

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

FILOZOFICKÁ FAKULTA

ARCHEOLOGICKÝ ÚSTAV

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

KLIMATICKÝ VÝVOJ V DOBĚ ŽELEZNÉ A ŘÍMSKÉ: PŘEHLED SOUDOBÉHO
BÁDÁNÍ A PŘÍPADOVÁ STUDIE ČECH

Vedoucí práce: doc. PhDr. Jaromír Beneš, Ph.D.

Autor práce: Libor Vobejda

Studijní obor: Archeologie

Ročník: 3.

2018

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracoval samostatně, pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledky obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

Hluboká nad Vltavou 11. května 2018

Děkuju školiteli doc. PhDr. Jaromíru Benešovi, Ph.D. za cenné rady a trpělivost při vedení mé bakalářské práce.

Anotace

Práce se zabývá klimatickým vývojem v době železné a římské a působením podnebí na lidské populace na příkladu cílového období. První polovina statě je věnována klimatologickým metodám. Porozumění principům a nedostatkům jednotlivých metod je klíčové pro správnou interpretaci paleoklimatologických nepřímých indicií. Součástí práce je stručný popis působení klimatického jevu Severoatlantické oscilace na evropské počasí. Hlavním bodem je nástin možného vývoje střeoevropského klimatu na základě nepřímých dat z různorodých paleoklimatologických archivů. V návaznosti na rekonstrukci klimatických podmínek je poslední část zaměřena na možné působení variability klimatu na migraci a prostorové rozmístění osídlení v Čechách.

Klíčová slova: paleoklimatologie; klima; doba železná; doba římská; lidské osídlení

Anotation

The thesis is focused mainly on climatic development during iron and roman iron ages and influence of climate on human populations in observed time period. First half of the body of this thesis is dedicated to paleoclimatological methods. Understanding of principles, strenghts and weaknesses of these methods is crucial for proper interpretation of climatic proxy. Few pages with description of the influence of climatic pattern of North Atlantic oscillation on climate of central Europe are also present in this thesis. The main part is the ountline of possible climate development which is based on various environmental proxy. The last part is Linked to the climatic reconstruction which is aiming to describe possible effect of climatic variability on migration and spatial structure of human settlement.

Key words: paleoclimatology; climate; Iron Age; Roman Iron Age; human settlement

Obsah

Úvod	8
1. Paleoklimatologické metody	10
1.1. Dendroklimatologie	10
1.1.1. Faktory ovlivňující parametry letokruhů	10
1.1.2. Základní principy dendroklimatologie	12
1.1.3. Dřeviny využívané v dendrochronologii	14
1.1.4. Využití dendroklimatologie	14
1.1.5. Druhy dendrochronologických archivů	15
1.1.6. Mokřadní archivy	16
1.2. Izotopy v dendroklimatologii	18
1.3. Ledovcové vrty	22
1.3.1. Datování	23
1.3.2. Izotopové analýzy	24
1.3.3. Exces deuteria	26
1.3.4. Modely stavu ledové pokrývky	27
1.3.5. Další možnosti výzkumu	27
1.4. Analýzy speleotém	28
1.5. Mořské sedimenty	32
1.5.1. Datování	32
1.5.2. Nepřímá data	33
1.6. Paleolimnologie	34
1.6.1. Hladiny jezer	34
1.7. Využití paleobotaniky a archeobotaniky při rekonstrukci klimatu	35
2. NAO	36
2.1. Měření a záznamy	37
2.2. Projevy NAO a vliv na evropské podnebí	38
2.3. Vliv NAO na území Čech	39
2.4. Rekonstrukce minulosti NAO	40
3. Variabilita klimatu	41
4. Klimatický vývoj v mladším holocénu do roku 1000 n. l.	43
4.1. Předchozí vývoj klimatu v závěru středního holocénu	43
4.2. Přechod středního a mladšího holocénu a pozdní doba bronzová	44
4.3. Klimatické pesimum	45
4.4. Klima a počátek doby železné	46
4.5. Klima v období halštatu	48

4.6.	Římské klimatické optimum.....	49
4.7.	Klima v oblasti laténské kultury.....	50
4.8.	Klima pozdní doby laténské a počátku doby římské ve střední Evropě.....	51
4.9.	Klima ve starší době římské ve střední Evropě.....	52
4.10.	Klima v mladší době římské ve střední Evropě.....	53
4.11.	Klima v době stěhování národů a v merovejském období.....	53
4.12.	Klima raného raného středověku.....	54
5.	Klima v době železné a římské na území Čech ve vztahu k osídlení: případová studie.....	55
5.1.	Vliv variability srážek na zemědělské populace.....	55
5.2.	Vztah klimatu a prostorového rozmístění osídlení.....	57
5.3.	Materiály a metody.....	57
5.4.	Diskuse: Vztah člověka a klimatu od roku 1000 př. n. l. do roku 1000 n. l.	57
5.4.1.	Předchozí vývoj osídlení do roku 1000 př. n. l.....	57
5.4.2.	Sídelní vývoj v době popelnicových polí v souvislosti s klimatickou variabilitou.....	58
5.4.3.	Sídelní vývoj ve starší době železné ve vztahu k proměnám podnebí.....	59
5.4.4.	Mladší doba železná: Populační pokles v období klimatického optima.....	60
5.4.5.	Exkurs: Tažení Teutonů a Cimbrů.....	61
5.4.6.	Lidské osídlení Čech v poslední fázi Římského klimatického optima a době římské.....	61
5.4.7.	Exkurs: Markomanské války.....	62
5.4.8.	Exkurs: Krize římského impéria a Gótská migrace.....	62
5.4.9.	Stěhování národů a Merovejské období.....	63
5.4.10.	Raný středověk.....	63
	Závěr.....	64
	Literatura.....	66
	Přílohy.....	81

Úvod

Výzkum prehistorických a protohistorických (více či méně technologicky pokročilých) společností je v současné době založen na silné interdisciplinaritě. Spolupráce mezi archeologií, historií, fyzickou antropologií je samozřejmá. Divergence archeologie na množství subdisciplín zabývajících se artefakty, ale také interakcí člověka s životním prostředím, pak umožňuje uchopit sídelní struktury a technokomplexy (*archeologické kultury*) jako celek (Dincauze 2000). Na pomezí mezi geografii, archeologií, paleoekologií a historií se nachází řada oborů, jejichž teoretické základy jsou ovlivněny tzv. environmentálním determinismem. V 19. století se environmentální determinismus týkal pouze geografie a důraz byl kladen na vysvětlení vlivu přírodních podmínek na rozdílnosti populací. Součástí environmentálního determinismu je i klimatický determinismus. K rozvoji základů klimatického determinismu v archeologii a paleoekologii dochází v druhé polovině 20. století v souvislosti s pokrokem na poli paleoklimatologie. Komplexně se problematice vlivu klimatu na lidské populace věnuje Lamb (1977). Klimatologické práce se většinou zabývají vývojem klimatu od počátku pleistocénu nebo od počátku holocénu, ale hlavně predikcím budoucího vývoje. V 90. letech se stala klimatologie zaměřená na minulost populární v souvislosti s diskusí okolo příčin a projevů globálního oteplování. Znalost klimatu, především holocenního vývoje, a střídání dob ledových a meziledových, je nezbytná pro rozlišení lidského vlivu a přirozeného vývoje. Klimatologie se tak zaměřovala spíše na otázku, jak člověk působil v posledních 200 letech na podnebí. Opačným vztahem se začali archeologové a historici zbývat v souvislosti s rozvojem paleoklimatologických metod, který umožnil poměrně přesné rekonstrukce např. teplot, srážek a sluneční aktivity. Klíčová byla data z ledovcových vrtů projektů GISP a GRIP v Grónsku. Od roku 2000 se prohloubilo i poznání cirkulačních mechanismů a globálních klimatických oscilací jako je El Niño a Severoatlantická oscilace. Rekonstrukce pravděpodobného charakteru těchto jevů tak umožnila poznání vlivu těchto klimatických vzorů na lidské společnosti.

Lidské společnosti jsou náchylné ke změnám jednotlivých projevů klimatu. Jak změny na populaci zapůsobí, ovlivňuje předchozí vývoj, charakteristika ekonomiky/ekonomie populace a kulturní vlivy. Jako příklad popisuje Dincauze (2000) vliv konce středověkého klimatického optima na dvě rozdílné lidské populace v Grónsku. Inuité a Norové zaznamenali stejnou změnu podmínek, ale jejich reakce byla rozdílná vlivem rozdílnosti těchto dvou kultur. Různé možnosti adaptace jsou mezi lovecko-sběračskými pasteveckými a zemědělskými populacemi.

Pro dobu železnou a římskou, které se věnuje tato práce především, jsou na našem území doloženy pravěké zemědělské společnosti. Není ale například jisté, jak vypadal chov dobytka a jak ovlivňoval poměr mezi využíváním dobytka a pěstovaných potravin citlivost lidí ke klimatu. Projevem adaptace, který je zachytitelný v archeologických pramenech, je pak technologický pokrok a zdokonalování artefaktů. Podnebí ovlivňuje prostorovou strukturu osídlení především ve vztahu k vodotečím a větším řekám.

Velkým stimulem mi byla práce i Demjána a Dreslerové (2016), zabývající se rekonstrukcí lidského osídlení na území Čech, díky čemuž můžeme sledovat dynamiku sídelního vývoje a porovnat ji s klimatickými trendy.

1. Paleoklimatologické metody

1.1. Dendroklimatologie

Jedním ze dvou možných přístupů paleoklimatologie k pozůstatkům dřevin je takzvaný dendrochronologický přístup, zabývající se projevy klimatu, které jsou zachyceny v šířce a struktuře letokruhů (Zhang 2014). Tento způsob vychází z dendrochronologie. Analýza je založena na vlivu klimatických faktorů na výslednou šířku (i tvar a hustotu) letokruhu. Letokruhy z identického roku jsou v rámci rozsáhlých geografických oblastí do určité míry podobné a lze je k sobě přiřazovat. Vzhledem k velkému množství neklimatických proměnných je důležitý výběr vzorků, cílových míst a pořízení jejich optimálního množství. Toto je možné v případě, jedná-li se o výzkum nedávné historie klimatu z recentně smýcených stromů nebo vyvrtáním dřeva živého stromu (Fowler 1988). V některých případech je možné získat dostatek materiálu z pravěkého kontextu, a to tehdy, když došlo ve vhodném prostředí ke konzervaci velkého množství dřeva (Edwardsson *et al.* 2016). Pro výzkum minulosti je omezený výběr vzorků velmi citelným nedostatkem, který se se vzrůstající časovým odstupem od zkoumaného období prohlubuje.

Druhým způsobem analýzy přírodních, resp. klimatických podmínek, je izotopový rozbor letokruhů (Kern *et al.* 2012). V obou případech je nutné eliminovat signál jiných přírodních vlivů než klimatu, ať už statistickou analýzou minimálně 30 stromů z jedné oblasti nebo kombinací s daty získanými metodami, které se zabývají daty jiného charakteru (Fowler 1988).

1.1.1. Faktory ovlivňující parametry letokruhů

Dendroekologie v paleoklimatologii, ale i obecně, vychází ze základních poznatků týkajících se fyziologie dřevin a tvorby dřeva. Jedná se o nerovnoměrnost růstu letokruhů, ovlivněnou klimatem (Douglas 1919). Dendrochronologický přístup využívá záznamů v šířce letokruhů. Jejich růst je mimo jiné determinován srážkami, dostupností slunečního světla a průměrnou teplotou. Při růstu je strom ovlivněn i množstvím jiných faktorů, které komplikují rekonstrukci klimatických podmínek (Zhang 2014).

Na růst stromů v jejich vegetačním období působí různé vlivy, z toho vyplývá, že tyto proměnné mají vliv na výsledné vlastnosti letokruhu, který za dané růstové období vzniká. Nejvíce koreluje s hrubou šířkou a radiálním přírůstkem už zmíněný úhrn srážek. Další klimatické vlivy minoritního charakteru jsou hladina spodní vody, relativní vlhkost, intenzita slunečního záření a teplota vzduchu, mají vliv na přírůstek nového dřeva. Kromě

klimatických vlivů působí na růst stromů vlivy neklimatické (Bradley 2015). Také hustota dřeva je částečně závislá na klimatických vlivech, především na úhrnu srážek. Nicméně závislost je hlavně mezi druhem a hustotou dřeva, a klimatické podmínky způsobují variabilitu u příslušníků jednoho druhu (Nabias *et al.* 2018).

Mezi ně se řadí „kompetice“ s jinými stromy o zdroje a z ní vyplývající nedostatek vody či živin, který není způsoben nízkým úhrnem srážek. Naopak v okamžiku, kdy dojde k uhynutí či odstranění konkurenčních organismů, dochází k většímu růstu letokruhů, způsobenému lepší dostupností živin a světla. V tom případě je umožněn růst kořenů a lepší přístup světla, kambium je tedy lépe zásobeno asimiláty, a také je umožněn lepší rozvoj kořenového systému. Tak je umožněn větší přírůstek dřeva. Podobně může být ovlivněn strom celý. Velikost koruny, interní procesy, genetická determinace a hloubka kořenů má vliv, který způsobuje další zkreslení signálu (Fowler 1988). Tvorba nepravidelného letokruhu (lobate growth) může být způsobena procesy, jež ovlivnily jen jednu stranu stromu. Událostmi, které způsobují neobvyklý přírůstek, je také požár. Při poškození kambia ohněm dochází k utlumení nebo dokonce dočasnému zastavení růstu. Letokruh bývá nevýrazný a jsou na něm patrné známky poškození požárem tzv. burning scars. Následující růstovou sezonu po prožití stresu je tvorba dřeva rychlá a letorosty vytvořené po letokruzích poškozených ohněm se vyznačují abnormální šířkou. (Eckstein *et al.* 2009). Stopy po požáru napomáhají datování, se zpožděním jednoho roku se také projevují další aklimatické vlivy, které působí na jedince. Jsou jimi především škůdci a problémy v anabolických procesech, zejména v syntéze polysacharidů a hormonů. Na rozdíl od klimatických faktorů, které se většinou projevují bez zpoždění, tedy determinují letokruh vytvářený v době jejich působení, se problémy s látkovou výměnou projevují na letorostech se zpožděním jednoho roku. Při napadení listů a plodů nebo při poškození kořenů trvá i několik let, než dojde ke snížení radiálního růstu, nebo jen ovlivnění některé strany kmene (Fowler 1988). Škůdci ovlivňují například hustotu dřeva a snižují přírůstek oproti potenciálnímu (Koprowski *et al.* 2012). Poškození některých pletiv a částí rostlin se projevuje až se zpožděním jednoho roku, takže se promítne až do následujícího letokruhu. Různé další poruchy, ovlivněné hormony a škůdci napadajícími listy, mohou pozměnit tvar letokruhů vytvořených až za několik let (Fowler 1988). Mezi vlivy, kterými se dendroklimatologie zabývá, patří průměrná teplota za určité období. Byla zaznamenána negativní korelace mezi letními teplotami a radiálním růstem. Dále se mezi klimatické vlivy řadí srážky (odhadnutelné s velkou přesností na úrovni měsíců) a sluneční aktivita, které korelují s růstem pozitivně (Härdtle *et al.* 2013).

Vzhledem k velkému množství klimatických faktorů, rozdílné adaptabilitě různých jedinců a rozdílech v pedologii oblastí, se charakter letorostů mezi jednotlivými stromy velmi liší. Značné rozdíly jsou pozorovatelné i mezi různými jádry získanými z jediného stromu v rozdílných výškách. O ekologii oblasti a podmínkách, které na stromy působily, může svědčit také struktura a složení dřeva, jeho hustota a podíl celulózy a ligninu v porovnání se standardem pro daný druh (Fowler 1988). Ani schopnost stromu tvořit přírůstek dřeva nezůstává po celý jeho život stejná. Mladé stromy jsou schopny velmi rychlého růstu, na rozdíl od stromů starých, jejichž radiální přírůstky nejsou tak výrazné. Obecně platí, že se vzrůstajícím věkem dochází k menšímu nárůstu v šířce letokruhů, který je způsoben vyššími nároky na výživu a v případě podobně starých okolních stromů zvýšenou kompeticí o zdroje. Pro eliminaci vlivu jevu zvaného *old wood* je využíváno několika statistických postupů. Pro zbavení dřeva nežádoucích trendů, kterými je také potlačení růstu starších stromů, byly také vytvořeny speciální software (Esper *et al.* 2009). Z důvodu získání co nejpřesnějších informací o růstu a pro přesné datování jsou údaje naměřené z letokruhů standardizována. Tento postup odladí klimatické vlivy, výsledné křivky predikují šířky letokruhů na základě stáří. Tímto způsobem může být zpřesněno datování (Yang *et al.* 2013).

1.1.2. Základní principy dendroklimatologie

Pro standardní dendroklimatologický přístup je důležitý dostatek vzorků, u kterých se vyskytuje korelace mezi fenomény pozorovatelnými z letokruhových šířek, například potlačení růstu v určitém období nepříznivými podmínkami. Obecně platí, že v případě lze-li vzorky, respektive sekvence, úspěšně datovat, pak jsou vhodné pro klimatologickou rekonstrukci (alespoň jako proxy data) (Zhang 2014). Přístupy se ale pro různé taxony a různé kontexty/biotopy liší. Například mezi údaji získanými z dubu a borovice nemusí být zachytitelná žádná závislost a například pro borovice pocházející z jedné oblasti může být v některých případech zaznamenán záporný korelační koeficient (jeden klimatický faktor může ovlivňovat různým způsobem stromy, mezi jejichž stanovišti jsou určité rozdíly). Borovice lesní jsou velmi citlivé na malé změny a lokální hydrologické rozdíly mohou způsobit velmi rozdílné reakce u příslušníků stejného druhu v poměrně malé oblasti. Oproti tomu u dubů, které jsou méně citlivé na takovéto změny, se stanovištní diferenciace vyskytuje, ale ne v takové míře, a je determinována zpravidla jinými faktory (Härdtle *et al.* 2013). Dokonce i v globálním měřítku jsou letokruhy jednoho či více druhů v některých případech dobře komparovatelné v určité délce sekvence, ale často se parametry letokruhů mezi oblastmi podstatně liší vlivem lokálních neklimatických podmínek. Podobná situace se

týká komparace chronologií různých druhů pro jednu oblast. Řady se mohou shodovat v případě, že dané stromy jsou citlivé na globální klimatické podmínky, které nejsou zastřeny šumem lokálních vlivů (Edvardsson *et al.* 2012). Pozorovaným jevem je větší variabilita mezi místy, než mezi druhy (Härdtle *et al.* 2013).

Stejně jako při dendrochronologickém datování (což je základ dendroklimatologie) je důležité přesné měření radiálních rozměrů letokruhů. Pro minimalizaci intraobservační chyby by mělo být měření opakováno (Fowler 1988). Vzhledem k rozvoji automatických systémů je ale spíše užíváno kombinací výsledků jednotlivých metod měření (Zhang 2014).

Z takto získaných dat, které se překrývají, jsou vytvořeny sekvence, které pokrývají delší období existence lesního porostu. Tento proces je označován jako „cross matching“ a umožňuje pokrytí poměrně dlouhého časového úseku a napojení na jinou dendrochronologickou řadu. Většinou se používají dva způsoby „crossmatchingu“, které jsou vzájemně kombinovány. Jedná se o statistický přístup, pomocí kterého jsou na základě šířek letokruhů, podle statistické pravděpodobnosti přiřazeny odpovídající úseky k sobě (Eckstein *et al.* 2009). K tomu jsou v současné době využívány specializované funkce pro běžné statistické programy (Brunn 2010) Dalším možným způsobem je „manuální“ metoda, při které jsou letokruhy přiřazovány za využití stereomikroskopu na základě vizuální podobnosti a struktury dřeva v jednotlivých letokruzích. Pro větší přesnost je využíváno kombinace obou způsobů, přičemž manuální metoda slouží jako kontrola (Eckstein *et al.* 2009; Fowler 1988). V některých případech se letokruhy ve vzorcích natolik liší, že je nelze na základě pouhé pravděpodobnosti přiřadit. V takovémto případě je nutné přistoupit k radiokarbonovému datování, které v kombinaci s dendrochronologií poskytuje dostatečnou přesnost k stanovení relativního kalendářního data (Christen 1994).

Hlavní pozornost při výzkumu klimatu na základě pozůstatků stromů bývá zaměřena na vlastnosti letorostů. Poté, co jsou získány, ukotveny a standardizovány sekvence letokruhových šířek, mohou na jejich základě být rekonstruovány klimatické podmínky. Vzhledem k množství nedostatků je neoptimálnější používat dendroekologické poznatky v kombinaci s dalšími proxy daty (Kern *et al.* 2012). Rekonstrukce podnebí na základě dendrochronologie vychází z korelace mezi jednotlivými klimatickými faktory a charakterem letokruhu, konkrétně jeho průměrnou šířkou, hustotou a obsahem stabilních izotopů. Ze sekvence zachycující změny v růstu lze tedy zpětně s určitou přesností odvodit intenzitu srážek, vlhkost, teplotu a extrémní události jako sucha a záplavy (Zhang 2014). To je možné

pozorováním trendů v růstu dřeva nebo za využití korelační analýzy v kombinaci s lineární regresí nebo regresními křivkami. Velmi často je užívána tzv. PCA (principal component analysis) (Fowler 1988). Dále také lze odhadovat klimatické proměnné působící na růst v subanálních intervalech za použití následujících statistických postupů: power spectral analysis, multi-taper Method a wavelet analysis (Zhang 2014).

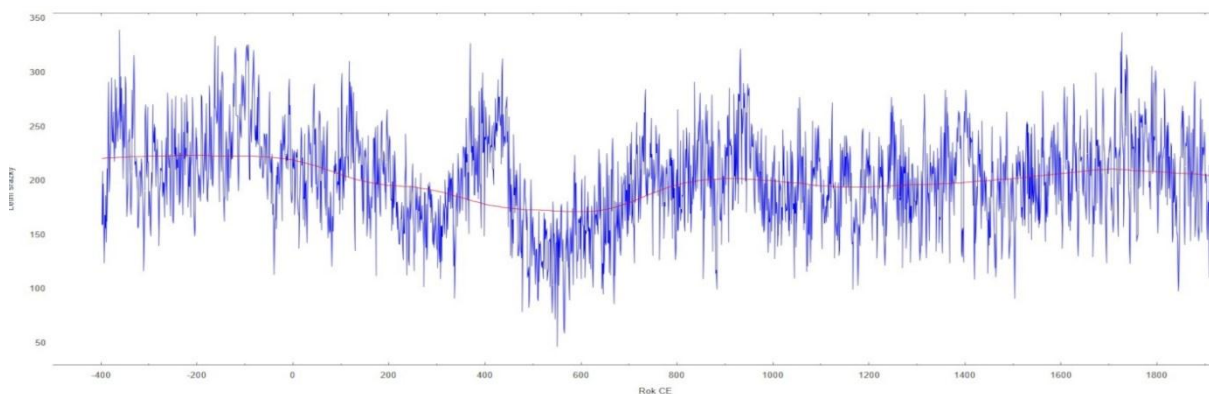
1.1.3. Dřeviny využívané v dendrochronologii

Letorosty jsou patrné na všech dřevinách, které se vyskytují ve volné přírodě mírného pásu, který je charakterizován relativně silnou sezonalitou. Díky vysoké citlivosti na klima jsou pro klimatologické rekonstrukce některé druhy vhodnější. Nicméně v rámci paleoklimatického výzkumu může být využíváno dřeva téměř každého druhu, pokud počet dochovaných letokruhů splňuje požadavky pro provedení úspěšného křížového datování (cross dating) a lze-li ze studovaných vzorků sestavit delší sekvenci, která by mohla být ukotvena pomocí již existujících chronologií. *Cross matching* komplikuje též fenomén chybějícího letokruhu (lze jej eliminovat při užití kombinací optického a statistického přístupu), který je způsoben především suchem a týká se hlavně mediteránních oblastí (Novak *et al.* 2009). Vlastnosti jednotlivých druhů se liší v závislosti na jejich sukcesní strategii, fyziologii a odolnosti či senzitivitě vůči škůdcům a chorobám nebo klimatickým podmínkám. Vlastnosti stromů se liší podle rodu či druhu, nicméně dřeviny lze rozřadit do skupin založených na fyziologii, struktuře a tvorbě xylému. Cévnaté rostliny jsou děleny na nahosemenné rostliny (*Gymnospermae*) a krytosemenné rostliny (*Magnoliophyta*), krytosemenné dřeviny mohou být dále děleny na rostliny, které mají roztroušeně pórovité dřevo nebo kruhově pórovité dřevo (Frankenstein 2004).

1.1.4. Využití dendroklimatologie

V současné době je dendroekologických dat kromě paleoklimatologie užíváno v lesnictví a především v projektech zabývajících se městskou zelení a dlouhodobým vlivem klimatu a klimatických změn na růst a životní cykly stromů. Tyto studie lze využít v paleoklimatologii, podobně jako pokusy zaměřené čistě na získání znalosti korelace mezi různými faktory a růstem stromů pro účely paleoekologie. Od druhé poloviny minulého století došlo k velkému posunu na poli výzkumu letokruhů a všeobecně paleodendroekologie (Eckstein – Schweingruber 2009). Kromě studia letokruhů mohou stromy nabídnout řadu dalších možností studia klimatu a hydrologie. Ať už žijící, pro moderní období, nebo subfosilní, často zakonzervované sedimenty tvořené rašeliníkem (Krapiec *et al.* 2016).

Vzhledem k historii pravidelného zaznamenávání klimatologických údajů, pochází přesná zapsaná klimatická data převážně z posledních dvou set let. Pro odvozování charakteru klimatu musí tedy postupy vycházet z recentních dřev a meteorologických měření. Nicméně odvozování charakteru minulého klimatu z letokruhů subfossilních dřev, založené na znalosti současného klimatu a jeho vlivu na přírůstek dřeva, může být nepřesné. Aplikace těchto poznatků pro období charakterizovaná relativně odlišnými podmínkami, které se mohly v letokruhovém záznamu projevovat podobně jako jiné vlivy podnebí, je limitovaná (Chun 2017).



Graf 1 Rekonstrukce průměrných letních srážek od roku 400 př. n. l. (Büntgen et al. 2011).

1.1.5. Druhy dendrochronologických archivů

Kromě bádání cílícího na indukci vztahu klimatických vlivů a dendroekologických záznamů určité oblasti jsou předmětem výzkumů i období vrcholného středověku a novověku. Tyto epochy jsou pro paleoklimatologii příznivé počtem zachovaných dřev. V takovýchto studiích jsou již rekonstruovány paleoklimatické podmínky (Büntgen et al. 2011).

Velké množství dendrochronologického materiálu pochází z archeologických stavebních konstrukcí a artefaktů. Jedná se především o obložení studní či jímek, ale může jít o jiné stavební konstrukce nebo předměty. Dendrochronologie tak poskytuje přesné datování stavebních konstrukcí a artefaktů ke kalendářnímu datu. Nálezů tohoto charakteru je pro období pravěku zaznamenáno znatelně méně, z toho plyne malý počet lokálních chronologií, které by pokrývaly historické periody starší než konec raného středověku. Nicméně existují objevy artefaktů, které se zachovaly vlivem příznivých podmínek (Billamboz 2004; Büntgen

et al. 2011; Sedláček *et al.* 2008). Většina chronologií, sestavených na našem území, nepřesahuje časový úsek tisíce let, jen některé chronologické řady zasahují do středního holocénu. Mezi ně se řadí například chronologie dubu a borovice blatky z Dolního Saska, Jižního Švédska, Litvy či Švýcarské sekvence, získané z dřevěných konstrukčních prvků nákolních osad, které zasahují až do atlantiku. Nejstarší subfossilní dřeva ze Švýcarska jsou datována až do pozdního glaciálu, do interstadiálu Bølling-Allerød (Edvardsson *et al.* 2011; Eckstein *et al.* 2009; Schaub *et al.* 2006; Haas *et al.* 1997)

1.1.6 Mokřadní archivy

Největší poznání přináší ale subfossilní dřeva zakonzervovaná v mokřadech. Zpravidla se materiál uchovává v rašeliništích, která poskytují vhodné podmínky pro uchování částí mrtvých stromů. Zakonzervovanými částmi bývá především kořenový systém a báze kmene, tedy, podzemní orgány a část kmene, která byla rašelinou pohlcena dříve, než by došlo k jejímu zetlení. Výhodou *offsite* nalezišť je především velké množství získatelného materiálu, až několik stovek jedinců pocházejících z jedné oblasti (Edvardsson *et al.* 2016). Na základě získaného materiálu zachovaného v rašeliništích mohou být vytvořeny dendrochronologické sekvence, které pokrývají více než tisíc let a které je možno ukotvit i pomocí chronologií z poměrně vzdálených oblastí (Eckstein *et al.* 2009).

Takzvané mrtvé lesy jsou velmi cennými archivy nejen informací o minulém klimatu, ale také zdroji poznání lidské aktivity, hospodaření s vodou a vysoušení mokřad. Jev označovaný jako mrtvý les označuje zakonzervované pozůstatky stromů v rašeliništích (Vrbová – Pokorný 2001). Dále bývají dřevěné ekofakty zachovány ve zcela opačných podmínkách, kterými jsou suché horské oblasti (Grudd, *et al.* 2002).

Hlavními druhy stromů, které rostou na mokřadních stanovištích, jsou borovice blatka (*Pinus rotundata*) a dub letní (*Quercus robur*), popřípadě menší formy dalších druhů dubu. Borovice blatka je obecně považována za velmi málo citlivou k projevům klimatu, navíc lokální mokřadní prostředí ovlivňuje velmi silně růst dřevin, takže může zcela překrýt globální klimatické vlivy. Některé ze získaných plovoucích sekvencí tedy není možno na základě standardního „crossmatchingu“ s již sestavenými chronologiemi ukotvit. Nicméně mezi populacemi blatky z Dolního Saska, Irska, Švédska a Polska jsou pozorovány totožné trendy, tedy odraz globálního charakteru klimatu (Edvardsson *et al.* 2011). V případě rekonstrukce klimatu z letokruhů dřevin rostoucích v rašeliništích je nutné uvědomit si

rozdílné podmínky mezi smíšeným lesem mírného pásu a extrémními stanovišti jako jsou rašeliniště. Některé klimatické trendy se tak mohou projevat odlišně.

Mezi parametry vypovídající o klimatu, které mohou být sledované u velkých souborů pozůstatků stromů, patří průměrná délka života u stromů, které zakořenily přibližně ve stejnou dobu. Změny průměrné délky života svědčí o změnách podmínek pro rostliny na stanovišti. Podrobnější odhady změn závisí na charakteru stanoviště a na znalosti ekologických nároků zkoumaného druhu. Průměrná kratší délka života by znamenala horší podmínky pro život (Edvardsson *et al.* 2011). V lese mírného pásu jimi může být teplé suché klima, které způsobuje větší výpar skrz stomata a snížení hladiny spodní vody, a tím i její horší dostupnost. Nižší hladina spodní vody naopak umožňuje vytvoření hlubšího kořenového systému a znamená lepší podmínky pro růst stromů v rašeliništích. Pro severoněmecká rašeliniště v období atlantiku bylo zjištěno, že stromy na jedné lokalitě rostou v časových úsecích. Tedy stromy nejsou rozptýleny náhodně v čase, ale vegetace počíná téměř v jednom období a hromadně také dochází k odumírání stromů po jedné či několika generacích (Eckstein 1988). U každého druhu jsou také období růstu jinak dlouhá, v závislosti na ekologických nárocích, a s ostatními druhy se neshodují. Borovice blatky a borovice lesní se v rašeliništích vyskytují nejvíce v období přechodu mezi slatiništi a vrchovišti, kdy se zvyšováním hladiny podzemní vody vytváří vhodné podmínky pro sukcesi borovic. Přechodná fáze poskytuje ideální prostředí pro druhy, které byly kompetičně úspěšnějšími dřevinami vytlačeny do extrémních biotopů jako je borovice blatka (Edvardsson *et al.* 2016).

Hromadné vymírání stromů na stanovištích bylo způsobováno hlavně jedním druhem událostí, které měly na dřeviny zásadní dopad. Přílišný vzestup vodní hladiny měl za následek odumírání kořenů starších stromů, které se již nemohly přizpůsobit zároveň ale stoupající hladina mohla poskytovat lepší podmínky pro zakořeňování nových jedinců (Eckstein *et al.* 2009). Na základě recentních pozorování situací, kdy dochází ke zvyšování vody v rašeliništích, jsou zpřesňovány paleohydrologické a dendroekologické rekonstrukce faktorů působících na hromadné vymírání mokřadních stromů. Vymírání se týká ve větší míře stromů, které rostly na nižších stanovištích. Důležitým faktorem je signifikantně menší nárůst dřeva pozorovaný několik let před eventem u jedinců, kteří přežili vymírání. Tyto stromy byly také menší a nižší. Potlačení růstu v období zvyšování hladiny spodní vody tak do jisté míry pomohlo překonat drastické změny. Duby tak mohly přežít potlačení až zastavení nárůstu pozdního dřeva (Schwarnweber *et al.* 2014). Mění se podmínky, tvorba rašeliny, snižování dostupnosti živin a vyšší kyselost půdy měly za následek značné snížení počtu jedinců

borovic a dubů, kratší dobu života a potlačený růst letokruhů. Je ale nutné rozlišovat mezi poklesem četnosti populace a hromadným vymíráním. Tyto rozdíly mohou pomoci v odhadu intenzity ochlazení a přechodu ke spíše oceánickému klimatu. Snížení populace mokřadních dřevin v kombinaci s klesající průměrnou délkou života a potlačením růstu letokruhů signalizuje vyšší průměrné srážky při zachování přechodného slatiniště. Oproti tomu hromadné vymírání, společné pro více lokalit od sebe vzdálených, značí rychlé ochlazení a změnu přechodných fází na vrchoviště (Eckstein *et al.* 2009).

1.2. Izotopy v denroklimatologii

Přestože možnosti využití izotopové analýzy v dendroklimatologii jsou diskutovány od 80. let minulého století (Fowler 1988), rozvoj těchto metod začal až na počátku třetího tisíciletí, v souvislosti s rozvojem analytických metod (McCarroll *et al.* 2004). Důraz paleoklimatologických a dendrochronologických výzkumů byl kladen hlavně na analýzu založenou na změnách letokruhových šířek v závislosti na klimatických faktorech, jako jsou srážky a teplota vzduchu. V současnosti jsou standardní dendrochronologické metody nenahraditelné, nicméně limitované. Stále více se tedy objevují komplexní studie zabývající se výsledky dendroekologického šetření v kombinaci s dalšími proxy daty získanými z pozůstatků subfosilních dřev z mokřad, kterými jsou pyly (Krapiec *et al.* 2016). Pro účely rekonstrukce klimatu je využíváno především stabilních izotopů uhlíku, kyslíku a vodíku (McCarroll *et al.* 2004). Na rozdíl od hustoty dřeva či ročního přírůstku je výpověď izotopů přesnější. Respektive na vlastnosti letokruhu působí množství faktorů, které se projevují na sledovaném parametru. Izotopy naopak vypovídají přesněji o jednotlivých vlivech a obsahují silnější signál, než je šířka letorostů (Bradley 2015).

Dřevo, které se za vhodných podmínek dochovává, je tvořeno převážně celulózu, polysacharidovou strukturou založenou na polymeraci molekul cukrů (glukózy). Z toho vyplývá, že nejčastěji se vyskytujícími prvky v tzv. *ancient wood* jsou C, H a O (McCarroll *et al.* 2004). Rovněž analýza izotopu dusíku ^{15}N přináší poznání vlivů působících na strom při jeho růstu (Härdtle *et al.* 2013). Tyto prvky jsou rostlinami získávány z okolního prostředí různými způsoby. K přijímání vody/ H_2O dochází přes kořenový systém ze spodní vody a CO_2 je získáván přes stomata ze vzduchu. Tento proces nelze zjednodušit na pouhé ukládání těchto prvků v polymerech tvořících dřevo, tak jak se vyskytují ve vzduchu. Atomy procházejí množstvím procesů nazývaných „*fractionation*“, ve kterých je ovlivňováno množství přítomných izotopů určitého prvku velkým množstvím faktorů, které se pro různé scénáře liší (Sternberg *et al.* 2006).

Rekonstrukce klimatu je tedy založena na poměrech množství izotopů těchto prvků a atomů se standardní konfigurací. Vzhledem k množství faktorů mohou být dále statisticky upravovány pro zpřesnění výpovědní hodnoty (McCarroll et al. 2004).

Přes membrány, kterými rostliny přijímají O_2 a CO_2 se zároveň odpařuje H_2O . Tyto procesy jsou vzájemně spjaté. V suchých oblastech mají rostliny tendenci si odpařování vody stomaty minimalizovat (Sternberg et al. 2006). Mezi rostlinami existují různé strategie hospodaření s vodou, které ovlivňují i další biologické procesy využívající biogenní prvky. Rostliny se podle struktury meziproductů fotosyntézy dělí do několika skupin: C3, C4 a CAM. Nejrozšířenější je skupina C3 (McCarroll et al. 2004). Ta je charakterizována molekulami se třemi atomy uhlíku, které vznikají z přijímaných látek jako meziproduct při fotosyntéze (3-fosfoglycerát) a které slouží k syntéze mastných kyselin, aminokyselin a sacharidů (glyceraldehyd-3-fosfát). C4 rostliny kromě rozdílů metabolických meziproductů mají i zcela odlišné vnitřní uspořádání parenchymu v listech a další fyziologické odlišnosti od C3 rostlin. Rozdílná fyziologie má za následek, že C4 rostliny mají v orgánech vyšší obsah těžších izotopů uhlíku než C3 rostliny. CAM rostliny jsou převážně kaktusy a sukulenty adaptované na extrémně suché podmínky. C3 skupina je typická pro rostliny mírného pásu. Všechny rostliny, využívané k dendrochronologii, se řadí do skupiny C3 (Chikaraishi et al. 2004).

Kromě odlišností mezi skupinami rostlin a také druhy, liší se poměry izotopů v různých typech pletiv pro různé izotopy, které jsou ovlivněny množstvím neklimatických faktorů. Jedním z izotopů, který vypovídá o klimatu je ^{13}C (Gessler et al. 2014). Informace se zprostředkovávají pomocí $\delta^{13}C$, která je vyjádřena jako poměr ^{13}C a ^{12}C ze vzorku proti standardu mínus jedna, údaje jsou udávány v promilích (celosvětový standard je založen na poměru ^{12}C a ^{13}C ze schránek belemnitů z období křídly) (Härdtle et al. 2013). Pro eliminaci těchto rozdílů je využíváno statistických postupů, založených na znalostech rostlinných strategií hospodaření s uhlíkem a jejich výjimek. Tyto hodnoty se označují jako standardizované. Standardizace je prováděna pomocí křivek regionálního růstu (Gagen et al. 2008). Pro další zpřesnění údajů z populací pocházejících z většího území se ^{13}C normalizuje. Normalizované hodnoty jsou podílem rozdílu průměrné a nejmenší hodnoty proti rozdílu největší a nejmenší hodnoty (Härdtle et al. 2013). Uhlík prochází řetězcem událostí, než je uložen v celulóze rostlin. Procesy, které ovlivňují $\delta^{13}C$, již byly zmíněny, jedná se o tzv. frakcionaci (fraccionation). Frakcionace se značí se jako Δ ($\Delta^{13}C$), působí na oddělování izotopů během transpirace a asimilace. Oddělování izotopů probíhá také díky nebiologickým,

obzvláště klimatickým vlivům, které jsou předmětem dendroklimatologie. Nicméně jejich signál bývá „rušen“ neklimatickými jevy. Nonklimatických vlivů, které ovlivňují obsah ^{13}C v rostlinách je oproti faktorům ovlivňujícím letokruhový přírůstek velmi omezené množství (Gessler et al. 2014). V rostlinných částech byl zachycen znatelně menší $\delta^{13}\text{C}$, než je odpovídající $\delta^{13}\text{C}$ ve vzduchu pro dané období, což dokládá jev způsobující větší rozptýlení lehčích molekul při průchodu průduchy a jejich snazší difuzi. Rostliny se navíc přirozeně snaží snižovat podíl izotopů ve prospěch ^{12}C . Dalším faktorem je preference lehčího uhlíku enzymy účastnícími se fotosyntézy při syntéze cukrů v listech. Kromě rozdílů v $\delta^{13}\text{C}$ mezi stromy a atmosférou, je rozdílná koncentrace $\delta^{13}\text{C}$ mezi cukry produkovanými v listech a stavebními polysacharidy, kdy při tvorbě dalších molekul dochází k nahrazování izotopů ^{13}C standardními atomy uhlíku (McCarroll et al. 2004). Pozorován byl i menší $\delta^{13}\text{C}$ u mladších jedinců, jejichž koruna je blízko k nižším rostlinným patřům. Nedostatek slunečního záření a větší množství CO_2 , jehož koncentrace je v menších výškách vyšší, pravděpodobně způsobují nízké $\delta^{13}\text{C}$ v mladších rostlinách. Hodnota se s přibývajícím věkem a výškou zvětšuje. Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ je tedy ovlivňována využíváním „recyklovaného“ CO_2 . Kromě možnosti letokruhy z časné fáze růstu stromu z chronologické řady úplně vyřadit, je také možná aplikace eliminující tento vliv (Gagen et al. 2008). Ve studiích se používají často hodnoty naměřené ze dřeva v desetiletých intervalech. Metody vzorkování ale umožňují měření s jednoletou přesností. V tomto případě však musejí být použity jen části letokruhů vytvářené v létě, protože raný/jarní přírůstek vzniká za využití zásobních látek z konce minulého růstového období. (McCarroll et al. 2004). Pozorován je pokles $\delta^{13}\text{C}$ v rostlinách industriálního období, tedy zhruba od poloviny 19. století. Kontinuální nárůst obsahu CO_2 v atmosféře a jeho snazší dostupnost má za následek intenzivnější oddělování izotopů ve prospěch lehčích molekul. Trend poklesu $\delta^{13}\text{C}$ v moderní době je eliminován vyžitím korekčních křivek založených na rozdílech *baseline* předindustriální a industriální éry (Gagen et al. 2008).

Kromě izotopů uhlíku nepřímo svědčí o změnách klimatu poměry izotopů kyslíku. Analýza izotopů kyslíku je založena na rozdílných hmotnostech jeho izotopů respektive ^{18}O a ^{16}O . Podobně jako jsou vyjadřovány hodnoty $\delta^{13}\text{C}$, je pro kyslík počítáno $\delta^{18}\text{O}$. V principu jde o poměr těžších a lehčích molekul, který vyjadřuje o kolik promile se liší poměr různých těžkých atomů vzorku od světového standardu. Na základě frakcionace je možná teplotní rekonstrukce. Těžší molekuly se hůře odpařují, a proto v teplejších obdobích, kdy je vyšší výpar, je větší množství ^{18}O ve vzduchu, a tedy ve vnitrozemských srážkách. Naopak chladná

období jsou charakterizována zápornými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$. Tento základní princip ovlivňuje kontinentální $\delta^{18}\text{O}$ (Gessler *et al.* 2014). Velké rozdíly jsou mezi poměry izotopů v dřevu stromů, které rostou v oblastech s podobnými podmínkami, ale v geograficky rozdílných oblastech. Studie Quin *et al.* (2015) ukazuje, že rozdíly mohou být 2‰ -11‰. Z tohoto důvodu je relativně obtížná determinace teplot, které se v oblasti vyskytovaly, ale v křivkách mohou být odhaleny trendy, které vypovídají o dlouhodobém vývoji klimatu, ale i o krátkodobých událostech jako jsou sucha. Pro suché oblasti platí, že v období zvýšených srážek klesá $\delta^{18}\text{O}$ vlivem menšího odpařování H_2^{16}O a srážek obsahujících více molekul H_2^{16}O (Quin *et al.* 2015).

Pro kyslík musí být zohledněna řada procesů probíhajících v rostlinách na různých úrovních, ale také klimatické rušivé vlivy. Při transpiraci, oproti snižování obsahu ^{13}C , můžeme u kyslíku pozorovat opačný trend, kdy se lehčí molekuly vody vypařují a jsou odváděny přes průduchy ve prospěch těžších molekul H_2^{18}O . Sacharóza, která je vytvářena v listech, má ještě větší obsah ^{18}O než voda ve stejných orgánech. Při syntéze ligninu a celulózy dochází k výměně atomů kyslíku ze sacharózy a vody (McCarroll *et al.* 2004). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou v případě celulózy o $\sim 27\%$ vyšší než ve vodě ve stejné oblasti a čase. Zároveň se liší $\delta^{18}\text{O}$ v celulóze mezi jedinci až o 4‰. Stabilnější hodnoty jsou pozorovány v intracelulárním $\delta^{18}\text{O}$. Ty jsou zároveň nižší než v celulóze (Sternberg *et al.* 2006). Diskutováno je využití pouze celulózy či ligninu k získání hodnot ^{13}C . Každá varianta má svá pro a proti (McCarroll *et al.* 2004). Mezi celulórou a ligninem jsou rozdíly způsobené množstvím faktorů a jejich výpovědní hodnota je závislá na podmínkách. Záleží na okolnostech, kladených otázkách a oblasti a tyto faktory by měly být zohledněny při výběru ligninu či celulózy (nebo kombinace) jako zdroje dat. Využití čisté celulózy poskytne přesnější data, nicméně je časově náročnější a nákladnější než užití dřeva bez dělení. Při analýze celulózy může být $\delta^{18}\text{O}$ ovlivněna neklimatickými nebo částečně neklimatickými vlivy, jako je rozdílný poměr izotopů ve zdrojové vodě pro růst stromu nebo vyšší transpirace. Na druhu stromu také záleží. (Quin *et al.* 2015).

Využití analýz zaměřených na poměr deuteria není věnována taková pozornost jako dalším stabilním izotopům, nicméně interpretace je podobná $\delta^{18}\text{O}$ (McCarroll *et al.* 2004). Daleko častěji je využíváno δH , tedy poměru ^1H a ^2H vázaných v ligninu či celulóze (Anhäuser *et al.* 2016).

Zpracování metodologie získávání $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$, a δD umožnilo další pokrok v dendroklimatologii (McCarroll *et al.* 2004). Nedávné studie se zabývají možnostmi využití těchto hodnot a rozdílným ukládáním izotopů v dřevu různých druhů stromů za rozdílných podmínek (Foroozan *et al.* 2015). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ a růstu letokruhů byly zkoumány na půdách s rozdílnými vodními režimy, kambiosoly a regosoly (Härdtle *et al.* 2013; Härdtle *et al.* 2014). Bylo prokázáno, že hydrologické procesy, srážky a spodní voda ovlivňují růst letokruhů a $\delta^{18}\text{O}$, naopak nemají vliv na $\delta^{13}\text{C}$, který je závislý na vzdušných teplotách (Naulier *et al.* 2014). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou ovlivňovány jak teplotami, tak srážkami. Při rekonstrukci klimatu je tak nezbytné zohlednit oblasti, z kterých materiál pochází. Srážky působí na $\delta^{18}\text{O}$ v nižších a teplejších oblastech, zatímco teploty v chladných oblastech a místech ve větších nadmořských výškách. Nejvyšší korelace mezi teplotou a $\delta^{18}\text{O}$ je v oblastech severního Ruska, Skandinávie a Kanady. Mezi $\delta^{18}\text{O}$ a nadmořskou výškou můžeme sledovat zápornou korelaci vzhledem k frakcionaci ve prospěch lehčích izotopů. Středoevropské oblasti zachycují spíše srážky a vzdušnou vlhkost spolu s teplotním signálem (Qin *et al.* 2014). Tzv. Palmer Drought Severity Index je počítán na základě vyváženosti srážek, vlhkosti, nasákavosti půd, výparu a charakterizuje intenzitu sucha. (Alley 1984). Ve studii Quin *et al.* 2015 zaměřené na semiaridní výšinné vnitrozemské oblasti byla zjištěna silná korelace mezi PDSI a $\delta^{18}\text{O}$. Je tedy možná rekonstrukce oscilace vlhkosti v oblasti a odhalení suchých období (Quin *et al.* 2015).

Studie Härdtle *et al.* 2014 ukazuje, že $\delta^{15}\text{N}$ jsou vyšší na půdách s větší dostupností vody (kambizemích) oproti regosolům, podobně jako u uhlíku (dusík není k sledování klimatických vlivů využíván, ale může být využit k nonklimatickým rekonstrukcím). Tyto výsledky umožňují výzkumy zaměřující se na analýzu materiálu, který pochází z recentně pokácených stromů, jejichž letokruhy pokrývají přibližně poslední dvě století. V takovémto případě je možno vhodně vybrat vzorky ze stromů rostoucích v různých oblastech a na půdách s různou dostupností vody. Důležitá je možnost získané poznatky porovnat s klimatickými záznamy o průměrných teplotách v oblasti a statisticky vyjádřit jejich vztah pro různá prostředí a izotopy. (Härdtle *et al.* 2014).

1.3. Ledovcové vrty

Ledovcový pokryv zastává v arktických oblastech důležitou roli. Primárně se jedná o arktickou ledovou čepičku, která pokrývá velkou část Severního ledového oceánu. Průměrná rozloha arktického ledového pokryvu osciluje mezi 10 a 14 miliony km^2 . Z toho je 1,7 milionu km^2 pokryv Grónského pevninského ledovce. Ledovce velmi silně ovlivňují klima,

hydrologické vlivy, vzdušné proudění polárních oblastí a interakci mezi oceánem a troposférou (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/>).

V poslední době dochází k velkému rozvoji výzkumů zaměřených na získávání a interpretaci informací z ledovcových vrtů. Kromě vzorků pocházejících z tradičních oblastí, kterými jsou Grónsko a Alpy, jsou zkoumána i ledovcová jádra z východní Sibiře, Jižní Ameriky a Nepálských horských oblastí (Deji *et al.* 2017; Gabrielli *et al.* 2016; Thompson *et al.* 2000). Podobně jako jezerní či mořské sedimenty, zprostředkovávají ledovce množství nepřímých dat. Informace o klimatu podávají v případě ledovcových vrtů převážně stabilní izotopy (Bradley 2015). Z těchto ledovcových archivů se lze dozvědět i o lidské aktivitě. Kromě prachu, tefer a nejrůznějších složek aerosolu jsou v ledu zachyceny i kovy, které byly do ovzduší emitovány při těžbě a zpracování kovů člověkem (Hong *et al.* 1996; Barbante *et al.* 2017).

1.3.1. Datování

Podobně jako speleothémy či letorosty, které lze datovat s přesností na rok, nebo dokonce na roční období, se ledovce vyznačují vlastnostmi, které umožňují přesné datování. I přes sezonní ukládání srážek v povrchových vrstvách ledovců v některých oblastech, nelze často pozorovat v ledu vzory, na jejich základě by šlo přesně identifikovat období, ve kterém byl led formován. Vytvoření samostatné chronologie na základě stratigrafie, podle níž bychom mohli přiřadit určitý „otisk“ klimatu ke konkrétnímu roku, je tedy možné jen v některých případech (Vinther *et al.* 1998). Nicméně v ledové pokrývce jsou zachyceny drobné částice různého charakteru, na jejichž četnosti či izotopové kompozici může být založeno zpřesňování datace. Přítomnost většího množství prachu se v ledovcích váže na teplejší části roku. Tento jev je nejlépe pozorovatelný v kontinentálních, relativně nízko položených oblastech. Anuální charakter ukládání prachových částic vytváří stratigrafii, jejíž analyzování, v kombinaci s aplikací poznatků o změnách vlastností sněhových krystalů v závislosti na ročním období, umožňuje datování s roční přesností (Bradley 2015). V ledovci jsou kromě jemných částic a spráše také vrstvy sopečného prachu a tefer, uvolněných při erupcích. Se znalostí data, kdy k erupci došlo, se jedná o další způsob zpřesnění datace. Vrstvy obsahující tefry ze sopečných erupcí, které jsou datovány, mohou být ukotveny pomocí *wiggle matchingu*. Kromě tefer podobného složení, se využívají k přiřazení vrtů a vytvoření chronologií výkyvy obsahu metanu, dusíku nebo beryllia (Lmieux-Dudon *et al.* 2010). V případě ledovcového vrtu GISP2 byly vrstvy, rozlišené s roční přesností,

stratigraficky datovány až 50 000 let do minulosti (Bradley 2015). Vrtvy NGRIP, GRIP a DYE-3 byly datovány do 60 000 let BP (Lmieux-Dudon *et al.* 2010).

1.3.2. Izotopové analýzy

Další možností je datování na základě sledovaných poměrů stabilních izotopů, respektive poměru mezi množstvím molekul ^{16}O a ^{18}O . Střídání ročních období a s ním spojené změny teplot mají za následek rozdílné množství vypařené vody, tedy i rozdíl v podílech izotopů kyslíku, které tvoří molekuly vzduchu v ovzduší. V zimě tvořený sníh má tedy nižší množství těžších izotopů. Oscilace poměru těchto dvou molekul v ledovém jádře vypovídá o sezonalitě ukládání sněhové pokrývky. Také jsou měřeny poměry kyslíku a vodíku (Extier *et al.* 2017). Kromě stabilních izotopů je možné využít k datování i radionuklidy a měření elektrické vodivosti. (Bradley 2015).

Podobně jako u dalších věd, které získávají poznatky o klimatu z přírodních archivů různého charakteru, je také při výzkumu ledovcových vrtů klíčová analýza stabilních izotopů. Ledovce, tvořené převážně vodou, poskytují dva hlavní stabilní izotopy, kterými jsou ^{18}O a deuterium. Podobně jako atomy ^{16}O a ^2H tvoří také tyto izotopy vodní molekuly, které se od standardních liší svou hmotností. H_2^{18}O se vyznačuje relativně nízkým výskytem a vzhledem k vyšší hmotnosti se jeho podíl ve vodě zvyšuje se vzrůstající hloubkou. Zároveň má menší tendenci k výparu. Pro znázornění množství se používá poměru mezi izotopy ^{16}O a ^{18}O , obsaženými v ledu. Jako standardizace je užíván světový průměr $\delta^{18}\text{O}$ v oceánech. Nicméně hodnoty, užití jako norma, se můžou vzhledem k několika možným způsobům stanovení standardu v různých studiích lišit (Jouzel *et al.* 1997).

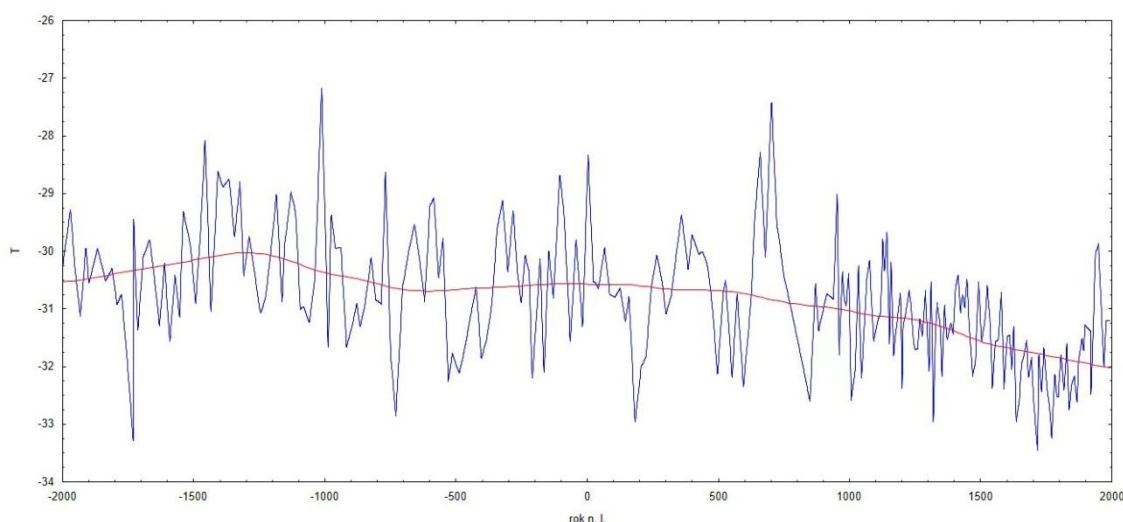
$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} * 10^3\text{‰}$$

SMOW (standard mean ocean water) je celosvětový standard. Výsledná $\delta^{18}\text{O}$ vyjadřuje odchylku poměru molekul od světového standardu v promilích (o kolik promile se vzorek liší od standardu). Stejným způsobem se počítá δD . Pro deuterium platí stejné principy jako pro ^{18}O a jejich kombinace dovoluje přesnější klimatickou rekonstrukci (Bradley 2015).

Vliv klimatu na poměry izotopů kyslíku byl sledován na základě korelace současného podnebí a $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách dané oblasti. Tento přístup umožňuje relativně přesnou rekonstrukci holocénního klimatu, ale pro výzkum starších období, převážně dob ledových, nedostačuje (Bradley 2015). Glaciální zalednění značně ovlivnilo oceánské a vzdušné proudění. Rozdílnost podmínek způsobuje nepřesnosti v rekonstrukci glaciálních teplot na

základě korelace $\delta^{18}\text{O}$ s klimatem ze vzorků, které byly ve zkoumaných místech pořízeny v recentní době. Zároveň se liší vlivy mezi místy (Jouzel *et al.* 1997). Na základě rekonstrukce dalších faktorů ovlivňujících výsledné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ z vrtů, jsou vytvořeny zpřesňující koeficienty, kterými lze upravit teplotu odvozenou z hodnot $\delta^{18}\text{O}$ či δD . Dále lze rozlišit podrobněji jednotlivé klimatické vlivy, které na izotopy působí (Bradley 2015).

Záporné hodnoty δ vyjadřují nižší obsah těžších atomů ve vzorku. Obecně platí, že čím nižší hodnoty, tím nižší teplota. Zároveň platí variace v $\delta^{18}\text{O}$ v závislosti na oblastech. Vzorky odebírané ve vnitrozemí se budou lišit od těch, které byly získány z vrtů, které jsou blíže k pobřeží. Poměr mezi lehčími a těžšími atomy záleží, kromě teploty, i na nadmořské výšce, vzdušném proudění a vzdálenosti od oceánu. Se vzrůstající nadmořskou výškou klesá počet molekul vody, které obsahují těžší izotopy. Sladká voda je tvořena především srážkami, které již mají nižší obsah těžších izotopů. Opakovaným odpařováním jejich podíl ještě více klesá, což má za následek znatelně nižší $\delta^{18}\text{O}$ ve sladké vodě, v porovnání s mořskou vodou. Proto je $\delta^{18}\text{O}$ ve vysokých oblastech velmi citlivá na srážky, na rozdíl od nižších poloh (Bradley 2015). Obecně platí, že sklon lineární regrese $\delta^{18}\text{O}$ a ΔT je 0,75‰ až 0,8‰°C⁻¹ (Winkler *et al.* 2013). Poměry izotopů kyslíku se liší i ve srážkách/v přírůstku sněhu v různých částech polárních ledovců. To je způsobeno nejen rozdílnou nadmořskou výškou ve středu a na okrajích ledovců, ale i vzdáleností od moře (Bradley 2015). Těžší molekuly vody H_2^{18}O mají sklon kondenzovat snáze než H_2O . Při „transportu“ vzduchem na delší vzdálenosti dochází k značnému snížení hodnot $\delta^{18}\text{O}$ vlivem úbytku vysrážené vody. Nejnižší $\delta^{18}\text{O}$ bylo naměřeno ve vnitrozemských oblastech v Antarktidě. Přestože poměr izotopů kyslíku ve vodě je ovlivňován mnoha faktory, nejvyšší korelace mezi $\delta^{18}\text{O}$ a průměrnou teplotou je v arktických oblastech (především na severní polokouli) a směrem k rovníku se snižuje. Srážky s izotopovými poměry nesouvisí, kromě tropických oblastí, kde je korelace δ hodnot a srážek negativní (Miller 2018).



Graf 2 Rekonstrukce průměrných ročních teplot v Arktidě z izotopů kyslíku získaných z vrty GRIP (Kobashi et al. 2011)

1.3.3. Exces deuteria

Ledovcové vrty jsou tedy velmi vhodnými zdroji informací k rekonstrukci teplotních oscilací v minulosti. Kromě izotopu ^{18}O a již zmíněného deuteria, obsahují vodní molekuly stabilní izotop kyslíku ^{17}O . Všechny izomolekuly vody, včetně HDO, mají rozdílné kinetické vlastnosti. Koncentrace δD by se měla za rovnovážných podmínek rovnat $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$, ale vzhledem k rozdílným vlivům, ovlivňujícím koncentraci D, se od ideálního stavu liší. Tato odchylka je nazývána tzv. „deuterium exces“ a značí se jako (d). Vzhledem ke kinetickým vlastnostem HDO bývá d velmi rozdílné v závislosti na některých proměnných. Nižší δD , tedy koncentrace deuteria ve vzduchu a ve srážkách či v přírůstku sněhu, bývá způsobena vysokou vzdušnou vlhkostí, která snižuje intenzitu odpařování z vodní hladiny. Dalším vlivem, způsobujícím d, jsou intenzivní vzdušné proudy, které způsobují promísení svrchní „lehčí“ vody s hlubší, která obsahuje více H_2^{18}O , se silnějším kinetickým efektem (Bradley 2015). Takzvaný deuterium exces, napomáhá rekonstrukci intenzity větru, ale kromě d, jsou výkyvy poměru izotopů využívány také v případě $\delta^{17}\text{O}$ (Jouzel et al. 2005). Mezi korelací výkyvu $\delta^{17}\text{O}$ a hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ jsou rozdíly v různých časových úsecích, způsobené různými vlivy. ^{17}O exces vypovídá o charakteru srážek a postdepozičních procesech ovlivňujících sněh. Podobně jako d, také vypovídá o vzdušné vlhkosti, která souvisí s charakterem srážek. Arktické oblasti jsou velmi suché a chladné. V průběhu roku mají plošné srážky větší intenzity relativně malý význam pro přírůstek sněhu. Většina sněhové pokrývky je vytvářena kondenzací vzdušné vlhkosti při povrchu, ledovými jehlicemi vznikajícími ve stratosféře a standardními plošnými srážkami vznikajícími v troposféře.

Výkyvy D a ^{17}O jsou využívány k rekonstrukci intenzity vzdušného proudění, vlhkosti, a charakteru srážek (Miller 2018).

1.3.4. Modely stavu ledové pokrývky

S rozvojem počítačového modelování se objevují komplexní rekonstrukce, pokrývající téměř všechny aspekty od klimatu až k biotám. Se vzrůstajícím počtem dat se modelování omezují na konkrétní druh archivu, jednotlivé obory a menší oblasti. Avšak vzhledem k současnému vývoji klimatu je publikováno množství komplexnějších modelů pravěké polární čepičky (Stokes *et al.* 2015). Modely také poskytují pohled na mechaniky, ovlivňující vzdušné proudění v pleistocénu a holocénu, a tak přinášejí poznání izotopové frakcionace. Kromě využití v paleoklimatologii jsou využívány počítačové modely k predikcím, například vývoje ledových polárních pokrývek a pevninských ledovců (Young Briner 2015). Při modelování podmínek arktických hrají důležitou roli podmínky oceánu. Ledová pokrývka je součástí oceánu a místem kontaktu a chemické výměny mezi vodní hladinou a atmosférou (Vernal *et al.* 2013)

Dále jsou vytvářeny rekonstrukce zaměřené na faktory, ovlivňující frakcionaci, kterými je vzdušné proudění a geografická poloha. (Sejrup *et al.* 2016). Rekonstrukce využívané ke zlepšení přehledu o vlivech, které působily kompozici izotopů ukládaných v ledovcích, se zakládají na geologických výzkumech, například z podmořských vrtů a jejich empirickém zkoumání, v kombinaci se simulacemi termodynamických a kinetických procesů, ovlivňujícími frakcionaci (Bradley 2015).

Většina simulací je založena na poznatcích sledovaných v současné době. Takto koncipované rekonstrukce testují velké množství kombinací a rozšiřují naše znalosti minulého klimatu (Bradley 2015, 10). Kromě vytváření křivek, znázorňujících upravená či neupravená proxy data, jsou ledovcové vrty využívány v kombinaci s vytvářením klimatických modelů. Rekonstrukce určitých mechanismů mohou tedy být založeny také na kombinaci proxy dat a klimatologických poznatků posledních dvou set let. Na výsledcích komplexních rekonstrukcí může být založeno zdokonalení metod interpretace, získaných z přírodních klimatických archivů. (Bradley *et al.* 2013)

1.3.5. Další možnosti výzkumu

Jak již bylo zmíněno, ledovce jsou skvělými archivy nepřímých dat. Tato data jsou získávána převážně pomocí analýz izotopů kyslíku a deuteria (Bradley 2015). V poslední době se pozornost začíná věnovat i odrazu biotických reakcí na klimatické změny. Barbaro et

al. (2017) se zabývá aminokyselinami, které jsou uloženy v ledu, respektive ve vrstvách sněhu a firnu, neboť vrty, z nichž byly připravovány vzorky byly hluboké jen několik metrů (vzhledem k nízké hloubce ještě nebyl utvořen led v pravém slova smyslu). Vrty pokrývaly jen 3 kalendářní roky. Studie ukázaly, že přirozenou součástí, mimo jiné, i arktického aerosolu jsou aminokyseliny. Jejich zdrojem jsou z velké části mikroorganismy, které obývají oceán. Dalším zdrojem, i když v minimálním množství, je půda pevninských oblastí. Aminokyseliny, které se nacházejí v arktických oblastech zachyceny v ledových pokrývkách, mohou být ovlivněny lidskou činností. Vzhledem ke vzdálenosti od významnějšího lidského osídlení, mohou degradaci aminokyselin ve vzduchu zvýšit zplodiny, vzniklé při dálkové dopravě (Barbaro *et al.* 2017).

Pro získání údajů o koncentraci aminokyselin jsou vzorky po určitých sekvencích rozmrazeny a jejich kompozice je analyzována pomocí AMS spektrometru a chromatografie. Sněhová pokrývka obsahuje, podobně jako aerosol, 25 aminokyselin v L a D konformacích. Sluneční záření v letních měsících má pravděpodobně vliv na degradaci molekul. V hlubších vrstvách, tedy v částech ledovce, které jsou tvořeny firnem a ledem se nenachází složitější aminokyseliny, které pravděpodobně v průběhu léta silně degradovaly. V hlubších vrstvách byly zaznamenány jen tři aminokyseliny, glycin, alanin a prolin, v obou konformacích. Všechny tři molekuly mají rozdílnou hmotnost, a tudíž na jejich koncentraci působí různé vlivy. Alanin a glycin v aerosolu jsou pravděpodobně produkty metabolismu řas a fytoplanktonu. Prolin pak vzniká při rozkladu mrtvých organismů. Vrcholy četnosti aminokyselin na jaře mohou souviset s obdobím rozmnožování/kvetení řas v jarních měsících. Takto by mohly být vrstvy obsažené v ledu datovány podobně jako dendrochronologický materiál. Trendy pozorované ve změnách četnosti jsou mezi těmito třemi molekulami velmi rozdílné, v závislosti na jejich velikosti, původu a způsobech frakcionace. Analýza obsahu aminokyselin v ledu není k paleoklimatologickým rekonstrukcím zatím využívána. Aminokyseliny by mohly sloužit k odhadu oscilací ve výskytu řas a intenzitě fotosyntézy. Podobně jako analýza četnosti výskytu některých druhů mikroorganismů, může být tento přístup velmi užitečným získanými nepřímými klimatologickými daty (Barbaro *et al.* 2017).

1.4. Analýzy speleotém

Podobně jako u ostatních paleoklimatických archivů, jak biotických, tak abiotického původu, obsahují speleotémy stabilní izotopy (i radioizotopy), kyslíku, uhlíku a vodíku, které jsou hlavním zdrojem poznání klimatických vlivů (Bradley 2015). Chemické složení krápníků je determinováno klimatickými vlivy různého geografického rozměru a významu. Globální

vlivy jsou pak zachyceny nepřímo v jiných atomech než regionální a lokální vlivy (Hatvani *et al.* 2017).

Formace krápníků probíhá ve vápencových jeskyních a je způsobena ukládáním CaCO_3 . Uhlíčan vápenatý vzniká z CO_2 obsažené v kapající vodě, která prosakuje z povrchu skrz porézní stěny jeskyně. Dešťová voda, která se vsákne do půdy, je postupně obohacována tlejícími organickými zbytky o oxid uhličitý, který při reakci s vodou vytváří kyselinu uhličitou. Ta potom reaguje s vápencem (Bosle *et al.* 2013). Voda obsahující kationty vápníku poté prosakuje a kontinuálním „odkapáváním“ na stálé místo tvoří stalagmity. Postupně se uvolňující a odpařující CO_2 způsobuje nasycení a postupné ukládání uhlíčitanu vápenatého (Bradley 2015).

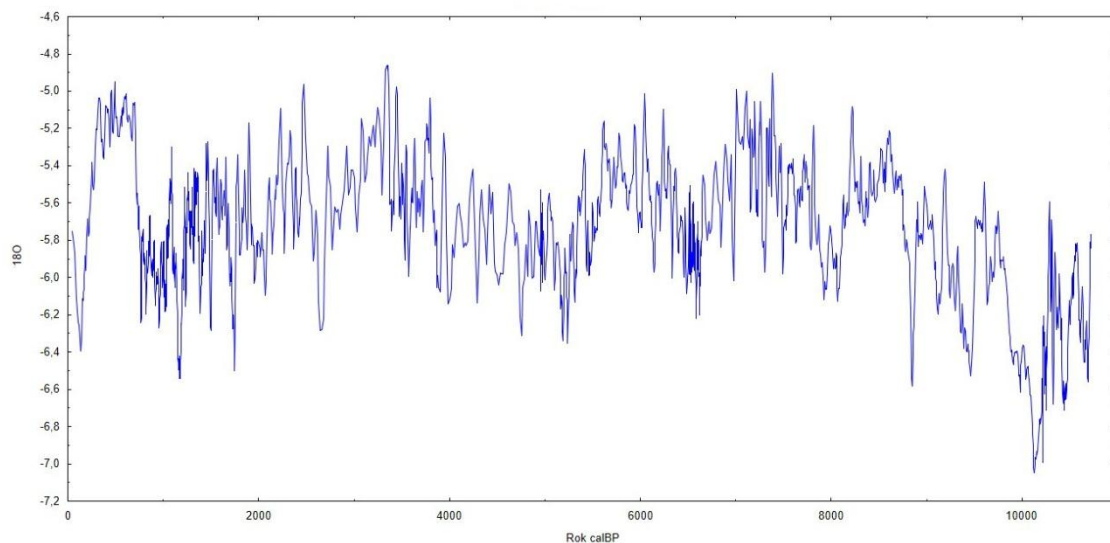
Datování speleotém je založeno na manuálním či automatizovaném počítání lamel, které obsahují anuální informace o ukládání vápence. Nicméně pro špatně čitelné struktury, u kterých nelze identifikovat lamely, nelze tyto metody použít. Problémem jsou i intervaly, ve kterých nedocházelo k přírůstku speleotém (Wong Breecker 2015). Datování jednotlivých vrstev umožňují způsoby založené na řetězcích rozpadu radioizotopů těžkých prvků. Datování založené na rozpadu může získat velmi přesné informace o stáří dosahujícím až 700 000 let. Metoda vychází z nerovnováhy mezi uranem a produktem radioaktivního rozpadu, toriem. Množství izotopů, které nejsou v equilibriu a zároveň nejsou ovlivňovány z vnějších soustav, poskytuje informace o rozpadu původního množství, z čehož lze odvodit čas uložení. (Spotl Boch 2012).

V některých stalagmitech byly pozorovány změny $\delta^{18}\text{O}$ neklimatického charakteru s přibývajícím stářím, což je způsobeno frakcionací při tvorbě vápence. Nejprve při dekarbonaci dochází k uvolňování CO_2 s preferencí lehčích molekul oproti vytváření oxidu uhličitého obsahujícího ^{18}O a ^{13}C . Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se tedy zvyšují (Boch Spötl 2011). Během odpařování se formuje nejprve globulární uhlíčan vápenatý, který přechází na amorfni CaCO_3 a následně vytváří porézní struktury vápence. Formující se vápenec je ovlivňován přítomností roztoku, ve kterém probíhá odpařování a uvolňování oxidu uhličitého. Vápenec je tak vystaven postdepoziční frakcionaci. Záleží na rychlosti sedimentace, příliš pomalé usazování ovlivňuje frakcionaci (Demény *et al.* 2016). Zároveň rychlý růst speleotém zamezuje výměně plynů ve formujícím se vápenci s okolním prostředím a tím pádem nemůže být nastolena rovnováha frakcionačních procesů. Frakcionace při tvorbě vápence závisí na mnoha faktorech. Korelace mezi $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ značí rovnovážný systém s minimálními vlivy

frakcionace (Wong Breecker 2015). V poslední době jsou časté studie, založené na sledování tvorby speleotém, které pomáhají zpřesnit interpretaci signálu proxy dat lišících se mezi oblastmi (Boch Spötl 2011).

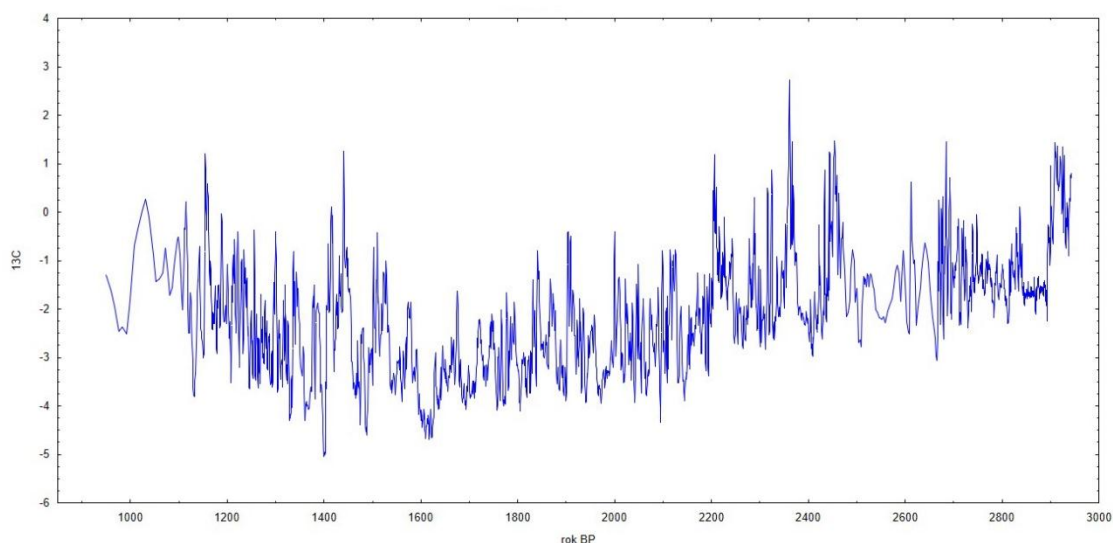
Pro analýzu stabilních izotopů by měly být vybírány krápníky, které neobsahují větší porézní struktury značící pomalý přírůstek. V těchto případech jsou znatelné intenzivnější postdepoziční vlivy měnící izotopové poměry (Demény *et al.* 2016). Kromě speleotém mohou být s jistými omezeními využívány i vrty ze stěn jeskyní. Podobně jako voda kapající na jedno místo, tvoří voda stékající po stěnách sedimenty vápence (nebo jiných minerálů) (Boch – Spötl 2011).

Mezi hodnotami $\Delta^{13}\text{C}$ při formování speleotém a aktuálními klimatickými vlivy byla zjištěna koherence především pro srážky. Při intenzivnějších srážkách se organický materiál rychleji rozkládá a obohacuje podzemní vodu, což má za následek nižší $\Delta^{13}\text{C}$ a tedy i následné $\delta^{13}\text{C}$ (Breecker). Korelace je pozorována mezi $\delta^{18}\text{O}$ a teplotou i srážkami. $\Delta^{18}\text{O}$ odráží poměry izotopů ve srážkové vodě, je tedy silně ovlivněné klimatem. Nižší obsah těžších izotopů a tedy klesající $\Delta^{18}\text{O}$ znamená nižší teploty, ale také nižší srážky spojené s vlhkostí (Hatvani *et al.* 2017). Studie z Tyrolska prokázala rovněž silnou korelaci obou izotopů s průměrnými srážkami (Boch – Spötl 2011). V případě že existuje v jeskyních rovnováha mezi kinetickými procesy odráží $\delta^{18}\text{O}$ primárně teplotu, kterou je ovlivněn poměr izotopů ve vodě. Srážky jsou zachyceny v $\delta^{13}\text{C}$. Je-li pozorována korelace mezi $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ jsou izotopové poměry změněny vlivem frakcionace, která souvisí s nerovnováhou kinetických procesů působících na uvolňování CO_2 autváření vápencových struktur (Bradley 2015). Frakcionace v jeskyních systémech se může lišit v čase a prostoru. Záznamy teplot tak mohou být zkresleny množstvím faktorů. Boch a Spötl (2011) pozorovali zápornou korelaci izotopových poměrů se srážkami, která nesouvisela s kompozicí srážkové vody, ale byla ovlivněna kinetickými procesy (Boch – Spötl 2011). Podobně jako při využití izotopů v dendroklimatologii záleží na nadmořské výšce a vzdálenosti od moře. Pro chladné oblasti blízko k moři znamená $\delta^{18}\text{O}$ především nepřímý teplotní záznam (Lauritzen – Lundberg 1999).



Graf 3 Na ose Y data $\delta^{18}O$ získaná z krápníků v jeskyni Bunker. Data koreluje s teplotami, ale posledních 1000 let je ovlivněno evapotranspirační nerovnováhou (Fohlmeister et al 2012).

Vzhledem k způsobu formování vápence především z organického uhlíku uvolňovaného z tlejících rostlin, je obsah ^{13}C v krápnících determinován frakcionací probíhající v rostlinách. Konkrétně C3 rostliny jsou citlivé k obsahu CO_2 v atmosféře. Při vyšší koncentraci oxidu uhličitého v atmosféře se vlivem fyziologických i kinetických procesů snižuje $\delta^{13}C$ v částech rostlin. Spolu se zvyšováním CO_2 působí na frakcionaci izotopů teploty a nadmořská výška. Nadmořská výška podobně jako u ledovců a stromů spolu s dalšími faktory určuje, jestli jsou v krápníku „otisknuty“ teploty, srážky nebo kombinace obojího. Pomalý rozklad mrtvých rostlin může způsobit prodlevu mezi zachycením atomů v rostlině a uložením ve vápenci, která může nabývat rozsahu až několika desítek let a vytvářet „šum“ (Wong – Breecker 2015).



Graf 4 Hodnoty $\delta^{13}C$ získané ze stěn krasové jeskyně Klapferloch. $\delta^{13}C$ je v tomto případě ovlivněno frakcionací a vypovídá částečně o srážkách (Boch Spötl 2012).

Kromě stabilních izotopů poskytují krápníky i proxy data organického původu, respektive přímo pocházejících z organických sloučenin. Voda, které prochází půdou, je obohacována o lipidy a aminokyseliny uvolněné rozkladem organického materiálu (Wong, Brecker 2015). Dále pak v jeskyni žije množství bakterií, které emitují množství metabolitů. Také mohou při rozkladu uvolňovat organické molekuly. Organické zbytky jsou pak zakonzervovány ve zformovaném vápenci (Blyth *et al.* 2016). Pokroky v možnostech kvantifikace lehkých molekul lipidů umožňují další rozvoj výzkumu proxy dat (Bosle *et al.* 2013). Sloučeniny vytvářené bakteriemi, především součásti buněčné stěny jako GDGT (Glycerol dialkyl glycerol tetraedr), vykazují silnou korelaci s teplotami v jeskyních a zároveň jsou citlivé na Ph (Blyth). Bakterie, které jsou zdrojem těchto lipidů, se vyskytují častěji v zásaditém prostředí jeskyní než v okolních půdách (Bosle *et al.* 2013).

1.5. Mořské sedimenty

1.5.1. Datování

Množství radioaktivního olova (^{210}Pb) a cesia (^{137}Cs) je zjišťováno pomocí alfa spektrometrie. Datování vychází z předpokladu, že izotopy se nachází v sekulárním equilibriu. Ve stavu equilibria se atomy radioaktivního prvku v hornině rozpadají stejnou rychlostí, kterou dochází k jejich doplňování vlivem rozpadu prvku předchozího v rozpadové řadě. Na základě obsahu ^{210}Pb bývá determinována hrubá rychlost sedimentace (Margaritelli *et al.* 2016).

Dalším důležitým prvkem pro datování je složení hornin sopečného původu. Takzvaná tefrostratigrafie napomáhá datování na základě identifikace vrstev sopečných tefer

a jejich datace. Produkty sopečných erupcí jsou přiřazeny ke konkrétním datovaným erupcím (Margaritelli et al. 2016).

1.5.2. Nepřímá data

Nejpoužívanějším druhem archivu jsou schránky jednobuněčných organismů, které tvoří zooplankton. Ty se skládají především z uhličitanu vápenatého. Jednobuněčné organizmy jsou rozlišovány na plankton, který se drží při povrchu vody a na hlubokomořské foraminifera (Bradley 2015, 225-226). Foraminifera jsou kmenem jednobuněčných organismů, který tvoří výraznou složku mikrop planktonu. Na základě identifikace druhů dírkonošců v jednotlivých vrstvách lze rekonstruovat, za využití znalostí ekologie foraminifer, přírodní podmínky daného období (Margaritelli et al. 2016). Druhy prvoků se vyskytují podle preferovaných teplot. Změny v četnosti chladnomilných herbivorních a teplomilných karnivorních dírkonošců indikují změny teplot. Další třídou, která tvoří zooplankton, jsou ostracoda, které se vyskytují spíše v pobřežních a brakických vodách. Ostracoda jsou svou relativní četností proxy pro zjišťování salinity. Kromě ekologické citlivosti odráží složení vody chemická kompozice schránek mikroorganismů. Přestože schránky jsou primárně tvořeny CaCO_3 , při jejich sekreci je kalcium občas nahrazeno hořčíkem. Podíl CaCO_3 a MgCO_3 je ovlivněn částicemi ve vodě. Poměr Mg/Ca vypovídá o salinitě (Badley 2015).

Ze schránek foraminifer je zjištěn obsah izotopu ^{18}O . Podíl obsahu ^{16}O a ^{18}O ve vzorku, oproti standardnímu obsahu těchto dvou izotopů, je vyjádřen jako $\delta^{18}\text{O}$. Získané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vypovídají o teplotě mořské vody, tedy nepřímo o klimatu. Vyšší hodnoty signalizují nižší poměr těžšího a lehčího izotopu kyslíku, tedy chladnější podnebí. Nižší $\delta^{18}\text{O}$ znamená větší výpar lehčího ^{16}O , a tudíž vyšší teploty. Tyto údaje je potřebné spojit s jinými proxy daty, například s výskytem chladnomilných a teplomilných dírkonošců (Margaritelli et al. 2016).

Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ získaná ze schránek mořských prvoků vypovídá nepřímo o mořské teplotě. Teplota mořské vody v čase a prostoru kolísá. Několikametrový rozdíl v hloubce může znamenat změnu teploty v jednotkách stupňů. Vzhledem k rozdílným teplotám v různých hloubkách, je nutné pro analýzy stabilních izotopů vybírat schránky organismů jednoho druhu. Poměry mezi těžšími a lehčími molekulami kyslíku vypovídají také o výšce hladiny oceánu. Její oscilace spolu s teplotami svědčí o poklesu hladiny v dobách ledových a nárůstu ledovcové pokrývky. Na $\delta^{18}\text{O}$ jsou založeny mořská izotopová stádia (MIS),

charakterizující období s podobnými podmínkami (glaciální zalednění a doby meziledové) (Bradley 2015, 197-198).

1.6. Paleolimnologie

Sedimenty na dnech jezer jsou tvořeny kontinuálně se ukládajícím materiálem. Kromě schránek ostracod jsou to křemičité pozůstatky sladkovodních řas. Vápencové schránky ostrakod obsahují kyslík, který podává informace o teplotách (Von Grafenstein *et al.* 2003).

Na rozdíl o mořského dna lze jezera mírného pásma datovat podobně jako letorosty. To je umožněno sezónními cykly a změnami aktivit řas, fyto a zooplanktonu. V závislosti na podmínkách se mění četnost výskytu mikroorganismů. Jejich pozůstatky jsou ukládány na dně jezera. V tloušťce sedimentů se odráží četnost výskytu řas a planktonu, která je jednou z proxy využívanou pro rekonstrukci teplot (Bradley 2015). Vrstvy, které tvoří jezerní sedimenty se nazývají varvy, kromě jezer v mírném pásmu se vyskytují i v některých mořských pobřežních oblastech. Varvy jsou tvořeny kromě zbytků vodních organismů i částicemi prachu a erodované horniny. Takováto kompozice je typická pro období glaciálního zalednění. Naopak v holocénu dochází k eutrofizaci vody a vzrůstu počtu vodních organismů. Rozdíly v ročních obdobích způsobují změny ve složení vrstev, podle kterých se dají varvy rozlišit na roky a v některých případech na roční období (Zolitchka *et al.* 2014).

Datování jezerních sedimentů se provádí za využití měření magnetické susceptibility a radiokarbonu (Pleskot *et al.* 2018). Varvy jsou datovány na základě obsahu jednotlivých vrstev. Především jde o zbytky mikroorganismů, ale rostlinné makrozbytky a pylová zrna umožňují sezónní rozlišení varv. Pro datování jsou využívány snímky pořízené ve velkém rozlišení nebo elektronovým mikroskopem v závislosti na velikostech analyzovaných částic. Jejich počítání je prováděno, podobně jako v dendrochronologii, manuálním a automatizovaným způsobem, na základě rozdílů ve struktuře depozitů. Datování varv a jezerních sedimentů je zpřesňováno na základě radionuklidů ^{14}C a ^{210}Pb (Zolitchka *et al.* 2014).

1.6.1. Hladiny jezer

Kolísání hladin jezer svědčí o hydrologických podmínkách zájmových oblastí, a hlavně o dlouhodobých srážkových trendech. Pro zjištění přibližné výšky hladiny jezera v určité době je využíváno poměrů prvků v jezerních sedimentech. Pleskot *et al.* 2018 staví odhad kolísání jezerní hladiny na poměru Ca a Fe. Tato metoda vychází z předpokladu, že usazování vápence na dně jezera je relativně nízké v dobách s větším objemem vody v jezeře.

Nízké nasycení vody kationty Ca^{2+} působí proti ukládání vápence. Rozpustnost vápence závisí na teplotě. Při vyšších teplotách se rozpustnost CaCO_3 snižuje. Zahřátí větších objemů vody je energeticky náročné, a tak chladnější podmínky spojené s vyššími hladinami podporují disociaci vápence. Vlhká období také souvisejí s přísunem většího množství organických kyselin a CO_2 (Pleskot *et al.* 2018).

1.7. Využití paleobotaniky a archeobotaniky při rekonstrukci klimatu

Palynologie patří od poloviny 20. století k archeologii a spolu s analýzou rostlinných makrozbytků se řadí mezi disciplíny, které jsou klíčové pro rekonstrukci krajiny, resp. vegetačního pokryvu a lidmi pěstovaných rostlin. První práce zaměřené na pyloanalytiku pocházejí z 30. let minulého století (Iversen, J 1941), avšak této disciplíně nebylo téměř celé 20. století věnováno mnoho pozornosti, přestože počet prací zabývajících se tímto tématem stoupal. Tématem historie palynologie se zabýval například (Edwards *et al.* 2015). Analýza rostlinných pozůstatků přináší velmi přesné informace o stavu zemědělství a skladbě lidmi pěstovaných taxonů v dobách středního a mladého holocénu ve středoevropském kontextu. Archeobotanika se s paleobotanikou prolíná v případech taxonů divoce rostoucích, které člověk využíval a v jejichž prospěch člověk často do ekosystémů zasahoval. Lidský vliv je nicméně v paleobotanických záznamech patrný po celý holocén a jeho význam v mladších obdobích stoupá. Naopak lze pomocí paleoekologie zkoumat vliv životního prostředí a klimatu na člověka (Edwards *et al.* 2015). V současné době je paleobotanika využívána kromě analýzy druhové (rodové) skladby rostlin na určitém území k rekonstrukci klimatu. Klimatologické modely jsou vytvářeny pomocí ekologie rostlin, které jsou typické pro určité podmínky, např. teplota, srážky atd. V současné době je již běžnou součástí archeologických výzkumů vzorkování sedimentů a jejich následný archeobotanický rozbor. Vzhledem k velkému množství záznamů mohou být pylové databáze využity k rekonstrukci klimatu v globálním měřítku. Pro analýzu vztahu mezi klimatem a druhovou skladbou (zachycenou pylovými záznamy) existují statistické balíčky a postupy (Juggins, 2012). Pomocí analýz rostlinných makro i mikrobytků lze odhadnout poměrně přesně stav klimatu; určité rostliny, kterými jsou například xerické druhy, jako pelyněk (*Artemisia*), indikují zmenšování lesních ploch. Nicméně využití pylových analýz v klimatologii je kombinováno s dalšími nepřímými daty pro získání nejpřesnější rekonstrukce (Margaritelli *et al.* 2016).

Na základě ekologie různých taxonů a jejich kombinací jsou s určitou přesností zjištělné přírodní podmínky. Celoevropským klimatem na základě pylových analýz se

zabývá několik studií (Mayewski *et al.* 2004; Mauri *et al.* 2015). Z charakteru vzorkování a možností datace je zřejmé, že údaje jsou datovány v určitých intervalech. Datace je ve většině případů založena na kalibrovaných radiokarbonových datech, vrstvách tefer a stratigrafii rašeliništních sedimentů a varv. Klimatologické křivky jsou pak např. ve studii Korzeň *et al.* 2015 vytvořeny pomocí interpolace jednotlivých „fází“ v rámci jedné oblasti a také mezi oblastmi v jedné fázi. V rámci minimalizace chyby byla interpolace prováděna mezi daty v rozmezí do 500 let od cílového data. Nejasné údaje byly eliminovány tak, že byly vyloučeny vzorky s nápadně malou diverzitou taxonů zachycených v pylových záznamech, kde převládaly druhy, které nejsou indikátory specifických podmínek, jako je *Pinus silvestris*. O nepříznivosti klimatu svědčí třeba klesající počet pylů. Dalšími známkami změnu klimatu je neantropogenní odlesňování, nárůst počtu pylů xerofytů nebo naopak vlhkomilných rostlin. (Korzeň *et al.* 2015)

2. NAO

Dominantním jevem, který ovlivňuje evropskou klimatickou variabilitu (Visbeck *et al.* 2001) a pravděpodobně celou severní polokouli, je takzvaná Severoatlantická oscilace (NAO: North Atlantic oscillation) (Hurrell *et al.* 2003). NAO je souborem klimatických vlivů, které primárně determinují trasu a intenzitu bouří, které se dostávají přes Atlantik do Evropy (Visbeck *et al.* 2001). Vzhledem k velkému „impaktu“ Severoatlantické oscilace na přírodní podmínky, je variabilitou NAO, ať už přímo či nepřímo, ovlivněna lidská populace. Velmi znatelný je její vliv na středomoří, Skandinávii a Velkou Británii (Ottersen *et al.* 2000). Vzhledem k stále převládajícím nejasnostem týkajícím se faktorů, které globální klimatické jevy způsobují, nelze s jistotou oddělit působení člověka na variabilitu atmosférických cirkulací od přírodních vlivů (Osborn *et al.* 2006). Na změny a intenzitu NAO má vliv i sluneční aktivita, stratosférické podmínky a vzájemně na sebe působí i s dalšími globálními klimatickými jevy Atlantického Oceánu (Visbeck *et al.* 2001). NAO je tedy spolu s AMO (Atlantic multidecadal oscillation) jedním z projevů globálních klimatických mechanismů, ovlivňujících atlantický prostor (Osborn *et al.* 2006). V posledních zhruba třiceti pěti letech je NAO méně proměnlivá a intenzivnější (Hurrell *et al.* 2003).

Pro NAO platí, že vzorce ve variabilitě přetrvávají i desítky let. V první polovině 20. století měly oscilace větší frekvenci. Od 40. let 20. století do let 70. je pozorován trend záporných hodnot NAOI. Od poloviny 70. let jsou v NAOI malé rozdíly, hodnoty jsou převážně kladné nebo slabě záporné (Hurrell *et al.* 2003).

2.1. Měření a záznamy

První pozorování variability klimatických vzorů souvisejících s NAO učinili Dánové minimálně v 18. století. V druhé polovině tohoto století se v písemných pramenech (*Historie von Grönland* z roku 1765) objevují zmínky o rozdílech v charakteru zim v Grónsku a Dánsku (Wanner *et al.* 2001). Severoatlantická oscilace je známa od třicátých let 20. století, nicméně meteorologické záznamy pro kvantifikaci její variability jsou k dispozici již od roku 1823, kdy meteorologové začínají zkoumat vzory v teplotních rozdílech (Osborn *et al.* 2006). Jedná se o záznamy atmosférického tlaku při hladině moře. Hlavním projevem NAO je prostorová variabilita, která se týká subarktických oblastí s nižším průměrným tlakem a systémů tlakové výše v subtropických oblastech Atlantiku (Hurrell *et al.* 2003). V letních měsících dominuje Atlantiku cyklona, která je charakterizována největší intenzitou v oblasti okolo 38. rovnoběžky. Anticyklona, jejíž střed se nachází v severním Atlantiku, naopak převládá v zimě (Wanner *et al.* 2001). Právě v zimě je NAO nejsilnější. Silná negativní korelace je pozorována mezi tlakem v oblasti 35. a 65. rovnoběžky. Pro kvantifikaci intenzity a variability NAO je využíváno tlaku při hladině moře, naměřeného v několika meteorologických stanicích v Atlantickém oceánu. Nejčastěji jsou využívány stanice Ponta Delgadas na Azorách k měření tlaku ve „středu“ azorského subtropického systému tlakové výše. Jsou užívána data i z Lisabonu a Gibraltaru. Další stanicí, tentokrát pro měření tlaku v oblasti centra tlakové níže je Akureyri (nebo Stykkisholmur) na Islandu (Jianping - Wang 2003).

Pro vyjádření je využito rozdílu normalizovaných hodnot tlaku ve středu tlakové níže na severu Atlantiku a výše v okolí Azorských ostrovů. Např. Jianping navrhuje: $NAOI = \hat{P}_{35^{\circ}N} - \hat{P}_{65^{\circ}N}$. Normalizovaná hodnota je počítána na základě měsíčních anomálií a průměrných hodnot. Někdy také k normalizaci bývá využito 30letých průměrů. Ale způsobů získání NAO indexu existuje celá řada, v závislosti na kladených otázkách. Standardizace umožňuje vyjádřit intenzitu rozdílů v tlaku mezi dvěma systémy tvořícími NAO (Jianping Wang 2003). I postupy standardizované, které vycházejí z rozdílu tlaku pouze dvou stanic, jsou do jisté míry nepřesné. Díky změnám polohy center islandské a azorské tlakové níže a výše, nelze indexem založeným na rozdílu tlaku dvou stálých míst (Hurrell *et al.* 2003). Hodnoty jsou tak náchylnější k šumu způsobenému změnami tlaku a vzdušnými cirkulacemi menšího rozměru (Jianping Wang 2003). Větší množství stanic, které zaznamenávají tlak při hladině moře, umožňuje vytvořit způsoby počítání indexu NAO, založeného na pozorování z více stanic (Hurrell *et al.* 2003). Také existuje způsob získání indexu pomocí PCA. Korelace

mezi hodnotami PC, GR a indexy, počítanými ze dvou údajů meteorologických stanic, je relativně malá pro kratší časové úseky (Jianping Wang 2003). Index NAO, který vychází z rozdílu tlaku dvou stanic, obecně není citlivý na krátké časové změny, přesný je pouze průměrech za delší časový úsek. Naopak index založen na PCA pomáhá odhalit krátkodobou variabilitu a může být využit k rozšíření poznání vlastností Severoatlantické oscilace (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>).

2.2. Projevy NAO a vliv na evropské podnebí

Severoatlantická oscilace je jev, který je z velké části zodpovědný za klimatickou variabilitu v Evropě. Systémy tlakové níže v oblasti Islandu a tlakové výše v oblasti Azorských ostrovů svou cirkulací ovlivňují trasu a směr převážně zimních srážek. Vzdušné proudění na okrajích cyklony směřuje proti směru hodinových ručiček, anticyklona naopak po směru (Hurrell *et al.* 2003). Středem severního Atlantiku tak proudí do Evropy západní větry a srážky (Osborn *et al.* 2006). Kromě azorské výše a islandské níže jsou nezanedbatelnými děje západního Atlantiku a tzv. Eurasian Pattern. EU je kontinentální klimatický jev ovlivňující Evropu, střední Eurasii a východní Asii a podobně jako NAO je tvořen množstvím prostorově méně rozsáhlých podnebných vzorů, které způsobují variabilitu mezi Evropou a východní a západní Asií (Ohhashi – Yamazaki 1999).

Prostorové uspořádání Severoatlantické oscilace není ještě zcela objasněno. Nejsou známy ani všechny vlivy a konexe s ostatními klimatickými mechanismy. Zároveň je těžké zjistit, jak ovlivňuje/ ovlivňovala NAO minulé klima. Měnící se atmosférické podmínky v prostoru a čase způsobují i různorodé konkrétní projevy změny intenzity NAO (Hurrell – Deser 2017). Lepšímu poznání Severoatlantické oscilace může pomoci zdokonalený index NAO. Mnohé studie se rovněž zabývají vlivem NAO na evropské podnebí (Donnat *et al.* 2010).

S NAO indexem souvisí především zimní teploty a srážky. NAO ovlivňuje trasy, kterými do Evropy proudí přes Atlantik bouře (Steirou *et al.* 2017).

Vyšší tlak v azorské oblasti, který reprezentují kladné hodnoty indexu, způsobuje větší intenzitu západních větrů (Steirou *et al.* 2017), jejichž důsledkem jsou teplé zimní měsíce s relativně velkým množstvím srážek ve Skandinávii, Británii a severní Evropě (Rust *et al.* 2018). Současně ale pomalé a chladné vzdušné proudy vanou severním směrem a způsobují málo suché a chladné zimy v oblasti Grónska a Kanady (Steirou *et al.* 2017). Severní Afrika,

ale hlavně Středomoří, se v pozitivní fázi NAO vyznačují nízkým úhrnem srážek a relativně chladnými teplotami. Nízký rozdíl teplot hladiny a vzduchu způsobuje nízký tlak a pomalé vzdušné proudění. Sibiř je na rozdíl od Grónska a Kanady v pozitivní fázi NAO charakterizována teplejším a vlhkým podnebím (Rust *et al.* 2018).

Negativní index NAO způsobuje menší intenzitu západních vzdušných proudů a tím pádem méně srážek a chladnější podnebí severní Evropy, chladnou, suchou Sibiř a Kanadu. Phillips *et al.* (2013) popisuje vliv NAO na rychlost větru na západním pobřeží Británie. Mezi rychlostí větru a indexem NAO byl zjištěna silná korelace. Zároveň v oblasti Británie v obdobích s pozitivním NAO indexem převládají západní větry (Phillips *et al.* 2013). Naopak teploty a srážky ve Středozeří jsou vyšší oproti zimám s pozitivním indexem NAO (Rust *et al.* 2018).

V závislosti na prostorovém rozložení tlakové níže a tlakové výše v severním Atlantiku se mění i směr větrů. Pro střední Evropu platí, že západní větry dominují v době, kdy se islandská tlaková níže rozšiřuje nad Skandinávií (její centrum zůstává v Severním Atlantiku) a azorská výše se nachází převážně nad jihozápadní Evropou. Zároveň platí korelace mezi pozitivním indexem NAO a západními větry (Donat *et al.* 2010).

Velmi výrazné jsou pro Střední Evropu severozápadní větry, které se vyskytují v obdobích, kdy je centrum islandské tlakové níže nad Severním mořem. Zároveň je mezi azorskou cyklonou a islandskou anticyklonou velmi silný rozdíl. Severozápadní větry ovlivňují středoevropský prostor, na jehož jihovýchodním okraji jsou Čechy, nejvíce ze všech povětrnostních vlivů spojených s NAO. S neutrálním a záporným indexem NAO jsou asociovány slabé vzdušné proudy z jihovýchodu a anomálie tlaku mezi jižní a severní částí severního Atlantiku. Jejich intenzita je pro střední Evropu nevýrazná (Donat *et al.* 2010).

Intenzita vzdušného proudění tedy koreluje s NAO. Se Severoatlantickou oscilací souvisí také srážky (Donat *et al.* 2010). Pro velkou oblast Čech nebyla pozorována korelace mezi srážkami a indexem NAO (Steirou *et al.* 2017). Nízká souvislost mezi nimi je snad jen v případě severovýchodních větrů, které vanou přes oceán a nesou do střední Evropy množství srážek (Rust *et al.* 2018).

2.3. Vliv NAO na území Čech

Srážky většiny evropského kontinentu souvisí s vzdušnou vlhkostí transportovanou ze severního Atlantického oceánu. Převážně zimní srážky vznikají tímto způsobem. Vzdušná

vlhkost v létě je naopak kontinentálního původu. V letních měsících převažuje výpar z kontinentálních vodních ploch a půdy. Proto zimní variabilita NAO ovlivňuje intenzitu srážek na území Evropy v zimních měsících a méně v létě (Donat *et al.* 2010).

Pozitivní index NAO související převážně se západními větry znamená sice vlhké počasí, ale většina srážek směřuje do severní Evropy. Přesto je vodní systém Čech oscilací ovlivněn. NAO je výraznější v zimě, takže nižší průměrné teploty způsobují kumulaci sněhu. Na jaře tající sníh uvolňuje množství vody, která napájí řeky. Naopak vyšší teploty a vyšší index NAO způsobují větší přítok v zimě. Severoatlantická oscilace ovlivňuje v Čechách srážky pouze v příhraničních oblastech na severu a na jihu, působí tedy velkou měrou na přítoky Labe a Vltavy. Naopak mezi teplotami a indexem NAO je pozorována korelace. Negativní index znamená pro střední Evropu velmi nízkou intenzitu vzdušného proudění z Atlantiku, hlavní vliv na Střední Evropu přebírá kontinentální cyklona (Steirou *et al.* 2017). Kromě oblasti Čech, která je zaštitěna horským pásem, nemá NAO vliv na srážky jižního Polska, Bavorska a středního Německa. Tyto oblasti jsou v pásu, který odděluje území, kde jsou srážky ovlivněny severoevropským a mediteránním klimatem. (Rust *et al.* 2018).

2.4. Rekonstrukce minulosti NAO

Severoatlantická oscilace je dominantním jevem, který působí na klima severní a jižní Evropy. Do značné míry determinuje i převažující směr větrů, teploty a srážky (např. Hurrell Deser 2017). Přestože existuje velké množství klimatických mechanismů a cirkulací, je NAO s El Niňem nejlépe zmapován (Wanner *et al.* 2001). Meteorologická měření mapující NAO sahají jen do 19. století. Objevují se studie zaměřené na rekonstrukci vzoru NAO do minulosti (Cook *et al.* 2001; Olsen *et al.* 2012). V nedávném článku Jespera, Olsena *et al.* (2012) byla publikována rekonstrukce variability projevů Severoatlantické oscilace do období středního holocénu: tedy 5200 BP (Olsen *et al.* 2012).

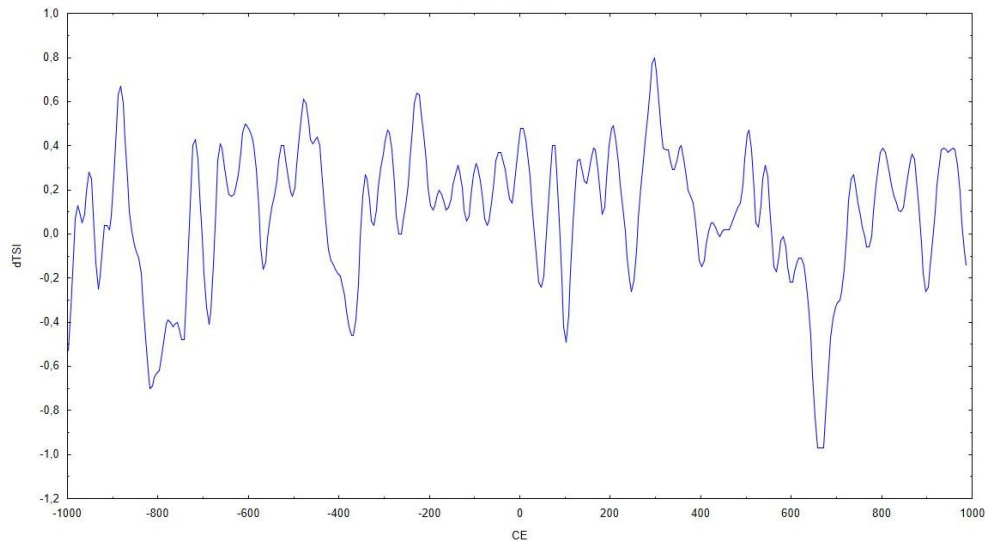
Vzhledem k faktu, že NAO je sledováno od roku 1861, nemáme k dispozici přesné údaje o variabilitě podnebných vzorů severoatlantické oblasti pro dřívější období. Nicméně na konci devadesátých let minulého století se badatelé začali zaměřovat na rekonstrukci NAO z písemných meteorologických záznamů (do roku 1821) a hlouběji do novověku pomocí nepřímých informací z přírodních archivů (Luterbacher *et al.* 2002). Rozšíření rekonstrukce NAO do 16. století bylo založeno na historických pramenech (García *et al.* 2000) a přírodních proxy dat. Pro rekonstrukci bylo analyzováno velké množství nepřímých indicií, vypovídajících o klimatu. Jejich vyhodnocení přineslo poznání indexu NAO taktéž do 16.

století (Luterbacher et al. 2002). Rekonstruované hodnoty byly rozšířeny až do počátku 15. století Cookem *et al.* (2001) za využití metody regrese principiálních komponent, zároveň byla zpřesněna kalibrace (Cook *et al.* 2001). Další poznání jevu Severoatlantické oscilace umožnil Olsen *et al.* (2012). Za využití paleolimnologických archivů z Grónska byla rekonstrukce NAO dotažena až do doby 5200 BP. NAO silně determinuje teploty v Grónsku. Klimatické podmínky mají vliv na hladinu kyslíku v hlubších částech jezer. Hypoxie způsobuje redukcí kovů ze sloučenin. Klima tedy skrze kyslík ve vodě působí na cyklus ukládání a „aktivace“ železa a manganu. Mangan je na redoxní podmínky citlivější než železo. Na základě poměru Mn a Fe v sedimentech lze zjistit redoxní potenciál vody. Kyselé podmínky asociované teplým počasím (negativním NAO indexem) způsobují více uvolněného manganu a nižší poměr Mn/Fe. Pozitivní NAO zpravidla znamená více uloženého manganu a vyšší poměr dvou uložených kovů. Na základě mnohorozměrných analýz byly převedeny poměry kovů na NAO index. Informace o chování Severoatlantické oscilace pokrývající 5200 let jsou velmi cenné pro paleoekologii a archeologii, nicméně rozlišení variability NAO z geochemických zdrojů je očividně hrubší než z písemných pramenů nebo multiproxi přístupu. (Olsen *et al.* 2012).

3. Variabilita klimatu

Lidské populace jsou přímo i nepřímo ovlivněny prostředím, ve kterém žijí. Jedním z klíčových souborů proměnných, které udávají podmínky pro život lidských populací, je klima. Důležitými složkami klimatu jsou teploty a srážky. Faktory, které ovlivňují podnebí, jsou kosmogonické, solární vlivy a výchylky mechaniky kosmických těles. Mezi ně patří tzv. Milankovičovy cykly, které označují quasiperiodické oscilace vychýlení zemské osy. Jejich výsledkem je střídání dob ledových a meziledových, s periodou zhruba sto tisíc let. Se sluneční aktivitou souvisí tzv. Dansgaard-Oeschgerovy cykly. Multimileniální oscilace měly za následek variabilitu glaciálního klimatu a střídání stadiálů a interstadiálů (Dincauze 2000). U velkého množství solárních vlivů máme informace o intenzitě slunečního záření, které nám zprostředkovává ^{14}C zachycené ve dřevě, organických zbytcích, v rašelině nebo v krápnících. Radiokarbon je nestabilní izotop uhlíku (vedle stabilního izotopu ^{13}C), který vzniká rozkladem vzdušného dusíku ^{14}N (respektive nahrazením protonu neutronem) za iniciace slunečním zářením. Tento proces se odehrává zhruba ve výšce 12 km, kde je největší koncentrace dusíku a volných neutronů. ^{14}C je tak přirozenou součástí atmosféry, je součástí živé hmoty a obohacuje podobně jako ^{13}C vodu, která formuje krápníky. Po odumření rostlinných částí se atomy ^{14}C rozkládají exponenciální řadou. Rekonstrukce původního

obsahu ^{14}C tzv. $\Delta^{14}\text{C}$ tak přináší možnost „čist“ intenzitu slunečního záření (Fohlmeister et al. 2008).



Graf 5 Rekonstrukce slunečního záření z ^{10}Be (Steinhilber et al. 2009).

Pro období holocénu jsou důležité solární cykly o poznání kratší, souvisí s výskytem slunečních skvrn a jsou mnohem lépe probádány než oscilace s nízkou frekvencí. Za zmínku stojí solární cykly, které trvají zhruba 1400 let a je jim připisován původ malé doby ledové a neoglacálu na konci doby bronzové (Wanner et al. 2011). Dalším důležitým jevem je variabilita slunečního záření, která se projevuje jako cykly s periodou okolo 88 let, které determinují sluneční záření v dílčích fázích archeologických období. Sluneční aktivita také nepřímou ovlivňuje vlhkost. Bylo prokázáno, že kosmická radiace (tvořená především alfa částicemi) koreluje se vzdušnou vlhkostí a pokrytím mraky. Solární záření má charakter elektromagnetických vln, které odklánějí kosmickou radiaci. Při zvyšování sluneční aktivity tak tedy klesá vystavení atmosféry kosmickému záření a také srážky (Peristykh – Damon 2003), což je důvodem, proč bývají suchá období zpravidla charakterizována vyššími teplotami. Kromě solárních vlivů působí na klima cykly terestrické, NAO, ENSO, EU, které již byly zmíněny.

Z charakteru kosmických a terestrických vlivů na podnebí vyplývá i periodická variabilita klimatu. V rámci studia variability klimatu v době železné a římské jsou nejvýraznější oscilace s periodou okolo 100 a 500 let (Wanner et al. 2011). Impulzivní *eventy* krátkého trvání, které zcela jistě měly dopad na jednotlivce a jejich životy, migraci a krizové události, můžeme sledovat na základě dendroekologie a písemných pramenů (Bradley 2015).

4. Klimatický vývoj v mladším holocénu do roku 1000 n. l.

Cennými archivy paleoklimatologických proxy dat pro období holocénu jsou mokřadní sedimenty tvořené rašeliníkem. Pro prostředí střední Evropy jsou klíčové lokality převážně z Polska (Pleskot *et al.* 2017) a z Dolního Saska (Eckstein *et al.* 2009), na území Čech existují horská vrchoviště, která poskytují soubor subfossilních rostlinných zbytků a informace o slunečním záření (Speranza *et al.* 2003). Jezerní a mořské sedimenty nesou celou řadu proxy dat, které je možno využít pro rekonstrukci klimatu (Bradley 2015). Nárůst ledovců pak může být sledován na základě datování morén pomocí magnetické susceptibility nebo radioizotopů např. ^{210}Pb (Gjerde *et al.* 2016).

4.1. Předchozí vývoj klimatu v závěru středního holocénu

Období závěru subboreálu koreluje s pozdně bronzovou tradicí kultur popelnicových polí. Jedná se zhruba o časovou výseč mezi roky 1000 a 800 př. n. l. Přírodní podmínky se nicméně do jisté míry shodovaly po celou starší a střední dobu bronzovou. Toto období tak navazovalo na kontinuální vývoj klimatu, charakterizovaný stabilními podmínkami, bez výraznějších událostí, které by měnily dlouhodobě intenzitu srážek a hydrologický režim krajiny (Pleskot *et al.* 2017). Podnebí vykazovalo variabilitu i v relativně stabilním období, které charakterizovalo subboreál, zejména jeho druhou polovinu, která se v našich podmínkách překrývá s dobou bronzovou. Vliv na klimatické oscilace mají quasiperiodické jevy, které mohou být způsobeny atmosférickými cirkulacemi (Wanner *et al.* 2008) nebo bývají solárního původu (např. velmi dobře probádané Gleisbergovy cykly trvající zhruba 88 let, které souvisí s aktivitou slunečních skvrn a také 1400-leté oscilace). Solární cykly ovlivňují mileniální i anuální sluneční záření. Jedná se tak o analogie k multimileniálním Dansgaard Oeschgerovým cyklům (Peristykh – Damon 2003).

Na základě poměru Ca/Fe, které vypovídají o stavu hladin jezer, bylo zaznamenáno poslední výraznější vlhké období ve středním holocénu, zhruba mezi roky 3000 a 2500 př. n. l. Pro různé oblasti střední Evropy se délka trvání období zvýšených srážek liší (Pleskot *et al.* 2017). Okolo poloviny třetího tisíciletí můžeme pozorovat pokles intenzity NAO ze znatelně kladných hodnot směrem k nule (Olsen *et al.* 2012). Zvýšené hladiny jezer korespondují s nárůstem vzdušné vlhkosti (Wanner *et al.* 2008) a vymíráním mokřadních borovic. Přibližně od 28. do 18. století př. n. l. se projevoval pokles vzdušných teplot (Krapiec *et al.* 2016). Do tohoto období spadá tzv. chladný event. 4,2 ky, který je pozorován v proxy datech z celého světa a souvisí například s ochlazením a poklesem četnosti pylových zrn. (Margaritelli *et al.* 2016). Okolo roku 2200 se také projevuje růst ledovců (Le Roy *et al.* 2017). Od poloviny

třetího do poloviny druhého tisíciletí trvá období s neutrální severoatlantickou oscilací (Olsen *et al.* 2012). Hydrologické podmínky byly v této době od poloviny druhého tisíciletí př. n. l. suché a stabilní. Suché a chladné klima pravděpodobně přetrvávalo zhruba do roku 1130 př. n. l. Poslední jedno a půl století druhého tisíciletí př. n. l. tak bylo spojeno s příznivým klimatem (Krapiec *et al.* 2016). Výkyv NAO směrem k velmi záporným hodnotám trval mezi lety 1400 př. n. l. a 1250 př. n. l. Do roku 1000 př. n. l. pak byla oscilace kladná (Olsen *et al.* 2012). Index NAO má vliv především na teploty v zimních měsících. Letní teploty, tedy teploty v době vegetace, které mají vliv na pěstované plodiny jsou méně determinovány variabilitou atmosférických cirkulací (Ottersen *et al.* 2000).

4.2. Přejít středního a mladšího holocénu a pozdní doba bronzová

Období mezi lety 1400 př. n. l. a 500 př. n. l. je také nazýváno jako neoglaciál (Wang *et al.* 2011). Rozšíření ledovců souvisí s propadem teplot okolo roku 1400 př. n. l. V tomto období byla ale zaznamenána poměrně silná variabilita. V západních alpských oblastech nebyl v proxy datech, odpovídajících této době, pozorován větší nárůst ledovců (Le Roy *et al.* 2017). Ani v některých oblastech ve Skandinávii nedošlo mezi roky 3000 př. n. l. a malou dobou ledovou k nárůstu ledovců (Gjerde *et al.* 2016). Většina ledovců vykazuje v této době (neoglaciálu) růst. Ve Švýcarsku jsou pozůstatky rozšířených ledovců datovány mezi roky 1300 př. n. l. a 800 př. n. l. Skandinávské ledovce poskytují rozlišení období, ve kterých docházelo k ústupu ledovců. K prvnímu ústupu tak došlo na počátku 12. století př. n. l. v souvislosti s oteplením a změnou NAO (Solomina *et al.* 2014). Po dobu mladšího holocénu se zvyšovala intenzita slunečního svitu v období zimních měsíců, zatímco letní měsíce byly méně vystaveny slunečnímu záření (Wanner *et al.* 2008).

Životní cyklus borovic z mokřad jižního Polska vypovídá o několika zhruba padesátiletých intervalech mezi 11. a 9. stoletím, kdy hydrologické podmínky způsobovaly relativní zvyšování hladiny spodní vody. Tato období oddělují časové úseky optimálních podmínek pro růst. Jedná se o výkyvy s menším významem, které ale charakterizují postupné zvyšování srážek (Krapiec *et al.* 2016). Od roku 1000 př. n. l. klesá $\delta^{18}\text{O}$ indikující pokles teplot. Vrchol srážek můžeme pozorovat okolo roku 900 př. n. l. a 800 př. n. l. (Boch – Spötl 2011). Pokles teplot pravděpodobně souvisí s poklesem indexu NAO (Olsen *et al.* 2012). Chladné zimní teploty ve vyšinných a horských oblastech způsobují akumulaci sněhu, která pak souvisí s jarním přítokem. Jarní záplavy způsobují zvýšený přítok, který mohl být společně s nízkým výparem zodpovědný za vysokou hladinu spodní vody (Ottersen *et al.* 2000).

Mezi 11. a koncem 10. století př. n. l. tedy klesají průměrné teploty částečně vlivem Severoatlantické oscilace. Velmi strmý pokles průměrných hodnot indexu NAO měl vliv na především zimní teploty a přispíval zvýšenému přítoku řek a relativnímu dostatku vody. Nízké zimní teploty pravděpodobně negativně nepůsobily na zemědělství a výživu lidské populace. Větší problémy by mohlo znamenat dlouhé trvání zimy (Ottersen *et al.* 2000). Pro počátek 10. století př. n. l. jsou v geologických archivech pozorovány útvary související se zvětšováním skandinávských ledovců (Solomina *et al.* 2014).

Zhruba od roku 950 př. n. l. se zhoršují podmínky pro mokřadní stromy a trvají do konce 9. století (Krapiec *et al.* 2016). Po roce 900 př. n. l. na krátkou dobu stoupají teploty (souvinnost se stoupající NAO?) (Fohlmeister *et al.* 2012). Ve stejné době je rozpoznán počátek rovněž krátkého poklesu $\Delta^{14}\text{C}$. Množství atmosférického ^{14}C souvisí se sluneční aktivitou. Fotony vyzařované sluncem mají charakter elektromagnetických vln, které blokují kosmickou radioaktivitu tvořenou hlavně paprsky α . Kosmické radioaktivní záření je ale zodpovědné za rozpad molekul dusíku za vzniku nestabilního izotopu ^{14}C . Stoupající intenzita slunečního záření (nepřímo iniciující pokles ^{14}C) mohla přispět (spolu s NAO) ke krátkodobému vzestupu teplot. Následně dochází ke strmému nárůstu $\Delta^{14}\text{C}$. Klesající intenzita slunečního záření umožňovala průchod většího množství kosmické radiace (α paprsky) do atmosféry, a tak vzestup $\Delta^{14}\text{C}$. Zvyšování ^{14}C tak nepřímo vypovídá o trendu klesající intenzity slunečního záření (Speranza *et al.* 2002).

Strmý pokles intenzity slunečního záření tak navazuje na zhruba dvoustleté období pozvolného ochlazování, který byl možná způsoben termohalinními a atmosférickými cirkulacemi. Znatelné klimatické změny v devátém století př. n. l. jsou považovány za přechod mezi subboreálem a subatlantkem (v novější literatuře mezi středním a pozdním holocémem) (Pleskot *et al.* 2017). Někdy bylo jako přechod subboreálu a subatlantiku označováno období, ztotožnitelné s nástupem doby železné. Dobré poznání tohoto období umožnily pokroky v radiokarbonovém datování (Speranza *et al.* 2002). Jako mezník se uvádí rok 850 př. n. l. (Wang *et al.* 2011).

4.3. Klimatické pesimum

Wang *et al.* 2011 objevil při sledování $\delta^{18}\text{O}$ z lastur přílipek získaných u západního pobřeží Skotska rok, u kterého nebyl znatelný větší rozdíl mezi $\delta^{18}\text{O}$ zimního a letního období. Tento jev byl identifikován jako tzv. „rok bez léta“ a byl pravděpodobně způsoben erupcí vulkánu na Islandu. Analogie z moderního období ukazují, že zhoršení podmínek

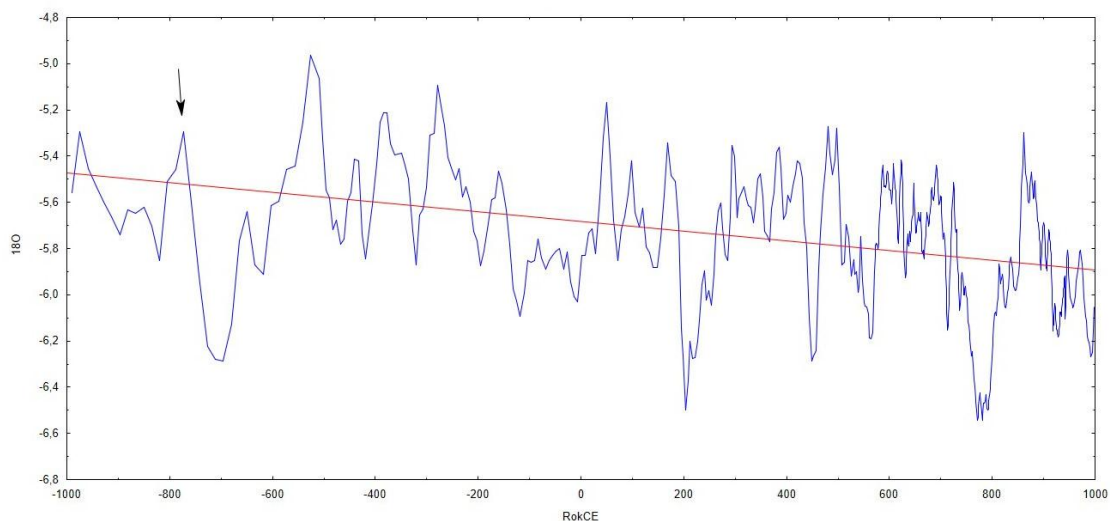
mohlo mít podobný dopad jako erupce Tambory roku 1815 (Wang *et al.* 2011). V období, do kterého byly lastury datovány, došlo ke třem erupcím islandských sopek: Bádarbunga (860 př. n. l.), Grímsvötn (835 př. n. l.) a Grímsvötn (800 př. n. l.) (Gudmundsdóttir *et al.* 2016). V této době pravděpodobně došlo i k erupci sopky v italské Ischii (Margartelli *et al.* 2016). Samostatné sopečné erupce jsou přes svou intenzitu v dlouhodobém časovém měřítku málo významné. Erupce v době tzv. chladného eventu 2,8 ky BP pravděpodobně přispěly (vedle celé řady dalších faktorů) k zhoršování podmínek, především v severní a jižní Evropě (Gudmundsdóttir *et al.* 2016). Zhoršování podmínek bylo charakterizováno klesajícími průměrnými teplotami mezi lety cca. 1000 př. n. l. a 800 př. n. l. Chladný event 2,8 ky BP pak prohloubil teplotní pokles (Wanner *et al.* 2011).

4.4. Klima a počátek doby železné

Obecně přijímaným předělem doby bronzové a doby železné na našem území je období okolo roku 800 př. n. l. Doba bronzová je tak ohraničena dvěma chladnými výkyvy: *event* 4,2ky a 2,8 ky. Zhruba od poloviny 9. století př. n. l. můžeme sledovat znatelný pokles sluneční aktivity, avšak k počátku 8. století pravděpodobně stoupaly teploty. Vzestup teplot od roku 900 př. n. l. (epizodické přerušení dlouhodobého trendu) tak ukončilo výrazné ochlazení, na které navázal teplotní růst až po roce 800 př. n. l. Svědčí o tom období zvýšeného růstu mokřadních borovic (Krapiec *et al.* 2016), ale také izotopy kyslíku ze speleotém a schránek jezerních ostrakod (von Grafenstein *et al.* 2003). Zlepšování podmínek pro růst mokřadních borovic a vzestup teplot tedy pokračovaly navzdory poklesu indexu NAO a klesající sluneční aktivitě. V této době mírně ustupují ledovce (Gjerde *et al.* 2016). Pylové záznamy z krkonošských vrchovišť ukazují špatné podmínky pro lípu, lísku a jilm, naopak borovice a smrk jsou v tomto období zastoupeny více (Speranza *et al.* 2002). Vzdávající teploty mohou být způsobeny telekonexemi mezi atmosférickými cirkulacemi. Vzhledem k tomu, že NAO je nejsilnější v zimních měsících a působí převážně na teploty od prosince do února, jsou letní teploty závislé spíše na kontinentálních cirkulacích (Rust *et al.* 2018). Po celý holocén můžeme pozorovat kontinuální vzestup CH₄ a CO₂, ale v pozdní době bronzové a na počátku doby železné byl vzestup výraznější než v předchozím období (Bradley 2015).

Od druhé poloviny 8. století př. n. l. se následkem pravděpodobně vysokých srážek zvyšovaly hladiny evropských jezer. V předchozích 2000 letech bylo pozorováno několik období s větším přítokem do středoevropských jezer, ale tato období se mezi sebou často neshodují (výraznější srážky jsou v některých jezerních sedimentech zachyceny například pro

období mezi lety 1400 př. n. l. a 1200 př. n. l.). Naopak středopolské Strzeszynskie jezero nebylo v době bronzové determinováno podmínkami, které by způsobily znatelný nárůst vodní plochy. Jezero se nachází v oblasti s relativně malými srážkami. Za předpokladu, že tak byla eliminována méně výrazná vlhká období, je vzestup hladiny v druhé polovině 8. století projevem podmínek, které nenastaly v takové intenzitě v období trvajícím 2000 let (Pleskot *et al.* 2017). Rekonstrukce hydrologických podmínek mokřadů v jižním Polsku ukazuje podobný jev (Krapiec *et al.* 2016).



Graf 6 Šipkou označen teplotní vzestup způsobený solární aktivitou, který přerušil ochlazování na konci středního holocénu. Následoval chladný event 2,8 ky. Na ose Y je znázorněno $\delta^{18}\text{O}$ (Fohlmeister *et al.* 2012).

Období přechodu doby bronzové a železné bylo charakterizované vyššími letními teplotami a vlhkostí (von Grafenstein *et al.* 2003; Boch Spötl 2011). Vzestup hladin jezer také nemusel být způsoben vyššími srážkami, ale mohl souviset se záporným NAO. Po krátkém období vyšších teplot signál $\delta^{18}\text{O}$ zachycený ve speleotémách indikuje impulzivní změnu. Teploty znatelně klesaly k „peaku“ okolo 700 př. n. l. (Fohlmeister *et al.* 2012). Do stejné doby se také dařilo lískám a lipám, k poklesu četnosti jejich pylů došlo později, pravděpodobně se zhoršováním klimatu (Speranza *et al.* 2002). Výsledky limnologických výzkumů ve střední Evropě se shodují pro období charakterizované zvýšením hladin jezer tzv. 2,7 ky – 2,4ky (Pleskot *et al.* 2017). Toto období částečně souvisí s průměrným záporným NAO indexem a nízkými zimními teplotami. Skandinávské ledovce vykazují období růstu v sedmém století a neustupují do konce prvního století př. n. l. (Gudmundsdóttir *et al.* 2016). Vzhledem k faktu, že šíření ledovců koresponduje s průměrnými nízkými teplotami i se srážkami, je těžké rozlišit dominantní faktor (Solomina *et al.* 2014).

4.5. Klima v období halštatu

Interpretace záznamů pokrývajících dobu halštatskou je složitá vzhledem k různorodosti záznamů. V literatuře se uvádí, že klima, které působilo na střeoevropské populace starší doby železné, bylo charakterizováno nízkými teplotami a vysokými srážkami (Tinner *et al.* 2003). Obě tyto proměnné pozitivně korelují s růstem ledovců, který charakterizuje celý neoglaciál (Solomina *et al.* 2014). Hydrologie mokřadních oblastí rovněž naznačuje vlhké kondice (Edvardsson *et al.* 2016). Teploty tak byly oproti subboreálu znatelně chladnější. Období neoglaciálu navíc vykazuje silnou variabilitu teplot v severní Evropě.

Rekonstruované sluneční záření vycházející z $\Delta^{14}\text{C}$ a isotopů beryllia prozrazují, že mezi lety 700 př. n. l. a 600 př. n. l. stoupalo vystavení země slunečním paprskům, zároveň vzestup $\delta^{18}\text{O}$ v speleothémech (Fohlmeister *et al.* 2012) koreluje se zvyšující se teplotou (Riechelmann *et al.* 2016). Dalo by se tedy předpokládat, že okolo roku 600 př. n. l. končí chladné období, jehož nejvýraznějším projevem je impulzivní propad teplot 2,8 ky BP. Je nutné zdůraznit, že téměř po celou dobu železnou byly podmínky severního Atlantiku determinovány Severoatlantickou oscilací, jejíž index se od chladného *eventu* 2,8 ky BP pohyboval průměrně v silně záporných hodnotách způsobujících nízké zimní teploty. Solární záření by pak způsobovalo mírně sušší podmínky, než jsou předpokládány v předchozím období. Důležité je také zohlednit variabilitu NAO pozorovanou v současnosti v zimních a letních měsících (Olsen *et al.* 2012). Na základě těchto proxy informací (velmi hrubých) by bylo možné charakterizovat klima jako silně kontinentální s velkými teplotními rozdíly mezi zimou a létem. Teplotní rozdíly se pravděpodobně prohlubovaly, ale vzdušná vlhkost a srážky se stále zvyšovaly. Se stoupající intenzitou srážek souvisel vzestup hladin rašelinišť a vymírání stromů (Krapiec *et al.* 2016). V mokřadech nacházejících se v Evropě bylo bezlesé období pozorováno po zbytek pozdního holocénu až do recentního období. Hladiny jezer s tím více či méně korespondují (Pleskot *et al.* 2017). Negativní NAO index způsoboval nízkou intenzitu východních a severovýchodních větrů a odklonění hlavních vzdušných proudů směrem ke Grónsku. Severoatlantická oscilace je jev variabilní, jehož centra a projevy se mění kontinuálně. Problémy a nedostatky interpretace jsou způsobeny prací s indexem NAO, který nezachycuje charakter rozložení atlantických cyklon a subanuální variabilitu NAO (Moore – Renfrew 2011). Je zřejmé, že pro paleoekologické účely nelze takovýchto parametrů v rekonstrukce NAO dosáhnout (Olsen 2012). Vzhledem k intenzitě NAO pravděpodobně přebraly vliv nad evropskými teplotami kontinentální klimatické mechanismy.

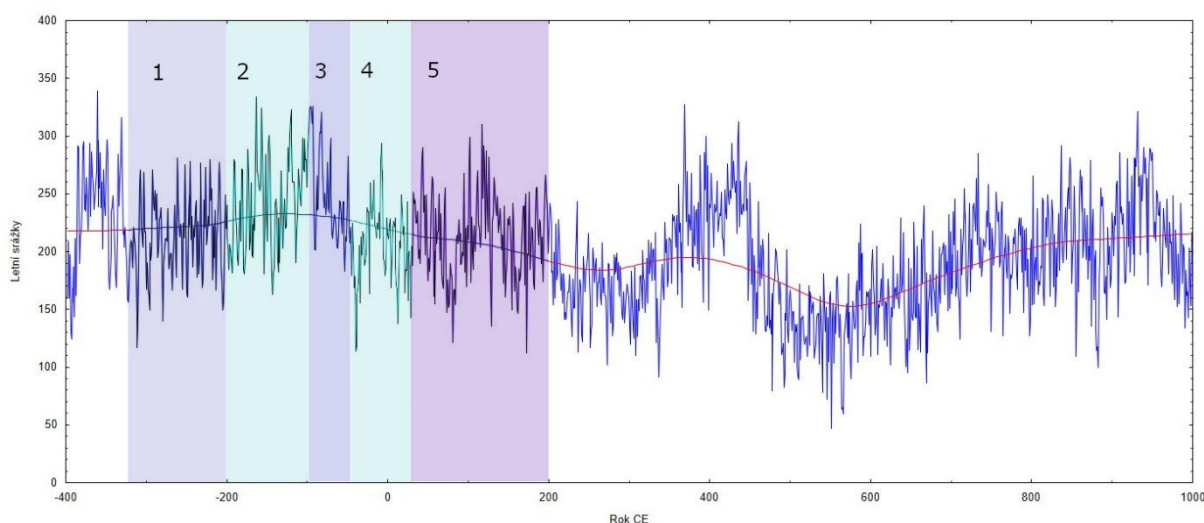
Severoatlantická oscilace se nejvíce projevuje v severní Evropě. Proxy data vypovídající o hladinách finských jezer odpovídají v prvním tisíciletí př. n. l. nízkým hladinám i srážkám (Wanner *et al.* 2011). Tyto podmínky jasně souvisí s NAO (Rust *et al.* 2018). Zajímavý je opačný vývoj v západní části střední Evropy, která by měla v době železné vykazovat podobný trend v závislosti na NAO jako severní Evropa. Vzestup jezerních hladin tedy spojoval oblasti s různou závislostí NAO a srážek. Je tedy možné, že srážky jsou kontinentálního původu. Vodní režim závisí na srážkách a také na přítoku z roztátého sněhu. Důležité jsou podmínky, které zabraňují výparu. Nezáleží pouze na teplotách a srážkách. Výpar a zadržování vody jsou závislé na typu půdy, rostlinném pokryvu a stavu podzemní vody (Thériault *et al.* 2014). Zvýšenou hladinu zaznamenalo i složení jezerních sedimentů v mediteránních oblastech (Fayád *et al.* 2017), což by naznačovalo globální charakter vlhkého období. Mongolská jezera zaznamenala rovněž zvýšené srážky, ale období 800 př. n. l. až 400 př. n. l. bylo v Asii charakterizováno zvyšováním teplot oproti předchozí periodě (Tian *et al.* 2017.). Vlhké podnebí pravděpodobně souvisí se stoupající intenzitou kosmického záření (Tinsley – Yu. 2013), které koreluje i s tvorbou oblačnosti v době eventu 2,8 ky BP. Následná variabilita kosmické radiace měla vliv na mírné zlepšení podmínek následované dalším propadem intenzity slunečního záření okolo roku 400 př. n. l. Tato událost se podobala svou intenzitou již zmiňovanému poklesu sluneční aktivity okolo roku 800 př. n. l. Měla pravděpodobně vliv na další nárůst nebo alespoň udržení vzdušné vlhkosti, ale neovlivnila teploty tak citelně. Roli možná hrála i ladná severoatlantická oscilace.

4.6. Římské klimatické optimum

V literatuře lze najít několik možností datace a interpretace období, které je nazýváno Římským klimatickým optimem. Možnými termíny jsou roky 400 př. n. l. až 400 n. l. Vzhledem k rozdílným podmínkám různých geografických oblastí by měla být počáteční data závislá na oblasti (Wang *et al.* 2011). Další termín využívaný pro označení období Římského klimatického optima je tzv. *Roman warm period* (Margartelli *et al.* 2016). Jedná se období relativně příznivých podmínek mezi *Halštatským klimatickým pesimem* a chladným obdobím doby stěhování národů. Velký vliv na podmínky měly sluneční cykly (Wanner *et al.* 2011). Vzhledem k variabilitě teplot je ale přesnější označení klimatické optimum, protože optimální podmínky byly determinovány vedle teploty dalšími klimatickými faktory. Na základě shlukové analýzy lze do určité míry vymezit období Římského klimatického optima v určitých oblastech a pozorovat rozdíly mezi jednotlivými epochami. Pro clusterovou analýzu bylo využito několik proměnných, které charakterizují vhodnost klimatu pro

zemědělství: rekonstruované hodnoty srážek, teplotní odchylky publikované v práci (Büntgen *et al.* 2011) a solární záření ve wattch na čtvereční metr rekonstruované na základě ^{10}Be v práci (Steinhilber *et al.* 2009).

Na základě clusterové analýzy časového období mezi roky 400 př. n. l. až 400 n. l. můžeme jako počátek klimatického optima stanovit období okolo roku 320 př. n. l. Počáteční období trvalo zhruba do roku 200 př. n. l. Následované bylo časovým úsekem s odlišnějším klimatem mezi roky 200 př. n. l. až 50 př. n. l. Další období, mezi roky 50 př. n. l. a 200 n. l. (úsek 50 př. n. l. až 50 n. l. se odlišoval nevýrazně), bylo ve zvolených podmínkách velmi podobné časovému úseku 320 př. n. l. až 200 př. n. l. Naopak zcela odlišná byla perioda 200 n. l. až 350 n. l. (respektive 400). Jako Římské klimatické optimum ve střední Evropě lze označit období mezi lety 320 př. n. l. až 200 n. l. Klimatické optimum bylo charakterizováno dvěma teplými obdobími (320 př. n. l. až 200 př. n. l.; 50 př. n. l. až 200 n. l.), mezi nimiž bylo období poněkud chladnější (200 př. n. l. až 50 př. n. l.).



*Graf 7 Chladná období (2,4) a teplá období (1,3,5) tzv. římského klimatického optima promítnuta na graf srážek podle (Büntgen *et al.* 2012). Období označené 3 je chladnější epocha náležející do úseku 2.*

4.7. Klima v oblasti laténské kultury

V období, pro něž bylo typické chladné klima spolu s dlouhodobým záporným nebo nevýrazným indexem Severoatlantické oscilace, lze pozorovat vzestup průměrných teplot. Od solárního minima po roce 400 př. n. l. je zachyceno stoupající $\delta^{18}\text{O}$ korelující s teplotami (Pleskot *et al.* 2017). Zároveň z rekonstruované Severoatlantické oscilace vyplývá změna NAO indexu. Klimatické důsledky vyplývající se změny dlouhodobé variability NAO se

týkají především délky trvání zim a průměrných zimních teplot (Olsen *et al.* 2012). Zároveň klesající $\Delta^{14}\text{C}$ přímo související s intenzitou kosmické radiace naznačuje, že se v době zhruba 400 př. n. l. až 200 př. n. l. (Speranza *et al.* 2002) snížila oblačnost a podnebí začalo být sušší než v pozdní době bronzové a halštatské. V severní Evropě vzhledem ke změnám NAO dominovaly vzdušné proudy nesoucí oblačnost z oblasti severního Atlantiku, nicméně letní srážky mohly být ovlivněny poklesem vlhkosti. Oblast přechodového pásu mezi severní a jižní Evropou by pak nebyla rozdílem letních a zimních srážek ovlivněna (Rust *et al.* 2018). Solární aktivita vykazuje po extrémech ve starší době železné poslední výkyv (Bradley 2015). Zvýšená kosmická radiace, která je pro toto období předpokládána, souvisí s nárůstem oblačnosti a snad také s poklesem teplot (Speranza *et al.* 2002). Evropské podnebí přestalo být determinováno převážně solárním vlivem. Na důležitosti nabyly od 4. století př. n. l. projevy termohalinních cirkulací a terestrických vlivů (Tinner *et al.* 2003). Na základě nepřímých informací různého druhu by bylo možné velmi zhruba přirovnat charakter podnebí starší/střední doby laténské (cca. 400 př. n. l. až 200 př. n. l.) k mladší době bronzové (cca. 1200 př. n. l. až 1000 př. n. l.). Počítáme-li s rozdíly ve slunečním záření, můžeme předpokládat v době laténské mírně větší vlhkost, a tudíž mírně horší podmínky pro zemědělství.

Období po roce 300 př. n. l. se vyznačovalo dalším snižováním amplitud oscilací slunečního záření, které i přes nižší variabilitu korespondují s fluktuací průměrných teplot (Steinilber *et al.* 2009). Období 200 př. n. l. až 100 př. n. l. bylo ovlivněno převážně záporným NAO. Jak již bylo zmíněno, index NAO nebyl konstantní, jeho variabilita tak v průběhu roku i v delších časových úsecích kolísá. Oproti vývoji v předchozích dvou stech letech můžeme pozorovat značnou variabilitu jak v teplotních proxy datech, tak ve srážkách (Büntgen *et al.* 2011).

4.8. Klima pozdní doby laténské a počátku doby římské ve střední Evropě

Podle rekonstrukce indexu NAO Olsemnem *et al.* můžeme usuzovat, že posledních sto let před přelomem letopočtu byl index Severoatlantické oscilace převážně kladný a tedy NAO mohla způsobovat dřívější tání sněhové pokrývky v kombinaci s mírnými teplotami (Olsen *et al.* 2012). Sluneční záření bylo intenzivnější a méně variabilní než v předchozí periodě. (Steinilber *et al.* 2009). Naopak variabilita teplot byla velmi nízká. V porovnání s předešlými obdobími bylo první století př. n. l. bez znatelnějších klimatických výkyvů. To se týká jak srážek, tak především teplot. Síla větru a intenzita bouří by měla být vzhledem k NAO v tomto období vyšší, ale přihlédneme-li k umístění sledované oblasti, můžeme tuto

proměnou zanedbat. Pro srovnání může posloužit $\delta^{13}\text{C}$ ze speleotém z oblasti Řecka. Výsledky ukazují velmi aridní období ve středomořském kontextu, s časovým rozsahem po celou druhou polovinu 1. tisíciletí př. n. l. Suché mediteránní podnebí tak odpovídá NAO indexu a koresponduje s předpokladem, že bylo klima ovlivněno spíše telekonexemi vzdušných cirkulací (Psomiadis *et al.* 2018). Rekonstruované srážky z letokruhů historických dřev z Bavorska podle Büntgen *et al.* (2011) ukazují, že první století před naším letopočtem bylo oproti období 200 př. n. l. až 100 př. n. l. sušší, zhruba podobně jako perioda 400 př. n. l. až 200 př. n. l. (Büntgen *et al.* 2011). Speleotémy získané v Alpách vykazují rozdílný vývoj a zvyšující se srážky (Boch – Spötl 2011). Teploty prvního století př. n. l., odvozené z $\delta^{18}\text{O}$, byly v porovnání s předchozími 350 lety nízké (Fohlmeister *et al.* 2012) Tato data korespondují s $\delta^{18}\text{O}$ z Grónských ledovcových vrtů GISP2, GRIP, NGRIP (Kobashi *et al.* 2011). Teploty nižší než v předchozích letech tak byly kompenzovány stabilitou klimatu. Z mořských sedimentů získaná proxy data naznačují, že teplota Severního moře byla v době římské nejvyšší ze subatlantiku. Římské klimatické optimum na základě sezonality zachycené v lasturách přílipek zasazuje Wang *et al.* (2011) mezi roky 200 př. n. l. a přelom letopočtu. Z porovnání rekonstruovaných ročních teplot tzv. *Římského optima* (200 př. n. l. až 1 n. l. Podle Wang *et al.* 2011), získaných z izotopového signálu schránek přílipek, s *neoglaciálem* (1300 př. n. l. až 1000 př. n. l.) vyplývá, že teploty v době *Římského optima* byly mírně chladnější než v době *neoglaciálu*. Rozdíl zhruba $0,3^{\circ}\text{C}$ v zimních obdobích o $\sim 1^{\circ}\text{C}$ je pouze orientační. Zohledníme-li časové období obou period, variabilitu teplot a omezený počet radiokarbonovou metodou datovaných lastur, můžeme považovat tyto výsledky za zajímavý nástin variability dvou optimálních období (Wang *et al.* 2011).

4.9. Klima ve starší době římské ve střední Evropě

Rasmussen *et al.* (2007) zaznamenal zvyšující se počty mořských měkkýšů v sedimentech, odpovídajících 2. století př. n. l. až konci 2. stol. n. l. V periodě posledních 200 let před přelomen letopočtu byl výskyt mořských měkkýšů spíše marginální. Od přelomu tisíciletí se pak objevily druhy citlivé na teploty, jejichž dalšími ekologickými nároky je i salinita větší než 25 psu. Tyto druhy se až na výjimky v oblastech okolo Dánska nevyskytují, právě z důvodu nízké salinity (Rasmussen *et al.* 2007). Křivky $\delta^{18}\text{O}$ ze speleotém a ledovcových jader se shodují na vzestupu teplot po přechodu starší doby římské (Fohlmeister *et al.* 2012; Kobashi *et al.* 2011). Analýzy speleotém mediteránních oblastí naznačují, že v době přelomu letopočtu končilo suché období, které trvalo ve Středomoří zhruba 500 let. Vzestup teplot byl pak zaznamenán také (Psomiadis *et al.* 2008). Srážky se ve

středoevropských poměrech výrazně nelišily od předchozího vývoje v posledních 100 letech před přelomem letopočtu. Letokruhy také vypovídají o vzestupu teplot (Büntgen *et al.* 2011). $\Delta^{14}\text{C}$ vypovídá klesající intenzitě slunečního záření (Steinhilber *et al.* 2009). Sluneční záření pak nekoresponduje s teplotním vývojem. Období je charakterizováno kladným indexem NAO. K závěru druhého století je předpokládán pokles teplot (Büntgen *et al.* 2011).

4.10. Klima v mladší době římské ve střední Evropě

Přechod starší a mladší doby římské charakterizuje impulzivní klesání teplot zachycené v letokruzích a krápnících (Büntgen *et al.* 2011; Fohlmeister *et al.* 2012; Psomiadis *et al.* 2008). Grónské ledovce globální teplotní pokles podporují (Kobashi *et al.* 2011). Z proxy archivů také vyplývá, že se na počátku třetího století objevil kladný „peak“ slunečního záření a také byl zaznamenán vzestup hodnot indexu Severoatlantické oscilace (Bradley 2015; Olsen *et al.* 2012). Pyly pelyňku a šáchorovitých rostlin v horských rašeliništních oblastech nemění svou četnost v porovnání s předchozími obdobími, klesá pouze četnost pylu borovice. Pyly ostatních dřevin mírně klesají, pravděpodobně díky sušším podmínkám v okolí rašelinišť (Speranza *et al.* 2002). Tento stav může indikovat převažující mechanismy NAO, které způsobují nízké srážky na severu Čech (Rust *et al.* 2018). Pokles intenzity kosmické radiace přispěl globálně k suššímu klimatu (Speranza *et al.* 202).

Suché podmínky netrvaly po celou mladší dobu římskou. Okolo počátku čtvrtého století analýzy isotopů $\delta^{18}\text{O}$ z jeskyně Klapferloch ukazují stoupající trend srážek (Boch – Spötl 2011). Ve střední Evropě bylo 4. a 5. století charakterizováno vlhčími podmínkami. Vrchol srážek v tomto období se pohyboval okolo roku 400 a srážky se podobaly svou intenzitou konci doby laténské (Büntgen *et al.* 2011). Teploty pak byly také vysoké (Fohlmeister *et al.* 2012) a pyly anemogamních rostlin indikují optimální podmínky (Speranza *et al.* 2002). NAO ve své pozitivní fázi podporovalo teplotní růst (Olsen *et al.* 2012). V mladší době římské můžeme pozorovat vysokou variabilitu podmínek (Holt *et al.* 2011).

4.11. Klima v době stěhování národů a v merovejském období

Období stěhování národů je stejně jako předchozí vývoj klimatu poznamenáno oscilacemi slunečního záření, intenzity NAO, kontinentálního klimatického vzoru a dalších jevů. Výsledkem je quasiperiodický charakter teplotních vzestupů a poklesů s periodou zhruba 100 let.

Pomineme-li pokles s vrcholem okolo roku 450, byl celkový trend vývoje teplot od roku 300 vzestupný až do konce 5. století (Fohlmeister *et al.* 2012). Stoupající teploty však byly při porovnání s Římským klimatickým optimem nižší (Büntgen *et al.* 2011). Rozdíly středomořských teplotních podmínek mezi klimatickým optimem a stěhováním národů se zdají mnohem výraznější (Psomiadis *et al.* 2018). Na vině může být převládající kladná severoatlantická oscilace. Index NAO pak po roce 500 klesl za velmi krátkou dobu z čísel blížících se 2 pod 0. Tato impulzivní změna pak zcela jistě poznamenala teploty ve střední Evropě (Fohlmeister *et al.* 2012; Büntgen *et al.* 2011). V 6. století můžeme pozorovat pokles teplot spolu s vzestupem slunečního záření působícího na pokles kosmické radiace, a tak nepřímo vytvářejícího suché podmínky (Steinhilber *et al.* 2009). Roku 536 byl zaznamenán kritický jev související s vulkanickou erupcí rovníkové sopky. Jednalo se o takzvaný rok bez léta. Sopečný prach zastínil velkou část zemského povrchu, a tak nepřímo zamezil letnímu vzestupu teplot (Wang *et al.* 2011). V tomto roce byla zaznamenána negativní teplotní anomálie oproti předchozím a následujícím rokům. Srážky byly oproti průměru předchozích 20. let jen mírně nižší (Büntgen *et al.* 2011).

Minimum $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$, které vypovídají o srážkách, můžeme pozorovat v polovině 6. století. Od záporného *peaku* vypovídajícího o suchu můžeme pozorovat pozvolný trend přibývajících vlhkosti. Mezi roky 600 a 750 můžeme pozorovat stabilní teploty a relativní optimum, přerušené zřetelným poklesem s nejvyššími zápornými teplotními anomáliemi okolo počátku 9. století. V období 8. století n. l. pronikalo do atmosféry Země zřetelně vyšší množství kosmické radiace, než je standardní. Vystavení země většímu množství galaktické radiace mělo za následek strmě vzrůstající obsah atmosférického ^{10}Be a ^{14}C . V grónských ledovcích pak není tento trend zachycen nebyl. Není zcela jasné, co mohlo tento výkyv obsahu atmosférického ^{10}Be způsobit. Pravděpodobnými scénáři je vliv terestrických klimatických mechanismů, variabilita slunečního záření nebo exploze supernovy. Klimatické mechanismy také způsobují nerovnoměrnou distribuci ^{10}Be v atmosféře a znesnadňují poznání příčin tohoto jevu (Miyake *et al.* 2015). V období výkyvu ^{10}Be v roce 780 n. l. byly podle letokruhů stabilní teploty narušeny jen mírným teplotním poklesem (Büntgen *et al.* 2011), naopak $\delta^{18}\text{O}$ z krápníků ukazují strmý teplotní propad (Fohlmeister *et al.* 2012). Srážky byly pravděpodobně za posledních 250 let nejintenzivnější (Büntgen *et al.* 2011).

4.12. Klima raného raného středověku

Období raného středověku, respektive období shodující se se středo a starohradištním obdobím v Čechách, je obecně charakterizováno jako počínající klimatické optimum.

Takzvané raně středověké klimatické pesimum předcházelo klimatickému optimu. Trend zvyšujících teplot byl nejvýraznější od cca. roku 850 a trval do vrcholného středověku (Fohlmeister *et al.* 2012; Büntgen *et al.* 2011).

5. Klima v době železné a římské na území Čech ve vztahu k osídlení: případová studie

Lidské populace adaptovaly složité vzorce chování, které pomáhají v přizpůsobení se měnícím se přírodním podmínkám. Problematika dopadu projevů klimatických mechanismů (které jsou samy o sobě komplexními jevy) na lidské populace je velmi složitá. Můžeme se alespoň pokusit o nástin dopadů NAO a variability klimatu na minulé lidské společnosti. Vzhledem k faktu, že NAO je nejvýraznější v zimních měsících, má jeho intenzita vliv na teploty především v zimě. Záporné hodnoty NAO tak způsobují větší mortalitu mláďat drobných savců a ptáků. Výrazně negativní teploty tak mohly mít vliv na úmrtnost lovené zvěře, chovaných zvířat a do jisté míry i lidí (Ottersen *et al.* 2000). Zimní teploty způsobovaly akumulaci sněhové pokrývky, která znesnadňovala zimní pastvu (Bouzek 2005) a navyšovala objem spotřebované letniny (Dreslerová 1996). Vzhledem k faktu, že kosa byla používána až od doby laténské, není pravděpodobné, že by to té doby bylo na výživu dobytka sušeno seno (Bouzek 2005). Obilnářství mohlo být poznamenáno projevem dlouhotrvající záporné NAO, kterým byly dlouhé zimy (Ottersen *et al.* 2000). K zajištění dobré sklizně je důležité zasít ve vhodnou dobu. Dlouhé zimy, ale především teplotní nestálost a další podmínky ohrožovaly dosažení požadovaného výnosu na druhou stranu tající pozdní sněhová pokrývky poskytuje potřebnou závlahu především v podhorských oblastech. Úpravu načasování setí, sklizně a celé řady dalších úkonů bylo možné upravovat na základě pranostik. Plinius starší uvádí, že: „*Pro řádné hospodaření je nutno mít plán a časový rozvrh, pomáhají tu i pranostiky.*“ (Plinius XVII). Pranostiky shrnovaly kauzality pozorované po generace a umožňovaly velmi hrubou předpověď krátkodobého vývoje počasí. Dalšími způsoby předpovědi počasí byla orientace podle hvězd a pozorování oblohy. Hvězdy sloužily jako kalendář, ale také jako prostředek věštby (alespoň v římském světě). Měsíčními fázemi byl upravován cyklus života venkovské populace a načasování prací. Událostmi, které Plinius zmiňuje jako kritické a nepředvídatelné, jsou sucha (Plinius XVII).

5.1. Vliv variability srážek na zemědělské populace

Srážky v kombinaci s hydrologickým režimem mají vliv na sucha a záplavy. Říční přítok je ovlivněn v jarních měsících tajícím sněhem. V Čechách je tak jarní průtok řek oblastí Podkrušnohoří, Podkrkonoší a Pošumaví nejvíce spjat s nakumulovanou sněhovou pokrývkou

v době zimních měsíců. Vzhledem k vztahu průtoku a akumulace sněhové pokrývky můžeme předpokládat, že lidské osídlení se bude koncentrovat v suchých obdobích v oblastech s vyšším přítokem a místech, kde je zadržována voda. Důležitým faktorem je i NAO, ovlivňující sněhovou pokrývku (Rust *et al.* 2018). NAO index působí na různé oblasti ve střední Evropě zcela rozdílně. V oblasti Čech ovlivňuje sněhová pokrývka jarní přítok, ale v létě, záleží především na srážkách (vznikajících z výparu). NAO tedy není pro oblast Čech z hlediska hydrologických změn podstatná (Steirou *et al.* 2016).

Srážky, především jejich nedostatek determinují výnos z pěstovaných plodin (Brázdil *et al.* 2015). Protikladným jevem k suchu jsou srážky vyšší než optimum. Z paleoklimatologických pramenů je těžký odhad, jaký byl úhrn srážek a jestli byl pro zemědělství optimální. Jako nejlepší pro porozumění srážkám se ukazují dendroekologické analýzy, jak radiálního přírůstu, tak izotopů. Holt (2013) rozpoznal v letokruzích suché roky související s krizovými obdobími (Holt 2013). Brázdil *et al.* (2015) popisuje možnosti odvození indexů sucha z letorostů dubu. Zrekonstruované průměry ročních srážek mohou ukázat na suché a vlhké roky (Büntgen *et al.* 2011). Nejlepším zdrojem pro porozumění vlivu klimatu/srážek na zemědělství, potažmo na lidskou společnost, jsou narativní a osobní písemné prameny. Selektce písemností, která probíhala v období středověku, značně zredukovala výběr dnes dostupných antických písemných pramenů. Ze starověkého období se zachovala spíše historická díla, ve kterých jsou zmínky o podnebí omezeny na jevy, kterým byl připisován zvláštní význam. Využití pramenů osobní povahy souvisí spíše s historickou klimatologií raného novověku a s deníky a paměťmi pozemkové šlechty (Vybíral *et al.* 2014).

Vysoká vlhkost způsobovala příhodné podmínky pro parazity a škůdce a vyšší citlivost obilnin k poškození. Záleží hlavně na načasování srážek. (Tinner *et al.* 2003). Nejdůležitější pro růst obilnin je dostatek srážek především na počátku května. Lidové pranostiky znějí: „*Studený/mokrý máj - v stodole ráj*“ nebo „*mokrý máj - chleba hoj*“. Pozdní sníh také nemusí znamenat špatné podmínky (Munzar 1985). Pro růst travin, tedy i obilnin, je důležitý dostatečný přísun srážek na počátku vegetační sezony. Nedostatek srážek způsobuje odumírání odnoží, a tím pádem značné snížení výnosů až o polovinu. K suchu jsou nejnáchylnější C3 rostliny, které trpí vysokou ztrátou vody. Vypařování vody zabraňuje uzavíráním průduchů, a tak dochází k omezení fotosyntézy a růstu. Ztráty výnosů způsobené následkem sucha se dají zmírnit kombinací pěstování C3 rostlin a prosa, které je strukturou stomat a fotosyntézou na sucho adaptované. Vlhkost v jarních měsících přispívá k optimálnímu růstu. Naopak v době, kdy obilí dozrává, preferují C3 traviny spíše stepní

suché podmínky. Srážky v letním období způsobují různé deformity, klas napadají černě, plísňe a parazité (Brázdil *et al.* 2015).

5.2. Vztah klimatu a prostorového rozmístění osídlení

Podle Bouzka (2005) lidské osídlení odpovídá převládajícím podmínkám. Determinují ho především srážky. Toto tvrzení se týká zejména osídlení říčních niv a zátopových oblastí. V suchých obdobích tak lidé mají sklon osidlovat záplavové oblasti, a naopak ve vlhkých obdobích se vzdalují z rizikových či zatopených míst. Lidské osídlení tak může být využíváno také jako nepřímá indicie (Bouzek 2005).

5.3. Materiály a metody

Pro ověření hypotézy, že osídlení zátopových oblastí souvisí se srážkami, bylo využito dat získaných z ADC. Období mezi roky 1000 př. n. l. a 1000 n. l. bylo rozděleno na časové úseky zhruba po 200 letech. Data byla získána a upravena pro použití χ^2 testu. V GIS byly zjištěny četnosti komponent pro jednotlivá období v zátopových oblastech. Dále pak byla okolo ostatních úseků řek vytvořena obalová vrstva s rádiem odpovídajícím průměrné šířce zátopových oblastí (0.39 km). Vzhledem k charakteru užitých dat byly absolutní četnosti komponent převedeny na četnost komponent na 1000 km². Poměry četnosti komponent v obalové zóně řek a mimo ni byly převedeny na očekávanou četnost a χ^2 testem porovnávány s četnostmi v záplavových oblastech a mimo měřenou vzdálenost od řek. Cílem testu bylo zjistit, jestli se v jednotlivých obdobích liší osídlení okolí řek od osídlení zátopových oblastí. Dále potom může být řešena otázka vztahu srážek a prostorového rozložení lidského osídlení.

5.4. Diskuse: Vztah člověka a klimatu od roku 1000 př. n. l. do roku 1000 n. l.

5.4.1. Předchozí vývoj osídlení do roku 1000 př. n. l.

Lidé, obývající území Čech ve sledovaném období, byli zemědělci, závislí na pěstování travin domestikovaných v oblasti Levanty především pšenice jednozrnky a dvouzrnky. Z toho vyplývá, že ekologické nároky těchto plodin jsou nakloněny spíše aridním podmínkám s dostatkem slunečního záření. V době neogláciálu to mohlo být období po skončení chladného výkyvu 4,2 ky (Tinner *et al.* 2003). V posledních dvou stoletích druhého tisíciletí př. n. l. můžeme pozorovat rozvoj osídlení Podkrušnohoří a dalších výše položených oblastí (Demján - Dreslerová 2016). Tinner *et al.* (2003) pozoruje tento jev v Alpských oblastech mnohem dříve, naopak v 12. století zmiňuje pokles osídlení. Je možné, že tento stav způsobily změny v NAO, která ovlivňuje mediteránní a severoevropskou oblast jiným způsobem (Alpy i Česká kotlina se nachází v okrajových oblastech těchto regionů) (např. Rust *et al.* 2018).

5.4.2. Sídlní vývoj v době popelnicových polí v souvislosti s klimatickou variabilitou

Posledních 200 let doby bronzové bylo klima charakterizováno zvlhčujícími se podmínkami a klesajícími teplotami. Po celé období klesalo zalidnění Čech, a to poměrně strmě. Podle rekonstrukce Demjána a Dreslerové (2016) můžeme usuzovat, že vrchol zalidnění české kotliny byl v jedenáctém století př. n. l. V roce 800 př. n. l. dosáhlo zalidnění svého minima, nikoliv ovšem absolutního (Demján - Dreslerová 2016). Ve Středomoří je toto období nazýváno *temným obdobím* spojeným s etnickými posuny a výměnami elitních vrstev. Temné období ale začalo na počátku 12. století př. n. l. tzv. *stěhováním mořských národů* (Drake 2012). Mladší a pozdní doba bronzová znamená ve střední a západní Evropě velmi znatelnou populační expanzi. Zároveň došlo k rozvoji metalurgie a válečnictví (Jantzen *et al.* 2015). Zaznamenaná četná bojiště a migrace tak mohly souviset s přelidněním. Naopak mezi lety 1000 př. n. l. a 800 př. n. l. mohly být hnacím mechanismem migrace do Středomoří a válek pozvolna se zhoršující podmínky.

Není ale jisté, jak na lidi působily pozvolna se zhoršující podmínky. Podle Demjána a Dreslerové (2016) došlo v tomto období k poklesu populace. Je obtížné odhadnout, co bylo příčinou. Možnými interpretacemi jsou migrace do okolních oblastí či do Středomoří, hladomor způsobený nízkými výnosy a konflikty vyvolané přelidněním. Je jisté, že populační pokles předcházel rapidní zhoršení klimatu zhruba o sto až dvě stě let. V době *eventu 2,8 ky* byla populace již na minimu. V Irsku byl pozorován podobný jev jako v Čechách, implikující, že populační vývoj se shodoval ve více oblastech Evropy. Armit *et al.* (2014) upozorňuje na strukturu pozdně bronzové společnosti. Vzhledem k relativně malému počtu oblastí, ve kterých bylo možno těžít suroviny, byla ekonomika postavena na dálkovém obchodu. S tím souviselo i rozložení moci a prostorová distribuce osídlení. Bylo tak možné, že krize na počátku doby železné byla spojena s větší dostupností surovin (železa), rozrušením dosavadních mocenských struktur a určitými nepokoji (Armit *et al.* 2014). Takovýto vývoj mohl přispět k snižování populace, ale nevysvětluje počátek poklesu hustoty osídlení nejméně sto let před „kolapsem doby bronzové“. Šlo tak pravděpodobně o souhrn problémů environmentálního a sociálního charakteru.

Podle dat z ADC se osídlení mezi lety 1000 př. n. l. a 800 př. n. l. koncentrovalo v podhorských oblastech, které se vyznačují větším přítokem, zvláště v kombinaci s poklesem NAO. Osídlení je pak situováno do blízkosti řek stejným poměrem jako v *Římském klimatickém optimu*. Osídlení zátopových oblastí se neshoduje na 5% hladině volnosti s osídlením ostatních úseků řek, ale je daleko častější. Zvýšené osídlení záplavových oblastí

tak koresponduje spíše se suchým klimatem. Problém spočívá v datování s nepřesným rozlišením. V tomto případě je možné zkreslení způsobeno rychlým poklesem populace. Nejvíce pozůstatků po sobě zanechaly lidé žijící na populačním vrcholu na počátku 10. století a s klesajícím zalidněním se četnost komponent snižuje. Možná interpretace je, že toto rozložení spíše charakterizuje klimatické optimum v 10. století př. n. l. než přechodové období. Dreslerová et al. zmiňuje na základě archeobotanických analýz, že suché období na našem území mohlo trvat do roku 700 př. n. l. (Dreslerová *et al.* 2012). Převládající suché období by tak vysvětlovalo rozložení lidského osídlení po celou tuto dobu.

5.4.3. Sídlní vývoj ve starší době železné ve vztahu k proměnám podnebí

Na pokles průměrných teplot navázal tzv. event 2,8 ky charakterizovaný impulzivním propadem teplot, na který navazuje období velmi vlhké a poměrně chladné. Populační úroveň zůstává v době halštatské víceméně konstantní (Demján – Deslerová 2016). Vzhledem ke změnám se musela populace adaptovat na nové podmínky, především ve způsobu využívání krajiny a v zemědělství. Možnou adaptací tak mohlo být pěstování většího množství ječmene a pšenice špaldy (Kočár Dreslerová 2010). Dreslerová *et al.* (2012) upozorňuje, že skladba pěstovaných plodin nemusela v relativně pokročilých společnostech doby železné souviset s přírodními podmínkami, ale mohla být spíše otázkou kulturní preference. Zároveň neznáme informace o ekologických nárocích plodin v minulosti (Dreslerová *et al.* 2012). S nárůstem vzdušné vlhkosti souvisela především susceptibilita zemědělských plodin ke škůdcům a expanze parazitů a plžů. Parazité mohli na rozdíl od pouhých teplot, vlhkosti a nadmořské výšky způsobit pokles výnosů a změnu pěstovaných plodin (Tinner *et al.* 2003). Adaptací na měnící se klima mohl být rozvoj hutnictví a začátek užívání železných nástrojů, které umožňovaly účinněji hospodařit na zemědělské půdě (Behringer 2007).

Vývoj rozložení osídlení odpovídá spíše pomalejším klimatickým změnám. Po období, kdy se koncentrovalo osídlení v záplavových oblastech, u řek s větším průtokem klesá osídlení zátopových oblastí. Mezi 800 př. n. l. a 600 př. n. l. vzrůstala intenzita srážek. Ani na 10% hladině významnosti se nepodařilo vyvrátit nulovou hypotézu, že hustota osídlení zátopových oblastí se lišila od hustoty osídlení u jiných částí řek. Vzhledem k signifikanci nelze jednoznačně tvrdit, že osídlení nebylo rozdílné. Můžeme však odhadovat, že se oproti předchozím dvěma stům let osídlení přesouvá dále od záplavových oblastí, což by indikovalo zvyšující se srážky. Mezi roky 700 př. n. l. a 500 př. n. l. znatelně srážky přesahovaly výpar (Dreslerová *et al.* 2012).

Od roku 600 př. n. l. do roku 400 př. n. l. se osídlení záplavových oblastí značně lišilo od předpokládaných hodnot. Četnost komponent tak ukazuje vrcholící trend opouštění záplavových oblastí naznačující, že nejlhčí období doby železné bylo po roce 600 př. n. l. Průměrné teploty v tomto období klesaly, ale podle proxy dat bylo podnebí mezi lety 600 př. n. l. až 400 př. n. l. značně variabilní. Variabilita srážek by tak vysvětlovala nepředvídatelnost záplav a odsun lidí z ohrožených území. Po roce 500 př. n. l. pak stoupá hustota osídlení (Demján - Dreslerová 2016), možná související s technologickým rozvojem a adaptacemi vyvolanými nepříznivými podmínkami (Deslerová *et al.* 2012).

5.4.4. Mladší doba železná: Populační pokles v období klimatického optima

V období po roce 400 př. n. l. můžeme pozorovat zlepšování podmínek, snižování srážek a stabilitu klimatu. Okolo roku 320 př. n. l. začíná teplotní optimum. Vhodné podmínky podobné mladší době bronzové trvají do roku 200 př. n. l. Časový úsek mezi 400 př. n. l. a 200 př. n. l. je spojen s opačným vývojem osídlení zátopových oblastí, než jaký můžeme pozorovat na konci starší doby železné. Průměr procent osídlení v blízkosti větších vodních toků (bez záplavových oblastí oproti „vnitrozemí“) je okolo 70%, nicméně v období 400 př. n. l. až 200 př. n. l. je podíl sídelních komponent v blízkosti řek jen 20%. Vzhledem k tomuto rozdělení není hustota osídlení v zátopových oblastech i přes to, že nabývá dvojnásobek očekávané četnosti, nijak velká. Lze tak konstatovat, že zátopové oblasti byly využívány více než další oblasti v blízkosti řek, ale osídlení v okolí řek bylo velmi nízké.

Osídlení v době laténské se přesouvalo od řek a byly osidlovány vyšší polohy. Otázkou je, jestli byl důvodem exploatace výše položených ploch dále od řek zvyšující se podíl pastevectví. Pro oblasti jižních a západních Čech, které byly změnami osídlení nejvíce ovlivněny, nejsou k dispozici osteologické nálezy, které by potvrdily intenzivnější pastevectví (Dreslerová *et al.* 2012). Podle Demjána a Dreslerové (2016) bylo osídlení Čech nejčetnější okolo roku 400 př. n. l. a s postupem času klesalo (Demján Dreslerová 2016). Klesající zalidnění od roku 400 př. n. l. v době technologického vrcholu doby laténské navíc charakterizovaného příznivým klimatem. Je možné, že optimální podmínky a vysoká úroveň životních podmínek způsobily nízký přírůstek populace? Také by tento trend mohl být vysvětlen tzv. *Keltskou expanzí* a migrací do mediteránních oblastí. Pro testování těchto hypotéz by bylo potřeba zpracování trendů hustoty a prostorového rozložení osídlení ve zbytku Evropy, stejně jako pro oblast Čech vytvořili Demján a Dreslerová (2016).

Většinu posledních dvou set let př. n. l. tvořily mírně horší a chladné podmínky. Na 99% konfidenčním intervalu se shoduje osídlení zátopových oblastí a předpokládané hodnoty. Toto období tak můžeme hrubě charakterizovat jako srážkově optimální.

5.4.5. Exkurs: Tažení Teutonů a Cimbrů

Pro období mladší doby železné jsou k dispozici historické prameny se záznamy o klimatických extrémech. Jednou z nejvýraznějších událostí byly záplavy na Jutském poloostrově a v oblastech severního Německa související s obdobím intenzivních bouří mezi roky 120 až 114 př. n. l. V tomto období také počala migrace Cimbrů a Teutonů (Lamb 1977). Oblast, ze které tyto kmeny pocházely, je silně ovlivněna oceánským klimatem. Záplavy se objevily na konci zhruba stoletého období záporného NAO indexu, tedy chladu a sucha. Drake (2017) využívá Bayesiánské *change point analysis* k určení období se zvýšenou pravděpodobností krizových období, která souvisí se změnou NAO indexu. Pravděpodobnost krize v tomto období (0,75) založená na NAO (Drake 2017) tak ještě byla zesílena záplavami.

5.4.6. Lidské osídlení Čech v poslední fázi Římského klimatického optima a době římské

Starší doba římská se shoduje s konečnou teplou fází *Římského klimatického optima*. Klima v tomto období by se mělo podle clusterové analýzy podobat období mezi 320 př. n. l. a 200 př. n. l. Pro starší i mladší dobu římskou data neumožňují ani na 90% konfidenčním intervalu jednoznačně stanovit, jestli se očekávaná četnost liší od hustoty osídlení. Vzhledem k menším srážkám oproti předchozímu vývoji a datům z ADČ lze pouze předpokládat pokračování trendů z doby laténské a časné doby římské a mírné zvyšování hustoty osídlení.

NAO index byl v období první poloviny prvního tisíciletí n. l. převážně kladný. Tento trend tak lze očekávat po celou dobu římskou. Ale i v období, které je ovlivněno kladnou NAO jsou záporné výkyvy. NAO index (Olsen et al. 2012) je zjištěn s přesností zhruba na 25 let. V době smrti Augusta a Germanikova tažení tak byl průměrný NAO index okolo 1,5 (Olsen *et al.* 2012). Tacitus píše o prudkých deštích v zimním období v Panonii roku 14 (Tacitus Letopisy I, 30). V tom samém roce měly nastat záplavy způsobené rozvodněným Tiberem (Tacitus Letopisy I, 76). Roku 16. v souvislosti s Germanikovým tažením Tacitus zmiňuje, že Germánům v boji napomáhají dlouhé zimy a krátké léto (Tacitus Letopisy II, 5). Z těchto indicií lze usuzovat o převládání záporného zimního NAO indexu, jehož projevem jsou právě popsané podmínky.

V raném císařství a zčásti v období pozdní republiky byly podmínky v Germánii chladné a s relativně malým úhrnem letních srážek. Společně s nízkým indexem NAO

nemusely být tyto podmínky nutně nevýhodné pro zemědělskou produkci. Kromě krátkých období sucha v dobách okolo let 50 př. n. l. a n. l. bylo klima ve všech ohledech stabilní, a kromě teplot byly všechny podmínky příznivé. V tomto období se také v Hercynii konstitoval po dlouhé době stabilní státní útvar Marobudova svébského kmenového svazu.

Otázkou je, jak se klimatické podmínky promítly do výživy populace. Písemné prameny popisují ekonomiku *Germánů* jako založenou na chovu dobytka (Tacitus; *Germania* II). V době římské byl mezi pěstovanými plodinami velmi častý ječmen (Kočár - Dreslerová 2010). Diskutováno je i využití ječmene jako krmiva pro hospodářská zvířata (Dreslerová *et al.* 2012). Sušší podmínky (méně vhodné pro pastevní hospodářství) by tak mohly vysvětlovat přikrmování dobytka obilím, kterému se dařilo (Bouzek 2005). Dobytkářství, kdy je potřeba větších ploch pro zemědělství, by korespondovalo s nízkým zalidněním. Příznivé podmínky způsobily v prvním století n. l. populační expanzi ve většině Evropy včetně Skandinávie (Barret 2008). Na našem území však pozorujeme opak (Demján Dreslerová 2016).

5.4.7. Exkurs: Markomanské války

Období konfliktů nazývané jako markomanské války spadá do doby, ve které Drake (2017) nepředpokládá pravděpodobnost války (Drake 2018). Koordinovaný nájezd svébských kmenů a sarmatských Jazygů na území říše se odehrál v optimálních podmínkách. Možným vysvětlením je populační expanze způsobená optimálními podmínkami, podobně jako v raně středověké Skandinávii (Barret 2008). Důsledkem mohl být vysoký počet mladších synů, kteří neměli dědit a obživu si museli získat jiným způsobem.

K podnebným faktorům patří i srážky. Zásobování římské armády rozprostřené na území jižní a střední Moravy probíhalo po souši, ale kromě vytvářených cest byla využita říční síť. Pro dopravu proviantu sloužily především řeky Morava a Dyje (Komoróczy Vlach 2017). Zásobování tak umožňovaly optimální hydrologické podmínky. Transport po zamrzlých řekách vzhledem k NAO není pravděpodobný.

5.4.8. Exkurs: Krize římského impéria a gótská migrace

Pravděpodobnost výskytu *tzv. push faktoru* byla vysoká v první polovině 3. století (Drake 2017), tedy v období římské krize. Další významné barbarské nájezdy lze pozorovat od roku 250, tedy v době stabilních teplot a zvyšujících se srážek, kdy NAO index nenaznačuje pravděpodobnost barbarských vpádů. V této době pak na dunajském limitu hojně dochází ke střetům barbarů a římské branné moci. Roku 268 porazil Claudius II. Góty v bitvě u Naisu (Niš). Přes dunajský limit také zaútočili Herulové směrem k Egejskému moři a

Vandalové, jejichž cílem byla provincie Panonie. V 70. letech pak byla rozdrobená říše stabilizována Aureliánem. Následuje relativně klidná perioda dominátu (Veh 2002). Je tak pravděpodobné, že Germánské vpády měly stejnou příčinu jako tzv. Markomanské války.

Naopak změny severoatlantické oscilace spolu se suchem v oblasti severovýchodního Balkánu a Ukrajiny na konci 4. století měly podíl na tzv. Gótské migraci. Události, které předcházely bitvě u Hadrianopole pravděpodobně souvisely s klimatickými změnami, konkrétně s poklesem NAO indexu. Následná pravděpodobnost v této době přesahuje 0,85 (Drake 2017).

5.4.9. Stěhování národů a Merovejské období

V letech 400 př. n. l. až 600 př. n. l. bylo osidlování zátopových oblastí vyšší, lze tak soudit na 90% konfidenčním intervalu. Lidské osídlení se tak přizpůsobovalo sušším podmínkám. Po celé období byla vysoká pravděpodobnost *push faktoru* (Drake 2017).

5.4.10. Raný středověk

V období raného středověku byla hustota osídlení poblíž řek po časovém úseku 400 př. n. l. až 200 př. n. l. nejnižší. Oproti tomu bylo osídlení zátopových oblastí intenzivnější, nejvíce v období 600 až 800 n. l., méně pak v letech 800 až 1000.

Závěr

Kombinace paleoklimatologie, archeologických a písemných pramenů umožňuje poznání vlivu klimatu na lidské populace. Nicméně lidské společnosti jsou velmi složitými komplexy a interpretace klimatologických pramenů v kombinaci s archeologickými je tak značně komplikovaná. Ekologické a paleoekologické výzkumy tak mohou lépe postihnout vztah klimatu a cílových organismů. Toho bývá využíváno k odvození například úhrnu srážek a teplot z četnosti pylů, prvoků, měkkýšů a dalších biot. Kromě těchto organismů jsou biotickými proxy daty i pozůstatky dřeva stromů, které mohou být zachovalé v historických budovách, v archeologických situacích nebo v *off-site* nalezištích, jako jsou rašeliniště. Stromy jsou velmi citlivé ke srážkám a hodí se pro rekonstrukci průměrných srážek letních a jarních období. Současný pokrok tak umožňuje i rozdělení letokruhů na roční období, ve kterých vznikaly. Dalšími hlavními zdroji záznamů, zprostředkovaných především izotopy, jsou krápníky a ledovce. Grónské a horské ledovce poskytují kromě $\delta^{18}\text{O}$ také informace o atmosférickém CO_2 , metanu a ^{14}C . Datované morény horských ledovců vypovídají o fázích zalednění a extenzi ledovců, tedy o chladných obdobích. Jezerní sedimenty nesou informace o hladinách jezer, vlhkosti období a okolní vegetaci. Spolu s dalšími metodami lze vytvořit poměrně přesný obraz o klimatu v určité době.

Srážkami bylo ovlivněno prostorové rozložení osídlení v Čechách, především sídelní aktivity v záplavových oblastech, které lidé ve vlhčích obdobích opouštěli. Nadmořská výška sídlišť na první pohled také souvisela spíše s kulturními vlivy a stavem zemědělství spíše než s klimatem. Hustota osídlení souvisí s klimatickými změnami. Standardní korelační koeficienty neposkytují možnost tento vztah kvantifikovat vzhledem k složitosti kulturních vlivů na společnosti. Spearmanův korelační koeficient mezi hustotou osídlení a klimatickými proměnnými se pohybuje okolo nuly. Složitost těchto vztahů můžeme pozorovat na počátku doby železné a na jejím konci. Pokles hustoty osídlení po roce 300 př. n. l. by mohla vysvětlit urbanizace a koncentrace lidí ve velkých sídlištích. Ovšem i v tom případě by bylo časté venkovské zemědělské osídlení rozprostřené v krajině. Populační pokles v době laténské by mohl být způsoben migrací související s expanzí keltských kmenů po Evropě a Malé Asii. Migrace by mohla být sledována v celoevropském kontextu, nástroje k tomu poskytl Demján (Demján - Dreslerová 2016). Zpracování populační dynamiky v dalších oblastech by mohlo pomoci sledovat (nejen) migraci a v kombinaci s klimatologickými daty i osvětlit její charakter. Znalost proměn hustoty osídlení v komplexu sídelních celků v kombinaci s

Bayesiánskou analýzou (Drake 2017) následné pravděpodobnosti založené na změnách NAO nebo srážek může pomoci rozklíčovat charakter a příčiny migrací v době železné.

Literatura

ALLEY, W.M. 1984: The Palmer Drought Severity Index: limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23, 1100–1109.

ANHÄUSER, T., GREULE, M., KEPPLER, F. 2017: Stable hydrogen isotope values of lignin methoxyl groups of four tree species across Germany and their implication for temperature reconstruction. *Science of the Total Environment* 579, 263–27.

ARMIT, I., SWINDLES, G., BECKER, K., PLUNKETT, G., BLAAUW, M. 2014: Rapid climate change did not cause population collapse at the end of the European Bronze Age. *PNAS* 111, 17045–17049.

BARBARO, E., SPOLAOR, A., KARROCA, O., PARK, K.-T., MARTMA, T., ISAKSSON, E., KOHLER, J., GALLET, J. C., BJORKMAN, M. P., CAPPELLETTI, D., SPREHNH, G., ZANGRANDO, R., BARBANTEA, C., GAMBARO, A. 2017: Free amino acids in the Arctic snow and ice core samples: Potential markers for paleoclimatic studies. *Science of the Total Environment* 607–608, 454–462.

BARBANTE, C., SPOLAOR, A., CAIRNS, W. R. L., BOUTRON, C. 2017: Man's footprint on the Arctic environment as revealed by analysis of ice and snow. *Earth-Science Reviews* 168, 218–231.

BARRET, J. H. 2008: What caused the Viking Age? *Antiquity* 82, 671–685.

BEHRINGER, W. 2007: Kulturní dějiny klimatu: Od doby ledové po globální oteplování. Praha

BILLAMBOZ, A. 2004: Dendrochronology in lake-dwelling research. In Menotti, F. (Ed.): *Living on the lake in prehistoric Europe: 150 years of lake dwelling research*. Londýn-New York.

BLYTH, A. J., HARTLAND, A., BAKER, A. 2016: Organic proxies in speleothems e New developments, advantages and limitations. *Quaternary Science Reviews* 149, 1-17.

BOCH, C., SPÖTL, R. 2011: Reconstructing palaeoprecipitation from an active cave flowstone. *Journal of Quaternary Science* 26 (7), 675–687.

(<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/speleothem/europe/austria/klapferloch2011.xls>)(12. 2.)

BOSLE, J., M., MISCHÉL, S., A., SCHULZE, A.-L., SCHOLZ, D., HOFFMANN, T. 2013: Quantification of low molecular weight fatty acids in cave drip water and speleothems using HPLC-ESI-IT/MS — development and validation of a selective method. *Anal Bioanal Chem* 406, 3167–3177.

BOUZEK, J. 2005: Klimatické změny ve středoevropském pravěku. *Archeologické rozhledy* 57, 493–528.

BRADLEY, R. 2015: *PALEOCLIMATOLOGY: Reconstructing Climates of the Quaternary. Amsterdam.*

BRADLEY, S.L., SIDDALL, M., MILNE, G.A., MASSON-DELMOTTE, V., WOLFF, E. 2013: Combining ice core records and ice sheet models to explore the evolution of the East Antarctic ice sheet during the Last Interglacial period. *Global and Planetary Change* 100, 278-290.

BRÁZDIL, R., TRNKA, M., ŘEZNÍČKOVÁ, L., BALEK, J., BARTOŠOVÁ, L., BIČÍK, I., CUDLÍN, P., ČERMÁK, P., DOBROVOLNÝ, P., DUBROVSKÝ, M., FARDA, A., HANEL, M., HLADÍK, J., HLAVINKA, P., JANSKÝ, B., JEŽÍK, P., KLEM, K., KOCUM, J., KOLÁŘ, T., KOTYZA, O., KYNCL, T., KRKOŠKA LORENCOVÁ, E., MACKŮ, J., MIKŠOVSKÝ, J., MOŽNÝ, M., MUZIKÁŘ, R., NOVOTNÝ, I., PÁRTL, A., PAŘIL, P., POKORNÝ, R., RYBNÍČEK, M., SEMERÁDOVÁ, D., SOUKALOVÁ, E., STACHOŇ, Z., ŠTĚPÁNEK, P., ŠTYCH, P., TREML, P., URBAN, O., VAČKÁŘ, D., VALÁŠEK, H., VIZINA, A., VLNAS, R., VOPRAVIL, J., ZAHRADNÍČEK, P., ŽALUD, Z. 2015: Historie počasí a podnebí v českých zemích XI: Sucho v českých zemích: minulost, současnost a budoucnost. Centrum výzkumu globální změny Akademie věd České republiky, Brno.

BRUNN, A. G. 2010: Statistical and visual crossdating in R using the dplR library. *Dendrochronologia* 28, 251-258.

BÜNTGEN, U., TEGEL, W., NICOLUSSI, K., MCCORMICK, M., FRANK, D., TROUET, V., KAPLAN, J. O., HERZIG, F., HEUSSNER, K.-U., WANNER, H., LUTERBACHER, J., ESPER, J. 2011: 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *SCIENCE* 331, 578-582.

COOK, E. R., D'ARRIGO, R. D., MANN, M. E. 2001: A Well-Verified, Multiproxy Reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since A.D. 1400. *Journal of Climate* 15, 1754-1764.

DEJI, YAOA, T., YANGA, X., XUA ,B., ZHAOA, H., LIA, J., LID ,Z., WUA, G., YAOA, P., YOUA, C., ZHUA, M., WANGA, M., QUA, D., LID, Q. 2017: Warming and wetting climate during last century revealed by an ice core in northwest Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 487, 270–277.

DEMÉNY, A., NÉMETH, P., CZUPPON, G., LEÉL-ŐSSY, S., SZABÓ, M., JUDIK, K., NÉMETH, T., STIEBER, J. 2016: Formation of amorphous calcium carbonate in caves and its implications for speleothem research. *Scientific reports*.

DEMJÁN, P., DRESLEROVÁ, D., 2016: Modelling distribution of archaeological settlementevidence based on heterogeneous spatial and temporal data. *Journal of Archaeological Science* 69, 100-109.

DINCAUZE, D. F. 2000: *Environmental Archaeology: Principles and Practice*. Cambridge University Press.

DONAT, M. G., LECKEBUSCH, G. C., PINTOB, J. G. ULBRICH, U. 2010: Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases. *International Journal of Climatology* 30, 1289–1300.

DOUGLAS, A. E. 1920: Some topographic and climatic characters in the annual rings of the yellow pines and sequoias of the southwest. *Proceedings of the American Philosophical Society* 61, (2) 117-122.

DRAKE, B. L. 2012: The influence of climatic change on the Late Bronze Age Collapse and the Greek Dark Ages. *Journal of Archaeological Science* 39, 1862-1870.c

DRAKE, B. L 2017: Changes in North Atlantic Oscillation drove Population Migrations and the Collapse of the Western Roman Empire. *Scientific Reports* 7.

DRESLEROVÁ, D. 1996: Modelování přírodních podmínek mikroregionu na základě archeologických dat. *Archeologické rozhledy* 48, 605-614; 709-712

DRESLEROVÁ, D., KOČÁR, P., CHUMAN, T., ŠEFRNA, L., PONIŠTIAK, Š. 2012: Variety in cereal cultivation in the Late Bronze and Early Iron Ages in relation to environmental conditions. *Journal of Archaeological Science* 40, 1988-2000

DRESLEROVÁ, D., KOČÁR, P., CHUMAN, T. 2016: Praveké osídlení, půdy azemědělské strategie. *Archeologické rozhledy* 58, 19–46.

ECKSTEIN, D., SCHWEINGRUBER, F. 2009: Dendrochronologia—A mirror for 25 years of tree-ring research and a sensor for promising topics. *Dendrochronologia*, 27 (1), 7-13

ECKSTEIN, J., LEUSCHNER, H., H., BAUEROCHSE, A., SASS-KLAASSEN, U. 2009: Subfossil bog-pine horizons document climate and ecosystem changes during the Mid-Holocene. *Dendrochronologia* 27, 129–146.

ESPER, J., KRUSIC, P. J., PETERS, K., FRANK, D. 2008: Exploration of long-term growth changes using the tree-ring detrending program “Spotty”. *Dendrochronologia* 27, 75–82.

EDVARDSSON, J., LEUSCHNER, H. H., LINDERSON, H., LINDERHOLM, H. W., HAMMARLUND, D. 2012: South Swedish bog pines as indicators of Mid-Holocene climate variability. *Dendrochronologia* 30, 93-103.

EDVARDSSON, J., STOFFEL, M., CORON, C., BRAGAZZA, L., LEUSCHNER, H. H., CHARMAN, D. J., HELAMA, S. 2016: Subfossil peatland trees as proxies for Holocene palaeohydrology and palaeoclimate. *Earth-Science Reviews* 163, 118–140.

EXTIER, T., LANDAIS, A., BRÉANT, C., PRIÉ, F., BAZIN, L., DREYFUS, G., ROCHE, D. M., Leuenberger, M. 2018: On the use of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ for ice core dating. *Quaternary Science Reviews* 185, 244-257.

FAYAD, A., GASCOIN, S., FAOUR, G., LÓPEZ-MORENO, J. I., DRAPEAUA, L., LE PAGE, M., ESCADAFAL, R. 2017: Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review. *Journal of Hydrology* 551, 374–396.

FOHLMEISTER, J. 2008: Carbon isotopes in stalagmites and drip water Tracers of soil processes. Univerzita v Heidelbergu.

FOHLMEISTER, J., SCHRÖDER-RITZRAU, A., SCHOLZ, D., SPÖTL, C., RIECHELMANN, D. F. C., MUDELSEE, M., WACKERBARTH, A., GERDES, A., RIECHELMANN, S., IMMENHAUSER, A., RICHTER, D. K., MANGINI, A. 2012: Bunker Cave stalagmites: an archive for central European Holocene climate variability. *Climate of the Past* 8, 1751–1764.

(<https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/speleothem/europe/germany/bunker2012stack.txt>) (1. 3. 2018)

- FOROOZAN, Z., POURTAHMASI, K., BRÄUNING, A. Stable oxygen isotopes in juniper and oak tree rings from northern Iran as indicators for site-specific and season-specific moisture variations. *Dendrochronologia* 36, 33-39.
- FOWLER, A. 1988: Climatic reconstruction from tree rings. *Weather and Climate* 8, 33-45.
- FRANKENSTEIN, C., ECKSTEIN, D., SCHMITT, U. 2004: The onset of cambium activity – A matter of agreement? *Dendrochronologia* 23, 57-62.
- GABRIELLI, P., BARBANTE, C., BERTAGNA, G., BERTÓ, M., BINDER, D., CARTON, A., CARTURAN, L., CAZORZI, F., COZZI, G., DALLA FONTANA, G., DAVIS, M., DE BLASI, F., DINALE, R., DRAGÀ, G., DREOSSI, G., FESTI, D., FREZZOTTI, M., GABRIELI, J., GALOS, S. P., GINOT, P., HEIDENWOLF, P., JENK T, M., KEHRWALD, N., KENNY, D., MAGAND, O., MAIR, V., MIKHALENKO, V., NAN LIN, P., OEGGL, K., PIFFER, G., RINALDI, M., SCHOTTERER, U., SCHWIKOWSKI, M., SEPPI, R., SPOLAOR, A., STENNI, B., TONIDANDEL, D., UGLIETTI, C., ZAGORODNOV, V., ZANONER, T., ZENNARO, P. 2016: Age of the Mt. Ortles ice cores, the Tyrolean Iceman and glaciation of the highest summit of South Tyrol since the Northern Hemisphere Climatic Optimum. *The Cryosphere*, 10, 2779-2797.
- GAGEN, M., MCCARROLL, D., ROBERTSON, I., LOADER, N. J., JALKANEN, R. 2008: Do tree ring $\delta^{13}\text{C}$ series from *Pinus sylvestris* in northern Fennoscandia contain long-term non-climatic trends?. *Chemical Geology* 252 (1–2), 42-51.
- GARCÍA, R., GIMENO, L., HERNÁNDEZ, E., PRIETO, R., RIBERA, P. 2000: Reconstructing the North Atlantic atmospheric circulation in the 16th, 17th and 18th centuries from historical sources. *Climate Research* 14, 147-151.
- GESSLER, A., FERRIO, J. P., HOMMEL, R., TREYDTE, K., WERNER, R. A., MONSON, R. K. 2014: Stable isotopes in tree rings: towards a mechanistic understanding of isotope fractionation and mixing processes from the leaves to the wood. *Tree Physiology* 34, 796–818.
- GJERDE, M., BAKKE, J., VASSKOG, K., NESJE, A., HORMES, A. 2016: Holocene glacier variability and Neoglacial hydroclimate at Ålftobreen, western Norway. *Quaternary Science Reviews* 133, 28-47.

- GRUD, H., BRIFFA, K. R., KARLEN, W., BARTHOLIN, T. S., JONES, P. D., KROMER, B. 2002: A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12 (6) 657–665.
- GUDMUNDSDÓTTIR, E. R., LARSEN, G., BJÖRCK, S., INGÓLFSSON, Ó., STRIBERGER, J. 2016: A new high-resolution Holocene tephra stratigraphy in eastern Iceland: Improving the Icelandic and North Atlantic tephrochronology. *Quaternary Science Reviews* 150, 234-249.
- HAAS, J. N., RICHOZ, I., TINNER, W., WICK, L. 1997: Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* 8 (3) 301–309.
- HATVANI, I. G., KERN, Z., LEÉL-OSSY, S., DEMÉNY, A. 2017 Speleothem stable isotope records for east-central Europe: resampling sedimentary proxy records to obtain evenly spaced time series with spectral guidance. *Earth Systems Science Data* 10, 139–149.
- HOLT, D., H., 2013: Germania and climate variability in 3rd and 4th centuries A.D.: a methodological approach to dendroclimatology and human migration. *Physical Geography* 32, 241-268.
- HONG, S., CANDELONE, J.-P., PATTERSON, C. C., BOUTRON, C. F. 1996: History of Ancient Copper Smelting Pollution During Roman and Medieval Times Recorded in Greenland Ice. *Science* 272, 246-249.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M. 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation, Geophys. Monogr. Ser. 134. Washington, D. C.
- HURRELL, J. W., DESER, C. 2017: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79, 231–244.
- CHRISTEN, J. A. A. 1994: Bayesian Approach to Wiggle-Matching. *Journal of Archaeological Science* 22, 119-725.
- CHUN, K.P., MAMET, S.D., METSARANTAD, J., BARR, A., JOHNSTON, J., WHEATER, H. 2017: A novel stochastic method for reconstructing daily precipitation times-series using tree-ring data from the western Canadian Boreal Forest. *Dendrochronologia* 44, 9-18.

IVERSEN, J., 1941: Landnam i Danmarks Stenalder. Land occupation in Denmark's Stone Age. *Danm. Geol. Unders.* 2, 66-65.

JANTZEN, D., BRINKER, U., ORSCHIEDT, J., HEINEMEIER, J. 2015: A Bronze Age battlefield? Weapons and trauma in the Tollense Valley, north-eastern Germany. *Antiquity* 85, 417-433.

JIANPING, L. I., WANG, J. X. L. A 2003: New North Atlantic Oscillation Index and Its Variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20, 661–676.

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 ice cores. *Journal of Geophysical Research* 102, 26 471-26 487.

JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., STIÉVENARD, M., LANDAIS, A., VIMEUX, F., JOHNSEN, S. J., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., White, J. W.C. 2005: Rapid deuterium-excess changes in Greenland ice cores: a link between the ocean and the atmosphere. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (10–11), 957-969.

KERN, Z., PATKÓ, M., KÁZMÉR, M., FEKETE, J., KELE, S., PÁLYI, Z. 2012: Multiple tree-ring proxies (earlywood width, latewood width and d13C) from pedunculate oak (*Quercus robur* L.), Hungary. *Quaternary International* 293, 257-267.

KOBASHI, T., KAWAMURA, K., SEVERINGHAUS, J. P., BARNOLA, J.- M., NAKAEGAWA, T., VINTHER, B. M., JOHNSEN, S. J., BOX, J. E. 2011: High variability of Greenland surface temperature over the past 4000 years estimated from trapped air in an ice core. *Geophysical Research Letters* 38, L21501.
(<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/isotopes/gisp2-temperature2011.txt>) (5. 5. 2018)

KOČÁR, P., DRESLEROVÁ, D. 2010: Archeobotanické nálezy pěstovaných rostlin v pravěku České republiky. *Památky archeologické* 101, 203-242.

KOMORÓCZY, B., VLACH, M. 2017: Archeologická stopa (vel)moci na nepřátelském území. *Živá archeologie* 19, 35-41.

- KOPROWSKI, M., DUNCKER, P. Tree ring width and wood density as the indicators of climatic factors and insect outbreak affecting spruce growth. *Ecological indicators* 23, 332-337.
- KRAPIEC, M., SZYCHOWSKA-KRAPIEC, E. 2016: Subfossil bog-pine chronologies from The Puszczyna Wielka raised bog, Orawa Basin, southern Poland. *Quaternary International* 415, 145-153.
- LAMB, H. H. 1977: *Climate: Present, Past and Future, Volume 2: Climatic History and the Future*. Methuen & Co. Ltd, Oxon.
- LAURITZEN, S.-E., LUNDBERG, J. 1999: Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene* 9 (6), 659-669.
- LEMIEUX-DUDON, B., BLAYO, E., PETIT, J.-R., WAELBROECK, C., SVENSSON, A., RITZ, C., BARNOLA, J.-M., NARCISI, B. M., PARRENIN, F. 2010: Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 29, 8-20.
- LEONELLI, G., BATTIPAGLIABN, G., CHERUBINI, P., SAURERE, M., SIEGWOLF, R. T.W., MAUGERIF, M., STENNI, B., FUSCOA, S., MAGGIA, V., PELFINII, M. 2017: Larix decidua $\delta^{18}O$ tree-ring cellulose mainly reflects the isotopic signature of winter snow in a high-altitude glacial valley of the European Alps. *Science of the Total Environment* 579, 230-237.
- LE ROY, M., DELINE, P., CARCAILLET, J., SCHIMMELPFENNIG, I., ERMINI, M., ASTER Team 2017: ^{10}Be exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. *Quaternary Science Reviews*, 118-138.
- LUTERBACHER, J., XOPLAKI, E., DIETRICH, D., JONES, P. D., DAVIES, T. D., PORTIS, D., GONZALEZ-ROUCO, J. F., VON STORCH, H., GYALISTRAS, D., CASTY, C., WANNER, H. 2004: Extending North Atlantic oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters* 2, 114-124.
- LOADER, N. J., ROBERTSON, I., MC CARROLL, D. 2003: Comparison of stable carbon isotope ratios in the whole wood, cellulose and lignin of oak tree-rings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 395-407.

MAGNYA, M., VANNIÈRE, B., CALO, C., MILLET, L., LEROUX, A., PEYRON, O., ZANCHETTA, G., LA MANTIA, T., TINNER, W. 2011: Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30, 2459-2475.

MARGARITELLI, G., VALLEFUOCO, M., DIRITA, F., CAPOTONDI, L., BELLUCCI, L.G., INSINGA, D. D., PETROSINO, P., BONOMO, S., CACHO, I., CASCELLA, A., FERRARO, L., FLORINDO, F., LUBRITTO, C., LURCOCK, P.C., MAGRI, D., PELOSI, N., RETTORI, R., LIRE, F. 2016: Marine response to climate changes during the last five millennia in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change* 142, 53-72.

MAURI, A., DAVIS, B. A., S., COLLINS, P., M., KAPLAN, J., O. 2015: The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews* 112, 109-127.

MUNZAR, J. 1985: *Medardova kápě aneb pranostiky očima meteorologa*. Horizont, Praha.

MIYAKE, F., SUZUKI, A., MASUDA, K., HORIUCHI, K., MOTOYAMA, H., MATSUZAKI, H., MOTIZUKI, Y., TAKAHASHI, K., NAKAI, Y. 2015: Cosmic ray event of A.D. 774–775 shown in quasi-annual ^{10}Be data from the Antarctic Dome Fuji ice core. *Geophysical Research Letters*

MAYEWSKI, P., A., ROHLING, E., E., STAGER, J., C., KARLEN, W., MAASCH, K., A., MEEKER, L., D., MEYERSON, E., A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R., R., STEIG, E., J. 2004: Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.

MC CARROLL, D., LOADER, N., J. 2004: Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews* 23, 771–801.

MILLER, M. F. 2018: Precipitation regime influence on oxygen triple-isotope distributions in Antarctic precipitation and ice cores. *Earth and Planetary Science Letters* 481, 316–327.

MOORE, G. W. K., RENFREW, I. A. 2013: Cold European winters: interplay between the NAO and the East Atlantic mode. *Atmospheric Science Letters* 13 (1), 1-8.

NAULIER, M., SAVARD, M.M., BÉGIN, C., MARION, J., ARSENEAULT, D., BÉGIN, Y. 2014: Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction. *Chemical Geology* 374–375, 37–43.

- NOVAK, K., DE LUIS, M., ČUFAR, K., RAVENTÓS, J. 2017: Frequency and variability of missing tree rings along the stems of *Pinus halepensis* and *Pinus pinea* from a semiarid site in SE Spain. *Dendrochronologia*, 45, 62-72.
- OHHASHI, Y., YAMAZAKI, K. 1999: Variability of the Eurasian Pattern and Its Interpretation by Wave Activity Flux. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 77, 495-511.
- OLSEN, J. 2012: Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years, *Nature Geoscience* 5, 808–812.
- OSBORN, T. J. 2006: Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation. *Weather* 61, 353-355.
- OTTERSEN, G., PLANQUE, B., BELGRANO, A., POST, E., REID, P. C., STENSETH, N. C. 2000 Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oceanologia* 128, 1–14.
- PERISTYKH, A. N., DAMON, P. E. 2003: Persistence of the Gleissberg 88- year solar cycle over the last ~12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Solar and Heliospheric Physics* 108 (A1).
- PHILLIPS, M. R., REES, E. F., THOMAS, T. 2013: Winds, sea levels and North Atlantic Oscillation (NAO) influences: An evaluation. *Global and Planetary Change*. 100, 145-152.
- PLESKOT, K., TJALLINGII, R., MAKOHONIENKO, M., NOWACZYK, N., SZCZUCINSKI, W. 2017: Holocene paleohydrological reconstruction of Lake Strzeszynskie (western Poland) and its implications for the central European climatic transition zone. *Journal of Paleolimnology* 59 (4), 443–459.
- PSOMIADIS D., DOTSIKA E., ALBANAKIS K., GHALE B., HILLAIRE-MARCEL, C. 2018: Speleothem record of climatic changes in the northern Aegean region (Greece) from the Bronze Age to the collapse of the Roman Empire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 489, 272–283.
- QIN, C., YANGA, B., BRÄUNING, A., GRIEBINGER, J., WERNICKEC, J. 2015: Drought signals in tree-ring stable oxygen isotope series of Qilian juniper from the arid northeastern Tibetan Plateau. *Global and Planetary Change* 125, 48–59.

RASMUSSEN, P., PETERSEN, K. S., RYVES, D. B. 2007: Environmental change in Danish marine waters during the Roman Warm Period inferred from mollusc data. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 13, 21–24.

RIEHELMANN, S., SCHRÖDER-RITZRAU, A., SPÖTL, C., RIEHELMANN, D. F. C., RICHTER, D. K., MANGINI, A., FRANK, N., BREITENBACH, S. F. M., IMMENHAUSER, A. 2016: Sensitivity of Bunker Cave to climatic forcings highlighted through multi-annual monitoring of rain-, soil-, and dripwaters. *Chemical Geology* 449, 194–205.

RUST, W., HOLMAN, I., CORSTANJE, R., BLOOMFIELD, J., CUTHBERT, M. 2018: A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe. *Earth-Science Reviews* 177, 164-174.

SEDLÁČEK, R., BENEŠ, J., ČEJKOVÁ, A., KOLÁŘ, T., KOMÁRKOVÁ, V., KYNCL, T., NOVÁK, JAN., NOVÁKOVÁ, K., NOVÁKOVÁ, K. 2008: Studna z Dražkovic u Pardubic: komplexní archeobotanika a archeologická analýza. In BENEŠ, J., POKORNÝ, P. (ed.): *Bioarcheologie v české republice*. České budějovice – Praha, 285-330.

SEJRUP, H. P., SEPP, H., MCKAY, N. P., KAUFMAN, D. S., GEIRSDÓTTIR, Á., DE VERNAL, A., RENSSSEN, H., HUSUM, K., JENNINGS, A., ANDREWS, J. T. 2016: North Atlantic-Fennoscandian Holocene climate trends and mechanisms. *Quaternary Science Reviews* 147, 365-378.

SCHARNWEBER, T., COUWENBERG, J., HEINRICH, I., WILMKING, M. 2015: New insights for the interpretation of ancient bog oak chronologies? Reactions of oak (*Quercus robur* L.) to a sudden peatland rewetting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 417, 534–543.

SCHAUB, M., BÜNTGEN, U., KAISER, K. F., KROMER, B., TALAMO, S., ANDERSEN, K. K., RASMUSSEN, S. O. Lareglacial environmental variability from Swiss tree rings. *Quaternary Science Reviews* 27, 29–41.

SOLOMINA, O. N., BRADLEY, R. S., HODGSON, D. A., IVY-OCHS, S., JOMELLI, V., MACKINTOSH, A. N., NESJE, A., OWEN, L. A., WANNER, H., WILES, G. C., YOUNG, N. E. 2014: Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 111, 9-34.

SPERANZA, A., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J. 2002: Evidence for solar forcing of climate change at ca. 850 cal BC from a Czech peat sequence. *Global and Planetary Change* 35, 51–65.

SPÖTL, R., BOCH, C. 2012: Uranium series dating of speleothems. In. *White, W., B., Culver, D., C. ed., ENCYCLOPEDIA OF CAVES*, 838–844.

STEINHILBER, F., BEER, J., FRÖHLICH, C. 2009: Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, L19704.

(ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/steinhilber2009tsi.txt) (17. 3. 2018)

STEIROU, E., GERLITZ, L., APEL, H., MERZ, B. 2017: Links between large-scale circulation patterns and streamflow in Central Europe: A review. *Journal of Hydrology* 549, 484–500.

STERNBERG, L., CAMILA, M., WILLIAM, P., ANDERSON, T., HOPE JAHREN, A. 2006: Variation in oxygen isotope fractionation during cellulose synthesis: intramolecular and biosynthetic effects. *Plant, Cell and Environment* 29, 1881–1889.

STOKES, C. R., TARASOV, L., BLOMDIN, R., CRONIN, T. M., FISHER, T. G., GYLLENCREUTZ, R., HÄTTESTRAND, C., HEYMAN, J., HINDMARSH, R. C. A., HUGHES, A. L. C., JAKOBSSON, M., KIRCHNER, N., LIVINGSTONE, S. J., MARGOLD, M., MURTON, J. B., NOORMETS, R., PELTIER, W. R, PETEET, D. M., PIPER, D. J.W., PREUSSER, F., RENSSSEN, H., ROBERTS, D. H., ROCHE, D. M., SAINT-ANGE, F., STROEVEN, A. P., TELLER, J. T. 2015: On the reconstruction of palaeo-ice sheets: Recent advances and future challenges. *Quaternary Science Reviews* 125,15-49.

TIAN, F., WANG, Y., LIU, J., TANG, W., JIANG, N. 2016: Late Holocene climate change inferred from a lacustrine sedimentary sequence in southern Inner Mongolia, China. *Quaternary International* 452, 22-32.

TINNER, W., LOTTER, A., F., AMMANN, B., CONEDERA, M., HUBSCHMID, P., VAN LEEUWEN, J., F., N., WEHRLI, M. 2003: Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews* 22, 1447–1460.

TINSLEY, B. A., YU, F. 2013: Atmospheric Ionization and Clouds as Links Between Solar Activity and Climate. In PAP, J. M., FOX, P., FROHLICH, C., HUDSON, H. S., KUHN, J., MCCORMACK, J., NORTH, G., SPRIGG, W., WU, S. T. ed., *Solar Variability and Its Effects on Climate* 1.

THÉRIAULT, J. M., MILBRANDT, J. A., DOYLE, J., MINDER, J. R., THOMPSON, G., SARKADI, N., GERESDI, I. 2014: Impact of melting snow on the valley flow field and precipitation phase transition. *Atmospheric Research* 156, 111–124.

THOMPSON, L. G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M. E., MASHIOTTA, T. A., HENDERSON, K. A., LIN, P.-N., TANDONG, Y. 2006: Ice core evidence for asynchronous glaciation on the Tibetan Plateau. *Quaternary International* 154–155, 3–10.

VEH, O. 2002: *Lexikon římských císařů od Augusta po Justiniana* I. České Budějovice

VERNAL, A., GERSONDE, R., GOOSSE, H., SEIDENKRANTZ, M.-S., WOLFF, E. W. 2013: Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction. *Quaternary Science Reviews* 79, 1–8.

VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B., JOHNSEN, S. J., RASMUSSEN, S. O., ANDERSEN, K. K., BUCHARDT, S. L., DAHL-JENSEN, D., SEIERSTAD, I. K., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., STEFFENSEN, J. P., SVENSSON, A., OLSEN, J., HEINEMEIER, J. 2006: A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 111, D13102.

VISBECK, M. H., HURRELL, J. W., POLVANI, L., CULLEN, H. M. 2001: The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *PNAS* 98, 12876–12877.

VON GRAFENSTEIN, U., DANIS, P.-A., MASSON-DELMOTTE, V. 2003: Sensitivity of deep lake temperature to past and future climatic changes: A modeling study for Lac d'Annecy, France, and Ammersee, Germany. *Journal of Geophysical Research*, 108. (https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/europe/germany/ammersee_1999.txt) (5. 3. 2018)

VRBOVÁ, J., POKORNÝ, P. 2001: Mrtvý les u Třeboně – netradiční doklad krajinných procesů na počátku středověké kolonizace jihočeských pánví, *Archeologické rozhledy* 53, 704–716.

VYBÍRAL, Z., BRÁZDIL, R., KOTYZA, O. 2014: Paměti Pavla Korky z Korkyně: *Zápisky křesťanského rytíře z počátku novověku*. České Budějovice.

WAGNER, M., WIDMANN, M. 2008: Mid- to Late Holocene climate change: an overview, *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.

WANG, T., SURGE, D., MITHEN, S. 2011: Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 317–318, 104–113.

WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J. O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S. A., PRENTICE, I. C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WONG, C., BREECKER, D., o. 2015: Advancements in the use of speleothems as climate archives. *Earth and Planetary Science Letters* 458, 58–68.

WANNER, H., BRÖNNIMANN, S., CASTY, C., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., SCHMUTZ, C., STEPHENSON, D. B., XOPLAKI, E. 2001: North atlantic oscillation – concepts and studies. *Surveys in Geophysics* 22, 321–382.

WANNER, H., SOLOMINA, O., GROSJEAN, M., RITZ, S. P., JETEL, M. 2011: Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109–3123.

WINKLER, R., LANDAIS, A., RISI, C., BARONI, M., EKAYKIN, A., JOUZEL, J., PETITE, J. R., PRIE, F., MINSTER, B., FALOURD, S. 2013: Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor. *PNAS* 110 (44), 17674–17679.

YANG, B., QIN, C., WANG, J., HE, M., MELVIN, T. M., OSBORN, T. J., BRIFFA, K. R. 2013: A 3,500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. *PNAS* 111 (8), 2903–2908.

YOUNG, N. E., BRINER, J. P. 2015: Holocene evolution of the western Greenland Ice Sheet: Assessing geophysical ice-sheet models with geological reconstructions of ice-margin change. *Quaternary Science Reviews* 114, 1–17.

ZHANG, Z. 2014: Tree-rings, a key ecological indicator of environment and climate change. *Ecological Indicators* 51, 107–116.

ZOLITSCHKA, B., FRANCUS, P., OJALA, A. E.K., SCHIMMELMANN, A. 2014: Varves in lake sediments - a review. *Quaternary Science Reviews* 117, 1-41.

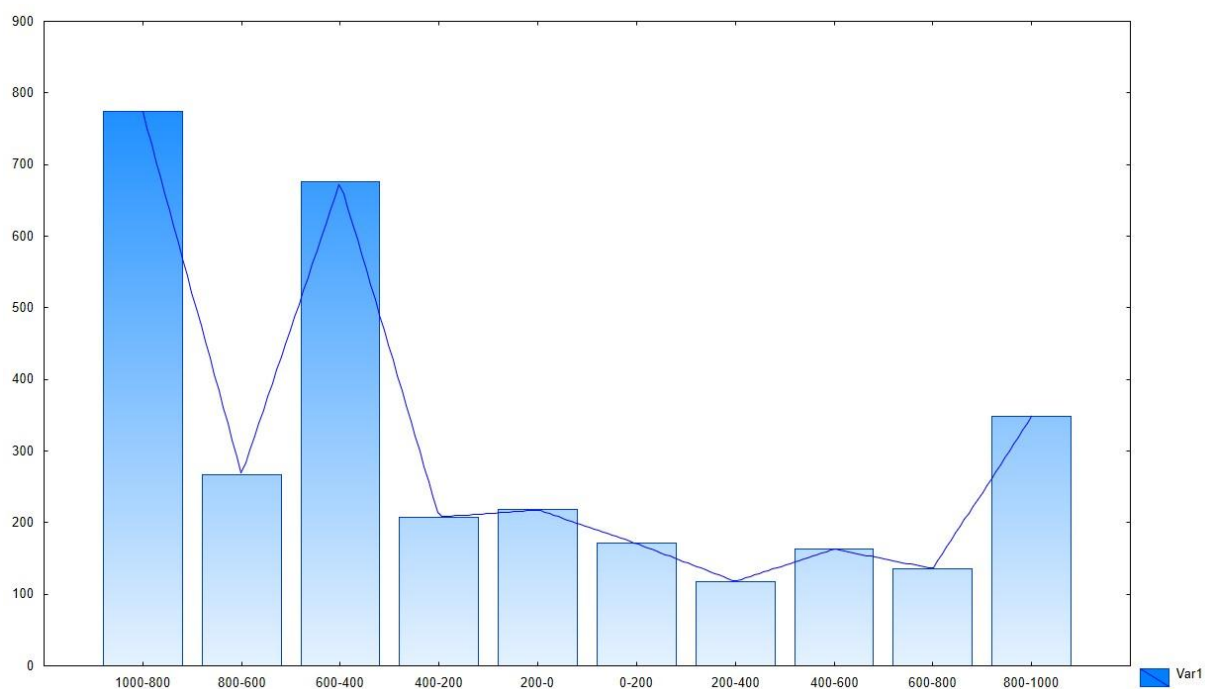
Internetové zdroje:

National Center for Atmospheric Research Staff (Ed.) Index NAO, založený na PCA:

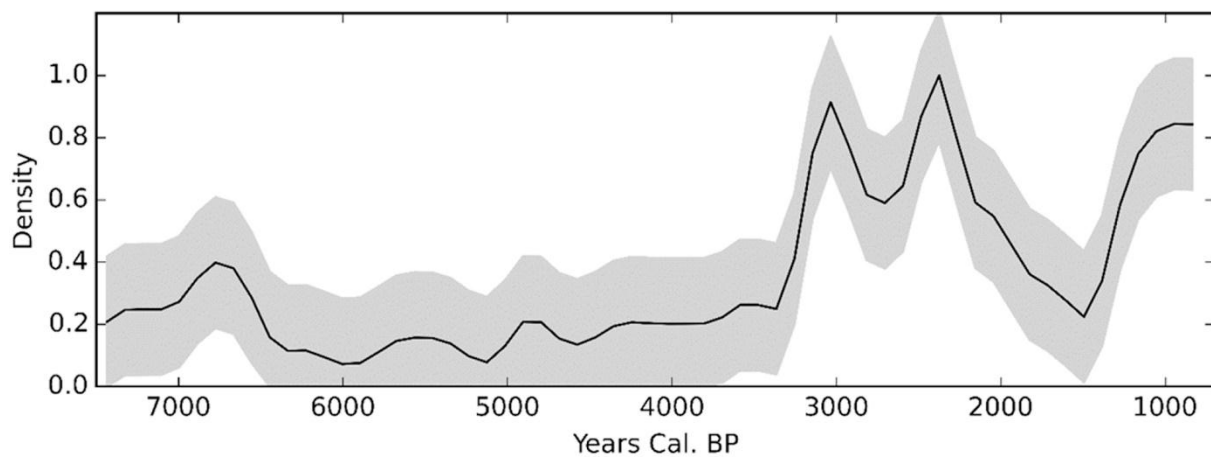
(<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>) (21. 3. 2018)

Přehled stavu arktické ledové pokrývky: (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/>) (15. 3 2018)

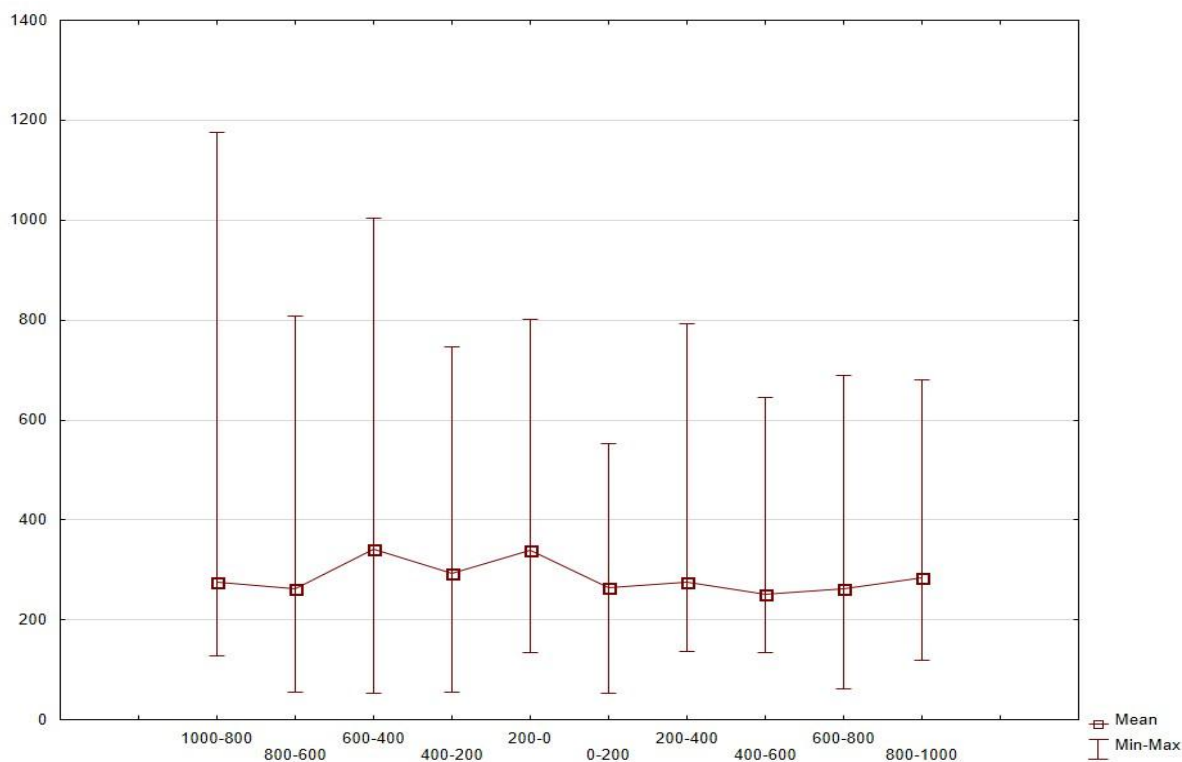
Přílohy



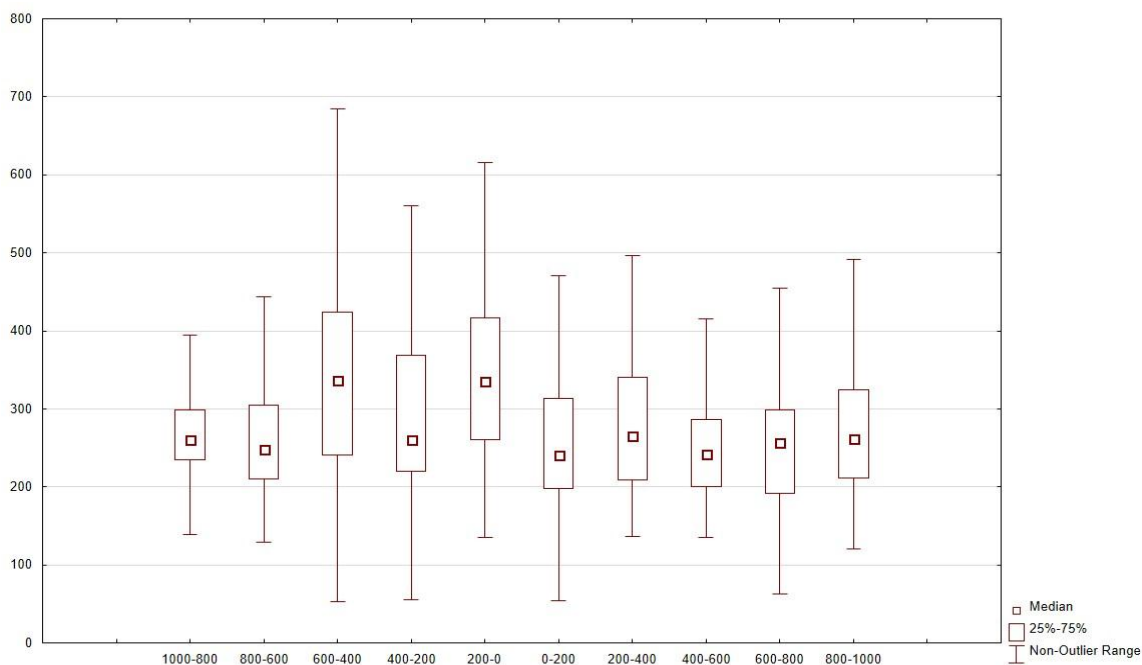
Graf 8 Na ose Y je počet katastrof s archeologickými komponentami. Osa X znázorňuje časové intervaly dvou set let, zleva do prava od roku 1000 př. n. l. do roku 1000 n. l.



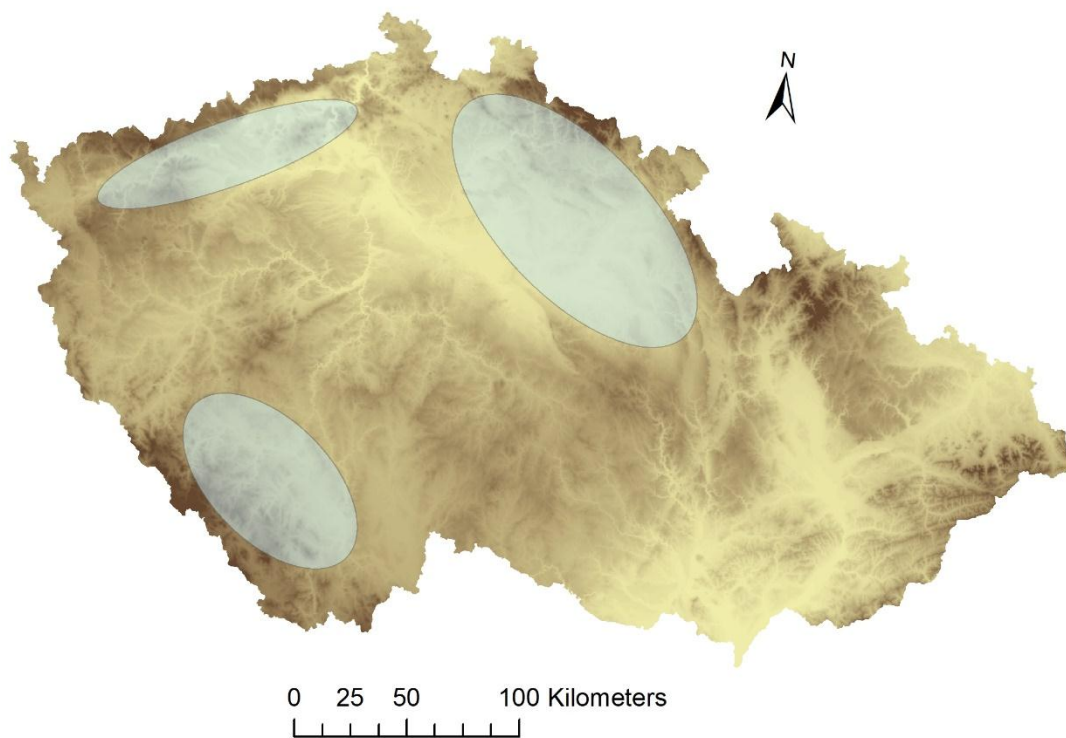
Graf 9 Hustota zalidnění z článku Demjána a Dreslerové (2016).



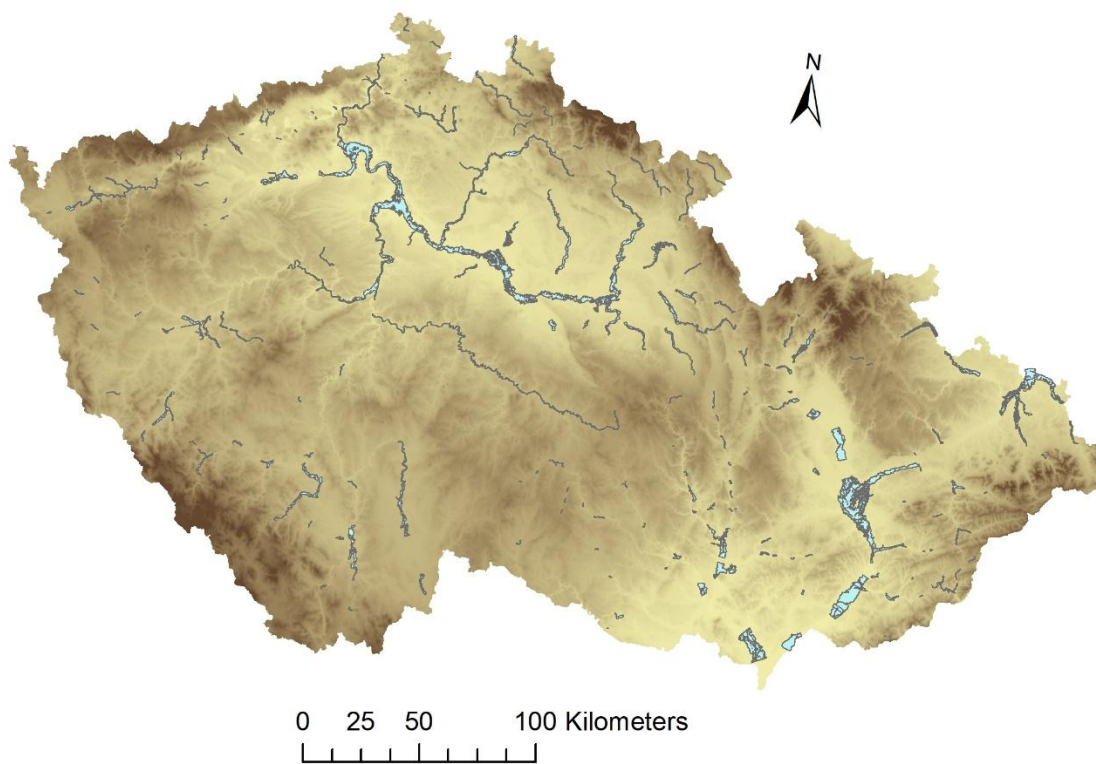
Graf 10 Průměrná nadmořská výška sídlišť. Na ose X jsou časové úseky po 200 letech od roku 1000 př. n. l do roku 1000 n. l.



Graf 11 Vyznačená střední hodnota a kvartily nadmořské výšky osídlení. Na ose X jsou zleva časové úseky po 200 letech od roku 1000 př. n. l do roku 1000 n. l.



Obrázek 1 Oblasti nejvíce ovlivněné NAO.



Obrázek 2 Zátopové oblasti.