

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

**Ústav pro životní prostředí**

Studijní program: Ekologie a ochrana životního prostředí

Obor: Ochrana životního prostředí



**BAKALÁŘSKÁ PRÁCE**

**Identifikace a synchronizace mladšího dryasu v sedimentech evropských jezer**

*Identification and synchronization of YD period from European lake sediments*

**Anežka Skurčáková**

**Vedoucí: RNDr. Jolana Tátošová, Ph.D.**

Květen 2016

## **PROHLÁŠENÍ**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 20. 5. 2016

.....

## **Poděkování**

Ráda bych poděkovala své školitelce RNDr. Jolaně Tátošové, Ph.D. za obětavou pomoc a cenné připomínky při tvorbě práce. Také bych chtěla poděkovat svým blízkým za podporu při psaní této práce i při studiu.

## **Abstrakt**

Bakalářská práce je literární rešerší zabývající se paleolimnologickým určením mladšího Dryasu (YD), závěrečného chladného výkyvu poslední doby ledové, a jeho různým průběhem v rámci Evropy. Obsahuje popis a zhodnocení jednotlivých metod, pomocí kterých lze Mladší Dryas v jezerních sedimentech identifikovat (kyslíkové izotopy  $^{18}\text{O}$ , varvová chronologie, radiokarbonové datování doplněné analýzou rozsivek, pylu, perlooček, hmyzu a geochemickou a sedimentologickou analýzou). Shrnutí výsledků studií z různých částí Evropy ukázalo, že první polovina Mladšího Dryasu v západní Evropě byla chladnější a vlhčí než jeho druhá polovina. Ve východní Evropě mělo klima během periody YD podobný teplotní průběh, ale jeho zcela opačné fáze humidity, jeho první polovina byla chladnější a sušší, kdežto druhá teplejší a vlhčí. Podle lokality Švarcenberk v České republice měl Mladší dryas ve střední Evropě podobný průběh jako v západní Evropě. Perioda YD proběhla na většině území Evropy synchronně, průměrná doba jeho trvání byla přibližně 1 200 let (od 12 726 do 11 564 let BP).

Klíčová slova: Mladší Dryas, paleolimnologie, kyslíkové izotopy, radiokarbonové datování, varvová chronologie, klima v Evropě

## **Abstract**

The bachelor thesis is the review based on paleolimnological determining of Younger Dryas (YD), the final cold episode of the Last Glacial, and its different progress in European regions. It contains a description and an evaluation of methods of the YD identification (oxygen isotopes  $^{18}\text{O}$ , varve chronology, radiocarbon dating, analysis of diatoms, pollen, chironomids, insect and geochemical and sedimentological analysis). The summary of results of studies from different parts of Europe showed that the first half of the YD in Western Europe was cooler and wetter than the second one. The climate during the YD period had similar temperature profile in Eastern Europe, but humidity had a different trend (the first half was colder and drier while the second one was warmer and wetter. According to the study of lake Švarcenberk in the Czech Republic, the YD had similar phases like in Western Europe. The YD period was synchronous in the most of Europe, its duration was approximately 1,200 years (12 726 – 11 564 years BP).

Keywords: Younger Dryas, paleolimnology, oxygen isotopes, radiocarbon dating, varve chronology, climate in Europe

# Obsah

1. Úvod.....	3
2. Mladší dryas (Younger Dryas – YD).....	4
3. Identifikace Mladšího Dryasu.....	6
3.1. Kyslíkové izotopy.....	6
3.1.1. Princip metody.....	6
3.1.2. Kyslíkové izotopy v grónských ledovcových vrtech.....	7
3.1.3. Kyslíkové izotopy v jezerních sedimentech.....	9
3.1.4. Příklad výzkumu zabývajícího se kyslíkovými izotopy.....	10
3.2. Varve chronology – varvová chronologie.....	10
3.2.1. Princip metody.....	10
3.2.2. Tephrochronologie.....	12
3.2.3. Příklady výzkumů zabývajících se varvovou chronologií.....	12
3.3. Datování pomocí radioizotopů uhlíku.....	14
3.3.1. Princip metody.....	14
3.3.2. Metody sloužící k identifikaci YD v datovaném sedimentu.....	15
4. Synchronizace Mladšího Dryasu na různých evropských lokalitách.....	22
4.1. Střední Evropa.....	23
4.1.1. Švarcenberk (jižní Čechy) a Hypkaňa (východní Slovensko).....	23
4.2. Východní Evropa.....	25
4.2.1. Východní a centrální Polsko.....	25
4.2.2. Rumunsko (jižní Karpaty) a Bělorusko.....	28
4.3. Západní Evropa.....	30
4.3.1. Britské ostrovy.....	30
4.3.2. Německo.....	31
4.3.3. Skandinávie.....	33

4.3.4.	Pohoří Jura a Alpy.....	34
4.3.5.	Nížina severozápadní Francie .....	36
4.4.	Shrnutí výsledků.....	37
4.4.1.	Klima v YD .....	37
4.4.2.	Časový průběh YD .....	38
5.	Závěr.....	41
6.	Seznam literatury.....	43

# 1. Úvod

V dnešní době měnícího se klimatu se vědci čím dál více zabývají klimatickými změnami, které proběhly v minulosti, aby mohli odhadnout, jakým způsobem budou tyto změny probíhat v budoucnosti. Jedním ze způsobů výzkumu minulých klimatických změn je studium jezerních sedimentů. V průběhu mnoha let existence jezera se na jeho dně ukládaly různé částice pocházející přímo z jezera i ty, které se sem dostaly z okolních ekosystémů. Vytvořily tak přírodní archiv, který často obsáhne časové období několika tisíc let a je poměrně citlivý na změny environmentálních podmínek.

Pokud se vrstvy sedimentů vhodným způsobem odeberou a zpracují, lze z nich získat nepřímé indikátory tehdejších podmínek prostředí, tzv. proxy. Patří mezi ně např. metody týkající se živých organismů (pylová analýza, analýza rostlinných makrozbytků, lasturnatek (*Ostracoda*), pakomárů (*Chironomidae*), perlooček (*Cladocera*) a dalších bezobratlých) a metody výzkumu chemického složení a fyzikálních vlastností sedimentů (analýza stabilních izotopů, varvových vrstev, magnetická susceptibilita). Jedním z cílů bakalářské práce je vypracovat přehled nejčastěji používaných analýz a popsat, jakým způsobem lze pomocí nich identifikovat Mladší Dryas v jezerních sedimentech.

Mladší Dryas (Younger Dryas – YD) byl závěrečný chladný výkyv poslední doby ledové, jehož začátek i konec měly charakter výrazné a prudké klimatické změny. Téměř vždy je v jezerních sedimentech zřetelný a po Evropě lze najít mnoho lokalit, jejichž sedimenty dosahují hloubky, která odpovídá YD. Jedná se tedy o ukázkové období minulosti, které je vhodné k dalšímu zkoumání. YD je považován za globální klimatickou oscilaci, z posledních výzkumů je ale zřejmé, že se jeho průběh lišil nejenom na severní a jižní polokouli, ale i v méně rozlehlých regionech, jako je Evropa. To může činit potíže při jeho popisu pomocí proxy dat v různých oblastech, protože indikátorové druhy používané například v západní Evropě se nemusí shodovat s indikátorovými druhy pro analýzy ve východní Evropě. Buď tam totiž nežijí, nebo v jiném regionu ukazují na jiné klimatické podmínky. Dalším cílem této práce je proto nastudovat dostupnou literaturu týkající se tohoto tématu, porovnat výsledky autorů a zjistit, zda toto období nemělo v západní, střední a východní Evropě odlišné načasování a průběh (délku trvání a klimatické podmínky, zejména intenzitu ochlazení a humiditu).

Predikční modely, které se používají k predikci klimatu v budoucnosti, se kalibrují pomocí historických dat, získaných mimo jiné i analýzami jezerních sedimentů. Pokud se tedy prokáže, že YD probíhal v různých částech Evropy různě, bude třeba modely kalibrovat podle mnohem menších regionů než doposud.

## 2. Mladší dryas (Younger Dryas – YD)

Čtvrtohory jsou typické střídáním dob ledových, glaciálů, a meziledových, interglaciálů. Poslední doba ledová trvala 2,5 milionu let a skončila přibližně před 10 000 lety. Její konec se vyznačoval prudkými klimatickými výkyvy – střídáním teplejších a chladnějších období (interstadiály a stadiály), toto období je nazýváno pozdní glaciál a trvalo přibližně od 13 000 let do 10 000 let BP (= před současností). Nejpodrobněji bylo zpracováno v baltsko-skandinávské oblasti, kde odsun ledovce a následující změny ve vegetaci poskytly dobré podmínky pro výzkum (Ložek, 1973).

Toto časové období bylo nejprve popsáno pomocí litologické a paleobotanické evidence v různých typech sedimentů. Prvním teplým výkyvem na konci posledního glaciálu byl Bölling, který se vyznačoval akumulací organických sedimentů. Pojmenován byl podle sekvence rašeliny nalezené v jezeře Bölling v Holandsku. Následoval Starší Dryas, během kterého se hromadily anorganické sedimenty odpovídající chladnému klimatu bohaté na zbytky chladnomilné rostliny dryádky osmiplátečné (*Dryas octopecala*). Starší Dryas vystřídal další teplý výkyv Alleröd, kdy se opět ukládaly sedimenty bohaté na organickou hmotu značící vyšší produktivitu jezera a vyšší teplotu. Byl pojmenován podle typové lokality v Dánsku. Závěrečnou chladnou etapou byl Mladší Dryas, kdy se v sedimentech začaly opět hojně vyskytovat lístky dryádky osmiplátečné (*Dryas octopecala*), po které bylo období pojmenováno. Toto litostratigrafické a biostratigrafické rozdělení se brzy změnilo v rozdělení klimatostratigrafické a názvy klimatických výkyvů se začaly používat jako označení časového období (ne jen úseku v sedimentech). Jejich datování bylo podpořeno radiokarbonovou analýzou (Walker a kol., 1999).

Mangerud a kol. (1974) definovali Bölling jako časové období od 13 000 do 12 000 <sup>14</sup>C let BP, Starší Dryas od 12 000 do 11 800 <sup>14</sup>C let BP, Alleröd od 11 800 do 11 000 <sup>14</sup>C let BP a Mladší Dryas od 11 000 do 10 000 <sup>14</sup>C let BP. Tato data ovšem nebyla kalibrována podle dendrologických křivek, proto se vymezení Mladšího Dryasu v následujících kapitolách liší téměř o 2 000 let.

Biostratigrafický popis klimatických oscilací detailně doplnily analýzy izotopů kyslíku (popsáno v dalších kapitolách) v ledovcových vrtech v Grónsku, které se vyznačují vysokým stupněm rozlišení. Na začátku YD poklesla hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  o 3 ‰ (to odpovídá poklesu teploty o 9 °C), na konci vzrostla o 3,5 ‰ (nárůst teploty o 11 °C). V Evropě se během Mladšího Dryasu ochladilo o 2 – 6 °C, v Alpách a ve Skandinávii se znovu rozšířily ledovce (po jejich ústupu v Allerödu), což dokazují např. ledovcové morény v Norsku, Finsku a Švédsku (Carlson, 2013).

Oscilace YD jsou považovány za globální klimatické výkyvy. Evidence potvrzují, že na většině severní polokoule došlo k ochlazení, pouze na jihozápadě USA někteří autoři (např. Grimm et al., 2006) potvrzují mírné oteplení, které by mohlo souviset se zpomalením



mořských proudů. V tropických oblastech kolem rovníku někteří badatelé potvrzují oteplení (Jaeschke a kol., 2007; Ruhleman a kol., 1999; Schmidt a kol., 2004), někteří ochlazení (Lea a kol., 2003), případně jen drobné teplotní výkyvy (např. Benway a kol., 2006). Tuto skutečnost dávají do souvislosti se změnou mořských proudů a posunem Intertropické zóny konvergence vzdušných proudů na jih. Na jižní polokouli byl průběh YD odlišný, pylové záznamy potvrzují, že se teploty zvýšily (např. Newnham a Lowe, 2000; Turney a kol., 2003).

Nejčastěji uznávanou teorií o příčině tak prudkého teplotního výkyvu je změna mořských proudů v severním Atlantiku. Během teplých oscilací na konci poslední doby ledové došlo k ústupu ledovce na sever až za oblast dnešních velkých severoamerických jezer. Obrovské masy sladké vody se vylily řekou Sv. Vavřince do Atlantského oceánu a způsobily rozsáhlou změnu v systému oceánských proudů, díky které se změnilo klima na celé planetě (Carlson, 2013).

Jedna z dalších teorií hovoří o vlivu dopadu meteoritu, který se udál v době shodující se začátkem YD. Jeho pád mohl kromě ochlazení klimatu zapříčinit také vyhynutí velkých savců a pád kultury Clovis, která žila v Severní Americe (Malory, 2013).

### 3. Identifikace Mladšího Dryasu

#### 3.1. Kyslíkové izotopy

##### 3.1.1. Princip metody

Jedna z možností, jak vymezit období Mladšího Dryasu v profilu jezerních sedimentů, je analýza izotopů kyslíku. Jádro atomu kyslíku obsahuje vždy 8 protonů, ale počet neutronů se může lišit, obvykle jich je 8, 9 nebo 10, atomy se tedy liší atomovým číslem ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). V přírodě se nejčastěji vyskytuje izotop  $^{16}\text{O}$  (99,76 %), méně často  $^{17}\text{O}$  (0,04 %) a  $^{18}\text{O}$  (0,2 %). Tyto atomy jsou součástí molekul vody a účastní se jejího koloběhu (Bradley, 2015).

Tlak páry  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  je o 1 % vyšší než u  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . Když se tedy vypařuje voda z vodního tělesa, například oceánu, výsledná pára je chudší na  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  než zdrojová kapalná voda. Pokud tato pára znovu zkondenzuje a vyprší v podobě srážek, bude tato srážková voda obohacená o  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  oproti páře (těžší izotopy snadněji vypadávají), nicméně oproti původnímu oceánu bude obsahovat těchto molekul pořád méně. Zbylá pára s deficitem těžkého  $^{18}\text{O}$  se dále účastní hydrologického cyklu, kdy dochází v důsledku kondenzace srážek k dalšímu deficitu  $^{18}\text{O}$ . Koncentrace izotopu v kapalně vodě závisí na teplotě při kondenzaci a na tom, zda proběhlo zkapalnění prudce nebo postupně (jaké rozdíly teplot při něm hrály roli). Když putují oblaka páry z oceánu na rovníku směrem k pólu, vypadává z nich v podobě srážek čím dál víc  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ , až je ho u pólu minimum. Z jeho obsahu lze tedy zjistit, kromě teploty, i jakou vzdálenost oblaka urazila. Další parametry, které obsah  $^{18}\text{O}$  ovlivňují, jsou například jeho obsah na začátku kondenzace a intenzita vypařování kapek při cestě k zemi (Bradley, 2015).

I přes takové množství ovlivňujících faktorů může být určování teploty podle  $\delta^{18}\text{O}$  spolehlivě používáno, je ale nutná kalibrace na konkrétní lokalitu (Jouzel a kol, 1997).

$^{18}\text{O}$  se z vody dostává biochemickými reakcemi do různých struktur v tělech vodních organismů. Pokud se jejich části zachovají v jezerním sedimentu, lze jejich analýzou zjistit teplotu vody, ve které organismus žil, popřípadě i jeho vzdálenost od oceánu. Koncentrace  $^{16}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$  ve vzorku změřená hmotnostním spektrometrem se porovnává s oceánským standardem SMOW (Standard Mean Ocean Water). Výsledek je vyjádřen jako odchylka od tohoto standardu ( $\delta^{18}\text{O}$ ) a vypočítá se:

(3.1)

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} * 10^3\text{‰}$$

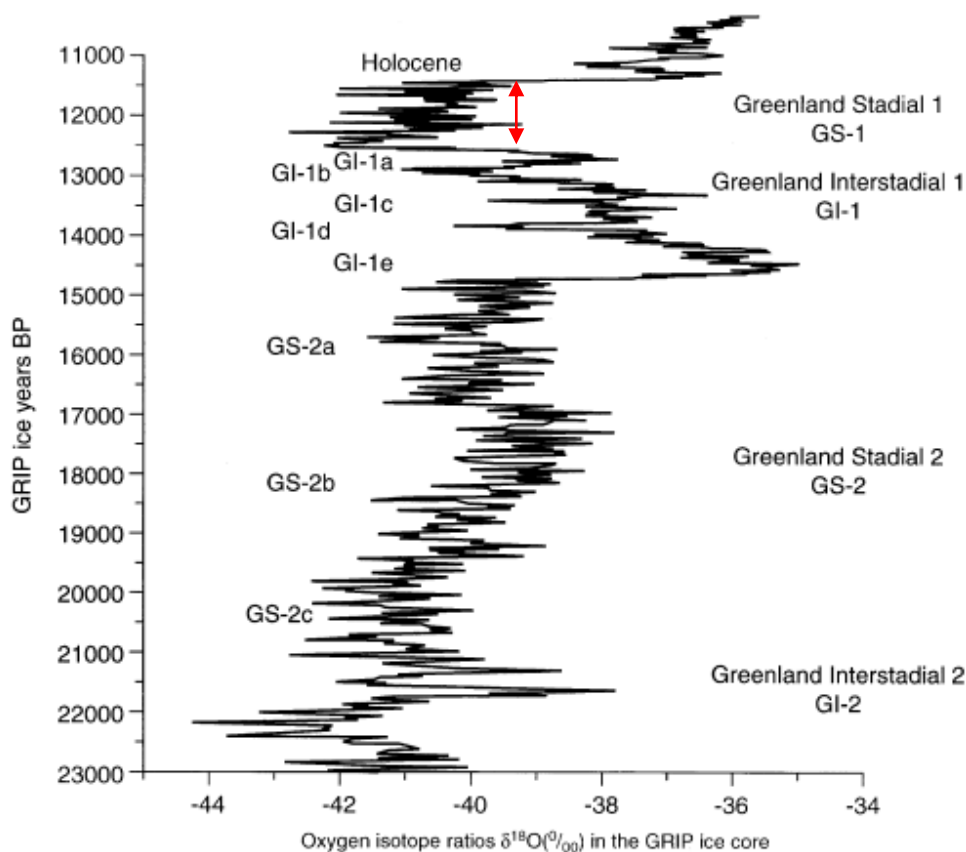
(Bradley, 2015)

### 3.1.2. Kyslíkové izotopy v grónských ledovcových vrtech

Tato metoda byla použita pro rekonstrukci klimatu na základě izotopových analýz grónských ledovcových vrtů GRIP (Greenland Icecore Project) a GISP2 (Greenland Ice Sheet Project II) (Alley 2000).

K určení stáří jednotlivých vrstev ledovcových vrtů se používá několik metod, z nichž nejčastější je počítání tzv. ročních vrstev. Sníh akumulovaný v létě a v zimě má jinou strukturu a barvu, lze tedy spočítat vrstvičky, které odpovídají ročnímu přírůstku ledu. Tímto způsobem se lze dopočítat až 60 000 let do minulosti. Hluběji jsou už roční vrstvy nezřetelné, dále je nutné k datování použít matematické modely. Také metodou stabilního izotopu  $^{18}\text{O}$  je možné odhadnout stáří ledu. V zimě jsou teploty nižší než v létě, proto je v kyslíkovém záznamu patrná sezónnost, jeden rok odpovídá páru vrstviček s nízkými a vysokými hodnotami  $\delta^{18}\text{O}$ . Během stadiálů, chladnějších období, jsou hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  celkově mnohem nižší (Bradley, 2015). Kombinace počítání sezónních vrstev s měřením jejich izotopového složení umožňuje spolehlivé určení stáří ledovcových profilů.

Na následujícím grafu (Obr. 1) je popsán zřetelný pokles hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  ve stadiálech a jejich nárůst v interstadiálech. Mladšímu Dryasu odpovídá zóna GS-1 trvající od 12 650 do 11 500 ice years BP.



Obr. 1: Graf převzat z (Walker a kol., 1999). Změny  $\delta^{18}\text{O}$  v ledovcovém vrtu GRIP během konce poslední doby ledové (23 000 – 11 000 let BP). Mladší Dryas (zóna GS-1) je vyznačen červenou šipkou. Křivka se vychýlila výrazně vlevo, průměrná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  se za toto období pohybuje okolo -41 ‰, což odpovídá silnému ochlazení.

Další zóny jsou: GI-1 – celkově teplý interstadiál rozdělený do třech teplejších sub-interstadiálů (GI-1a, GI-1c, GI-1e), které jsou odděleny dvěma chladnějšími sub-stadiály (GI-1b a GI-1d);

GS-2 – celkově chladný stadiál rozdělený na dva chladnější sub-stadiály (GS-2a a GS-2c) a jeden teplejší sub-interstadiál (GS-2b)

Určením poměru mezi  $^{16}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$  v příslušných ledových vrstvách a dosazením hodnot do vzorce (3.1) byly zjištěny následující hodnoty teplot: začátek YD byl charakteristický poklesem roční průměrné teploty o 9 °C oproti předchozímu teplejšímu Allerödu, v průběhu YD se postupně oteplovalo o 5-10 °C (roční průměr), mezi koncem YD a následujícím teplejším Preboreálem (první fáze Holocénu) byl rozdíl ročních průměrných teplot 11 °C (Alley, 2000).

### 3.1.3. Kyslíkové izotopy v jezerních sedimentech

Jezerní organismy mohou ke stavbě svých těl využít atomy  $^{18}\text{O}$  z vody. Jedním způsobem je asimilace primárních producentů – využití  $\text{CO}_2$  rozpuštěného ve vodě k tvorbě látek tvořících tělo organismu. Primárními producenty jsou zde vodní řasy, které asimilují  $\text{C}^{18}\text{O}_2$  a  $\text{C}^{16}\text{O}_2$  pravděpodobně neselektivně. Poměr těchto izotopů v jejich těle se tedy příliš neliší od jejich poměru ve vodě. Řasy se stávají potravou pro konzumenty, v jejichž těle je pak poměr izotopů také stejný. Dalším způsobem využití kyslíku přímo z vody je stavba schránky vodního živočicha. Mezi takové živočichy patří například lasturnatky (*Ostracoda*) a vodní měkkýši. Určením  $\delta^{18}\text{O}$  z jejich schránek nalezených v jezerních sedimentech lze identifikovat chladné období YD. Lze to ale pouze tam, kde se zachovaly jejich uhličitanové schránky, tedy v alkalických na vápenaté ionty bohatých jezerech (J. Tátošová, ústní sdělení).

Izotopové složení kyslíku lze analyzovat také přímo v nebiogenních uhličitanech uložených v sedimentech. Nerozpustné uhličitanové sedimenty mohou v jezerech vznikat několika cestami: (i) odpaří se tolik vody, že dojde k přesycení hydrogenuhličitanů, které se vysráží ve formě  $\text{CaCO}_3$  (kalcit), a deponují se do sedimentu; (ii) intenzivní fotosyntézou může dojít k takovému odebrání volného  $\text{CO}_2$ , že dojde k výraznému zvýšení pH vody a rozpustné hydrogenuhličitanové sedimenty se přemění na nerozpustné uhličitanové sedimenty, které se vysráží v podobě  $\text{CaCO}_3$  a usadí se na dně jezera. Usazené uhličitanové sedimenty obsahují  $^{18}\text{O}$ , jehož hodnoty lze získat z bulkových sedimentů (tedy z blíže nespecifikovaného sedimentu, ne z konkrétního zbytku organismu) (Bradley, 2015; von Grafenstein a kol., 2000).

Obsah  $^{18}\text{O}$  v sedimentu nebo ve schránkách organismů v sedimentu deponovaných je závislý na obsahu  $^{18}\text{O}$  ve vodě a teplotě, při které se uhličitanové sedimenty vysrážely. Rovnici tohoto vztahu lze zapsat takto:

(3.2)

$$T(^{\circ}\text{C}) = 13,8 - 4,58(\delta_c - \delta_w) + 0,08(\delta_c - \delta_w)^2$$

Kde  $\delta_c$  je obsah  $^{18}\text{O}$  v jezerním kalcitu,  $\delta_w$  obsah  $^{18}\text{O}$  v jezerní vodě a  $T$  teplota v  $^{\circ}\text{C}$ , při které kalcit vznikl (Leng a Marschall, 2004).

Pro rekonstrukci teplot pomocí izotopu  $^{18}\text{O}$  je nutná kalibrace na podmínky v konkrétním jezeře. Je potřeba znát současné hydrologické poměry v povodí a z nich zjistit vztah mezi naměřenými hodnotami stabilních izotopů z uhličitanů (v sedimentech a schránkách) a izotopovou skladbou ve vodě. Pokud z nějakého důvodu není kalibrace proveditelná, je možné spolu s analýzou kyslíkových izotopů použít i jinou paleolimnologickou metodu, aby byla data ověřena (Leng a Marschall, 2004).

### 3.1.4. Příklad výzkumu zabývajícího se kyslíkovými izotopy

Lasturnatkami v jezeře Gerzensee se zabývali von Grafenstein a kol. (2000). Měřili obsah kyslíkových izotopů ve schránkách lasturnatek *Pseudocandona marchica*, měkkýšů rodu *Pisidium* a v bulkových sedimentech s uhlíčitany pocházejícími převážně od parožňatek (*Characeae*). Kalibraci zajistili čtyřletým měsíčním měřením teploty a skladby kyslíkových izotopů v jezerní vodě.

Ze získaných hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  vyvodili tyto závěry: začátek Mladšího Dryasu byl charakterizován prudkým poklesem  $\delta^{18}\text{O}$  ve všech typech uhlíčanů – bulkových i ze schránek lasturnatek a měkkýšů. Na přelomu Alleröd/YD se objevil pokles  $\delta^{18}\text{O}$  u lasturnatek o 3,5 ‰ a u měkkýšů a bulkových sedimentů o 3 ‰. Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  z různých typů uhlíčanů v období hranice YD/Preboreál se mezi jednotlivými vzorky lišily, nelze tedy jednoznačně určit, o kolik ‰ poměr kyslíkových izotopů vzrostl (von Grafenstein a kol., 2000).

Protože měkkýšům rodu *Pisidium* a mladým lasturnatkám *Pseudocandona marchica* přirůstá schránka v létě, kdežto dospělcům těchto lasturnatek v zimě, lze analýzou kyslíkových izotopů v jejich schránkách určit i tehdejší průměrné letní a zimní teploty (von Grafenstein a kol., 2000).

## 3.2. Varve chronology – varvová chronologie

### 3.2.1. Princip metody

V určitých podmínkách lze k určení chronologie využít tzv. varvy. Jedná se o vrstvičky sedimentů, které se ukládaly za jeden rok, a tento roční přírůstek je v nich zřetelně vidět. Může jít o klastické i biogenní materiály, popřípadě kombinace těchto dvou typů. Jezero musí ležet v klimatické oblasti, která je výrazně sezónní, aby se jednotlivá sedimentační období lišila. Pevnějším temperátní Evropa tento požadavek splňuje. I tak jsou varvy v jezerních sedimentech poměrně vzácné, protože vrstvy dnových nánosů se často promíchávají během jarní a podzimní cirkulace a roční přírůstky nejsou zřetelné. Také přítomnost organismů žijících na rozhraní voda-sediment není žádoucí, protože svým pohybem promíchávají a víří horní vrstvy sedimentu. Ideální jsou hluboká chladná temperátní jezera, která jsou část roku zamrzlá, u dna jsou anoxické podmínky a sedimenty uložené během roku se výrazně liší. V Evropě je poměrně málo lokalit, kde jsou varvy dobře zachovány, mezi taková jezera patří např. některá jezera ve Finsku, jezero Gosciaz v Polsku a jezera Holzmaar a Meerfelder Maar v Německu (Lowe a Walker, 2015).

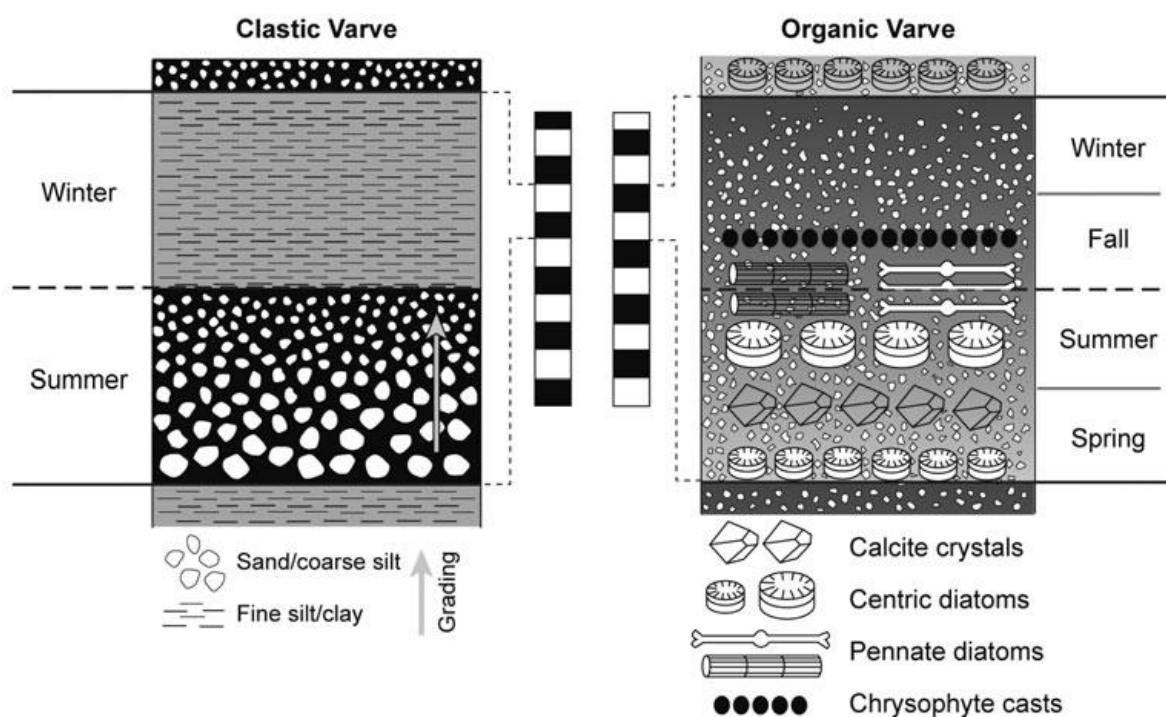
Podle ukládaného materiálu lze varvy rozdělit do tří typů – klastické, biogenní a chemické varvy (Lowe a Walker, 2015).

Klastické varvy jsou časté v ledovcových jezerech, která přes zimu zamrzají. Na jaře dochází k prudkému tání ledů v okolí jezera, voda splachuje hrubé i jemné části hornin a přináší je do jezera. Nejhrubší štěrk je nejtěžší, proto sedimentuje jako první. Postupně se na dno ukládají menší a menší částice. V zimě, kdy je jezero zamrzlé, není promícháváno a může sedimentovat nejjemnější jíl. Jeho vrstvy tvoří protiklad s hrubými jarními vrstvami (Lowe a Walker, 2015).

Biogenní varvy se vytvářejí hlavně v meromiktických jezerech, kde se voda u dna vůbec nepromíchává. Během léta, kdy je biologická produktivita vysoká, se v sedimentu tvoří letní organické vrstvy. Obsahují buď celé organismy (např. rozsivky, zlativky), nebo jsou ve formě organického detritu. Zimní vrstvy obsahují mnohem méně organických látek, ty jsou nahrazené minerály přinášenými z povodí jezera (Lowe a Walker, 2015).

Různě barevné chemické varvy vznikají tam, kde chemické procesy (např. oxidace) v jezeře probíhají v průběhu roku různě. Vrstvy sedimentů se pak liší barvou nebo strukturou. V jezerech mírného pásma jsou letní vrstvy často tmavší než zimní, protože jsou bohaté na sulfidy železa, které vznikly redukcí železitých kationtů v anoxických podmínkách. Mohou vznikat také uhličitanové varvy ve vodách s velkým obsahem rozpuštěného uhličitanu vápenatého nebo evaporační varvy v jezerech, které během léta vysychají (Lowe a Walker, 2015).

Tyto typy varv se mohou v jezerních archivech kombinovat nebo se mohou v průběhu stovek let střídát (Lowe a Walker, 2015).



Obr. 2: Model klastických a organických varv, převzato z Lowe a Walker (2015).

Některé roky může dojít ke změně sezónních procesů v jezeře a vrstvy se nemohou dostatečně vyvinout. Jejich počítání je tedy komplikované. Tyto chyby mohou být odhaleny pomocí pokročilých technologií (např. X-ray radiography – použití rentgenových paprsků, thin-section micromorphology – rozlišení a určení drobných částic, ITRAX (high-resolution continuous microfluorescence X – ozáření vzorku rentgenovými paprsky a následná detekce fluorescence), další možností je korelace varvové chronologie s dalšími metodami, např. pylovou analýzou, radiokarbonovým datováním nebo zjištěním paleomagnetických vlastností. Těmito metodami lze určit i absolutní stáří vrstev (Lowe a Walker, 2015).

### **3.2.2. Tephrochronologie**

Během vulkanické exploze se do ovzduší dostane velké množství sypkého sopečného prachu, který se může větrem šířit na velké vzdálenosti. Po usazení na zemský povrch může vytvořit vrstvu, tephru, kterou lze využít k datování sedimentů. Minulé vulkanické události jsou poměrně dobře zmapované, pokud se tedy v sedimentu objeví tephra, lze ji zařadit ke konkrétnímu sopečnému výbuchu podle jejího specifického složení, a tak ji datovat. Sleduje se její barva, tloušťka, struktura, stupeň zvětrání a další charakteristiky, může se také použít K/Ar metoda k přímému určení jejího stáří nebo radiokarbonová metoda k určení stáří organické vrstvy těsně pod nebo nad ní. Některé sopečné výbuchy nezanechávají viditelnou vrstvičku popela, ale pouze tzv. skrytou tephru, drobné částice rozptýlené v širší vrstvě sedimentu. Je mnohem obtížnější ji identifikovat, ale je to možné např. proséváním nebo spálením okolního organického materiálu (Bradley, 2015).

K datování YD se nejčastěji používá Laacher See tephra. Pochází z výbuchu vulkánu Laacher See, který se nacházel v severozápadním Německu poblíž dnešního města Bonn. Tephru lze poznat podle vysokého obsahu amfibolitu, clinopyroxenu, plagioklasu a sanidinu. Sopečný prach se po výbuchu šířil větrem až 1 100 km na severovýchod, 600 km na jih a 100 km na jihozápad. Lze ho tedy najít v sedimentech ve Švédsku, Alpách, Belgii, Německu a Polsku (Bogaard a Schmincke, 1985).

Bogaard a Schmincke (1985) uvádějí, že k erupci došlo před 11 000 lety (podpořeno radiokarbonovým datováním, nekalibrováno). V následujících dvou článcích je použito upřesněné stáří tephry – 12 880 vy (varvových let) BP (Brauer a kol., 1999; Neugebauer a kol., 2012).

### **3.2.3. Příklady výzkumů zabývajících se varvovou chronologií**

Varvovou chronologií v jezeře Meerfelder Maar v západním Německu se zabýval Achim Brauer a kol (1999). Se svým týmem odebrali 11 – 12m profily z jezerního dna a analyzovali varvy v hloubce přibližně 7,5 – 9,5 m. Tyto hranice byly zvoleny podle polohy tephrových vrstev, spodní



byla určena jako Laacher See Tephra (12 880 vy BP), svrchní jako Ulmener Maar Tephra (11 000 vy BP). Datování bylo podpořeno radiokarbonově,  $^{14}\text{C}$  analýza byla provedena na rostlinných makrofosíliích v blízkosti obou tepher. Další analýzy se týkaly pylu, TOC a biogenního křemíku.

Podle výsledků varvové analýzy začal Mladší Dryas přibližně 200 let po výbuchu sopky Laacher See 12 680 vy BP. V následujících 440 letech (12 680 – 12 240 vy BP) se ukládaly poměrně silné varvy skládající se z jarních-letních organických vrstev bohatých na rozsvivky a z podzimních-zimních vrstev obsahujících hlavně anorganické minerály, organický detritus a menší množství epifytických rozsvivek. Velké množství organické hmoty v sedimentech a zvýšený výskyt řasy *Pediastrum* naznačuje zvýšenou produktivitu jezera, kterou autoři interpretují tak, že s ochlazením ustoupily lesy, zvýšila se půdní eroze a živiny byly více splachovány do vody (Brauer a kol., 1999). Toto období bylo pravděpodobně velmi chladné, vzhledem k masivnímu rozšíření chladnomilných rozsvivek, které nebyly kompetičně vyloučeny teplomilnějšími řasami.

Varvy v druhé části Mladšího Dryasu (12 240 – 11 590 vy BP) se lišily mocností i složením. Mocnosti celoročních vrstev byly menší než v první části a obsahovaly více anorganické hmoty. Jarní vrstvy obsahovaly hrubší naplaveniny přinesené do jezera s jarním táním, vrstvy z ostatních částí roku spíše jemnější usazeniny. Produktivita jezera poklesla, protože většina půdy už zerodovala. Následujících 50 let nebyly varvy dobře zachovány, pravděpodobně z důvodu nestabilních klimatických podmínek.

Varvovými vrstvami v německém jezeře Rehweise se zabývali Neugebauer a kol. (2012). Výzkumný tým odebral 4 kóry z jezerního dna reprezentující hloubku až 13,5 m. Přibližně v hloubce 10 m byla nalezena Laacher See Tephra (12 880 varvových let PB), podle které se nad ní ležící vrstvy datovaly. Varvy byly rozlišeny pomocí  $\mu\text{XRF}$  analýzy, byl v nich určen obsah organického a anorganického uhlíku, Ca, Ti, K a dalších prvků.

V celém profilu sedimentu se vyskytovaly především dva typy varv. Typ I obsahoval čtyři subvrstvy, zimní tmavou vrstvu s vysokým obsahem organického detritu, letní vrstvu bohatou na uhličitany, vrstvu s masivním výskytem rozsvivek a jarní uhličitánovou vrstvu. Tento typ převažoval v první fázi YD (12 675 – 12 276 vy BP). Přítomnost více kalcitových subvrstev ukazuje na zvýšenou produktivitu v jezeře související s vyššími letními teplotami a delší vegetační sezónou.

Varvový typ II se skládal ze dvou subvrstev, zimní tmavé vrstvy tvořené hlavně organickým detritem a letní vrstvy s vyšším obsahem uhličitánů. Tento typ převažoval v druhé části YD (12 275 – 11 693 vy BP). Vegetační sezóna zde byla krátká, srážení uhličitánů neprobíhalo tolikrát jako v předchozí části.

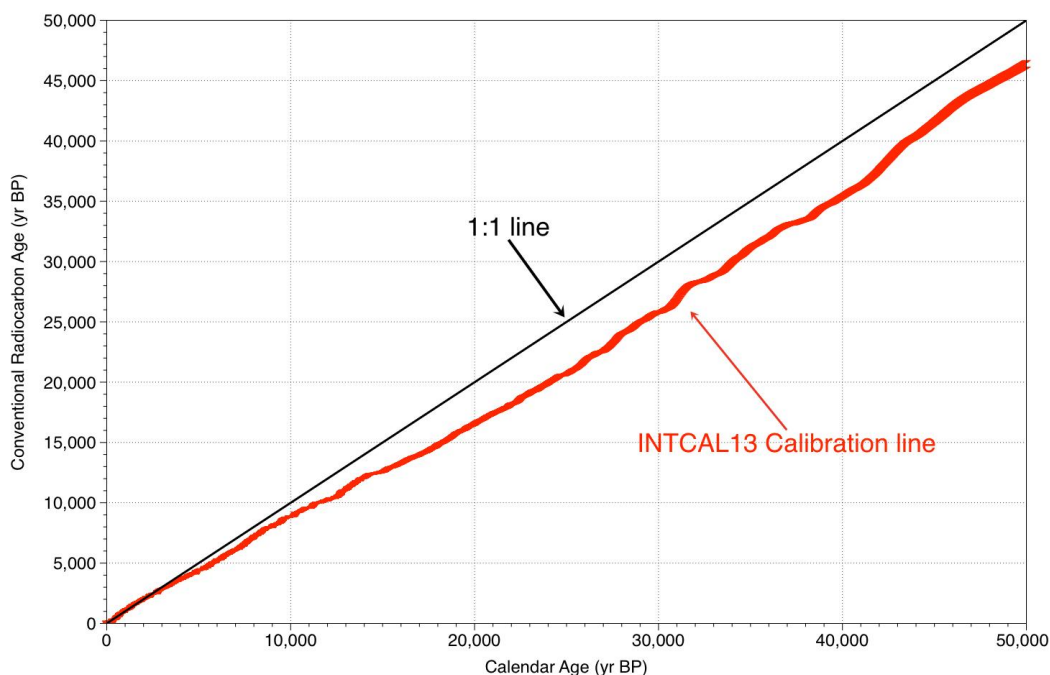
### 3.3. Datování pomocí radioizotopů uhlíku

#### 3.3.1. Princip metody

Uhlík se v přírodě vyskytuje ve třech formách (izotopech) lišících se počtem neutronů v jádře,  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  a  $^{14}\text{C}$ . Nejrozšířenější je stabilní izotop  $^{12}\text{C}$ . Radioizotop  $^{14}\text{C}$  podléhá samovolnému radioaktivnímu rozpadu ztrátou  $\alpha$ -částic (jádra helia) nebo  $\beta$ -částic (elektrony), poločas rozpadu je 5730 let.  $^{14}\text{C}$  vzniká v atmosféře ve výšce přibližně 15 km interakcí kosmického záření s molekulami dusíku. V atmosféře je okamžitě oxidován na  $^{14}\text{CO}_2$ , který využívají rostliny při fotosyntéze a zabudovávají ho do svých těl. Skrz potravní řetězce se dostává i do dalších organismů. Ty mají ve svých tkáních zabudováno určité množství  $^{14}\text{C}$ , které je v rovnováze s jeho obsahem v atmosféře. Jakmile organismus zemře,  $^{14}\text{C}$  v jeho těle se začne rozpadat a není dále nahrazován stejnými atomy z atmosféry, jeho celkové množství tedy klesá, a to čím dál pomaleji. Z aktuální rychlosti rozpadu a celkového obsahu  $^{14}\text{C}$  ve vzorku lze tedy určit, jak dlouhá doba uběhla od jeho úmrtí a jeho uložení do sedimentu. K měření obsahu  $^{14}\text{C}$  ve vzorku se používá urychlovací hmotnostní spektrometrie AMS. (Bradley, 2015)

Letopočet, který je vypočítán z výsledků AMS, se vztahuje k roku 1950, neboť po roce 1950 docházelo k umělému navýšení obsahu  $^{14}\text{C}$  v atmosféře spalováním fosilních paliv. Protože v minulosti docházelo i k přirozeným výkyvům koncentrace  $^{14}\text{C}$  v atmosféře (díky změnám intenzity kosmického záření v důsledku změny magnetického pole Země), a tedy i v živých organismech, je třeba získané datum kalibrovat podle kalibračních přímek, k jejichž vytvoření se využívají dendrochronologické metody. Stromy, které rostou v mírném pásmu, kde se střídají roční období, vytvářejí ve svém dřevě letokruhy, podle kterých lze jednoduše spočítat stáří jednotlivých vrstev. Letokruhy vytvořené v různých stromech ve stejném roce si jsou podobné, v počítání roků je tedy možno pokračovat skrz různě staré stromy. Jedna z nejdelších takto vytvořených řad letokruhů pochází z švýcarských a německých borovic a sahá až do 12 410 let BP. Jednotlivé vrstvy dřeva o známém stáří jsou podrobeny radiokarbonové analýze. Z těchto hodnot je vytvořena kalibrační přímka, podle které se upravují data získaná radiokarbonovou analýzou vzorků o neznámém stáří. Získané kalibrované letopočty se uvádějí ve tvaru 12 000 cal BP (Reimer a kol., 2004).

Nejaktuálnější kalibrační přímkou je IntCal13, která byla vytvořena pomocí datování letokruhů, makrozbytků terestrických rostlin z varvových sedimentů a speleotém a lze jí použít ke kalibraci stáří až 50 000 cal BP (Reimer a kol., 2013).



Obr. 3: Kalibrační křivka IntCal13 (Reimer a kol., 2013). Na ose x jsou zobrazeny kalendářní roky, které odpovídají rokům zjištěným radiokarbonovou metodou na ose y.

### 3.3.2. Metody sloužící k identifikaci YD v datovaném sedimentu

Radiokarbonovým datováním lze zjistit pouze stáří určité vrstvy, ne přesný začátek ani konec Mladšího Dryasu. K tomu je třeba použít jinou metodu, která zobrazí změnu klimatických podmínek. Velmi často se k tomuto účelu používá určitá skupina organismů, jejichž části se zachovávají v jezerním sedimentu. Podle složení přítomných druhů použité skupiny organismů lze určit, jaké klimatické podmínky panovaly v době, kdy organismus uhynul. Při zhodnocení několika po sobě jdoucích vrstev sedimentu lze vidět klimatické posuny, které se odrazily v biodiverzitě společenstva vybrané skupiny organismů, včetně prudkého ochlazení na začátku YD a oteplení na jeho konci.

#### 3.3.2.1. Rozsivky

Rozsivky (*Bacillariophyceae*) jsou jednobuněčné nebo koloniální organismy žijící ve sladkých vodách. Jedná se o primární producenty, jejich těla obsahují fotosyntetická barviva, hlavně chlorofyl *a*, *c* a  $\beta$ -karoten. Některé druhy jsou fakultativně heterotrofní, mohou žít i v afotické zóně nebo v sedimentu. Většina druhů je však bentická nebo planktonní. Na svém

povrchu mají schránku, která se skládá ze dvou částí a je vytvořena z křemičitanů. Podle jejího tvaru se rozsivky dělí na centrické druhy s kulatou schránkou a pennátní druhy se schránkou podlouhlou. Ekologické nároky jednotlivých druhů jsou dobře prozkoumány, většina rozsivek je poměrně citlivá na parametry vodního prostředí, např. pH nebo obsah živin. Jejich schránky se v jezerních sedimentech dobře zachovávají, jsou tedy výborným paleolimnologickým nástrojem (Cohen, 2003).

Při studii jezerního sedimentu lze také určit tzv. celkový biogenní křemík (BioSi), tedy amorfní křemičitany usazené na dně jezera. Velká část těchto částic pochází právě ze schránek rozsivek. Vysoké hodnoty BioSi ukazují na vysokou produktivitu jezera (Bradley, 2015).

### 3.3.2.2. *Příklad studie využívající rozsivky*

Rozsivkami se zabývali např. Buczkó a kol. (2012). Odebrali téměř pětimetrový profil ze sedimentů jezera Brazi v karpatském pohoří Retezat v Rumunsku. Stáří sedimentů bylo určeno radiokarbonovou metodou v šesti vzorcích makrozbytků z terestrických rostlin a kalibrováno podle křivky IntCal09. Kromě analýzy rozsivek byl také stanoven obsah biogenního křemíku (BioSi). Rozsivky ze vzorků byly spočítány a určeny pod mikroskopem, výsledný graf byl rozdělen na osm zón, z nichž zóny DAZ3 (12 870 – 12 450 cal let BP) a DAZ4 (12 450 – 11 110 cal let BP) byly označeny jako Mladší Dryas.

Dominantním druhem v zóně DAZ3 byla *Stauroforma exiguiformis*, která indikuje nízké pH (6,2), dalším hojným druhem byly *Tabellaria flocculosa*. V tomto období byla diverzita rozsivek nízká, což spolu s nízkými hodnotami BioSi ukazuje na nízkou produktivitu jezera. Dominantním druhem v zóně DAZ4 byla *Staurosira venter*, která ukazuje zvýšení pH oproti předchozí periodě, další hojné druhy byly druhy ze skupiny *Cymbella*, *Tabellaria flocculosa*, *Adlafia minuscula*, *Navicula elorantana*. V tomto období diverzita rozsivek vzrostla, v jezeře se vyskytovalo několik menších druhů, které byly alkalifilní. Hodnoty BioSi se zvýšily, produktivita jezera vzrostla.

### 3.3.2.3. *Pylová analýza*

Aby se mohly vyšší rostliny rozmnožit, produkují pylová zrna obsahující samčí pohlavní buňky. Obzvláště u anemogamních druhů se pyl šíří na velké vzdálenosti a ve velkém množství. Protože vrchní vrstva pylového zrna, exina, je tvořená z odolného sporopolleninu, zůstává pyl dlouhou dobu neporušený na místě, kam dopadl, tedy v jezerních či mokřadních sedimentech. Tvar exiny navíc spolehlivě určuje, kterému rostlinnému rodu, případně i druhu, zrno patří, což dělá

z analýzy pylu velmi užitečný nástroj při rekonstrukcích bývalých vegetačních pokryvů a následně i rekonstrukcích klimatu (Bradley, 2015).

Vzorek se před pylovou analýzou musí nejprve upravit, aby bylo počítání pylových zrn možné. Nejčastěji se používá nějaká silná anorganická kyselina, např. HCl, HF, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, která rozloží nežádoucí látky (Bradley, 2015). Brauer a kol. (1999) nechávají na vzorek působit horký 10% KOH, potom studenou 10% HCl, dále studenou 39% HF a horkou 10% HCl, a nakonec acetolyzní směs (směs kyseliny sírové a anhydridu kyseliny octové) pro rozklad přítomné celulózy.

Následně jsou pylová zrna spočítána a určena pod mikroskopem, výsledky se zanesou do pylového diagramu. Počet zrn jednotlivých druhů se vztahuje na celkový počet zrn v analyzovaném vzorku. Při interpretaci pylového diagramu je třeba zohlednit vzdálenost, na kterou se pyl může přenášet a množství pylu, které rostlina produkuje. To lze zjistit pozorováním pohybu a produkce pylu současných rostlin. Pylové diagramy se obvykle dělí na zóny, které jsou typické určitým poměrem přítomných skupin rostlin. K určení hranic těchto zón se používají různé softwarové programy, které jsou objektivnější než lidský odhad (Bradley, 2015).

Časová období jako je Bölling, Starší Dryas, Alleröd i Mladší Dryas byla poprvé určena právě pomocí této metody, příslušné části profilů jezerních sedimentů se lišily poměrem pylu různých druhů rostlin. Jedním z prvních autorů tohoto fytostratigrafického rozdělení byl Franz Firbas, profesor univerzity v Göttingen v polovině 19. století (Ložek, 1973).

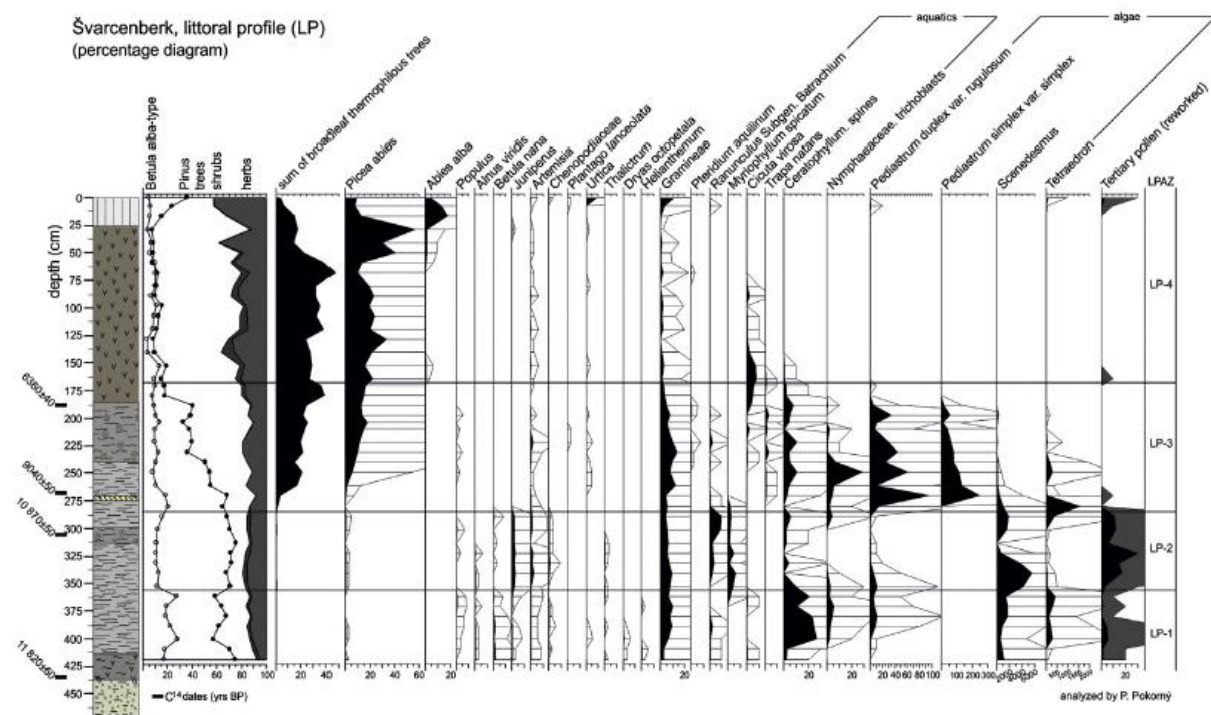
Období YD lze v pylových diagramech identifikovat podle zvýšeného výskytu pylu jalovce (*Juniperus*), pelyňku (*Artemisia*), devaterníku (*Helianthemum*), travin (*Graminae*) a dalších chladnomilných rostlin (Hošek a kol., 2014; Brauer a kol., 1999; Zawiska a kol., 2015).

#### **3.3.2.4. Příklad studie využívající pylovou analýzu**

Pylové analýzy v profilech jezerních sedimentů se provádějí velmi často. Zde uvádím příklad analýzy sedimentů zaniklého českého jezera Švarcenberk. Hošek a kol. (2014) v něm odebrali dva profily sedimentů, datování vrstev bylo zajištěno radiokarbonovou metodou v celkem 10 vzorcích rostlinných makrofosílií. Výsledné letopočty byly kalibrovány pomocí CalPal Online programu, který používá kalibrační křivku CalPal 2007 HULU.

Vzorky pro pylovou analýzu byly upraveny acetolyzní metodou s použitím kyseliny fluorovodíkové, pylová zrnka obarvena safraninem a určena do rodů, případně druhů. Z výsledků pozorování byl sestaven pylový diagram, ve kterém se Mladší Dryas (zóna LP-2) od předchozího Allerödu (zóna LP-1) a následujícího Preboreálu (zóna LP-3) liší malým obsahem pylu smrku (*Abies alba*), břízy trpasličí (*Betula nana*), kopřivy (*Urtica*), leknínovitých (*Nymphaeaceae*) a vodních řas *Pediastrum* a *Tetraedron*, naopak je vidět nárůst pylu jalovce (*Juniperus*), pelyňku

(*Artemisia*), čeledi merlíkovitých (*Chenopodiaceae*), pryskyřníku (*Ranunculus*) a stolistku klasnatého (*Myriophyllum spicatum*). Větší přítomnost chladnomilných druhů indikuje chladné klima, s čímž souvisí také ústup stromů a převaha bylin a keřů.



Obr. 4: Pylový diagram z sedimentových profilů jezera Švarcenberk (Hošek a kol., 2014). Vlevo jsou schematicky znázorněny vrstvy dnových nánosů a v příslušné hloubce data získaná radiokarbonovou metodou. V jednotlivých sloupečcích každé rostliny jsou vidět změny v podílu jejich pylu ve vzorcích. Zóna LP-2 odpovídá Mladšímu Dryasu.

### 3.3.2.5. Perloočky

Perloočky (*Cladocera*) jsou drobní korýši (*Crustacea*) z třídy lupenonožců (*Branchiopoda*). Pouze několik druhů je mořských, většina se vyskytuje ve sladké vodě jako zooplankton. Obývají pelagiál i litorál, živí se bakteriemi, řasami a detritem, některé druhy jsou dravé. V jejich životním cyklu se střídají dva typy rozmnožování, pohlavní a nepohlavní. V příznivých životních podmínkách se rozmnožují partenogeneticky, v podmínkách nepříznivých (na podzim) sexuálně. Objeví se samci, spáří se se samičkami a dají tak vzniknout oplozeným vajíčkům. Ta jsou nakladena buď volně do vody, nebo jsou chráněna schránkou (ephippium). Když znovu nastane příznivé období (jaro), líhnou se z nich samičky a rozmnožování pokračuje partenogeneticky (Szeroczyńska a Sarmaja-Korjonen, 2007).

Pokud organismy umrtnou, jejich měkké tkáně se rozloží a zbydou pouze chitinové schránky, které sedimentují na dně. Ty jsou pak vhodné k paleolimnologické analýze. Odebraný sediment je nutné nejprve vhodně zpracovat, aby bylo možné zbytky organismů určit. Nejčastější metodou je zahřátí (20 – 30 min ve vodní lázni) několika cm<sup>3</sup> jezerního bahna v 10% KOH, aby se rozpustily

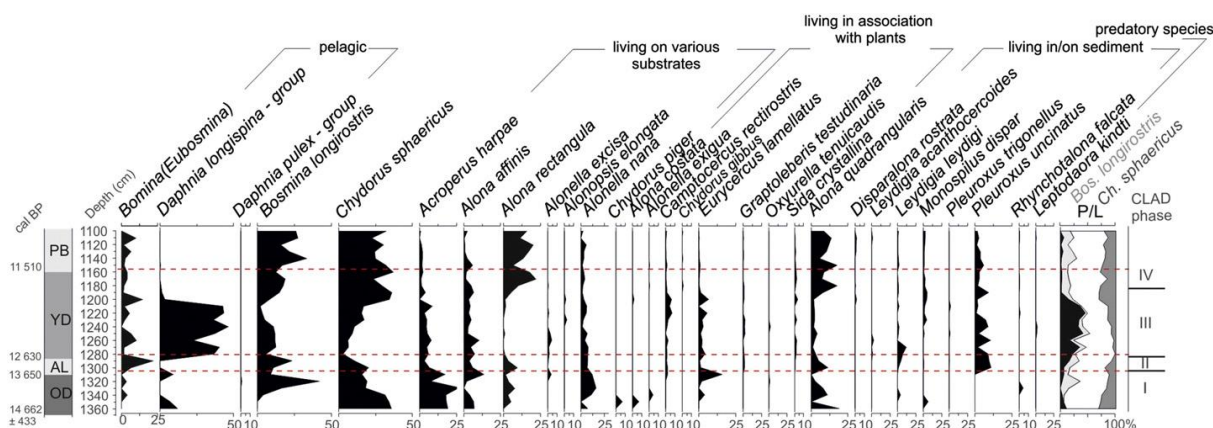
přítomné huminové kyseliny. Potom se vzorek propláchne vodou přes síto, ab se odplavily drobné nečistoty. Schránky se mohou obarvit safraninem, aby byly lépe viditelné. Poté se určují jednotlivé druhy pod mikroskopem. Počet jedinců ve vzorku se sečte a výsledek se vyjádří v podobě procentuálního zastoupení druhů. Některé druhy perlooček jsou poměrně tolerantní k ekologickým podmínkám a hojně rozšířené, ale jiné jsou vázané na konkrétní prostředí a lze podle nich určit, jaké klima bylo v době, kdy se v jezeře ukládaly (Szeroczyńska a Sarmaja-Korjonen, 2007). Z druhové skladby perlooček je možné rekonstruovat letní teploty (Lotter a kol., 2000).

Mezi typické druhy, pomocí kterých lze v sedimentech identifikovat Mladší Dryas, patří např. pelagický chladnomilný druh *Daphnia longispina*, v sedimentech žijící *Pleuroxus uncinatus*, jejichž početnost v tomto období vzrůstá, nebo na rostlinách žijící *Acroperus harpae*, *Alonella excisa* a *Alona affinis* preferující vyšší teploty, jejich početnost je tedy během Mladšího Dryasu nižší (Lotter a kol., 2000; Pawlowski a kol., 2015; Zawiska a kol., 2015).

#### **3.3.2.6. Příklad studie zabývající se perloočkami**

Perloočkami se zabývali například Zawiska a kol. (2015), kteří analyzovali sedimentový profil jezera Lukie ve východním Polsku. Provedli také analýzy pylu, rostlinných makrozbytků a chemického složení vrstev. Datování bylo zajištěno radiokarbonovou metodou a pylovou biostratigrafií, výsledky byly kalibrovány.

Každý analyzovaný vzorek byl předem upraven (viz výše), aby bylo možné v něm obsažené perloočky dobře určit. Následně se jednotlivé části jejich schránek určily pod mikroskopem, spočítány a zaneseny do grafu. Profil byl rozdělen do čtyř částí, z nichž jedna odpovídá Mladšímu Dryasu. Během něj se v důsledku ochlazení diverzita perlooček v jezeře snížila, dominantní byly pelagické perloočky skupiny *Daphnia longispina*. Počet nalezených jedinců *Bosmina longirostris*, *Chydorus sphaericus*, *Acroperus harpae*, *Alona rectangula*, *Alona quadrangularis* byl oproti okolním periodám nízký. Převaha pelagických perlooček ukazuje na zvýšenou vodní hladinu, která se s nástupem preboreálu opět snížila.



Obr. 5: Graf převzat z Zawiska a kol. (2015). Vlevo jsou vidět zóny, na které je analyzovaný profil rozdělen (OD – Starší Dryas, AL – Alleröd, YD – Mladší Dryas, PB – Preboreál), a letopočty ohraničující tato období. Během YD je zřetelná převaha pelagických perlooček skupiny *Daphnida longispina* a snížení celkové diverzity perlooček.

### 3.3.2.7. Hmyz

Hmyz je, co se týče počtu druhů, nejrozšířenější třída živočichů na Zemi. K paleolimnologické analýze se nejčastěji používají subfossilní zbytky z řádu brouků (*Coleoptera*) a čeledi pakomárovitých (*Chironomidae*) z řádu dvoukřídlých (*Diptera*) (Bradley, 2015).

Brouci jsou převážně suchozemští tvorové, do jezerních sedimentů se mohou dostat splachem z povodí nebo navátím větrem na vodní hladinu, odkud sedimentují na dno. Jejich tělo je kryté chitínovým exoskeletem, který se díky tomuto polysacharidu v sedimentech dobře zachovává.

Vzorky z odebraných jezerních sedimentů se zpracují podobně jako u analýzy perlooček a zbytky broučích exoskeletů se podle morfologie přiřadí k jednotlivým rodům, případně druhům. Podle ekologických nároků těchto druhů lze určit podobu klimatu v období, ve kterém brouci žili. Protože jsou průměrné červenecové teploty parametrem, který určuje rozšíření druhů brouků, lze na základě této analýzy tyto teploty rekonstruovat (Bradley, 2015).

Další hojně používanou skupinou hmyzu jsou pakomáři, jejichž larvální stádia žijí ve vodě. Mají chitínové hlavové kapsule, které se v jezerních sedimentech dobře zachovávají a mají charakteristickou morfologii pro každý druh/skupinu druhů. Pakomáři mají poměrně krátký životní cyklus, na změny klimatu reagují tedy velmi rychle. Podle přítomných druhů v jednotlivých vrstvách sedimentů lze určit nejenom klimatické podmínky za jejich života, ale díky jejich teplotní citlivosti také rekonstruovat teploty vody (Bradley, 2015).



### 3.3.2.8. Příklady studií zabývající se brouky a pakomáry

Analýzu brouků prováděl například Jones a kol. (2004), kteří se zabývali rekonstrukcí klimatu na ostrově Jersey, UK. V odebraném profilu jezerních sedimentů určili 23 druhů brouků. Pomocí MCR programu (Mutual Climatic Range) přiřadili každému druhu určité klimatické podmínky, které jsou vhodné pro jeho výskyt. Jednalo se hlavně o průměrnou teplotu nejteplejšího měsíce v roce ( $T_{\max}$ ) a teplotní rozptyl, tedy rozdíl mezi průměrnou teplotou nejteplejšího a nejchladnějšího měsíce v roce ( $T_{\text{range}}$ ). Z těchto hodnot se průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ( $T_{\min}$ ) snadno vypočítala. Teploty rekonstruované podle jednotlivých druhů se pohybovaly mezi následujícími hodnotami:  $T_{\max} = 9$  až  $13$  °C,  $T_{\min} = -20$  až  $-3$  °C. Mediány těchto hodnot jsou  $T_{\max} = 9$  °C a  $T_{\min} = -9$  °C.

Analýzou pakomárů se zabývali např. Hájková a kol. (2016). Vzorky z profilu sedimentů jezera Hypkaňa (Vihorlat, Slovensko) byly před samotnou analýzou promyty v 10% KOH a přesety skrz síta s oky 250 a 100  $\mu\text{m}$ . Hlavové kapsuly larev byly vybrány a určeny pod mikroskopem, pro analýzu byly použity jen ty, které obsahovaly víc než polovinu menta (část spodního pysku). Pro vrstvy odpovídající YD bylo typické především hojné rozšíření druhů *Derotanypus* a *Tanytarsus lugens*, které indikují chladné klima, a pionýrského druhu *Corynocera ambigua* a soubor dalších druhů, které indikují zvýšení jezerní hladiny. Podle švýcarsko-norského kalibračního datasetu byla zrekonstruována průměrná červencová teplota. V průběhu YD došlo k dvojímu oteplení (12 850 – 12 600 a 12 400 – 12 200 cal BP), kdy teploty dosahovaly až 11 °C.

### 3.3.2.9. Geochemická a sedimentologická analýza

Poměrně hodně informací o podmínkách během usazování jezerních nánosů lze zjistit geochemickou a sedimentologickou analýzou.

Jednou ze základních analýz je zjištění obsahu jednotlivých prvků v sedimentu. Provádí se například elementárním CNS analyzátozem, který určí obsah základních biogenních prvků uhlíku, dusíku a síry ve vzorku (Zawiska a kol., 2015). Poměr C/N lze například využít k určení původu a stupni degradace organické hmoty (Magny, 2006). XRF (X-ray fluorescence) analyzátor určí obsah i dalších prvků, využívá k tomu rentgenové záření, kterým převede elektrony prvků do vyšších energetických stavů. Ty pak zpětně energii vyzařují v podobě fluorescence, podle které lze rozeznat jednotlivé prvky (www-1).

Tuto metodu používají např. Hájková a kol. (2016), MacLeod a kol. (2011), Hošek a kol. (2014). Zjistili tak informace o složení sedimentovaného materiálu, o složení a původu minerálů, které byly do jezera spláchnuty, a také o intenzitě eroze v povodí, kterou indikuje obsah titanu (Ti) (Cohen, 2003), o intenzitě chemického zvětrávání, které indikuje poměr mezi rubidiem a draslíkem (Rb/K, tyto prvky jsou při chemickém zvětrávání intenzivně mobilizovány), nebo

o velikosti částic, kterou indikuje poměr mezi zirkonem a rubidiem (Zr/Rb). Tento indikátor určí poměr mezi hrubým a jemným pískem, které mají typickou velikost zirkonu, a jinak velkými částicemi (Hájková a kol., 2016).

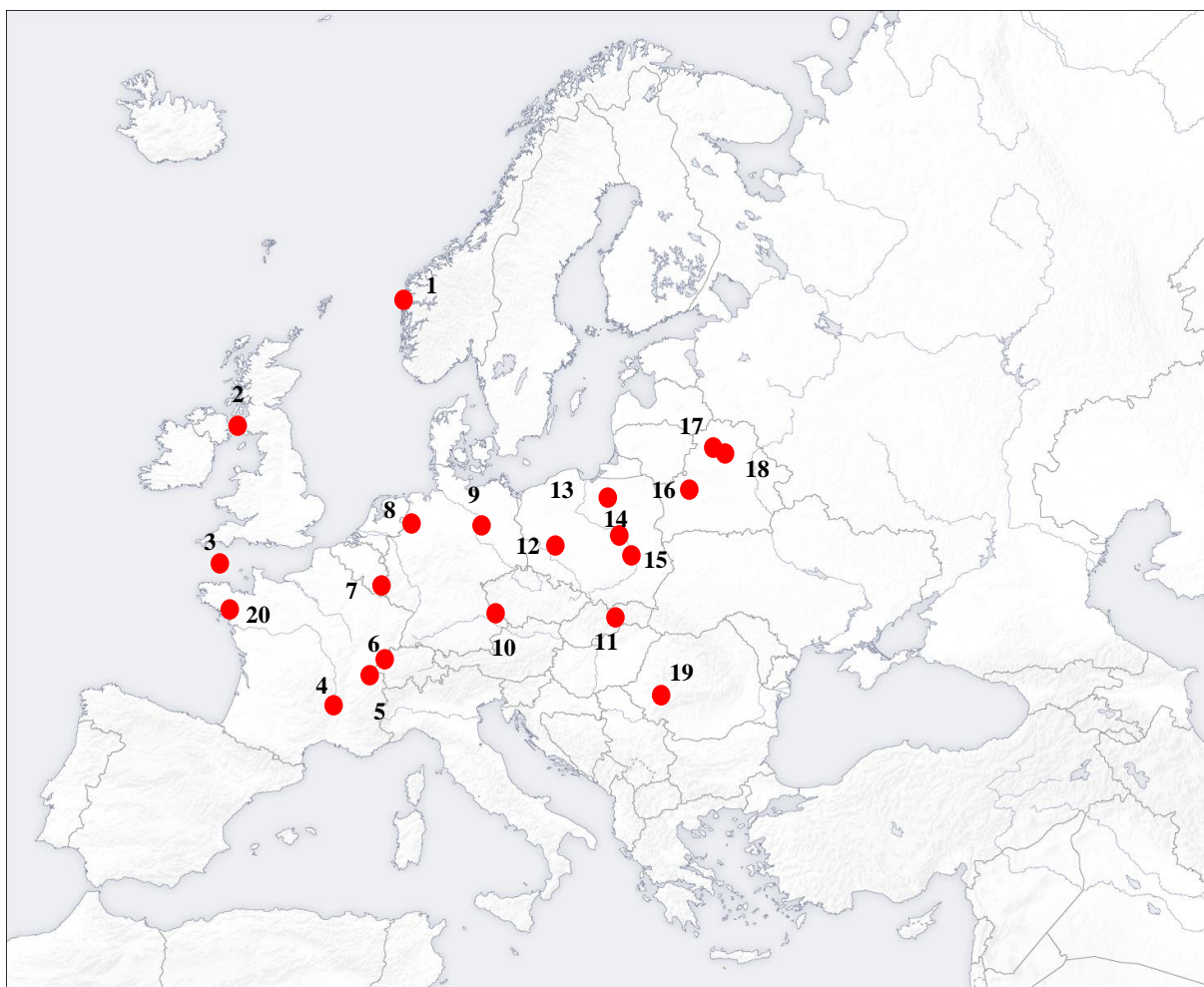
Ke zjišťování obsahu organické hmoty v sedimentu se používá metoda ztráty žháním (Loss of ignition, LOI). Analyzovaný vzorek se vystaví teplotě 550 °C po dobu 1 hodiny. Organické látky se po tu dobu přemění na CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O, dojde tedy k úbytku hmotnosti (Heiri a kol., 2001).

Další charakteristikou sedimentu je jeho magnetická susceptibilita, která určuje jeho chování ve vnějším magnetickém poli. Určuje přítomnost ferromagnetických minerálů a velikost jejich zrn (Cohen, 2003).

## **4. Synchronizace Mladšího Dryasu na různých evropských lokalitách**

V poslední době vychází v odborných časopisech velké množství článků o analýzách jezerních sedimentů. Zde je uvedeno několik z nich, které se zabývají klimatem v období Mladšího Dryasu. Jsou seřazené podle jejich polohy v rámci evropského kontinentu (Obr. 6). Ten je rozdělen na západní, střední a východní Evropu. Současné klima západní Evropy je výrazně ovlivňováno Atlantickým oceánem, panuje zde tedy klima oceánské, s menšími teplotními výkyvy a dostatkem srážek během roku. Ve východní Evropě je klima více kontinentální, vzhledem k převažujícímu západnímu proudění sem většina srážek pocházejících z Atlantského oceánu nestačí doputovat. Spolu s nedostatkem vody zde dochází k větším výkyvům teplot mezi zimou a létem, ale také mezi dnem a nocí. Střední Evropa tvoří jakýsi předěl mezi těmito typy podnebí (www-2).

Je pravděpodobné, že v Mladším Dryasu byl vliv Atlantiku na klima klíčový, vzhledem k tomu, že to byla právě tato oblast, kde začalo dryasové ochlazování (Carlson, 2013).



Obr. 6: Znárodnění použitých lokalit na mapě Evropy

- |                     |                      |
|---------------------|----------------------|
| 1 – Krakenes        | 11 – Hypkaňa         |
| 2 – Blane           | 12 – Grabia          |
| 3 – Jersey          | 13 – Gosciadz        |
| 4 – Lautrey         | 14 – Lukie           |
| 5 – Leysin          | 15 – Perespilno      |
| 6 – Gerzensee       | 16 – Ptich           |
| 7 – Meerfelder Maar | 17 – Bezymiannoe     |
| 8 – Hämelsee        | 18 – Teklits a Okono |
| 9 – Rehweise        | 19 – Brazi           |
| 10 – Švarcenberk    | 20 – Conty           |

## 4.1. Střední Evropa

Střední Evropa je zde prezentována studii ze dvou lokalit v České republice a na Slovensku.

### 4.1.1. Švarcenberk (jižní Čechy) a Hypkaňa (východní Slovensko)

Hošek a kol. (2014) prováděli výzkum sedimentů jezera Švarcenberk v jižních Čechách. Bývalé jezero leželo v Třeboňské pánvi v nadmořské výšce 412 m. Byly odebrány dva profily sedimentů, jeden z oblasti litorálu a jeden z centrální části jezera. Z nich byly odebrány vzorky na analýzy pylu, rostlinných makrozbytků, pakomárů a velikosti sedimentovaných částic, dále

bylo provedeno měření koncentrace rubidia, magnetismu a ztráty žíháním. Datování bylo zajištěno radiokarbonovou metodou, pro hmotnostní spektrometrii byly použity rostlinné makrozbytky z pěti různých hloubek. Získaná stáří byla kalibrována CalPal Online programem s použitím kalibrační křivky CalPal 2007 HULU. Hranice Mladšího Dryasu byly vymezeny podle výrazného zvýšení obsahu Rb, snížení obsahu organické hmoty a zvýšené přítomnosti pylu jalovce (*Juniperus*) a pelyňku (*Artemisia*), a to na 12 800 až 11 550 cal BP. Autoři připouštějí možnost nepřesného radiokarbonového měření.

Výsledky analýz pylu, rostlinných makrozbytků a pakomárů ukazují na výrazné ochlazení během Mladšího Dryasu. Les v okolí jezera ustoupil a nahradily ho byliny. Ze zvýšeného obsahu Rb a vysokých hodnot magnetické susceptibility autoři usuzují, že během YD probíhala v povodí jezera výrazná eroze a zvětrávání, uvolněné živiny byly splachovány do jezera. Druhy pakomárů přítomné ve vrstvách odpovídajících YD patřily mezi chladnomilné a litorální druhy, což indikuje snížení hladiny v tomto období. Tento jev je výraznější v druhé polovině Mladšího Dryasu, autoři předpokládají, že byla sušší než první polovina. Tuto myšlenku podporuje fakt, že abysální řasa *Scenedesmus* je hojná pouze v první části tohoto období. Dvoucentimetrová vrstva vátého písku ve vrstvách jezerního sedimentu odpovídajících poslední části YD podle autorů ukazuje na zvýšenou větrnou aktivitu.

Další lokalitou ve střední Evropě je jezero Hypkaňa v pohoří Vihorlat ve východním Slovensku. Hájková a kol. (2016) zde odebrali profil jezerních sedimentů a pokusili se na něm rekonstruovat klima v období Mladšího Dryasu až středního Holocénu pomocí analýz pakomárů, rozsivek, vodních řas, pylu a geochemického rozboru, který zahrnoval zjištění obsahu biogenního křemíku, organické hmoty, významných prvků (např. Ti, Zr, Rb, K) a měření magnetické susceptibility. Datování profilu bylo zajištěno radiokarbonově, a to s použitím 11 makrozbytků terestrických rostlin a ehipií perlooček, výsledky byly kalibrovány podle kalibrační křivky IntCal13.

Jezero vzniklo na přelomu Allerödu a Mladšího Dryasu (13 000 cal BP). V jeho okolí rostly řídké borovobřezové lesy, častý byl i výskyt jalovce, vrby, pelyňku a travin. Také přítomné druhy pakomárů (*Tanytarsus lugens*), řas (*Pediastrum kawraiskyi*) a rozsivek (*Staurosira*) ukazují na chladné klima a oligotrofní podmínky v jezeře. Z přítomných druhů pakomárů byla provedena rekonstrukce průměrných červencových teplot. Během Mladšího Dryasu tato teplota oscilovala mezi 7 a 11 °C. Vzhledem k ostatním evropským studiím byly rekonstruované teploty nižší, autoři tento jev vysvětlují umístěním lokality na severních svazích pohoří. V průběhu Mladšího Dryasu se objevily dvě teplejší periody (12 850 – 12 600

a 12 400 – 12 200 cal BP), kdy podle snížení početnosti vodních druhů rostlin a změny v prvkovém složení sedimentů hladina jezera poklesla a množství pylu teplomilnějších rostlin se zvýšilo. Konec Mladšího Dryasu a nástup Holocénu (11 700 cal BP) byl charakteristický prudkým nárůstem rekonstruovaných teplot na 13,7 °C a rozšířením teplomilných druhů rostlin. Kromě dvou teplotních výkyvů autoři neidentifikovali rozdílné fáze YD v této oblasti. (Hájková, 2016).

## **4.2. Východní Evropa**

Východní Evropa leží na východ od hranice mezi Polskem a Německem, patří sem zejména oblast Polských nížin, Rumunsko, Bělorusko.

### **4.2.1. Východní a centrální Polsko**

Zawiska a kol. (2014) zkoumali klimatické změny v pozdním glaciálu v okolí jezera Lukie ve východním Polsku. Během výzkumu byl odebrán desetimetrový profil sedimentů a vzorkován po 10 cm. Stáří vrstev bylo určeno podle obsahu <sup>14</sup>C zjištěného AMS, výsledky byly kalibrovány. Dále proběhla analýza pylu, rostlinných makrozbytků, perlooček a geochemická analýza.

Podle výrazných změn ve skladbě pylu a perlooček bylo zjištěno trvání Mladšího Dryasu od 12 630 do 11 510 cal BP. Průměrná červencová teplota (MJT) byla rekonstruována pomocí subfosilních perlooček, minimální průměrná červencová teplota (MMJT) podle rostlinných makrozbytků. Ukázalo se, že rostliny reagovaly na oteplení v Allerödu a ochlazení v YD s mírným zpožděním (oproti subfosilním perloočkám). MJT byla podle analýzy perlooček na začátku Mladšího Dryasu 11,5 °C, později spíše fluktovala a dosáhla i 14,5 °C. Rekonstrukce teploty podle makrozbytků ukázala pokles teploty na 9 °C.

Podle pylové analýzy v YD ustoupily lesy a v okolí jezera se vyskytovaly spíše otevřené travnaté plochy s pelyňky, jalovci a zástupci čeledi merlíkovitých. Podle zvýšeného výskytu pelyňku (*Artemisia*) a merlíkovitých *Chenopodiaceae*) autoři usuzují, že klima bylo během YD chladné, s vysokými srážkami v zimě a suchými léty. Vodní hladina byla poměrně vysoká, jak ukazují přítomné pelagické druhy perlooček a snížené množství TIC, tedy celkového anorganického uhlíku, zde ve formě uhličitánů. Pokud se totiž v jezeře sníží hladina a objem vodní masy, dochází snadněji k přesycení a srážení uhličitánů, které jsou přinášeny z povodí a v hluboké vodě by se lépe ředily. Na ochlazení na začátku Mladšího Dryasu reagovaly perloočky okamžitě, pyl vodních rostlin s malým zpožděním a terestrický pyl postupně. Přibližně v poslední třetině YD teploty rekonstruované podle rostlinných makrozbytků výrazně

vzrostly a diverzita perlooček se změnila, dříve hojnou chladnomilnou *Daphnia longispina* vystřídaly teplomilnější druhy *Chydorus aphaericus*, *Bosmina longirostris* a *Alona rectangularis*. Tuto teplou poslední část YD autoři interpretují jako dřívější nástup Holocénu. Podle pylového diagramu ovšem Holocén začal až 11 510 cal BP. Vypadá to ale, že tato poslední fáze byla mnohem teplejší a také vlhčí než fáze předchozí.

Litt a kol. (2001) prováděli výzkum v jezerech Gosciąz (centrální Polsko) a Perespilno (východní Polsko). Z jezera Gosciąz byl získán 17m profil sedimentů pro analýzy pylu, rostlinných makrozbytků, perlooček, rozsivek, obsahu jednotlivých prvků a stabilních izotopů. V některých částech profilu byly zachované varvy, které usnadnily datování. Pro jeho zpřesnění byla použita radiokarbonová metoda, získané stáří bylo kalibrováno podle dendrologické křivky německých dubů a borovic. Hranice Mladšího Dryasu byly určeny výraznými změnami ve skladbě jednotlivých skupin organismů a poklesem hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ . Toto období začalo v letech 12 720 až 12 580 cal BP a skončilo mezi 11 550 a 11 480 cal BP. V případě jezera Perespilno se k datování použila i metoda varv, protože v některých částech kóru byly zřetelné roční vrstvičky sedimentů. Datování z nich se zkombinovalo s radiokarbonovou metodou. Hranice Mladšího Dryasu byly určeny podle pylové analýzy, a to na 12 700 až 11 560 cal BP.

V celé oblasti byla poměrně intenzivní eroze, na což ukazovala přítomnost alochtonních minerálů v sedimentu, navíc zvýšená přítomnost litorálních rozsivek v jarních vrstvách varv podle autorů poukazovala na časté jarní záplavy. Krajina byla z velké části bezlesá, s hojným výskytem jalovce (*Juniperus*), pelyňku (*Artemisia*) a bylin z čeledi merlíkovitých (*Chenopodiaceae*) a dalších, které indikují suché a chladné klima. To bylo pravděpodobně nejchladnější a nejsušší v první fázi YD. Po 12 000 cal BP začalo rozšíření pelyňku a dalších suchomilných bylin a jalovce klesat, zvýšila se početnost břízy a hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  postupně stoupaly. Z toho autoři usoudili, že během druhé fáze YD se postupně oteplovalo, celková vlhkost byla vyšší než v první fázi.

Na stejné lokalitě Gosciąz v centrálním Polsku se Goslar a kol. (1995) zabývali vztahem mezi klimatem a obsahem  $^{14}\text{C}$  v atmosféře. K identifikaci Mladšího Dryasu v jezerním sedimentu použili několik metod, které vzájemně porovnali. Jedna z nich byla varvová chronologie, v jezerních sedimentech se střídaly letní vrstvy bohaté na biogenní kalcit a zimní vrstvy, kde dominoval organický detrit. Dále byla provedena analýza kyslíkových izotopů obsažených v bulkových uhlíčitanech, jejichž výsledky korelovaly s obsahem  $^{18}\text{O}$  z grónského GRIPu. Během Mladšího Dryasu vzrostl  $\delta^{18}\text{O}$  o 2 ‰, což značí výrazný teplotní pokles.

Obsah  $^{14}\text{C}$  v rostlinných makrozbytcích byl zjišťován AMS a korelován s chronologiemi německých dubů a borovic. Obsah tohoto izotopu v rostlinách úzce souvisí s jeho obsahem v atmosféře, na začátku Mladšího Dryasu vzrostl obsah  $^{14}\text{C}$  o 40 – 70 ‰, na začátku Holocénu zase poklesl. Tyto hodnoty, abnormálně vysoké hlavně v první fázi YD jsou podle autorů způsobené nedostatečnou výměnou uhlíku mezi oceánem a atmosférou, kterou způsobilo zpomalení oceánské cirkulace. To mělo za následek prudké dryasové ochlazení. V druhé fázi YD oceánské proudy začaly opět zrychlovat, rozpohybovaly proudění atmosféry a zlepšily výměnu uhlíku. Klima se tedy postupně zlepšovalo, teploty vzrostly. Začátek Mladšího Dryasu byl podle těchto analýz určen na 12 600, konec na 11 440 cal BP.

Další lokalitou v oblasti centrálního Polska, kde proběhl paleolimnologický výzkum, bylo mrtvé rameno řeky Grabia. Pawlowski a kol. (2015) zde odebrali přes 3 m dlouhý profil z jezerního dna a provedli na něm analýzu perlooček, pakomárů a pylu. K rekonstrukci teplot a srážek použili několik datasetů. Palyno-klimatický model podle Guiota (1990) použili autoři pro rekonstrukci průměrné teploty nejchladnějšího měsíce, délky růstové sezóny a ročních a jarních-letních srážek. Průměrná červencová teplota byla určena na základě perlooček a pakomárů použitím kalibračního datasetu podle Heiri a kol. (2011). Podle těchto skupin organismů byla rekonstruována i výška vodní hladiny.

Sediment byl datován radiokarbonovou metodou zjištěním stáří 12 rostlinných makrozbytků a následnou kalibrací použitím programu OxCal 4.2.2. a kalibrační křivky IntCal13. Pozice Mladšího Dryasu ve vrstvách nánosů byla určena zvýšenou přítomností chladnomilných rostlin, jako je vrba polární (*Salix polaris*), dryádka osmiplátečná (*Dryas octopetala*) nebo devaterník (*Helianthemum*).

Jezero vzniklo během Mladšího Dryasu, nedokumentuje tedy jeho začátek (přibližně 12 500). Toto období skončilo před 11 650 cal BP. I tak autoři podle výše uvedených metod rekonstruovali teploty a srážky a YD rozdělili na dvě části. První (přibližně 12 500 – 12 000 cal BP) byla charakteristická kontinentálním klimatickým režimem s nízkými zimními teplotami i srážkami, jarní-letní srážky byly nepatrně vyšší než v zimní části. Klima v druhé části YD (12 000 – 11 650 cal BP) bylo mírnější, teploty v červenci i v nejchladnějším měsíci byly vyšší než v první části, růstová sezóna delší a celkový roční úhrn srážek vyšší. Průměrná letní teplota (průměr za celý YD) rekonstruovaná z perlooček a pakomárů byla 8,4 °C, tedy o 9 °C méně než dnes. Celkově tedy byla druhá část YD teplejší a vlhčí, než ta první.

#### 4.2.2. Rumunsko (jižní Karpaty) a Bělorusko

V oblasti pohoří Retezat v Jižních Karpatech se touto problematikou zabývali Magyari a kol. (2012). Odebrali několik profilů ze sedimentů jezera Brazi a podrobili je analýze pylu, rostlinných makrozbytků, litostratigrafickému rozboru a ztrátě žiháním. Datování bylo zajištěno radiokarbonovou metodou, obsah  $^{14}\text{C}$  byl AMS určen u 13 vzorků (převážně semena jehličnanů a perloočky). Kalibrace byla provedena pomocí křivky IntCal04. Získaná data byla porovnána s pylovými diagramy, období Mladšího Dryasu tak bylo datováno na 12 850 až 11 600 cal BP. Začátek sledovaného období charakterizoval nárůst pylu pelyňku (*Artemisia*), devaterníku (*Helianthemum*) a truskavce ptačího (*Polygonum aviculare*). Před začátkem Holocénu se výskyt těchto bylin snížil, naopak se zvýšila přítomnost borovic a jilmů.

Podle zvýšeného množství pylu devaterníku, truskavce ptačího, pelyňku a vymizení pylu stromů ze sedimentů autoři usuzují, že klima bylo během YD suché a chladné. Přítomnost pylu dřívátky (*Soldanella*) a prvosenky (*Primula*) dokonce indikovala častý výskyt pásů sněhu. Typickým biotem této oblasti byly chladné kontinentální stepi, výskyt stromů byl ojedinělý. Před začátkem Holocénu často docházelo k požárům, které v sedimentu zanechaly mikroskopické uhlíky. V tomto výzkumu nebyla prokázána existence rozdílných fází YD.

Ve stejné lokalitě, v rumunském pohoří Retezat, prováděli výzkum Buczkó a kol. (2011). Odebrali téměř pětmetrový profil sedimentů ze dna jezera Brazi a použili ho k analýzám pylu, rostlinných makrozbytků, perlooček, pakomárů a rozsivek. Následně proběhlo určení množství organické hmoty ztrátou žiháním a určení obsahu síry, fosforu a titanu dvoufázovou extrakcí. Celkový fosfor byl určen také pomocí rozsivek (DI-TP), a to podle European diatom data-base a kalibračního datasetu ze severovýchodního Německa.

Stáří sedimentů bylo zjištěno určením obsahu  $^{14}\text{C}$  v sedmi vzorcích rostlinných zbytků. Získané hodnoty byly kalibrovány podle kalibrační křivky IntCal09. Mladší Dryas začal před 12 870 cal BP, kdy prudce klesla produktivita jezera, kterou autoři doložili poklesem obsahu organické hmoty a poklesem obsahu biogenního křemíku a titanu. Tyto parametry se opět výrazně zvýšily před 11 110 cal BP, kdy začal Holocén.

Podle autorů měl YD dvě fáze znatelné hlavně na diverzitě rozsivek. V první fázi (12 870 – 12 450 cal BP) bylo pH i celkový fosfor (DI-TP), obojí rekonstruované na základě společenstva rozsivek, velmi nízké (pH 6,2), převažovaly zde acidofilní druhy rozsivek, např. *Stauroforma exiguiformis*. Produktivita jezera byla velmi nízká, protože živiny byly těžko dostupné. Vysoký obsah titanu navíc doložil silnou erozi anorganického materiálu z povodí



jezera. Nízká diverzita rozsivek indikovala velmi nepříznivé chladné klima, léta byla krátká, zimy, během kterých jezero zamrzalo, dlouhé – autoři poukázali na zřetelnou sezónnost klimatu. V druhé fázi YD (12 450 – 11 110 cal BP) rekonstruované pH vody vzrostlo, acidofilní druhy rozsivek vystřídaly alkalifilní. Diverzita rozsivek se zvýšila, přítomnost malých forem rozsivek (např. *Adlafia minuscula*) podle autorů poukázala na sice stále chladné klima, které ovšem bylo mírnější, s delší růstovou sezónou, než v první fázi YD. Produktivita jezera rekonstruovaná podle souboru přítomných rozsivek (DI-TP) vzrostla v této druhé fázi natolik, že hranice Mladšího Dryasu a Holocénu nebyla zcela zřetelná. Pro začátek Holocénu je v této oblasti ovšem typické okyselení jezera, které autoři spojují se vznikem půd a stále častějším procesem podzolizace.

Na čtyřech lokalitách v Bělorusku (prameniště poblíž řeky Ptich, jezera Teklits, Okono a Bezymianno) se zabývali změnami v poměru kyslíkových a uhlíkových izotopů v sedimentech Makhnach a kol. (2004). Z bulkových sedimentů získané hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^{13}\text{C}$  použili k rekonstrukci změn výšky jezerní hladiny a průměrných teplot. Interpretace hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  vychází z předpokladu, že anorganický uhlík (uhličitaný nebo  $\text{CO}_2$ ) různého původu má různé izotopové složení. Rostliny přednostně přijímají lehký izotop  $^{12}\text{C}$ , který se také uvolňuje z rozkladu jejich organické hmoty. Proto obsahuje půda s bohatým vegetačním krytem málo  $^{13}\text{C}$ , hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  je nízká, stejně jako v uhličitanech vzniklých erozí půdy a splavených do jezera. Naopak atmosféra a uhličitanové minerály v zemské kůře obsahují oproti půdě mnohem vyšší poměr  $\delta^{13}\text{C}$ . Čím déle voda setrvává na místě, tím víc se poměr izotopů uhlíku v ní obsažených vyrovnává, protože je v kontaktu s horninami a atmosférou. V průběhu suchých klimatických období, kdy je hladina jezer nízká a doba zdržení vody v nich je dlouhá, jsou tedy hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  vysoké. Dále autoři provedli pylovou analýzu a zjišťování obsahu organické hmoty a uhličitanů v sedimentech.

Příslušnost jednotlivých úseků odebraných sedimentových profilů k časovým obdobím (Alleröd, Mladší Dryas, Preboreál apod.) určili podle práce Mangeruda a kol. (1974), který tato období definoval pro oblast Skandinávie podle pylové analýzy. Získané letopočty ověřili radiokarbonovou metodou a následnou kalibrací pomocí programu Cal-20. Mladšímu Dryasu tak přiřadili hraniční letopočty 12 800 – 11 950 cal BP. V jeho průběhu došlo podle změn kyslíkových izotopů k dvěma chladným výkyvům, kdy hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  klesly až na -14 ‰, odděleným teplejší periodou, kdy hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  vzrostly až na -9 ‰. Těsně před koncem YD se snížily hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$ , což podle autorů indikovalo kratší dobu zdržení vody v jezeře, zvýšení

jezerní hladiny, a tedy i vlhčí klimatické podmínky. Hned na začátku Preboreálu se hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  opět zvýšily, hladina tedy klesla v důsledku opětovného vysušení klimatu.

### 4.3. Západní Evropa

Do této oblasti patří především jezera v Německu, Velké Británii, Alpách a Skandinávii.

#### 4.3.1. Britské ostrovy

MacLeod a kol. (2011) se věnovali výzkumu sedimentů jezera Blane ve Skotsku. Se svým týmem se zabývala rozšířením tamějšího ledovce Loch Lomond a jeho posuny během Mladšího Dryasu. Byl odebrán 205 m dlouhý profil sedimentů ze dna jezera a na něm provedena analýza chemického složení sedimentu a analýza ročních vrstev, výsledky byly porovnány s matematickými modely posunu ledovce.

Datování sedimentu bylo zajištěno radiokarbonovou metodou, obsah  $^{14}\text{C}$  byl zjišťován z rostlinných makrozbytků a bulkových vzorků sedimentu (tedy z určitého objemu blíže nespecifikovaného sedimentu, ne z konkrétního zbytku organismu). Ke kalibraci byla použita kalibrační křivka IntCal09 data-set a kalibrační software OxCal v.4.1. Výsledné letopočty byly doplněny spočítáním varv, ve kterých se střídaly vrstvy z jemných částic ukládaných přes zimu a hrubších částic ukládaných po zbytek roku.

Výsledky výzkumu ukázaly, že během Allerödu ustupující ledovec se v Mladším Dryasu opět rozšířil a napájel jezero Blane. Maximálního rozšíření dosáhl až v druhé polovině YD, podle čeho autoři usuzují, že v tuto dobu byly teploty nejnižší. Jezero vzniklo během Mladšího Dryasu, nedokumentuje tedy jeho začátek, s koncem tohoto období také zaniklo. V období mezi 11 760 a 11 470 cal BP jezero postupně vysychalo, protože s nástupem Holocénu blízký ledovec ustoupil a přestal ho napájet. Podle této dokumentace byla druhá polovina YD chladnější než první, přesně naopak oproti polským studiím.

Další oblasti v regionu Britských ostrovů se věnovali Jones a kol. (2004), kteří zkoumali sedimenty na ostrově Jersey v průlivu La Manche. Na odebraném sedmimetrovém profilu sedimentů byla provedena analýza pylu, rostlinných makrozbytků a brouků (*Coleoptera*). Stáří jednotlivých vrstev bylo určeno radiokarbonovou metodou, obsah  $^{14}\text{C}$  byl zjištěn ze dvou bulkových vzorků, získaná data byla kalibrována podle křivky IntCal98. Veškeré odebrané sedimenty vznikly během Mladšího Dryasu, není z nich zřejmý jeho přesný začátek a konec.

Na základě analýzy brouků byla rekonstruována tehdejší průměrná teplota nejteplejšího měsíce 9 až 13 °C a průměrná teplota nejchladnějšího měsíce -20 až -3 °C. Tyto teploty byly

kalibrovány modelem MCR na průměrnou maximální teplotu 9 °C a průměrnou minimální teplotu -9 °C. Autoři připouští, že YD mohl mít dvě fáze, první (do 12 420 cal BP) byla vlhčí a chladnější, druhá (po 12 420 cal BP) byla sušší a teplejší. Odpovídá tomu vyšší výskyt chladnomilných brouků v první fázi a zvýšený výskyt suchomilného pelyňku v druhé fázi. Jak ukazují přítomné druhy rostlin, krajina byla v té době převážně bezlesá s mozaikou keřů, vřesu, trávníků a mokřin s častými sněhovými pásy.

#### 4.3.2. Německo

Jezera Meerfelder Maar ve východním Německu a Hämelsee v severním Německu ve své studii porovnávali Litt a kol. (2001). V sedimentech jezera Meerfelder Maar se našel výborně zachovalý systém varv, který umožnil poměrně přesné určení stáří sedimentu. K upřesnění datování byly použity také dvě tephrové vrstvy, Laacher See Tephra, která leží pod vrstvami příslušícími Mladšímu Dryasu a je datovaná do období 12 880 vy BP, a Ulmener Maar Tephra, která leží nad těmito vrstvami a je datovaná na 11 000 vy BP. Na vzorcích ze získaného profilu sedimentů byla provedena také pylová analýza, která upřesnila trvání Mladšího Dryasu od 12 680 vy BP (tedy 200 let po výbuchu vulkánu Laacher See) do 11 590 vy BP. V tomto období vzrostl obsah pylu jalovce (*Juniperus*), devaterníku (*Helianthemum*) pelyňku (*Artemisia*), čeledí lipnicovitých (*Gramineae*) a šáchorovitých (*Cyperaceae*).

Při výzkumu sedimentového profilu z jezera Hämelsee byla k datování použita také varvová analýza, varvy však nebyly zachované v celém profilu. K upřesnění datování pak sloužila přítomnost Laacher See Tephry (12 880 vy BP) a několik radiokarbonových analýz provedených na vzorcích rašeliny. I v sedimentu tohoto jezera byla provedena pylová analýza. Mladší Dryas podle výsledků výzkumu trval od 12 250 do 11 560 vy BP. Datum 12 250 vy BP není určeno jednoznačně, protože varvy v odpovídající hloubce jsou nejasné. V tomto období vymezeném jako YD se zvýšilo množství pylu jalovce (*Juniperus*), šichy (*Empetrum*), pelyňku (*Artemisia*), čeledí lipnicovitých (*Gramineae*) a šáchorovitých (*Cyperaceae*).

Nárůstu pylu výše uvedených rostlin na obou lokalitách indikuje chladné podnebí, rozvoj otevřených habitatů a ústup lesa. V první třetině YD ve varvách Hämelsee převažovala složka jílu, možným vysvětlením je podle autorů sušší a chladnější klima. Ve varvách odpovídajících závěrečné fázi Mladšího Dryasu se objevoval jak jemný, tak hrubý písek, části rostlin a vrstvy mechu. Podle autorů tedy vzrostla produktivita jezera a klima bylo o něco teplejší a vlhčí, čemuž odpovídal i nárůst koncentrace pylu stromů.

Sedimenty jezera Meerfelder Maar se zabývali také Brauer a kol. (1999). Ze dna odebrali 17 sedimentových profilů, ve kterých objevili perfektně zachovalé varvy vhodné k určení stáří sedimentů. Ty představovaly 1 880 za sebou jdoucích let, k absolutnímu stáří byly přiřazeny pomocí Ulmener Maar tephry (11 000 vy BP) a Laacher See tephry (12 880 vy BP). K datování byly také použity dva vzorky rostlinných makrozbytků, na kterých byla provedena radiokarbonová analýza. Dále byla provedena analýza pylu a struktury a složení sedimentů. Z výsledků těchto metod autoři upřesnili začátek Mladšího Dryasu na 12 680 vy BP, přelom Mladší Dryas/Preboreálu proběhl během let 11 640 až 11 590 vy BP.

Pylová analýza ukázala v Mladším Dryasu rozšíření bylin, např. pelyněk (*Artemisia*), devaterník (*Helianthemum*), šťovík (*Rumex*), na úkor dřevin, ty se ale v krajině osamoceně objevovaly dál. Přítomnost chladnomilných druhů a snížení celkového množství pylu autoři připisovali dryasovému ochlazení. Podle sedimentologické analýzy rozdělili zkoumané období na dvě fáze. V první se ve varvách střídaly jarní-letní vrstvy s dominancí rozsivky *Stephanodiscus* s podzimními-zimními vrstvami složenými z minerálů a detritu. Rozsivkové vrstvy podle autorů ukazovaly na zvýšenou produktivitu pravděpodobně v důsledku zvýšené půdní eroze v povodí a splachu minerálů do jezera. V druhé fázi se v sedimentu střídaly pouze klastické varvy, na jaře tvořenými hrubšími naplaveninami přinášenými záplavami, po zbytek roku jemnými jílovými sedimenty. Autoři náhlou změnu typu varv vysvětlili vyschnutím blízkého potoka, který do jezera přestal přinášet živiny a hrubší naplaveniny během sušších částí roku. Ve druhé fázi YD byla produktivita jezera menší, jak dokládaly také nízké hodnoty TOC a biogenního Si. Přítomnost epifytických rozsivek v sedimentech podle autorů poukazovala na snížení vodní hladiny a větší sucho (Brauer, 1999).

Neugebauer a kol. (2012) odebírali profily sedimentů z jezerní pánve Rehweise. Objevili v nich zachovaný varvový systém, který zjednodušil určování stáří sedimentu. Přítomná Laacher See tephra odpovídala stáří 12 880 vy BP. Na profilu byla provedena pylová analýza, dále analýza obsahu prvků ( $\mu$ XRF prvkový scanner), zjišťování organického a anorganického uhlíku. Pylová analýza určila hranice Mladšího Dryasu od 12 670 vy BP (pokles pylu břízy (*Betula*) do 11 690 vy BP (prudký nárůst pylu orobince *Typha*).

Podle klimatu autoři toto období rozdělili na dvě fáze. V první (12 675 – 12 275 vy BP) postupně klesalo srážení a následná depozice kalcitu během teplého období roku, což vysvětlovali klesáním letních teplot a/nebo snižováním primární produkce v jezeře. Podle složení sedimentových vrstev usoudili, že v tuto dobu byly v jezeře časté nárazy vln, tedy zvýšená aktivita větru. V druhé fázi (12 275 – 11 690 vy BP) byla intenzita srážení kalcitu trvale

nízká, stejně tak produktivita jezera. Nízký obsah kalcitu autoři vysvětlují nízkým přísunem uhličitánových iontů přítoky, pravděpodobně i v důsledku přítomnosti permafrostu. Také léta byla krátká a chladná, takže vegetační sezóna nebyla dostatečně dlouhá, aby docházelo k masivní biogenní dekalifikaci. Klima se během Mladšího Dryasu tedy postupně zhoršovalo, jeho druhá fáze byla nejchladnější.

### 4.3.3. Skandinávie

Birks a kol. (2008) se zabývali sedimenty jezera Krakenes v západním Norsku. Odebraný profil zasahoval až do hloubky, která odpovídá Mladšímu Dryasu, nedokumentuje tedy jeho začátek. Datování bylo zajištěno radiokarbonově, obsah  $^{14}\text{C}$  byl zjištěn v 57 vzorcích rostlinných makrozbytků. Výsledky byly kalibrovány podle dendrochronologické křivky pocházející z německých dubů a borovic. Na sedimentovém profilu byla provedena pylová analýza a sedimentologické analýzy (obsah organické hmoty, biogenního křemíku). Hranice Mladší Dryas/Holocén byla určena na 11 550 cal BP, kdy obsah organické hmoty v sedimentu výrazně vzrostl.

Pylovou analýzou bylo zjištěno, že během Mladšího Dryasu okolí jezera pokrývala arkticko-alpínská vegetace otevřených habitatů (*Koenigia islandica*, *Oxyria digyna*, *Saxifraga opposita*, *Ranunculus glacialis*) s mozaikou kamenných plošin a sněhových pásů. Během přelomu Mladší Dryas/Holocén vzrostla přítomnost vrby bylinné (*Salix herbacea*), *Sedum rosea*, *Polygonum viviparum*, *Silene acaulis*. S holocénním oteplováním dostala krajina ráz otevřených trávníků, sněhové plochy byly stále běžné, přibýly podmáčené plochy syčené tající vodou z ledovců. Autoři zde neidentifikovali rozdílné fáze YD.

Stejnou lokalitou se zabývali Aarnes a kol. (2012) ve výzkumu zabývajícím se rostlinnými makrozbytky. Stáří sedimentu bylo určeno radiokarbonovou metodou s kalibrací podle jejich předchozích výzkumů. Na základě přítomných makrozbytků byla zrekonstruována tehdejší průměrná červencová teplota, podle jejího výrazného poklesu bylo období Mladšího Dryasu datováno na 12 700 – 11 500 cal BP. Dryasová vegetace se podobala dnešním alpínským porostům na jižním Svalbardu, s dominancí *Saxifraga cespitosa*, *Koenigia islandica*, *Salix polaris*, *Salix herbacea*, *Ranunculus glacialis*. Průměrné červencové teploty se v první třetině Mladšího Dryasu pohybovaly kolem 7 °C, potom autoři popisují mírné oteplování s maximem okolo 11 700 cal BP (10,5 °C). V posledním století Mladšího Dryasu se objevil chladný výkyv (7 °C), se začátkem Preboreálu teplota prudce stoupla na 13 °C.

#### 4.3.4. Pohoří Jura a Alpy

Několik lokalit švýcarských Alp ve své studii zahrnuli Ammann a kol. (2000), kteří se věnovali odpovědím bioty na klimatické změny. Odebírali profily sedimentů jezer Gerzensee, Leysin, Regenmoos, Hémérence a Zeneggen. Datování sedimentů určili pomocí kyslíkových izotopů obsažených ve schránkách lasturnatek a v bulkových sedimentech, které korelovali s grónským ledovcovým vrtem GRIP. K doplnění a potvrzení datování posloužilo určení obsahu  $^{14}\text{C}$  v terestrických rostlinných makrozbytcích a pozice Laacher See tephry. Dále byly provedeny analýzy pylu, rostlinných makrozbytků, brouků, perlooček a pakomárů.

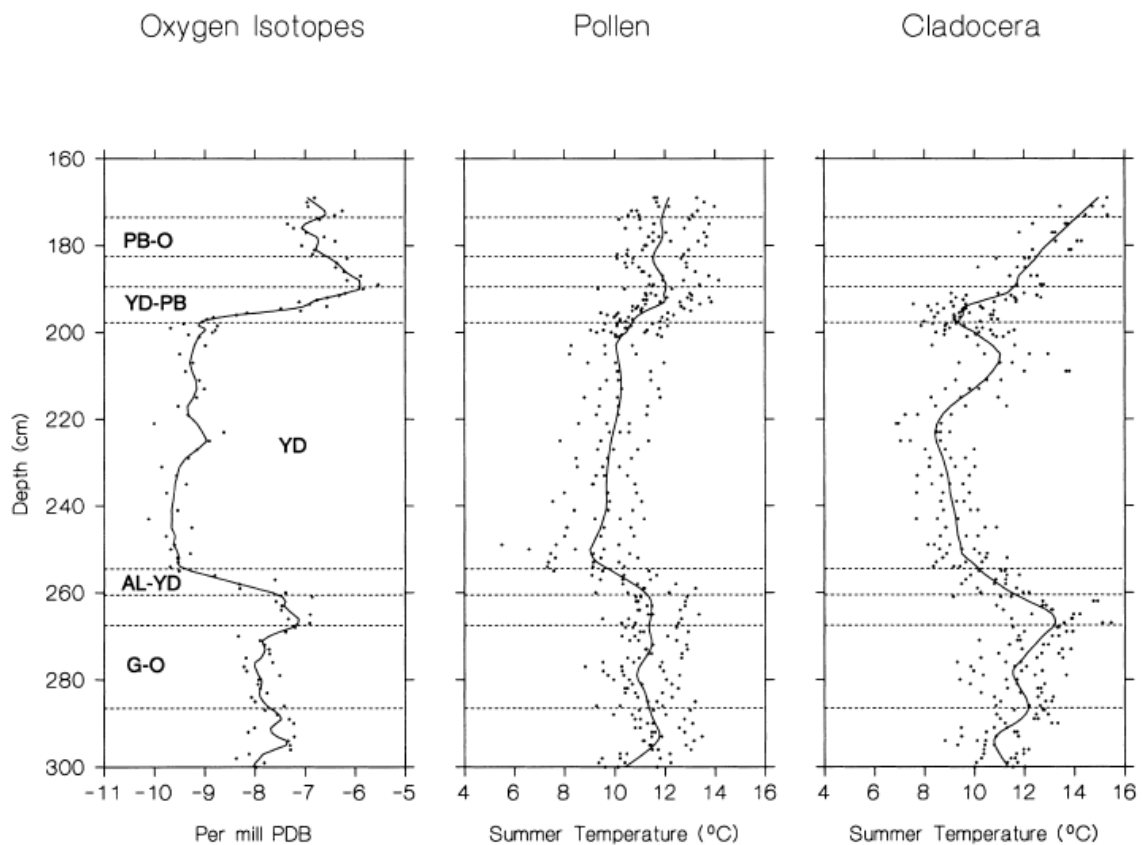
Začátek Mladšího Dryasu byl určen pouze u lokalit Gerzensee a Leysin, na ostatních nebylo možné spolehlivě korelovat obsah kyslíkových izotopů z těchto vrstev. Na obou lokalitách spadá do období 12 690 – 12 540 BP (korelováno s GRIPem). V tomto rozmezí výrazně poklesly hodnoty stabilních izotopů kyslíku v lasturnatkách (*Ostracoda*) i bulkových sedimentech o 2,4 až 3,5 ‰, pokleslo množství pylu břízy (*Betula*) a dalších dřevin, naopak přibýlo pylu heliofilních bylin, borovice (*Pinus*) a jalovce (*Juniperus*). Poklesla také početnost pakomára *Parakiefferiella bathophila* a perlooček *Alona guttata* a *Alonella excisa* ve vzorcích. Fauna brouků středních poloh byla nahrazena alpínskými druhy. Tyto změny podle autorů indikovaly začátek chladného a suchého podnebí, které panovalo během Mladšího Dryasu.

Konec Mladšího Dryasu je v těchto lokalitách datován do období 11 535 – 11 490 BP (korelováno s GRIPem). Hodnoty kyslíkových izotopů v této fázi YD vzrostly, rostla tedy i teplota. Pyl některých druhů rostlin zcela vymizel (*Helianthemum*, *Plantago alpina*), některé druhy rostlin se objevily (jeřáb *Sorbus*, slivoň *Prunus*, topol *Populus*) pokleslo množství pylu borovice (*Pinus*), jalovce (*Juniperus*) a pelyňku (*Artemisia*) a mnoha dalších bylin, zvýšilo se množství pylu břízy (*Betula*). Počet jedinců pakomárů rodů *Cricotopus* a *Parakiefferiellase* se snížil, rody *Cladopelma*, *Microtendipes* a *Tanytarsus* se staly více početnými. Alpínské druhy brouků zcela vymizely, nahradily je druhy teplomilné. Množství perlooček *Acroperus harpae* pokleslo. Tyto změny v druhovém složení různých skupin organismů autoři spojili s holocenním oteplením, zejména taxonomické změny pakomárů a rostlin však ukazovaly na vysušení klimatu a postupné oteplení už v poslední fázi Mladšího Dryasu.

Na předchozí výzkum navázali Lotter a kol. (2000), kteří se zabývali rekonstrukcí letních teplot na základě subfosilních perlooček a pylu nalezených v profilech sedimentů jezera Gerzensee. K identifikaci Mladšího Dryasu a jeho datování použili metodu kyslíkových izotopů podle již existující studie Schwandera a kol. (2000), který zjišťoval obsah těchto prvků

v sedimentovaných uhličitanech a výsledky porovnával se stejným způsobem dosaženými výsledky z grónského ledovcového vrtu GRIP. Z této korelace bylo zjištěno, že Mladší Dryas trval od 12 538 do 11 535 BP (korelováno s GRIPem).

Letní teplota (= průměrná teplota za červen, červenec a srpen) rekonstruovaná z pylu přítomných druhů rostlin klesla se začátkem Mladšího Dryasu z necelých 12 °C na 9 °C, postupně mírně stoupala až na 10 °C a se začátkem Holocénu prudce znovu vyskočila na 12 °C. Letní teplota rekonstruovaná z přítomných druhů perlooček dosahovala na začátku Mladšího Dryasu 9 °C, zhruba do jeho dvou třetin postupně klesala až na 8 °C, přibližně okolo roku 11 750 BP stoupla na 10,5 °C, poměrně brzy ale klesla zpátky na 9 °C, kde setrvala až do konce YD oscilace. Z následujícího grafu (Obr. 7) vyplývá, že poslední třetina Mladšího Dryasu byla mírně teplejší než jeho předchozí části.



Obr. 7: Rekonstrukce letních teplot podle kyslíkových izotopů, pylu a perlooček. Ve všech případech je zřetelný pokles teplot v období Mladšího Dryasu (YD) (Lotter a kol., 2000)

V pohoří Jura ve Francii analyzovali sedimenty jezera Lautrey Magny a kol. (2006). Stáří odebraného profilu sedimentů zjistili radiokarbonovou metodou určením <sup>14</sup>C ve dvanácti vzorcích makrozbytků terestrických rostlin, získaná data byla kalibrována podle křivky

IntCal 4.3. V profilu sedimentů byla objevena Laacher See Tephra, která byla datována na 12 850 cal BP. Dále byla provedena analýza pylu, pakomárů, zjišťování obsahu organické hmoty, mineralogická analýza, měření magnetické susceptibility a kyslíkových izotopů z bulkových sedimentů. Křivka vývoje těchto izotopů byla porovnána a korelována s podobnou křivkou pocházející z grónského ledovcového vrtu GRIP. Mladší Dryas podle těchto analýz spadá do období přibližně 12 900 do 11 860 cal BP.

Období Mladšího Dryasu je pro tuto oblast charakteristické dominancí pylu borovice (*Pinus*). Krajina byla tvořena převážně otevřenými stanovišti s minimem stromů. Mineralogická analýza potvrdila, že v tomto období v povodí jezera probíhala silná eroze související s ústupem lesů a silnými větry, erodované materiály byly splachovány do jezera. Tvorba biogenních uhlíčanů poklesla, což autoři spojili se snížením teploty. Potvrzuje to také pokles  $\delta^{18}\text{O}$  a přítomné druhy pakomárů (např. *Microspectra* a *Stictochironomus*), které indikují dobře prokysličenou vodu. Sedimentologická analýza ukázala převahu klastických sedimentů s velkým množstvím oogonií parožnatek (*Charophyceae*) ve vrstvách odpovídajících začátku YD, což autoři dali do souvislosti se zvýšením hladiny jezera. Obsah organické hmoty se v dalším průběhu stadiálu postupně zvyšoval, autoři tento jev vysvětlili snížením vodní hladiny, díky kterému došlo k většímu rozvoji bažinných druhů rostlin s velkou produkcí biomasy. Teploty rekonstruované z přítomných druhů pakomárů ukázaly na přelomu Alleröd/Mladší Dryas pokles průměrných červencových teplot na 15,5 °C, teploty rekonstruované z pylového záznamu pokles na 12,8 °C. V druhé polovině Mladšího Dryasu se rekonstruované teploty zvýšily, oteplování naznačily také zvýšené hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  a nižší abundance chladnomilného pakomára *Corynocera ambigua*. Zvyšování teploty probíhalo postupně, pouze uprostřed YD se objevila krátká výrazná teplá epizoda. Rekonstrukce ročních srážek na základě pylové analýzy ukázala suché klimatické podmínky během celého Mladšího Dryasu, s výjimkou krátké vlhké epizody kolem 12 080 cal BP, která se časově shodovala s výše zmíněnou teplou epizodou.

#### **4.3.5. Nížina severozápadní Francie**

Limondin-Lozouet a kol. (2001) odebrali několik profilů říčních sedimentů poblíž města Conty v severozápadní Francii a provedli rekonstrukci klimatu na základě přítomných druhů měkkýšů. Datování profilů bylo zajištěno radiokarbonovou metodou, získaná data však nebyla kalibrována. Mladší Dryas byl identifikován podle zvýšené abundance druhů odolných proti chladu, poklesu druhů, kteří potřebují k životu stromy a podle celkového snížení diverzity měkkýšů, trval od 10 960  $^{14}\text{C}$  let BP do 9720  $^{14}\text{C}$  let BP.



Mladší Dryas autoři podle malakologických nálezů rozdělili na dvě fáze. První byla charakteristická nízkou diverzitou měkkýšů, přítomné byly pouze chladnomilné druhy a druhy žijící ve vodě, což poukázalo na zvýšenou říční aktivitu v důsledku vlhčího klimatu. V druhé fázi YD panovaly mnohem stabilnější klimatické podmínky, větší sucho a vyšší teploty, jak naznačily druhy měkkýšů, které potřebují k životu rostliny právě s těmito ekologickými nároky. Celkově tedy bylo v první fázi YD vlhčeji a chladněji než ve fázi druhé.

#### **4.4. Shrnutí výsledků**

##### **4.4.1. Klima v YD**

Většina studií z oblasti východní Evropy se shoduje s předpokladem, že první polovina YD byla chladnější s výraznějším kontinentálním klimatem než druhá. Na polských lokalitách byl tento průběh druhé teplejší fáze YD cca po 12 000 cal BP dobře zdokumentován (Litt a kol., 2001; Pawlowski a kol., 2015). V jiné polské studii se však ukázalo, že teplota ve druhé polovině hodně fluktovala (Zawiska a kol., 2015). I v oblasti rumunských Karpar probíhal podle paleoanalýz YD tak, že jeho druhá část (která ovšem začínala dřív než podle polských výzkumů) byla teplejší, s mírnějším klimatem (Buczko a kol., 2011). Naopak Magyarai a kol. (2012) v této části Evropy neprokázal existenci rozdílných fází YD. V Bělorusku bylo klima v Mladším Dryasu celkově chladné, jen zhruba v jeho polovině došlo ke kratšímu, ale výraznému teplému výkyvu (Makhnach a kol., 2004).

Co se týče vlhkosti, ve východní Evropě byla podle velké části výzkumů druhá polovina YD vlhčí než první. Na polských lokalitách došlo ke zlepšení klimatických podmínek, tedy i zvýšení vlhkosti po 12 000 cal BP (Litt a kol., 2001; Pawlowski a kol., 2015), nebo až v poslední třetině YD (Zawiska a kol., 2014). V Rumunsku jeden výzkum sice potvrdil kontinentálnější a sušší klima v první části YD (Buczko a kol., 2011), druhý však nepotvrdil rozdílné fáze Mladšího Dryasu, podle něj bylo po celé toto období sucho (Magyarai a kol., 2012). Změny humidity klimatu v průběhu YD v oblasti Běloruska se podle výzkumů neukázaly jako zcela jednoznačné, bylo zde sice zdokumentováno zvýšení hladiny, ta však mohla být způsobena roztáním permafrostu v důsledku oteplení (Makhnach a kol., 2004).

Většina výzkumů na lokalitách ze západní Evropy se opět shoduje v teplotním průběhu YD, jeho první část byla chladnější a druhá teplejší. Na ostrově Jersey a na lokalitách v Německu výzkumy ukázaly, že tyto fáze tvořily víceméně podobně dlouhé poloviny YD (Jones a kol., 2004; Litt a kol., 2001), V pohoří Jura ve východní Francii se navíc na začátku tohoto oteplování udála ještě krátká výrazně teplá epizoda (Magny a kol., 2006). V Norsku (Aarnes a kol., 2012) a na různých lokalitách ve švýcarských Alpách (Ammann a kol., 2000;

Lotter a kol., 2000) potvrdili oteplení až v poslední třetině YD. Výše uvedeným teoriím však odporují studie MacLeod a kol., (2011) ze Skotska a Neugebauer a kol. (2012) z východního Německa, které tvrdí, že chladnější byla druhá polovina YD.

Na rozdíl od východní Evropy byla humidita klimatu v západní Evropě pravděpodobně větší v první polovině Mladšího Dryasu. Potvrzují to výsledky výzkumů v průlivu La Manche (Jones a kol., 2004), v severozápadní Francii (Limondin-Lozouet a kol., 2001), v západním Německu (Brauer a kol., 1999) i v Alpách (Ammann a kol., 2000). Výsledky jiné studie jezer v západním Německu (Litt a kol., 2001) však ukázaly na opačný průběh humidity, tedy větší vlhkost až v druhé polovině YD. V Norsku bylo po celou délku trvání Mladšího Dryasu stejně sucho (Birks, 2008). Ve francouzské Juře zjistil Magny a kol. (2006) zcela jiný průběh humidity, identifikoval sucho v počáteční a koncové části YD oddělené krátkým teplým a vlhkým výkyvem.

Výsledky analýz ze sedimentů jezera Švarcenberk ve střední Evropě (Hošek a kol., 2014) indikovaly stejný průběh YD jako v západní Evropě, tedy s první polovinou YD spíše vlhčí a druhou polovinou sušší, s výrazným vlivem větrů. Ve slovenském pohoří Vihorlat se tento model průběhu YD nepotvrdil, výsledky teplotních rekonstrukcí ukázaly časté teplotní výkyvy a patrně tedy nestabilní klima (Hájková a kol., 2016).

#### **4.4.2. Časový průběh YD**

Podle souhrnného diagramu (Obr. 8) je patrné, že se načasování YD v jednotlivých lokalitách příliš nelišilo. Pokud byl ve studii uveden příliš odlišný začátek nebo konec YD oscilace, jednalo se o problematické sedimenty. V Jersey (Jones a kol., 2004) a na Slovensku (Hájková a kol., 2016) vzniklo dokumentované jezero přibližně v době začátku YD, přesný začátek oscilace tedy nebylo možné definovat z důvodu absence předcházejících vrstev náležících Allerödu. Na jedné z německých lokalit (Litt a kol., 2001) výzkum ukázal výrazně pozdější začátek YD, než ve studiích z blízkého okolí, autoři sami uvádějí nejistotu v datování, protože varvy v hloubce odpovídající tomuto období nebyly dobře zachované a zřetelné.

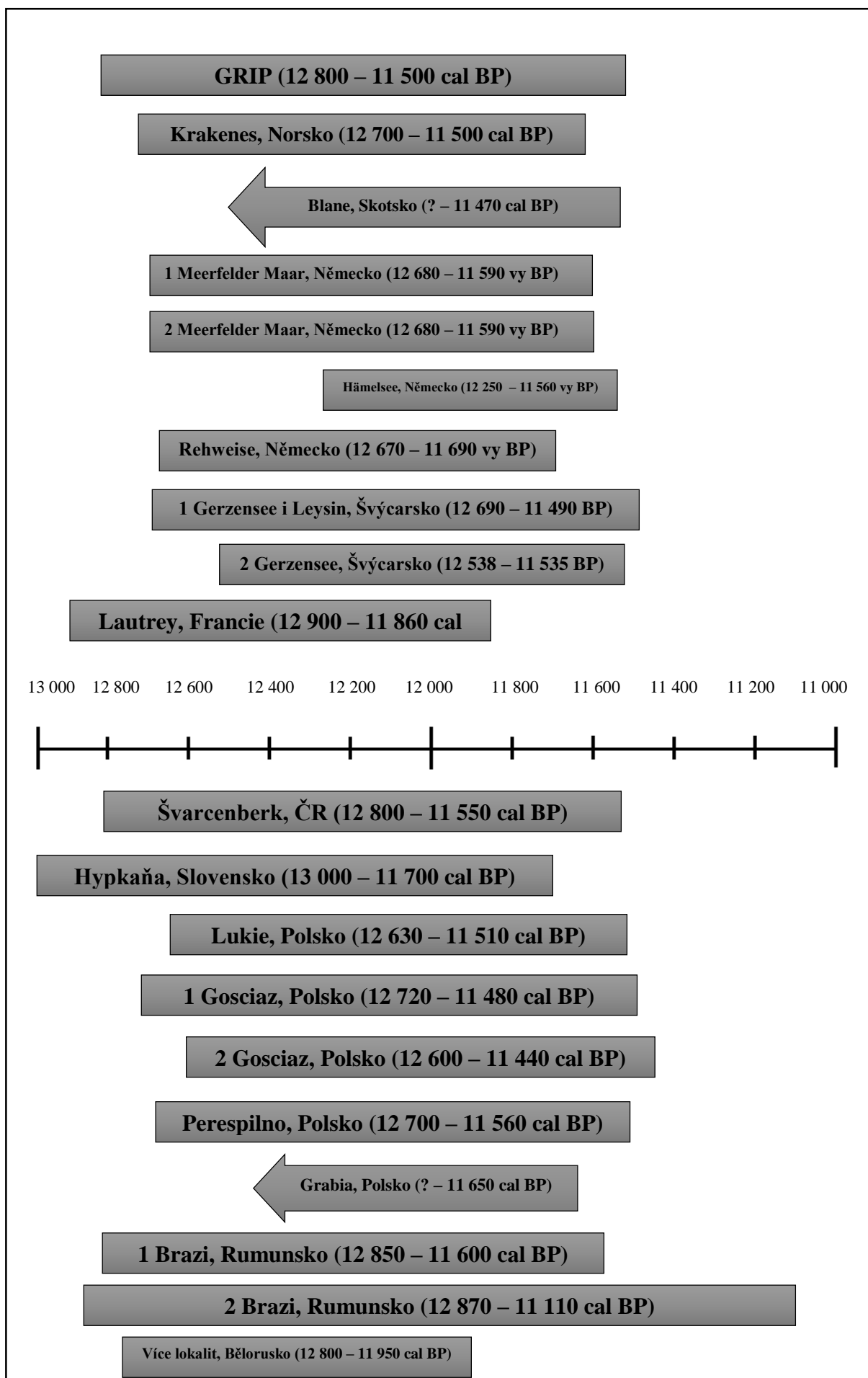
Vzhledem k tomu, že oscilace YD bývá identifikována na základě některého proxy (izotopy kyslíku, pylová analýza, analýza pakomárů aj.), mohou mít drobné odlišnosti v trvání YD na různých lokalitách původ v nepřesné interpretaci těchto proxy dat. Navíc citlivost jednotlivých metod se liší, některé organismy mají citlivější reakce již na drobný počáteční výkyv klimatu (například *Cladocera* nebo *Chironomidae* díky svým krátkým životním cyklům), nebo naopak pružnost výměny populací jiných organismů při environmentálních změnách není dostatečná (např. výměna vegetace v povodí).

Průměrná doba trvání Mladšího Dryasu podle těchto studií byla od 12 726 do 11 564 let BP. Výjimku v délce trvání YD představuje jedna studie z východních Karpat (Buczko a kol., 2011), kde trval YD neobvykle dlouho, (12 870 do 11 110 cal BP) a v pohoří Jura ve Francii (Magny a kol., 2006), kde začal i skončil dříve než na jiných lokalitách. Zdůvodnění těchto výjimek není zcela jasné, ale na stanovení délky trvání by mohla mít také vliv citlivost proxy zvolených pro identifikaci oscilace.

Obr. 8 (na další stránce): Porovnání délky trvání YD na jednotlivých lokalitách s časovou osou. Uprostřed obdélníku znázorňujícího délku YD je popis lokality a letopočty, které sledované období ohraničují. Pokud je použita šipka místo obdélníku, znamená to, že v odpovídající studii identifikovali pouze konec YD (během jeho začátku jezero neexistovalo). Pokud se ve stejném jezeře provádělo víc výzkumů, jsou obdélníky označeny čísly (1 a 2). Jestliže autoři použili k ohraničení začátku nebo konce YD rozpětí dat (např. začátek YD 12 720 – 12 580 cal BP), je zde použita hodnota vzdálenější od středu YD (např. 12 720 cal BP).

1 Meerfelder Maar – Litt a kol. (2001)  
2 Meerfelder Maar – Brauer a kol. (1999)  
1 Gerzensee a Leysin – Ammann a kol. (2000)  
2 Gerzensee – Lotter a kol. (2000)

1 Gosciarz – Litt a kol. (2001)  
2 Gosciarz – Goslar a kol. (1995)  
1 Brazi – Magyari a kol. (2012)  
2 Brazi – Buczko a kol. (2011)



## 5. Závěr

V bakalářské práci byly popsány nejčastější typy analýz používaných k identifikaci a synchronizaci Mladšího Dryasu. Jednou z nejpřesnějších analýz je určení obsahu kyslíkových izotopů  $^{18}\text{O}$  vyjádřeného jako  $\delta^{18}\text{O}$  v sedimentovaných lasturnatkách nebo přímo v bulkových sedimentech. Křivku závislosti obsahu tohoto izotopu na hloubce (a tedy i stáří) lze korelovat s podobnou křivkou pocházející z grónského ledovcového vrtu GRIP a tím získat poměrně přesné výsledky. Ochlazení v YD se na křivce projeví jako výrazný déletrvajících pokles hodnot  $\delta^{18}\text{O}$ . Další metodou je určování chronologie podle ročních vrstev sedimentů – varv, které poslouží jak k určení stáří sedimentů, tak k zjištění změn humidity klimatu nebo produktivity jezera podle jejich detailnější struktury. K jejich datování napomáhá pozice Laacher See tephry, pokud je přítomná, která odpovídá stáří 12 880 vy BP, tj. přibližně 200 let před začátkem YD. Datování pomocí radioizotopu  $^{14}\text{C}$  určí spolehlivě stáří sedimentu, získané hodnoty je však třeba korelovat s dendrochronologickou křivkou (např. IntCal13). Tuto metodu je k identifikaci YD třeba doplnit další analýzou, která určí pozici tohoto období v datovaném sedimentu (analýzy rozsivek, pylu, perlooček, brouků, pakomárů nebo geochemická a sedimentologická analýza). Velmi často používanou analýzu pylu je však dobré doplnit některou další analýzou, protože vegetace v povodí jezera může reagovat na klimatické změny se zpožděním.

Shrnutí výsledků studií z různých částí Evropy potvrdilo předpoklad rozdílného průběhu YD v západní a východní Evropě. Většina uvedených výzkumů ze západní Evropy se shodovala v tom, že první polovina Mladšího Dryasu byla chladná a vlhká, kdežto druhá polovina byla teplejší a sušší. Ve východní Evropě mělo klima během periody YD podobný teplotní průběh, ale zcela opačné fáze humidity (první polovina chladnější a suchá, druhá teplejší a vlhčí).

Na otázku, co bylo příčinou rozdílných humidních fází v Evropě, není lehké odpovědět. Klima v západní Evropě je i dnes výrazně ovlivněno Západním prouděním, které přináší srážky od Atlantického oceánu. Je pravděpodobné, že tomu tak bylo i v období Mladšího Dryasu, a tak i přes velké ochlazení zůstala v tomto regionu vyšší humidita. Ve východní Evropě je ovšem současné klima mnohem kontinentálnější, rozdíly mezi suchými zimami a vlhčími léty jsou výraznější, a srážek je celoročně méně. Je tedy možné, že začátek chladného Mladšího Dryasu byl stejně suchý, jako chladné zimy v dnešní době.

Další vysvětlení může poskytnout pravděpodobná příčina YD, tedy výrazné zpomalení mořských proudů. Oceánský termohalinní cyklus je základní hybnou silou atmosféry na Zemi, jeho změna tedy zákonitě musela vždy působit změnu klimatu. Protože západní Evropa byla zásobována srážkami z Atlantického oceánu, který leží v její blízkosti, ani zastavení oceánské proudění jí nezpůsobilo tak velké sucho, jako tomu bylo ve východní Evropě, kam už se srážky

nedostatečně cirkulující atmosférou nedostaly. V druhé polovině YD se mořské proudy začaly opět zrychlovat, cirkulace atmosféry se tedy zlepšila, do východní Evropy se dostaly srážky a humidita jejího klimatu se zvýšila.

Česká republika leží na pomezí oblastí s kontinentálním a oceánským klimatem, podle jediné dostupné studie, která řešila i humiditu klimatu během YD, zde toto období probíhalo spíše západním způsobem, tedy že první polovina YD byla vlhčí než druhá polovina.

Perioda YD proběhla na většině území Evropy synchronně, průměrná doba jeho trvání byla přibližně 1 200 let (od 12 726 do 11 564 let BP).

Ne všechny uvedené výzkumy se však s těmito výsledky shodovaly, někteří autoři došli dokonce k opačným závěrům. Nabízí to prostor k úvaze, jak velkou roli v těchto oblastech mohly hrát lokální geomorfologické a klimatické podmínky. U tak výrazného klimatického výkyvu, jako byl Mladší Dryas, by ale lokální podmínky neměly příliš ovlivňovat jeho průběh. Situaci by mohly vyjasnit další výzkumy v těchto lokalitách, případně revize výsledků autorů současných studií, aby se odstranily chyby v interpretacích výsledků.

Oblast centrální Evropy je z hlediska klimatu v YD téměř neprozkoumaná, tímto tématem se zabývá pouze práce Hoška a kol. (2014). Vzhledem k zajímavé pozici České republiky na pomezí mezi oceánským a kontinentálním klimatem by bylo vhodné provést další podobné studie, protože výsledky se mohou v závislosti na použitých proxy lišit. Na tyto teoretické poznatky o YD bych ráda navázala ve své diplomové práci a pokusila se doplnit znalosti o tomto období v ČR zpracováním subfossilních pakomárů uchovaných v sedimentech jezer na Šumavě.

## 6. Seznam literatury

**Aarnes, I., Kühl, N., Birks, H. (2012):** Quantitative climate reconstruction from late-glacial and early Holocene plant macrofossils in western Norway using the probability density function approach. *Review of Palaeobotany and Palynology* 170: 27-39.

**Alley, R. B. (2000):** The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19: 213-226.

**Ammann, B., Birks, H. J. B., Brooks, S. J., Eicher, U., von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K., Wick, L. (2000):** Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas - A synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 313-347.

**Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A. a kol. (2006):** Eastern Pacific warm pool paleosalinity and climate variability: 0–30 kyr. *Paleoceanography* 21: (nestránkováno).

**Birks, H. J. B., Birks, H. H. (2008):** Biological responses to rapid climate change at the Younger Dryas – Holocene transition at Kråkenes, western Norway. *The Holocene* 18: 19-30.

**Bogaard, P., Schmincke, H. (1985):** Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin* 96: 1554-1571.

**Bradley, R. (2015):** *Paleoclimatology: Reconstructing Past Climates of the Quaternary*. Academic Press, 696 s.

**Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J. 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* 19: 321-329.

**Buczko, K., Magyari, E., Hübener, T., Braun, M., Bálint, M., Tóth, M., Lotter, A. F. (2012):** Responses of diatoms to the Younger Dryas climatic reversal in a South Carpathian mountain lake (Romania). *Journal of Paleolimnology* 48: 417-431.

**Carlson, A. (2013):** The Younger Dryas Climate Event. *Encyclopedia of Quaternary Science* 3: 126-134.

**Cohen, A. S. (2003):** *Paleolimnology*. Oxford University Press, Oxford, 525 s.

**Goslar, T., Arnold, M., Bard, E., Kuc, T., Pazdur, M. F., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rózański, K., Tisnerat, N., Walanus, A., Wicik, B., Wieckowski, K. (1995):** High concentration of atmospheric <sup>14</sup>C during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 377: 414-417.

**Grimm, E. C., Watts, W. A., Jacobson, G. L., Hansen, B. C. S., Almquist, H. R., Dieffenbacher-Krall, A. C. (2006):** Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. *Quaternary Science Reviews* 25: 2197–2211.

**Guiot, J. (1990):** Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 49–69.

**Hájková, P., Pařil, P., Petr, L., Chattová, B., Matys Grygar, T., Heiri, O. (2016):** A first chironomid-based summer temperature reconstruction (13–5 ka BP) around 49°N in inland Europe compared with local lake development. *Quaternary Science Reviews* 141: 94-111.

**Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G. (2001):** Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.

**Hošek, J., Pokorný, P., Kubovčík, V., Horáček, I., Žáčková, P., Kadlec, J., Rojik, F., Lisá, L., Bučkuliaková, S. (2014):** Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 396: 155-172.

**Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., Lohmann, G. (2007):** Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. *Paleoceanography* 22: (nestránkováno).

**Jones, R., O'Brien, C., Coope, G. (2004):** Palaeoenvironmental reconstruction of the Younger Dryas in Jersey, UK Channel Islands, based on plant and insect fossils. *Proceedings of the Geologists' Association* 115: 43-53.



**Jouzel, J., Alley, R. B., Cuffey, K. M., Dansgaard, W., Grootes, P., Hoffmann, G., Johnsen, S. J., Koster, R. D., Peel, D., Shuman, C. A., Stievenard, M., Stuiver, M., White, J. (1997):** Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in the ice cores. *Journal of geophysical research* 102: 26 471-26 487.

**Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., Hughen, K. A. (2003):** Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science* 301: 1361-1364.

**Leng, M. J., Marshall, J. D. (2004):** Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23: 811-831.

**Limondin-Lozouet, N., Antoine, P. (2001):** Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty, northern France. *Boreas* 30: 148-164.

**Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M., Negendank, J. F. W. (2001):** Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20: 1233-1249.

**Lotter, A., Birks, H., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L. (2000):** Younger Dryas and Allerod summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 349-361.

**Lowe, J., Walker, M. (2015):** *Reconstructing Quaternary Environments*. Routledge, New York, 538 s.

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

**MacLeod, A., Palmer, A., Lowe, J., Rose, J., Bryant, C., Merritt, J. (2011):** Timing of glacier response to Younger Dryas climatic cooling in Scotland. *Global and Planetary Change* 79: 264-274.

**Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Beniot-Ruffaldi, P., Bossuer, G., Disnar, J., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vanniere, B., Walter-Simonnet, A. (2006):** Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: A multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25: 414-445.

**Magyari, E., Jakab, G., Bálint, M., Kern, Z., Buczkó, K., Braun, M. (2012):** Rapid vegetation response to Lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary Science Reviews* 35: 116-130.

**Makhnatch, N., Zernitskaja, V., Kolosov, I., Simakova, G. (2004):** Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209: 73 – 101.

**Malory, M. (2013):** New evidence that cosmic impact caused Younger Dryas extinctions. <http://phys.org/news/2013-08-evidence-cosmic-impact-younger-dryas.html>

**Mangerud, J., Andersen, S., Berglund, B. E., Donner, J. J. (1974):** Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3: 109-128.

**Neugebauer, I., Brauer, A., Dräger, N., Dulski, P., Wulf, S., Plessen, B., Mingram, J., Herzsuh, U., Brande, A. (2012):** A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiess palaeolake record in NE-Germany. *Quaternary Science Reviews* 36: 91-102.

**Newnham, R. M., Lowe, D. J. (2000):** Fine-resolution pollen record of late-glacial climate reversal from New Zealand. *Geology* 28: 759-762.

**Pawlovski, D., Plóciennik, M., Brooks, S., Luoto, T. P., Milecka, K., Nevalainen, L., Peyron, O., Self, A., Zieliński, T. (2015):** A multiproxy study of Younger Dryas and Early Holocene climatic conditions from the Grabia River paleo-oxbow lake (central Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 438: 34-50.

**Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramse, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E. (2004):** IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.

**Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramse, C., Buck, C. E., Cheng, H., P. E., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, Kaiser, K. F., K. A., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., S., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J (2013):** IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55: 1869-1887.

**Rühleman, C., Mulitza, S., Müller, P. J., Wefer, G., Zahn, R. (1999):** Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature* 402: 511-514.

**Schmidt, M. W., Spero, H. J., Lea, D. W. (2004):** Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature* 428: 160-16.

**Szeroczyńska, K., Sarmaja-Korjonen, K. (2007):** Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society, Świecie, 84 s.

**Turney, C. S. M., McGlone, M. S., Wilmshurst, J. M. (2003):** Asynchronous climate change between New Zealand and the North Atlantic during the last deglaciation. *Geology* 31: 223–226.

**von Grafenstein, U., Eicher, U., Erlenkeuser, H., Ruch, P., Schwander, J., Ammann, B. (2000):** Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 215-229.

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

**Zawiska, I., Słowiński, M., Correa-Metrio, A., Obremska, M., Luoto, T., Nevalainen, L., Woszczyk, M., Milecka, K. (2015):** The response of a shallow lake and its catchment to Late Glacial climate changes - A case study from eastern Poland. *Catena* 126: 1-10.

**Internetové zdroje** (shlédnuto 18. 5. 2016)

www-1 - <https://www.thermofisher.com/cz/en/home/industrial/spectroscopy-elemental-isotope-analysis/spectroscopy-elemental-isotope-analysis-learning-center/elemental-analysis-information/xrf-technology.html>

www-2 - <http://www.zemepis.com/klimaevropy.php>