metoda datování sedimentů opticky stimulovanou luminiscencí.

2.1 Radiokarbonová metoda

Radiokarbonová metoda je nejužívanější radiometrická datovací metoda v kvartérní paleoklimatologii (Walker, 2005). Uhlík – základní stavební hmota živých organismů – má 3 izotopy: stabilní izotop ^{12}C (98,9 %) a nestabilní izotopy ^{13}C a ^{14}C (1,11 % resp. 10^{-10} %). Pro datování je rozhodujícím parametrem obsah izotopu ^{14}C s krátkým poločasem rozpadu +/- 5730 let. Tento izotop je navíc průběžně zastoupen v prostředí poměrně vysokými koncentracemi - vzniká působením kosmického záření na dusík ve svrchních vrstvách atmosféry ($\text{N}^{14} + \text{n} = ^{14}\text{C} + \text{H}^1$) a je absorbován živými organismy v podobě CO_2 . Po odumření organismu se přeruší tok ^{14}C a nastává rozpad izotopu. Dochází k zvětšování poměru $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$, který byl během života v rovnováze s atmosférou. Z tohoto poměru lze určit dobu, která uběhla od úmrtí organismu. Metoda je aplikovatelná na všechny organický materiál až do zhruba 60 tis. let před současností (Walker 2005; Libby, 1970). Kvůli nehomogenní koncentraci atmosférického ^{14}C v čase, způsobené např. variacemi magnetického pole, modulacemi kosmického záření apod., je třeba pro určení skutečného stáří naměřená data kalibrovat se systémem, který tyto odchylky archivuje. Nejvíce se k těmto potřebám používá dendrologických škál (Stein et al., 2000).

Nejužívanějším médiem pro radiokarbonové metody jsou jezerní uloženiny (Walker, 2005). Získání věrohodných dat však může být značně obtížné. V souvislosti s tím, že je lakustrinní prostředí jedním z nejbohatších archivů co se týče kenozoických (zvláště pak kvartérních) paleoklimatických dat (Riser, 2002), je třeba věnovat tomuto problému zvláštní pozornost.

Jezerní sedimenty jsou extrémně náchylné na kontaminaci staršími zbytky uhlíku, který pak přidává radiokarbonové roky (Oldfield et al., 1997). Nežádoucí uhlík může být splavován z okolních svahů bohatých na organický materiál a kontaminovat mladší sedimenty nebo být do stratigrafického záznamu včleněn jako vápenec, grafit nebo uhlí z okolních hornin (older carbon effect); (Walker, 2005; Libby, 1970). Tyto události rychlého přísunu uhlíku (jedná se o uhlík z organismů, které jsou už nějakou dobu mrtvé a proto je jeho izotopický poměr $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ vyšší než je tomu u uhlíku, který rostliny přijímají z atmosféry) a následná změna koncentrace uhlíku ve vodě se odrazí na izotopickém složení podvodních rostlin a řas, které ho přijímají prostřednictvím fotosyntézy, na živočiších, kteří se jimi živí a na organismech, které si tvoří vápnité schránky. (hard-water effect.); (Walker, 2005; Shotton, 1972 in Bradley, 1999). Může tak docházet k značným rozdílům v datování v rámci jedné vrstvy sedimentů, které obsahují různé

geobiochemické komponenty. Rostlinné makrofosilie často poskytují mladší radiokarbonové stáří než jejich hostitelské sedimenty u nichž bylo provedeno datování jinou metodou. Komplikace také působí fakt, že poměr $C^{12}/^{14}C$ je v jezerní vodě primárně vyšší než je tomu v atmosféře, což vede k redukci aktivity ^{14}C (tzv. reservoir effect). Pokud dochází k průsaku podzemní vody obsahující rozpuštěný karbonát, je tento predikovaný poměr narušen a dochází k chybám v datování (Walker, 2005).

Problém může nastat i při chemických změnách přímo ve vodě (limnické i marinní prostředí). Například schránky měkkýšů, tvořené kalcitem popř. aragonitem, jsou velmi citlivé na kontaminaci moderním uhlíkem z dešťové nebo podzemní vody (Walker, 2005).

Je očividné, že kontaminovaný vzorek nám bude poskytovat chybná data, ale určit, který vzorek a do jaké míry byl kontaminován, může být velmi obtížné (Bradley, 2002).

Jednou z možností, jak se vyhnout chybným datům, je používat materiál, který se dostal do limnického prostředí později a nemohl být postižen hard-water efektem. Jsou to například listy nebo plody suchozemských rostlin (Walker, 2005).

2.2. Luminiscenční datování

Je to skupina datovacích metod, které jsou založeny na měření kumulace nukleárního záření v minerálu nebo fosílii (Walker, 2005). Přírodní minerály a horniny (zejména křemen, fluorit nebo živec) obsahují radionuklidy (uran, thorium a jejich rozpadové produkty), které nepřetržitě vysílají alfa, beta a gama záření. Tyto částice ionizující atomy minerálu, způsobují uvolňování elektronů, které se pak hromadí v místech poruch jeho krystalické mřížky (Riser, 2002). Elektrony se vrací zpět na svá místa: zahřátím (termoluminiscence – TL) a osvitelným viditelným světelným spektrem (opticky stimulovaná luminiscence OSL). V obou případech doprovází návrat elektronů uvolnění energie v podobě světla – luminiscence. Čím déle je zkoumaný materiál vystaven radioaktivnímu záření, tím více elektronů se stačí uvolnit a tím mohutnější je pak efekt luminiscence (Klasen et al., 2007). U TL je zapotřebí teplot nad $450^{\circ}C$ u OSL dochází k efektu během několika sekund expozice (Riser, 2002; Walker, 2005). V této souvislosti se mluví o nulovacím nebo také resetovacím efektu – proces uvolňování elektronů začíná nanovo. V laboratoři se vzorek zahřeje nebo vystaví světlu a měří se luminiscence. Výsledky získané metodami luminiscence závisejí na míře radioaktivity v okolní půdě. Proto se musí změřit také radioaktivita pozadí a provést příslušné korekce, čím větší je radioaktivita pozadí, tím bude stáří nálezu relativně nižší (Klasen et al., 2007).

TL se nejvíce využívá v archeologii na datování výroby (vypálení) keramiky nebo stáří ohnišť. Aplikovat se dá také na kontaktech lávy se sedimenty. OSL je velmi platnou metodou pro datování stáří sedimentace (naměřená luminiscence představuje čas, který uběhl od přikrytí

sedimentu novou vrstvou). Časový dosah této datovací metody je současnost až milióny let (Bradley, 1999).

2.3. Magnetostratigrafie

Oblastí magnetostratigrafie bezprostředně využívanou v paleoekologii a datování nejmladších úseků je analýza remanentního magnetizmu sedimentů, v kvantitativní paleoklimatologii pak analýza magnetické pohltivosti (susceptibility). Analýza remanentního magnetizmu využívá faktu, že magnetické minerály (pyrit, pyrhotin, magnetit, železo a další) se při sedimentaci (již ve vodě) orientují podle aktuálního magnetického pole. Masivní demagnetizace orientovaného vzorku vyruší efekty současné magnetizace a umožňuje přesné měření magnetických parametrů (inklinace, deklinace) panujících v době sedimentace. Změřené hodnoty lze pak srovnávat s referenčními škálami příslušných časových úseků. Magnetické pole v průběhu geologické doby mění svou polaritu. To se stává zhruba v intervalu 10^5 až 10^6 let (naposledy před 780 tis. – Matuyama/Brunhes). Každé období normální nebo reverzní polarity obsahuje řadu krátkodobějších změn (tzv. exkurze) trvajících řádově $2 - 5 \times 10^4$ let (Nowaczyk et al., 2004).

Vysledovat se dají také tzv. sekulární variace probíhající na regionální úrovni (dosah 1000-3000 km), které trvají od jednoho do deseti tisíc let. Dlouhodobé změny anebo exkurze se dají datovat např. na lávových proudech (metoda K- Ar) a korelovat se sedimenty (důležité je znát přibližné stáří). Magnetostratigrafické poznatky tak dovolují určit stáří celých profilů (Bradley, 1999) a vzhledem k aktuálním instrumentálním možnostem dovolují zohlednění velmi detailních informací využitelných v jemné chronostratigrafii příslušné série.

2.4. Přírůstkové vrstvy

Základním principem této datovací metody je počítání vrstev (sekvencí), jejichž růst je ovlivněn určitou periodičností, zpravidla roční. Tradičními postupy využívajícími tuto přímou datovací techniku je zejména dendrochronologie a chronologie varvitů. V podobném smyslu lze však využít i další organické záznamy (korály, lišejníky) i anorganické sedimenty s členitou přírůstkovou dynamikou (travertiny) - zásadním zdrojem informací v tomto směru se stávají dnes speleotémy (jeskynní sintry), které mohou ilustrovat řadu detailů klimatického vývoje za velmi dlouhé úseky a charakterem přírůstkové dynamiky sloužit jako referenční datovací systémy příslušných úseků. Ve většině případů lze přírůstkové vrstvy korelovat s výsledky radiometrických technik, v nejmladším úseku a v případě organických materiálů zejména s radiokarbonovou metodou. Časový rozsah jednotlivých metod je uveden v tabulce 1.

Tab. 1: Rámcový časový rozsah některých datovacích metod sedimentů. Podle Walker, 2005; upraveno.

Metoda	Časový rozsah v letech
Dendrochronologie	0-10 ⁴
Varvová chronologie	0-10 ⁵
Ledovce	0-5x10 ⁵
Speleotémy	0-3x10 ⁵
Uran-Thorium	10 ³ -3x10 ⁵
Uran-Paladium	10 ⁴ -10 ⁵
²¹⁰ Pb	0-5x10 ²

3. Instrumentální paleoklimatologie sedimentárního záznamu

Mnoho přírodních systémů je závislých na klimatických změnách. Pokud se tento systém zachová ve fosilním stavu (anebo stále existuje) je z něho možné odvodit paleoklimatické informace (Bradley, 1999). Jedním z takových systémů, který reaguje na změny podnebí a zároveň archivuje změny i v jiných systémech je sedimentární záznam. Je to pestré prostředí s různou skladbou paleoklimatických signálů (odlišný druh, kvalita, intenzita), různou časovou citlivostí (roky u ledovců nebo jezerních varv, 500 let u mořských sedimentů) a délkou kontinuálního záznamu. Záznamy s dlouhou kontinuitou nalézáme v jemnozrnných hlubokovodních sedimentech (mořské, jezerní). Oproti tomu hrubozrnné kontinentální a mořské sedimenty se vyznačují spíše ne-kontinuálním záznamem.

Základní charakteristiky jednotlivých zdrojů proxy dat jsou znázorněny v tabulce 2. V tabulce jsou uvedeny také jiné (nesedimentární) způsoby zachování paleoklimatické informace.

Tab. 2.: Hlavní charakteristiky zdrojů paleoklimatických dat. Podle Bradley, 1999; upraveno

Zdroj proxy	Minimální interval pro vzorkování	Časový dosah (v letech)	Paleoklimatické informace
Jezerní sedimenty	1 rok (varvy) až 20 let	$10^4 - 10^6$	T, H, B, V, M, L, S, CH _V
Ledovcové vrty	roky	5×10^5	T, B, CH _A , H, V, M, S
Mořské sedimenty	500 let	10^7	T, CH _V , B, M, L, H
Korály	roky	10^4	T, L, H, CH _V
Jeskynní karbonáty	100 let	5×10^5	T, P, CH _V
Spraše	100 let	10^6	T, B, M
Geomorfologická evidence	100 let	10^6	T, P, V, L, H
Letokruhy	1 rok (1 sezóna)	10^4	T, H, B, V, M, S

<p>T = Teplota H = Humidita, srážky, vodní bilance CH = Chemické složení atmosféry (CH_A), vody (CH_V) B = Informace o biomase V = Vulkanismus M = Variace geomagnetického pole L = Úroveň mořské hladiny S = Sluneční aktivita</p>
--

3.1. Mořské sedimenty

Mořské sedimenty díky svému objemu (70% povrchu Země) stratigrafickému pokrytí (jura až recent) představují jeden z nejdůležitějších zdrojů paleoklimatických dat (Rein, 2004). Jelikož je oceán celosvětovým hybatelem klimatu, lze z uceleného obrazu o tehdejších oceánickém systému rekonstruovat charakter podnebí na kontinentech. To dobře potvrzují analýzy jezerních sedimentů, spraší, nebo jeskynních karbonátů. Zbytky planktonních a bentických organismů

(hlavně foraminifery a diatomy) poskytují informace o teplotě ve vodním sloupci, termohalinním výměníku, salinitě, obsahu kyslíku a jiných prvků ve vodě. Ze složení a úložných poměrů terigenních sedimentů lze určit humiditu na kontinentech, převládající směr větrů z pevniny apod. (Bradley, 1999).

Na bentických a planktonických tanatocenózách mikroskopických faun se silikátovými (radiolaria, diatomy, silikoflagelata) a vápnitými (foraminifera, kokoliti, pteropoda) schránkami, které tvoří hlubokomořské sedimenty (tzv. ooze) se pro paleoklimatologické potřeby provádí analýza a) kvantitativního zastoupení, b) morfologických znaků a c) izotopů kyslíku. Pro globální paleoklimatickou korelaci má největší význam izotopický rozbor schránek popsany Haroldem Ureyem v roce 1947, který se začal v praxi používat počátkem 70. let (viz následující odstavec).

Izotopy kyslíku v mořské vodě

Studium stabilních izotopů kyslíku je jednou z metod, která dává paleoklimatologům do rukou způsob pro přímou rekonstrukci teplot vody (Frakes, 1979). Molekuly vody mohou existovat v devíti různých izotopických varietách (viz ledovce). Při rekonstrukci paleoteplot vody je důležitý poměr $^{16}\text{O} / ^{18}\text{O}$, který je evidován v karbonátové nebo křemičité schránce organismu žijícího v rovnováze s okolní vodou (Urey, 1948 in Bradley, 1999). Frakcionace izotopů kyslíku je funkcí mj. teploty. Přednostně se odpařuje voda s lehčími izotopy (H_2^{16}O) a zdroj se tím pádem obohacuje těžšími (H_2^{18}O). Důležitou roli také hraje množství sladké vody, které se do oceánu dostane z deště nebo splachem z pevniny. Voda se v takových případech obohacuje o ^{16}O (Felis and Pätzold, 2004). Organismy s vápnitými schránkami (nejvíce studií se provádí na foraminiferách) odebírají jako surovinu na tvorbu ulit látky rozpustné ve vodě. Tím zaznamenávají mimo jiné i přesný poměr izotopů kyslíku. Ureyeho definice je obecně platná a odpovídá termodynamickým principům. Je však třeba počítat s řadou problémů, které znesnadňují jednoznačné určení paleoteplot. Komplikací například je, že během glaciálů se vyváže značné množství lehčí vody v ledovcových čepičkách. Oceán je tedy bohatší na ^{18}O , což by mělo být interpretováno jednoznačně jako oteplení (Rein, 2004). Izotopické složení kyslíku se může měnit také lokálně, např. se změnou salinity (Duplessy et al., 1993).

Pro určení $\delta^{18}\text{O}$ ze vzorku je užíván vzorec:

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 * ((^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{vzorek}} / (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} - 1)$$

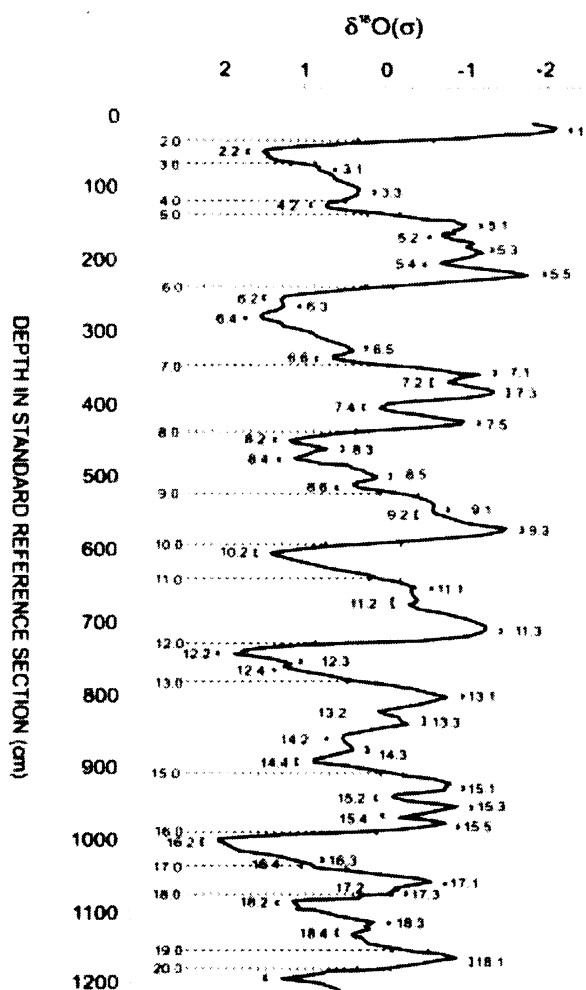
Výsledné hodnoty jsou v ‰, záporný výsledek znamená, že je ve vzorku menší poměr $^{16}\text{O} / ^{18}\text{O}$ než v SMOW, tedy, že vzorek je izotopicky lehčí, u kladného výsledku je tomu naopak.

Z izotopického složení vzorku lze empiricky vyjádřit teplotu:

$$T = 16.9 - 4.38 (\delta_c - \delta_w) + 0.10 (\delta_c - \delta_w)^2.$$

Hodnota T je označení pro teplotu vody, během které se vysrážel kalcit, δ_c představuje izotopické složení kyslíku z molekuly CaCO_3 ve srovnání se standardem PDB (Pee Dee Belemnite) a δ_w je izotopické složení kyslíku z molekuly vody, z které byl vysrážen kalcit v porovnání se standardem SMOW. (Standard Mean Ocean Water – standard izotopického poměru $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a D/H v mořské vodě)

Z naměřených dat lze sestavit křivky oscilací teplot pro období desítek miliónů let. Ty slouží jako relativní chronostratigrafie pro čtvrtohory (OIS – Oxygen Isotopy Stratigraphy). Teplé výkyvy (interglaciály, interstadiály) jsou značeny lichými čísly (1 pro holocén) studené (glaciály, stadiály) sudými (obr.1). Kompletní série sukcesivních stupňů této globální klimatostratigrafické škály vychází z výsledků mnohačetných analýz hlubokomořského záznamu a uvedený referenční klimatostratigrafický systém je tedy označován alternativně jako systém MIS (Marine Isotopic Stages).



Obr. 1: Izotopická škála naměřená z planktonických a bentických foraminifer z různých částí světa pro období Brunhes (Prell et al., 1986 in Bradley, 1999)

3.2. Záznam z ledovců

Voda - nejhojnější sloučenina na Zemi - hraje zásadní roli v globální energetické bilanci. Akumuluje a rozvádí teplo na Zemi (Bradley, 1999). Studium jejího fosilního stavu, v tomto případě sněhu (firnu), představuje neobyčejně cenný paleoklimatický a paleoenvironmentální materiál, který poskytuje ohromný počet informací o klimatu během posledních 450 tisíc let (Riser, 2002). Citlivý záznam dovoluje korelovat i náhlé krátkodobé události, které jsou v kontinentálních nebo mořských uloženinách jen těžko postřehnutelné. To ledovce činí mimo jiné důležitým nástrojem pro podchycení nestability pozdně glaciálního a raně holocéního klimatu. Poskytuje informace o teplotách, srážkách, atmosférické cirkulaci, sluneční aktivitě nebo složení vzduchu (Fisher, 2004).

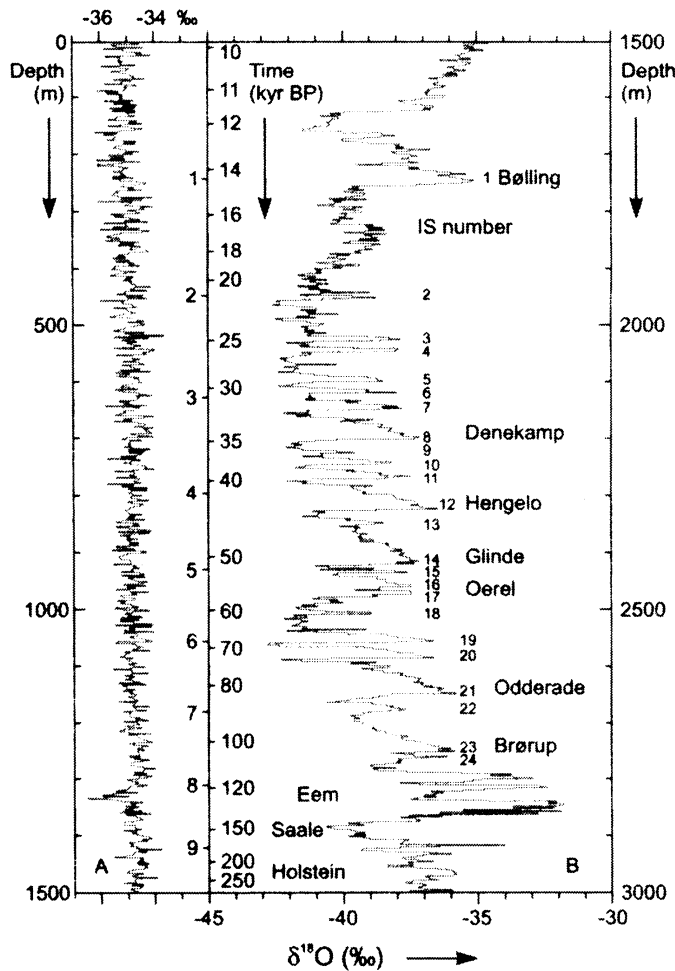
Výsledky analýzy slouží jako korelační škála pro severní (Grónsko-Summit, Camp Century, Dye) i jižní (Antarktida –Vostok, EPICA) polokouli. Získání vrtných jader a interpretace těchto výsledků byly součástí mezinárodních projektů GISP (Greenland Ice Sheet Project) ve druhé polovině 80. let 20. století a GRIP (Greenland Ice-core Project) na začátku let 90.

Měření paleoteplot z ledovců

Molekula vody může mít různou hmotnost (18-22 neutronů). Záleží na tom, které izotopy ji tvoří (H_2O : ^1H – 99.984%, $^2\text{H} = \text{D}$ – 0.016%, ^{16}O – 99.76%, ^{18}O – 0.2%, O^{17} – 0.04% -při rekonstrukci teplot se nevyužívá). Nejlehčí je klasická H_2O ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$), která má také největší tlak vodních par (o 10% větší než HDO, o 1% větší než H_2^{18}O) tzn. lépe se odpařuje. Výpar je tedy chudší na D a ^{18}O než zdrojová voda (atmosférická voda obsahuje o 10 ‰ D a o 100 ‰ méně než SMOW). Při kondenzaci je tomu naopak: izotopy s menším tlakem vodních par (D, ^{18}O) přechází do kapalného skupenství ochotněji než lehčí izotopy - kondenzovaná voda bude bohatší na těžší izotopy než zbývající vodní pára. Během kondenzace se tak bude zvyšovat poměr lehkých a těžkých izotopů. Frakcionace stabilních izotopů vodíku a kyslíku během kondenzace je řízena termodynamickými principy, resp. je lineární funkcí teploty (Bradley, 1999; Fisher, 2004). Čím nižší teploty budou při kondenzaci panovat, tím více vodních par zkondenzuje a tím nižší bude koncentrace těžkých izotopů ve srovnání se zdrojovou vodou (Bradley, 1999). Po změření $\delta^{18}\text{O}$ (rozdíl v obsahu ^{18}O ve zdroji a vzorku) z odebraného vzorku a kalibraci dostaneme data jež lze vztáhnout přímo k rekonstrukci teplot (Obr. 2).

Samozřejmě je třeba počítat s řadou faktorů, které komplikují tento jednoduchý mechanismus. Jedná se například o primární obsah ^{18}O ve vodních párách na začátku kondenzace (v párách pocházejících z jezer nebo ledovců je nižší než u mořských); (Koerner and Russell 1973 in

Bradley, 1999). Roli také hraje geografická pozice místa výparu (obecně $\delta^{18}\text{O}$ vodních par v oblačnosti od rovníku klesá, více na sever než na jih) a sezónní variace v izotopickém složení srážek (Fisher, 2004).



Obr.2: Izotopický záznam z Grónského ledovce, Summit. V levém sloupci (A) hodnoty pro holocén, v pravém (B) pro posledních 250 tis. let (Dansgaard et al., 1993).

3.3. Paleoklimatická rekonstrukce ze sedimentů kvartérních jezer

Proxy data z lakustrinního prostředí nabízejí vůbec nejkomplexnější přehled klimatické situace na kontinentech (viz tab. 1). Z úložných poměrů, geochemické analýzy, hustoty a druhové diverzity fauny a flóry lze rekonstruovat teplotu, chemické složení vody, srážkové poměry a humiditu dané oblasti, sluneční aktivitu, variace geomagnetického pole nebo vulkanickou činnost (Bradley, 1999).

Dynamika limnické sedimentace je ovlivněna exogenními a endogenními činiteli. Klimatické podmínky jsou vedle reliéfu rozhodujícím faktorem pro vznik a vodní režim evropských jezer (Cohen, 2003). Klima na jezero působí přímo (sucho, vlhko) i nepřímo (zvýšený přínos terigenního materiálu v bezlesích obdobích, organogenní/chemická sedimentace v teplých obdobích). Značný vliv má podnebí také na tvorbu organických sedimentů (gyttja, rašeliny) a chemických vysráženin (jezerní křída a slíny); (Ložek, 1969).

Klimatické změny se na záznamu projeví ve způsobu sedimentace a charakteru sedimentujícího materiálu jednak velikostí zrn, složením sedimentu, sedimentárními strukturami (typ laminace), poměru sedimentu alochtonního/autochtonního a klastického/biogenního/chemogenního a také na podrobné geobiochemické analýze jednotlivých sukcesí (Valero-Garcés a Laird, 1997; Riser, 2002). Významnou roli hraje také zastoupení organismů a organických zbytků. Zvláštní postavení zde má pylová analýza (Firbas, 1950).

Detailní stratigrafická studie z výchozů nebo vrtných jader patří k základním předpokladům všech paloklimatických (paleolimnických) prací. Soustřeďuje se na popis litofacií, v tomto případě okem viditelných charakteristik jako je barva, velikost zrn, druh částic, podloží, vrstevnatost, vztahy mezi jednotlivými vrstvami, sedimentární struktury a makrofosílie (Cohen, 2003). Tato prvotní data poskytují rámcové informace o změnách v sedimentačním prostředí. Lze interpretovat oscilace vodní hladiny, určit zdroj sedimentujícího materiálu, bázi vlnění apod. (Reeves, 1968; Cohen, 2003).

3.3.1. Vliv podnebí na limnickou klastickou sedimentaci

Nejvíce klastického materiálu se dostává do sedimentační pánve z říčních přítoků (ze suspenze, trakcí) nebo jako plošný splach. Lokálně může být významná také dotace větrem, tajícím ledovcem nebo vulkanickou činností (Talbot and Allen, 1996). Na množství a druh sedimentujícího materiálu má kromě podnebí vliv také reliéf, režim jezera, přítok/odtok, cirkulace v jezeře, organická produkce (Cohen, 2003). Analýzou klastického materiálu se dá rekonstruovat humidita oblasti a přibližně také tehdejší průměrné teploty (mean annual temperature – MAT).

Teplota a množství srážek v povodí jezera ovlivňují rostlinný pokryv, vývoj půd a intenzitu eroze. To se projeví při analýze hrubých částic a jílových minerálů. Ve studeném a suchém období sedimentují nejčastěji jílové minerály s pohyblivými kationty, např. chlorit. V teplejších a vlhčích podmínkách za intenzivnějšího zvětrávání tyto ionty migrují a tvoří se jíly na kationty chudé, jako je např. kaolinit. V aridních oblastech je obvykle přínos sedimentů nižší než v humidních nebo semi-aridních podmínkách. Jemnozrný materiál je většinou přenášen větrem a dominuje chemická sedimentace (Cohen, 2003).

V glaciálních (periglaciálních) podmínkách je sedimentace řízena sezónně, ročními cykly. Pokud v povodí jezera, resp. ve zdrojové oblasti panují teploty větší než 0°C, dochází k ukládání hrubších částic transportovaných tavnými vodami. Jemnozrný materiál (jíl, prach) sedimentuje v období s omezeným, nebo žádným přítokem (dotace větrem, suspenze). Vznikají tak světlé (letní) a tmavé (zimní) vrstvy - varvy, které reprezentují jednoletý cyklus (Weirich, 1986). Podobným způsobem mohou vznikat také biogenní varvy. Např. diatomitový typ varv má zimní

vrstvy složené téměř výhradně z odumřelých diatom. V rámci této vrstvy lze navíc odlišit společenstvo letních diatom (např. Bacillariophyceae) a podzimních (např. Chrysophyceae), které tvoří samostatné sub-vrstvy. V letním období se usazuje především klastický materiál, jehož množství je závislé na intenzitě eroze a dotaci přítokem.

Zejména v oblastech s dimiktní cirkulací jezer mohou vznikat varvy na základě chemických reakcí vody a sedimentu, tzv. iron-rich varvy (Brauer, 2004). Roční přírůstky jsou zde indukovány změnou redox podmínek. Během letní a zimní stagnace jezerní cirkulace dochází k bakteriálnímu rozkladu organické hmoty. Tím se vyčerpá kyslík a klesne redox potenciál ve vodě. V těchto podmínkách je voda obohacena o Fe^{2+} ionty, které reagují se sulfidovými ionty za vzniku černých železitých sulfidů, které mohou tvořit různě silné vrstvy (Anthony, 1977).

Varvy poskytují celou řadu proxy dat o klimatických a enviromentálních podmínkách (Bradley, 1999). Jejich vznik je závislý na 1) podmínkách v jezeře (teplota a stratifikace vody, biologická činnost) a 2) na okolním prostředí (vegetační kryt, který brání erozi, existence/neexistence půd). Analýzou varvových sedimentů lze tyto paleopodmínky rekonstruovat (Brauer, 2004). Vzhledem k citlivosti záznamu lze varvy použít při určování náhlých krátkodobých klimatických změn (Cohen, 2003; Brauer et al., 1999),

3.3.2. Geochemie jezerních sedimentů

Izotopické, prvkové nebo molekulární složení jezerní vody a sedimentů je zapříčiněno vstupem chemických komponent do jezera (z povodí, vegetace, větrem) a geobiochemickými cykly uvnitř jezera. Geochemické složení sedimentů je výsledkem působení obou těchto faktorů, které jsou ovlivňovány zejména klimatickými podmínkami.

Zde je několik příkladů interpretace výskytu/absence nebo vzájemného poměru prvků v sedimentárním profilu. Základním předpokladem je zde fakt, že změny intenzity zvětrávání zdrojových hornin budou mít za následek změny v asociaci minerálů, resp. prvků.

Ca, Mg, Sr

Ca-Mg-Sr systém může být kombinován jako paleoteploměr a paleosalinometr (Chivaz et al., 1983). Nejvíce analýz se provádí na biogenních karbonátech (ostrakoda, měkkýši). Zvyšující se salinita je doprovázena stoupajícím poměrem Mg/Ca_{voda} (mineralogická série korespondující zvyšující se salinitu: Mg kalcit-aragonit-dolomit) k čemuž dochází při aridizaci oblasti (Müller, 1972 in Cohen, 2002). To však nemusí odpovídat chemickému složení karbonátů vykrystalizovaných z této vody. Do procesu vstupuje stroncium, které odebírá aragonit přednostněji než kalcit a znemožňuje tak určit primární poměr Mg a Ca. Proto se zároveň užívá Sr/Ca, jehož pokles signalizuje salinizaci. De Deckker a Forester (1988, in Cohen, 2003) na

základě měření poměru Mg/Ca a Sr/Ca ze schránek ostrakod sestavili možný průběh teplot a chemismu vody v hypotetickém vrtu. Obecně lze z modelu vyčíst, že poměr Mg/Ca ve schránkách jsou indikátory teploty, zatímco Sr/Ca indikátor chemismu (salinity). Zvyšování poměru v obou případech je interpretováno jako zvýšení v hodnotách pozorovaných veličin.

Si a Al

Koncentrace těchto prvků v profilu stoupá se zvětšující se intenzitou zvětrávání, protože jsou proti němu, ve srovnání s jinými komponentami, odolnější. To může být interpretováno jako teplejší, popřípadě vlhčí klima, zvláště pokud je současně zvýšená koncentrace Fe a Mn (Cohen, 2003).

K a Na

U draslíku a sodíku platí přímá úměrnost mezi koncentrací prvků a intenzitou eroze. K akumulaci dochází při zvětšené erozi, tedy v obdobích se sníženým výskytem vegetace, která odebírá K a Na a redukuje tak množství, které se dostane do jezera (Callender a Granina, 1997). V hypersalinním prostředí mohou draslík a sodík krystalizovat a tvořit autochtonní minerály (Valero-Garcés et al., 1996). Významnou roli hraje také svažitost reliéfu, která může způsobit rozklad minerálů, ještě než se dostanou do sedimentačního prostoru (Cohen, 2002).

Izotopová analýza

Karbonátové minerály (kalcit, aragonit) vysrážené v jezeru poskytují informace o izotopickém složení kyslíku a uhlíku rozpuštěných ve vodě v době krystalizace (anebo při tvorbě CaCO₃ schránek). Jako zdroj izotopů kyslíku při absenci karbonátů lze používat také diatomity (Shemesh and Peteet, 1998 in Bradley 1999, Leng et al., 2001). Izotopy uhlíku (C¹³) se užívají jako proxy-data pro rekonstrukci biologické produktivity, přítoku podzemní vody, změny ve vegetaci v povodí jezera, výměnu CO₂ s atmosférou (Valero-Garcés et al., 1999). V oblastech, kde tvoří hlavní dotaci jezer srážky (např. oblast Abisko ve Švédsku), odráží izotopická kompozice kyslíku ve vápencích, popř. silikátech, složení atmosférické vody v regionu (Shemesh et al., 2001). Pro podmínky vyšších a středních zeměpisných šířek je používán koeficient 6‰ δ¹⁸O na 1 °C povrchové vody (Yu and Eicher, 1998). Podrobněji je izotopová analýza (paleoteploty povrchové vody, paleoteploty srážkové vody) popsána v kapitolách o mořských sedimentech a ledovcích.

3.3.3. Magnetická susceptibilita

Analýza magnetických minerálů je vedle určování stáří sedimentů (viz kapitola o datování) důležitá také pro získání informací o paleoenviromentálních procesech, zejména o klimatických

vlivech na sedimentární skladbu (syn- a post- depoziční procesy). Variabilita environmentálních podmínek je spojena s rozdíly v intenzitě zvětrávání a eroze a v návaznosti na to s podmínkami depozice. Výsledkem je rozdílná sedimentární kompozice s rozdílným obsahem (skladba, kvalita) magnetických minerálů. Pro měření koncentrace magnetických složek se užívá magnetické susceptibility (poměr magnetizace k intenzitě magnetického pole), která roste s rostoucím množstvím feromagnetického materiálu (Nowaczyk et al., 2004). Intenzita susceptibility odráží erozně-zvětrávací poměry v povodí jezera. Čím vyšší bude intenzita susceptibility v profilu, tím výraznější byla eroze (Geiss a Banerjee, 1997).

3.3.4. Biologická evidence klimatických změn v jezerních sedimentech

Organické zbytky v sedimentech hrají nezastupitelnou roli v paleolimnických studiích. Historicky nejužívanější metodou pro získání paleoekologické informace je palynologie, která je zároveň jedním z nejdůležitějších odvětví ve čtvrtohorní paleoklimatologii. Nejvíce pylu je nalézáno v organických sedimentech, zejména v rašelinách, kde kyselé podmínky napomáhají jeho zachování. Vzhledem k tomu, že naprostá většina povrchových rašelin patří holocénu (Ložek, 1969), a protože je palynologický výzkum součástí řady archeologických studií sledující environmentální změny v závislosti na člověku (viz Pokorný et al, 2005), je toto období zpracováno nejdetailněji. Z dalších nalezišť (jezerní sedimenty, slatiny) je popsán vývoj flóry celého pleistocénu. V ostatních případech jsem se soustředil pouze na takové skupiny, jejichž výskyt (absence), diverzita nebo morfologické znaky mají přímý vztah ke klimatu

Pyl

Pylová analýza patří k základním paleoklimatickým studiím jezerních sedimentů. Primárně slouží k určení změn vegetace v okolí sedimentárního prostoru (lokální, regionální a nadregionální měřítko). Jedná se o velice cenná data, která tvoří základ pro tvorbu hypotéz o kontinentálním klimatu a doplňují informace z hlubokomořských sedimentů a ledovců, popř. se s nimi dají korelovat (Bradley, 1999). Problémy činí rozdílná produkce jednotlivých bylin a dřevin a těžko zachytitelné krátkodobější výkyvy podnebí. Davis a Botkin (1985) experimentálně zjistili, že klimatická oscilace, pohybující se v intervalu od 100 do 200 let se v záznamu výrazněji neprojeví. Pro představu o tehdejších podnebí se využívají analogie s recentními biotopy. Pylová analýza slouží také jako škála pro klimatostratigrafickou korelaci na kontinentech během kvartéru.

Ostracoda

Ostrakodi jsou jednou z nejvíce užívaných skupin v jezerní paleoklimatologii. Mají kalcitovou schránku, která je navíc uvnitř pokryta chitinizovanou lamelou, a proto se výborně uchovávají ve

fosilním stavu. (Kraft, 2000). Jsou neobyčejně hojní ve všech geologických obdobích od paleozoika a jejich identifikace je víceméně snadná.

Sladkovodní druhy jsou většinou bentické a obývají litorální i profundální zóny. Tito korýši jsou citliví na změny rozpuštěných iontů a solí (při větším obsahu iontů roste diverzita a hustota, při zvyšování salinity klesá diverzita a stoupá hustota), což slouží jako nástroj pro zjištění paleosalinity chemického složení vody, tedy např. k interpretaci aridizace oblasti (Cohen, 2002). Jsou také citliví na změnu teploty vody, což lze společně s dokladem o chemickém složení vody použít při rekonstrukci úhrnu srážek a teploty vzduchu (Delorme, 1969 in Cohen, 2002).

Hmyz

Vzhledem k chitinovému složení těl pochází nejvíce nálezů hmyzu ze sedimentů uložených v kyselém prostředí, zejména z rašelinných sedimentů. Hmyz je těsně spjat s vegetací a celkovým rázem stanoviště a proto poměrně věrně odráží místní klimatické podmínky. Nejlepší možnost zachování mají brouci (Coleoptera) se silnou chitinovou kostrou. (Coope, 1999). Poměrně užívanou skupinou jsou také Chironomidae, pakomáři (Cohen, 2002). Kvantitativní zastoupení jejich chitinizovaných těl (hlavy) slouží k určení paleoteplot v boreálních oblastech. V teplých podmínkách jsou využíváni jako indikátor aridizace (Brooks and Birks, 2000).

Ve srovnání s celkovou diverzitou hmyzu je ale počet nálezů velmi malý, proto je lze těžko užít jako podklad pro širší paleoklimatostratigrafii. V některých lokalitách (např. v severní Evropě), však jejich analýza představuje cenná data. Poskytují také informace z prostředí, kde se kvůli kyselým podmínkám nezachovaly vápnité složky (např. ostrakoda).

Diatomy

Schránky diatom mají obrovský potenciál pro uchování v sedimentárním záznamu a jsou proto mezi nejčastějšími nalezenými lakustrinními fosíliemi během celého kenozoika. Díky tomu hrají klíčovou roli v paleoenvironmentálních rekonstrukcích.

Změny v druhovém složení diatom odrážejí chemismus vody, jako je pH nebo salinita (Moser et al., 1996). Používají se při stanovení hydrologické bilance v jezeře, hlavně v aridních a semiaridních podmínkách (Fritz, 1991). Ucelený přehled o klimatické situaci na kontinentu poskytuje analýza diatom z Bajkalu (Prokopenko et al., 2001).

V arktických nebo subarktických zónách severní polokoule souvisí jejich nahromadění v sedimentu s letními teplotami, a proto je lze využít pro přibližné stanovení paleoteplot (Pienitz, 1995). Mořské diatomy hrály také významnou roli při rekonstrukci pozdního glaciálu, např. v oblasti severozápadního pobřeží Norska (Karpus and Schrader, 1992 in Bradley, 1999).

Cladocera

Cladocera (krásnoočka) je skupinou, která poskytuje řadu paleoekologických informací z jezer (Frey, 1988). Jde o skupinu, která je v centru pozornosti neontologického limnologického výzkumu a existuje pro ni tedy neobyčejně široký aparát detailní autekologické referenční informace. Fosilní záznam skupiny je nicméně značně ovlivněn specifikami prostředí a proto není zcela rovnoměrný v čase ani v prostoru (Bennike, 1992). Vedle popisu trofických vztahů v jezeře, obsahu živin, pohybu hladiny a salinity nebo určení pH, slouží také jako paleoteploměr (Amsinck et al., 2003).

4. Paleoklimatologie pozdního glaciálu: vybrané aspekty

Základním rysem čtvrtohor je střídání dob ledových (glaciálů) a dob meziledových (interglaciálů), způsobené primárně astronomickými cykly. Přejít mezi jednotlivými dobami je relativně rychlý, charakteristický řadou dramatických krátkodobých oscilací klimatu. To je dobře patrné ve středoevropských podmínkách, kde má ve studeném období hlavní vliv kontinentální podnebí, zatímco v teplém oceánské (na rozdíl např. od Střední Asie, kde je díky trvale kontinentálnímu klimatu průběh změn mnohem vyrovnanější). V mírném pásu jsou studené výkyvy spjaty se suchými podmínkami a teplé s vlhkými (Ložek, 1973).

Nejvíce dokladů o těchto změnách je z přechodu posledního glaciálu do současného interglaciálu (holocénu). Rozpoznání a interpretace krátkodobých změn je velice důležité pro porozumění klimatickému systému Země, který je schopný „přepnout“ relativně náhle z jednoho stavu na jiný. Nejdetajnější záznamy těchto událostí jsou ze severoatlantické oblasti, která hraje velkou roli v klimatických výkyvech v pozdním glaciálu (Yu and Eicher, 1998; Clark et al., 2001).

Pro zachycení nestability podnebí (které může trvat několik set let i méně) je třeba analyzovat co nejcitlivější materiál. Velice vhodné jsou pro tyto potřeby polární ledovce, které se dají zároveň užít k časování jednotlivých událostí (Tarasov a Peltier, 2005). Informace z nich však nejsou vždy aproximovatelné se situací na kontinentě. Množství výkyvů doložených z terestrických uloženin není v ledovcích evidováno. To může být způsobeno odlišnými podmínkami na kontinentu a v polárních oblastech během deglaciace (Graffenstein et al. 1999).

Stručný přehled klimatické situace severní polokoule na konci glaciálu

Severní polokoule se od posledního glaciálního maxima (18 000 let B.P.) plynule a relativně rychle oteplovala, jak dokládají změny mořské hladiny, $\delta^{18}\text{O}$ z mořských foraminifer, kvantitativní analýzy diatom, GRIP (Fairbanks, 1989; Koç Karpuz a Jansen, 1992; Keigwin et al., 1991; Walker et al., 1999; Landais et al., 2006) nebo vývoj evropské flóry (Müller et al., 2003) a analýza jezerních sedimentů (Haskell et al., 1996; Cohen et al., 2000). Přechodový úsek pozdního glaciálu je nicméně charakterizován výraznými oscilacemi, které byly poprvé rozpoznány již v první polovině dvacátého století a označeny jako interstadiály resp. stadiály nejmladšího Würmu. Jmenovitě jde o tři hlavní chladné oscilace (stadiály): starší dryas, střední dryas a mladší dryas a dvě teplejší období (interstadiály) Bölling a Alleröd. Poznatky posledních let rekonstruující členité interakce deglaciační dynamiky a globálních mechanismů redistribuce klimatických energií v závěru posledního glaciálu poskytují pro uvedené oscilace poměrně podrobný interpretační scénář.

Zásadním momentem se stal masivní přínos velkého množství sladké vody a ledových ker z tajících kontinentálních ledovců do Atlantického oceánu a rozpad perioceánského ledovce, doložený z Heinrichových vrstev H_1 - 14 300 B.P. a H_0 - 11 000 B.P. (Broecker et al., 1992; Bond et al., 1993). Tato událost měla za následek změnu chemismu severoatlantických vod a narušení termohalinního výměníku, který je významným dodavatelem tepla do Evropy. V důsledku toho docházelo k zastavení deglaciace Evropy a k opětovnému postupu ledové fronty směrem na jih (Broecker, 1997; Stocker, 2000; Clark et al., 2002, 2001; Grafenstein et al., 1999). Narušena byla celková oceánická cirkulace, jak dokládají záznamy klimatických změn z jižní polokoule (Nový Zéland, Afrika, jižní Amerika); (Denton et al., 1999; Baker et al., 2001, Seltzer et al., 2000). Nyní uvedu vybrané aspekty chronologie deglaciace a klimatických změn na severní polokouli.

K výraznému narušení produkce NADW (North Atlantic Deep Water) spojeného s přísunem sladké vody, jak je doloženo např. z planktonických foraminifer (Keigwin et al., 1991) a nárůstem mořské hladiny o 20 metrů během 500 let (Nesje et al., 2004), došlo 14 500 let B.P. Tzv. mwp - 1A (meltwater pulse), z období 14 500-13 300 B.P. byl pravděpodobně zapříčiněn vodou z roztávajícího ledovcového štítu na Barentsově moři a ve Skandinávii (Jones et al., 1991; Brunnberg, 1995). Tato událost časově odpovídá příchodu interstadiálu Bölling - Alleröd komplex (do něhož bývá včleněn také střední dryas), jehož detailní průběh lze sledovat např. z povrchové vody oceánu (kvantitativního zastoupení diatom) v jihovýchodní části Norského moře (Karpuz and Jansen, 1992 in Bradley, 1999) nebo na severoatlantických bentických

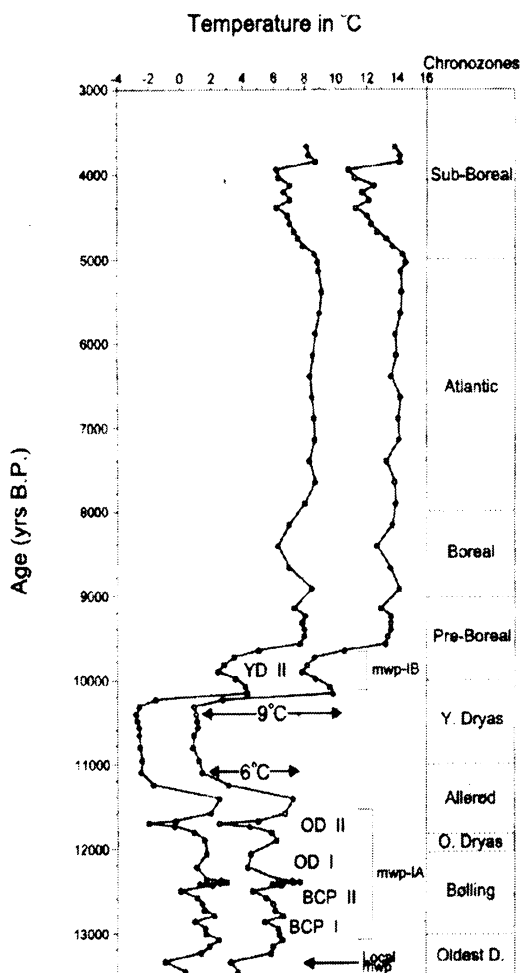
foraminiferách (Waelbroeck et al., 2001). Bölling – Alleröd komplex byl přerušovaný několika chladnými epizodami trvajících 100 - 300 let způsobenými roztáváním a zamrzáním Skandinávského a Barentsova moře (Sarnthein et al., 1992 in Denton et al., 1999). Tyto změny jsou shodné s evidencí ze západní Evropy, kde ve stejných dobách docházelo k narušování teplého trendu (Bradley, 1999). Zaznamenané jsou také v jezerních sedimentech na mnoha místech v Eurasii, Jižní Americe a Africe (White et al., 1994). Jednotlivé přechody se projevíly oscilací hladin jezer, paleoekologickými, izotopickými a sedimentárními změnami. V jižních podmínkách měly chladné periody charakter extrémního vysoušení (Metcalfe et al., 1997).

Další roztávání Laurentidského ledovcového štítu v Severní Americe (Broecker et al., 1988; Moore et al., 2000) během intervalu mwp – 1A a následné narušení Golfského proudu po zvýšeném přísunu sladké vody řekou Mississippi do subtropického Atlantiku (Keigwin et al., 1991) a řekou Hudson a St. Lawrence do Atlantiku (Clark et al., 2001) mělo nejspíš hlavní vliv na příchod nejvýraznějšího stadiálu v pozdním glaciálu-mladšího dryasu - zhruba před 12 700 lety (Alley et al., 1997), vyznačujícího se velice náhlou změnou podmínek.

Pro představu lze uvést, že letní teploty povrchové vody v jihozápadní části Norského moře klesly o 6°C během 300 let (Karpuz and Jansen ,1992), (obr. 3), v centrálním Grónsku o 15 °C (Johnsen et al., 1995) a v Polsku o 6-7 °C (Goslar et al., 1995). Podle společenstev brouků a klima indikujících rostlin v Anglii a Holandsku poklesly průměrné červencové teploty o 6-8 °C. Změny měly značný vliv na faunu a flóru, která migrovala do teplejších mediteránních oblastí. Nejchladnější fáze mladšího dryasu trvala téměř 1000 let.

Ještě teplotně dramatičtější bylo ukončení tohoto stadiálu, ke kterému došlo extrémně rychle. Během několika desetiletí se teploty dostaly nad úroveň před mladším dryasem, jak dokládají izotopy kyslíku z grónských ledovců (Dansgaard et al., 1989), kvantitativní zastoupení planktonických foraminifer ze severního Atlantiku (Lehman and Keigwin, 1992), nebo dendrologický záznam (Björck et al., 1996).

Následovalo opětovné, ne příliš výrazné ochlazení způsobené sladkou vodou z jezera Agassiz (rozsáhlé proglaciální jezero podél jihozápadního okraje Laurentidského ledovce, které mělo značný vliv také na příchod mladšího dryasu); (Fisher, 2007; Tinner and Lotter, 2001), trvajícím do 10 800 let P.B. Po této oscilaci již začíná pre-boreálním oteplením holocén.

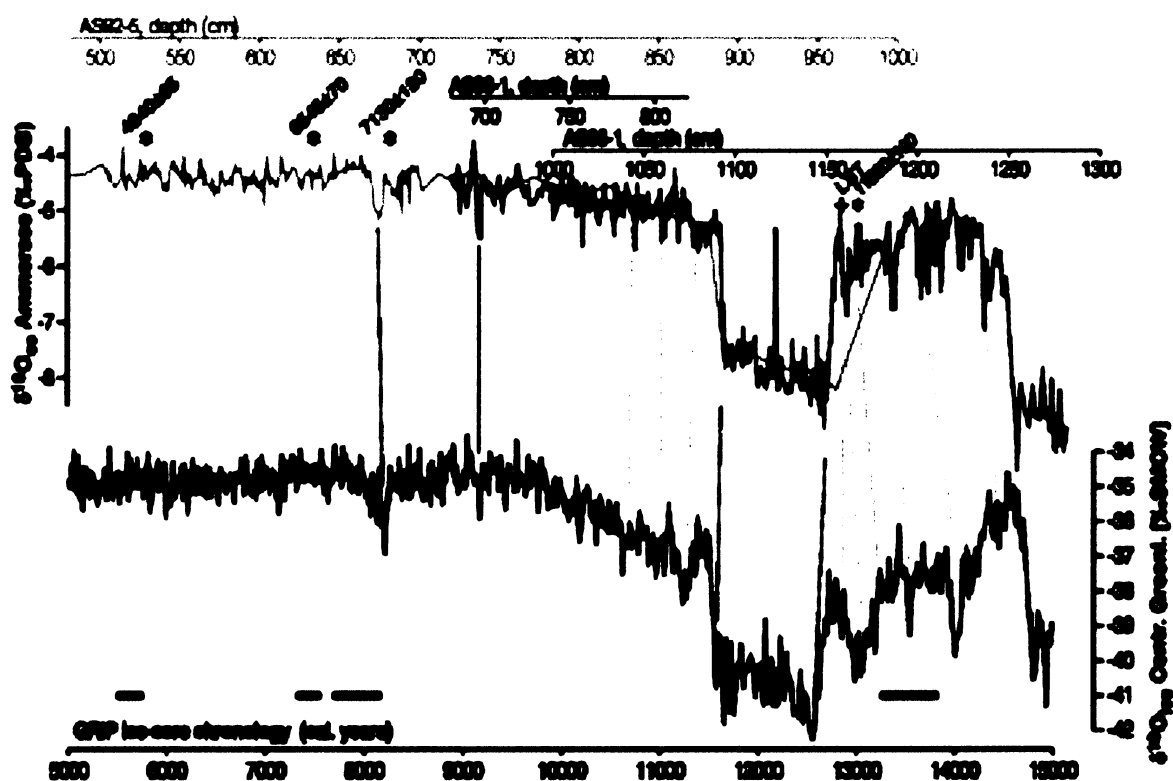


Obr.3.: Rekonstrukce průměrných srpnových teplot povrchu oceánu v jihozápadní části Norského moře z kvantitativního zastoupení diatom: Na horní ose je teplotní škála, na svislé ose časová škála v letech. (Karpuz a Jansen ,1992).

Posledními událostmi deglaciace bylo konečné roztátí Skandinávského ledovcového štítu zjištěné z kvantitativního zastoupení mořských diatom (Birks and Koç, 2002) a kolaps Hudsonského ledovcového štítu zhruba před 8 500 lety, které mohly způsobit, krátkodobé dramatické ochlazení v jinak již stabilním holocenním klimatu v době 8 200 let B.P. (Grafenstein et al., 1998; Tinner and Lotter, 2001). Tato událost je dobře patrná v grónském ledovcovém i v středoevropském lakustrinním záznamu (obr. 4); (Grafenstein et al., 1998, 1999).

I když hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ z grónského ledovce a středoevropských jezerních sedimentů vykazují velkou shodu, lze nalézt několik odchylek. Grafenstein et al. (1999) korelovali izotopické složení ostrakod z jezerních sedimentů z jižního Německa (jezero Ammersee) s izotopy z GRIPu z centrálního Grónska (viz obr. 4). Během staršího dryasu a v prvních 300 letech Bøllingu naměřili relativně nízké hodnoty $\delta^{18}\text{O}$. V intervalu 14 400 – 12 600 let B.P se $\delta^{18}\text{O}$ v Grónsku vyznačovala sestupnou tendencí, zatímco v Evropě stagnovala, nebo mírně stoupala. Ostrá hranice mezi Allerødem a starším dryasem (vyznačující se prudkým poklesem $\delta^{18}\text{O}$) je následkem toho ve středním Grónsku méně patrná. V Grónsku byl nástup holocénu podle měření více pozvolný, jak dokládá postupný nárůst $\delta^{18}\text{O}$. Grafenstein zvolil velice citlivou desetiletou škálu pro vzorkování a porovnával ho se stejně citlivým ledovcovým materiálem. Naměřené rozdíly v $\delta^{18}\text{O}$ vysvětluje jako rozdíly v dotaci severního Atlantiku sladkou vodou z ledovců.

Pokud je Grónsko relativně chladnější vůči Evropě, je přísun tavných vod zvýšený, zatímco v situaci, kdy je Grónsko relativně teplejší, dochází k omezení dotace. To souvisí se změnou salinity v severním Atlantiku. Při omezené dotaci sladkou vodou nemůže ledovec růst a redukuje svůj rozsah. Tím dochází k oteplení v centrální části Grónska. Ve sladkých podmínkách ledovec roste a oblast se ochlazuje. Od 9 000 let B.P je evidence $\delta^{18}\text{O}$ víceméně shodná včetně nástupu a intenzity chladné oscilace v době 8 200 let B.P.



Obr. 4: Srovnání izotopického složení kyslíku z grónského ledovce, Summit (černá křivka) a ostrakod z jezera Ammersee v jižním Německu (zelená, modrá a červená křivka). Dolní osa znázorňuje čas v letech před současností (Grafenstein et al., 1999).

Závěr

Současná paleoklimatická analýza se opírá o řadu tradičních metod, které vycházejí z dlouhé historie kvartérní geologie a zároveň využívá nových poznatků z geochemie, neontologické biologie, autekologie, fyziky, chemie a dalších disciplín. Zásadní úlohu hraje časové vymezení jednotlivých oscilací. Nejvíce je k těmto potřebám využívána radiokarbonová metoda. Dále také palynostratigrafie a varvová chronologie. V běžné praxi se používá multimetodický přístup a jednotlivé výsledky se mezi sebou korelují.

Mořské sedimenty a ledovce poskytují širokou škálu proxy parametrů pro korelaci čtvrtohorních environmentálních změn. Vysoce citlivý ledovcový materiál je obzvláště vhodný pro určení intenzity a délky (nejen) krátkodobých oscilací, ke kterým docházelo na konci glaciálu a v počátcích holocénu. Oceánické uloženiny, jejichž analýza tvoří základ kvartérní klimatostratigrafie, lze také užít mj. k rekonstrukci deglaciace obou polokoulí a změn oceánického proudění, tedy k příčinám krátkodobé nestability.

Jezerní sedimenty představují jeden z nejcennějších archívů klimatických změn na kontinentech. Paleoklimatická informace je skryta nejen v dynamice a způsobu sedimentace, ale také v jednotlivých anorganických a organických složkách, které je možno podrobit další detailnější analýze. Relativně široká škála instrumentálních metod a vysoká citlivost materiálu jsou dobré předpoklady pro podrobné zhodnocení celkového obrazu přechodové fáze posledního glaciálu a zdá se být velice cenným nástrojem pro podchycení krátkodobých raně holocénních klimatických nestabilit, jakou je např., v mnoha ohledech zajímavá událost 8 200 B.P., kterou bych se chtěl zabývat ve své diplomové práci.

Použitá literatura:

* = nepřímá citace

Alley, R.B., Shuman, C.A., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Culey, K.M., Fitzpatrick, J.J., Grootes, P.M., Zielinski, G.A., Ram, M., Spinelly, G., Elder, B., (1997). Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: basis, reproducibility, and application. *Journal of Geophysical Research* 102, 26 367-381.

Anthony, R. S., (1997). Iron-Rich Rhythmically Laminated Sediments in Lake of the Clouds, Northeastern Minnesota. *Limnology and Oceanography* 22, 45-54.

Amsinck, S.L., Jeppesen, E., Ryves, D., (2003). Cladoceran stratigraphy in two shallow brackish lakes with special reference to changes in salinity, macrophyte abundance and fish predation, *Journal of Paleolimnology* 29, 495-507

Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P., (2001). The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science* 291, 640-643.

Bennike, O., (1992). Paleoecology and Paleoclimatology of a Late Holocene Peat Deposit from Broendevinskøer, Central West Greenland *Arctic and Alpine Research* 24, 249-251

Birks; J. A , Koç N., (2002). A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas* 31, 323-344.

Björck , S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T.L., Wohlfahrt, B., Hammer, C.U., Spurk, M., (1996). Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science* 274, 1155-1160.

Bond , G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143 – 147.

Brauer, A.(2004). Annually laminated lake sediments and their paleoclimatic relevance. In: The climate in historical times (Fisher, H., Kumke, T., Lohman, G., Flöser, G., Miller, H., Storch, H., Negendak, J.F., edt.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, F.W., (1999). High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18, 321-329.

- Bradley, R.S., (1999).** Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary – 2nd ed. Academic Press, San Diego, 610s.
- Broecker, W.S., (1997).** Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system. *Science* **287**, 1582–88.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., (1992).** Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* **6**, 265-273.
- Brooks, S., Birks, H.J., (2000).** Chironomid-inferred late-glacial and early-Holocene mean July air temperatures for Kråkenes Lake, western Norway. *Journal of Paleolimnology* **23**, 77-89.
- Brunnberg, L., (1995).** The Baltic ice lake. *Quaternary International* **28**, 177-178.
- Callender, E, Granina, L., (1997).** Geochemical Mass Balances of Major Elements in Lake Baikal. *Limnology and Oceanography* **42**, 148-155.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weavers, A.J., (2002).** The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* **415**, 863–68.
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M., Teller, J.T., (2001).** Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science* **293**, 283–87.
- Cohen, A.S., Palacios-Fest, M., Negrini, R.M., Wigand, P.E., Erbes, D.B., (2000).** A paleoclimate record for the past 250,000 years from Summer Lake, Oregon, USA: II. Sedimentology, paleontology and geochemistry. *Journal of Paleolimnology* **24**, 151-182.
- Cohen, A.S., (2003).** Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press US, 512 s., ISBN 0195133536.
- Coope, G. R , Lemdahl, G., Lowe, J. J., Walkling, A., (1999).** Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14-9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science* **13**, 419 – 433.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., (1993).** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J., (1989).** The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* **339**, 532 – 534.
- Davis, M.B., Botkin, D.B., (1985).** Sensitivity of cool-temperate forests and their fossil pollen record to rapid temperature change. *Quaternary Research* **23**, 327-340.
- De Deckker, P. a Forester, R.M., (1988).** The use of ostracodes to reconstruct peleoenvironmental records. *Ostracodes in the Earth Science* **16**, 29-32.

***Delorme, L.D.** (1969). Ostracodas as Quaternary paleoecological indicators. *Canadian Journal of Earth Sciences* **6**, 1471-1476.

Denton, G.H., Heusser, C.J., Lowll, T.V., Moreno, P.I., Anderson, B.G., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R., (1999). Inter hemisphere lineage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler Series A: Physical Geography* **81**, 107-153

Duplessy, J. C., Bard, E., Labeyrie, L., Duprat, J., Moyes, J., (1993). Oxygen isotope records and salinity changes in the northeastern Atlantic Ocean during the last 18,000 years. *Paleoceanography* **8**, 341-350.

Fairbanks, R. G., (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* **342**, 637 – 642.

Felis, T., Pätzold, J., (2004). Coral as climate archive. In: The climate in historical times (Fisher, H., Kumke, T., Lohman, G., Flöser, G., Miller, H., Storch, H., Negendak, J.F., ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Firbas, F., (1950). The Late-Glacial Vegetation of Central Europe. *New Phytologist* **49**, 163-173.

Fisher, H., (2004). The enviromental and climate record in polar ice cores. . In: The climate in historical times (Fisher, H., Kumke, T., Lohman, G., Flöser, G., Miller, H., Storch, H., Negendak, J.F., ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Fisher, T.G., (2007). Abandonment chronology of glacial Lake Agassiz's Northwestern outlet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **246**, 31-44.

Frey, D.G., (1988). Littoral and offshore communities of diatoms, cladocerans and dipterous larvae, and their interpretation in paleolimnology. *Journal of Paleolimnology* **3**, 179-191.

Fritz, S.C., Juggins, S., Battarbee, R.W., Engstrom, D. R., (1991). Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function. *Nature* **352**, 706 – 708.

Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* **14**, 73-81

Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S.J., (1999). A mid-european decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. *Science* **4**, 1654-1657.

Geiss, C.E., Banerjee, S.K., (1997). A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial–interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA. *Earth and Planetary Science Letters* **152**, 203-216.

Goslar, T., Arnold, M., Pazdur, M. F., (1995). The Younger Dryas cold event was it synchronous over the North Atlantic region? *Radiocarbon*, **37**, 63.

Haskell, B. J., Engstrom, D. R., Fritz, S.C., (1996). Late Quaternary paleohydrology in the North American Great Plains inferred from the geochemistry of endogenic carbonate and fossil

ostracodes from Devils Lake, North Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **124**, 179-193.

Horáček, I., Pokorný, P (2002). Přírodní prostředí pravěku. kapitola in Pravěk Čech, P (Kuna ed.). Academia Praha.

Chivas, A., Deckker, P., Shelley, J.M.G., (1983). Magnesium, strontium, and barium partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in paleoenvironmental reconstruction. *Applications of Ostracoda*. University of Houston, Huston, TX, 238-249.

Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W., Gundestrup, N., (1995). Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus B* **47**, 624-629..

Jones, G. A., Hald, M., Larsen, E.,; Henriksen, K., Vorren, K., (1990). Climate of the northern latitudes : part, present and future. International conference, Tromsø, NORVEGE, (02/04/1990) **71**, 145-148.

* **Karpuz, N. K., Jansen, E. (1992)**. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian sea : documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography* **7**, 499-520.

Keigwin, L. D., Jones, G. A., Lehman, S. J., Boyle, E. A., (1991). Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change. *Journal of Geophysical Research* **96**, 16811-16826.

Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J.M., Radtke, U., (2007). Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. *Quaternary international* **164**, 21-32.

Koerner, R.M, Russell, R. D., (1979). ¹⁸O variations in snow on the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Scien* **16**, 1419-1472.

Kraft, P., (2000). Základy systematické paleontologie 1. edt Kvaček, Z. *Karolinum*.

Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Raynaud, D., Johnsen, S., Huber, C., Leuenberger, M. Schwander, J., Minster, B., (2006). The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes. *Climate Dynamics* **26**, 273-284.

Leng, M., Barnker, P., Greenwood, P., Roberts, N., Reed, J., (2001). Oxygen isotope analysis of diatom silica and authigenic calcite from Lake Pinarbasi, Turkey. *Journal of Paleolimnology* **3**, 343-349.

Libby, W. F., (1970). Radiocarbon Dating. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **269**, 1-10.

Lehman, S.J., Keigwin, L.D., (1992). Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature* **356**, 757-762.

Ložek, V. (1973). Příroda ve čtvrtohorách. *Academia, Praha*. 372 s.

- Metcalf, S.E., Bimpson, A., Courtice, A.J., O'Hara, S.L., Taylor, D.M., (1997).** Climate change at the monsoon/Westerly boundary in Northern Mexico. *Journal of paleolimnology* **17**, 155-171.
- Moser, K. A., MacDonald, G. M., Smol J. P., (1996).** Applications of freshwater diatoms to geographical research. *Progress in physical geography* **20**, 21-52.
- Moore, T.C., Walker, J.C.G., Rea, D.K., Lewis, C.F.M., Shane, L.C.K., Smith A.J., (2000).** Younger dryas interval and outflow from the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography* **15**, 4-18.
- *Müller, G., Irion, G., Förstner, U., (1972).** Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften* **59**, 158-164.
- Müller, U.C., Pross, J., Bibusc. E., (2003).** Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. *Quaternary Research* **59**, 235–245.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Bakke, J., (2004).** Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene* **14**, 299–310.
- Nowaczyk, N.R., Frank, U., Mingram, J., Yancheva, G., Jaqui, L., Negendank, F.W., (2004).** The contribution of high – resolution magnetostratigraphic analyses to paleoclimatic reconstructions. In: *The climate in historical times* (Fisher, H., Kumke, T., Lohman, G., Flöser, G., Miller, H., Storch, H., Negendak, J.F., ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Oldfield, F., Crooks, P.R., Harkness, D.D., Petterson, G., (1997).** AMS radiocarbon dating of organic fractions from varved lake sediments: an empirical test of reliability. *Journal of Paleolimnology* **18**, 87–91.
- Pientz, R., Smol, J.P., Birks, H.J., (1995).** Assessment of freshwater diatoms as quantitative indicators of past climatic change in the Yukon and Northwest Territories, Canada. *Journal of Paleolimnology* **13**, 21-49.
- Pokorný, P., Šída, P., Kuneš, P., Chvojk, O., (2005.)** Mezolitické osídlení bývalého jezera Švarcenberk (jižní Čechy) v kontextu vývoje přírodního prostředí. *In press*
- *Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G.; Morley J.J., Pisian, N.G., Shackleton, N.J., Streeter, H.F., (1986).** Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. *Paleoceanography* **1**, 137-162
- Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J Crowhurst S.J, Peck J.A., Gvozdkov A.N., King J.W., (2001).** Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes. *Quaternary Research* **55**, 123-132.
- Rein, B., (2004).** Marine paleoclimatology – motivation, tools and result. In: *The climate in historical times* (Fisher, H., Kumke, T., Lohman, G., Flöser, G., Miller, H., Storch, H., Negendak, J.F., ed.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Reeves, C.C., (1968). *Introduction to Paleolimnology.* *Elsiver publishing company; Developments in sedimentology 11.* 228 s.

Riser, J.A.M., (2002). *Quaternary Geology and the Environment.* *Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences,* 290str.

***Sarnthein, M., Jansen, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Veum, T., Vogelsang, E. and Weinelt, M.S., (1992).** $\delta^{18}O$ time-slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50° and 80° N. *In: Bard, E. and Broecker, W.S. (ed.): The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies.* *Springer-Verlag. Berlin,* 183-193.

***Shemesh, A., Peteet, D., (1998).** Oxygen isotopes in fresh water biogenic opal - Northeastern US Alleröd-Younger Dryas temperature shift. *Geophysical Research Letters* **25**, 1935-1938

***Shotton, F.W., (1972).** An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter. *Nature* **240**, 460-461

Seltzer, G., Rodbell, D., Burns, S., (2000). Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology* **28**, 35-38.

Shemesh, A., Rosqvist, G., Rietti-Shati, M., Rubensdotter, L., Bigler, C. (2001). Holocene climatic change in Swedish Lapland inferred from an oxygen-isotope record of lacustrine biogenic silica. *The Holocene,* Vol. **11**, No. 4, 447-454.

Stein, M., Goldstein, S.L., Schramm, A., (2000). Radiocarbon calibration beyond the dendrochronology range. *Radiocarbon* **42**, 313-478

Stocker, T.F., (2000). Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews* **19**, 301-19.

Talbot, M.R., Allen, P.A., (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* By Harold G. Reading. *Blackwell Publishing,* 704 s., ISBN 0632036273

Tarasov, L. a Peltier, W.R., (2005). Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature* **435**, 662-665.

Tinner, W. a Lotter, A., (2001). Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology* **29**, 551-554.

Weirich, F. (1986). The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology,* **33**, (2), 261-277.

Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A, Ratto, N., Navas, A. (1999). Large ^{13}C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano

lakes, northwest Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* , **171**, 253–266.

Valero-Garcés, B.L. a Laird, K., (1997). Holocene Climate in the Northern Great Plains Inferred from Sediment Stratigraphy, Stable Isotopes, Carbonate Geochemistry, Diatoms and Pollen at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary research* **48**, 359–369.

Waelbroeck, C., Duplessy, J., Michel, E., Labeyrie, L., Paillard, D., Duprat J. (2001). The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *Nature* **412**, 724–727.

Walker, M.J., (2005). Quaternary Dating Methods: An Introduction. *John Wiley and Sons* 304s.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe , J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B., (1999). Isotopic events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* **18**, 1143-1150.

White, J.W.C., Clais, P., Figge, R.A., Kenny, R., Markgraf, V., (1994). A high resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat. *Nature* **367**, 153-156.

Yu, Z., Eicher, U., (1998). Abrupt Climate Oscillations During the Last Deglaciation in Central North America. *Science* **18**, 2235 – 2238.

