

Univerzita Karlova
Přírodovědecká Fakulta
Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ochrana životního prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Jan Burda

Přírodní archivy zazemněných jezer v Třeboňské pánvi a na Šumavě
Natural archives of infilled lakes in the Třeboň Basin and the Bohemian Forest

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Daniel Vondrák, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení

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

V Praze dne 29.4.2024

.....

podpis

Poděkování

Tímto bych chtěl poděkovat především mému vedoucímu práce RNDr. Danielu Vondrákovi, Ph.D. za cenné rady, připomínky a nekonečnou trpělivost při vytváření této práce.

Abstrakt

Jezerní sedimenty jsou v případě území Česka nezastupitelnými přírodními archivy, díky kterým můžeme studovat environmentální změny ve svrchním pleistocénu a holocénu. Znalost těchto změn je důležitá kvůli porozumění kontextu řady současných environmentálních témat a managementu chráněných území. Pro výzkum environmentálních změn v minulosti lze využít i sedimenty jezer zazemněných. Cílem této bakalářské práce je shrnutí a porovnání dosavadních výsledků výzkumů sedimentů zazemněných jezer v Třeboňské pánvi a na Šumavě. V obou oblastech se nacházejí pánve s jezerními sedimenty, které dosahují stáří až kolem 17 000 roků. V práci je popsán princip vzniku těchto jezerních pánví, regionálně specifický vývoj klimatu, evoluce půdních a vegetačních poměrů v povodí jezer a vývoj jezerních ekosystémů. Zohledněna je také historie vlivu lidských aktivit na nejbližší okolí jezer. V Třeboňské pánvi bylo dosud nalezeno 32 zazemněných jezer a na Šumavě 3 zazemněná jezera. Dalších 9 jezer na Šumavě existuje dosud. Provedená rešerše literatury upozorňuje na rozdíly v poznání jednotlivých lokalit i na rozdíly mezi výzkumy realizovanými v oběma oblastech.

Klíčová slova: jezerní sedimenty, pozdní glaciál, holocén, paleoekologie, environmentální změny

Abstract

In the territory of Czechia, lake sediments serve as invaluable natural archives, allowing us to study environmental changes in the Late Pleistocene and the Holocene. Understanding these changes is crucial for contextualizing various contemporary environmental issues and managing protected areas. Sediments from infilled lakes can also be used for research of past environmental change. The aim of this bachelor thesis is to summarize and compare the results of previous research on infilled lake sediments in the Třeboň Basin and the Bohemian Forest. Both areas contain basins with lake sediments dating back up to ca. 17,000 years. The thesis describes the principle of the formation of these lake basins, the regionally specific climate evolution, the evolution of soil and vegetation conditions in the lake catchments and the evolution of lake ecosystems. The history of the impact of human activities on the immediate surroundings of the lakes is also considered. So far, 32 infilled lakes have been found in the Třeboň basin and 3 infilled lakes in the Bohemian Forest. Another 9 lakes still exist in the Bohemian Forest. This review highlights the differences in the knowledge of the individual sites and the differences between the research carried out in the two areas.

Keywords: lake sediments, Late Glacial, Holocene, paleoecology, environmental changes

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Klimatický vývoj posledních 25 000 roků.....	10
3. Charakteristika zájmových území.....	12
3.1. Třeboňská pánev	12
3.1.1. Klima Třeboňské pánve	12
3.1.2. Geologické a půdní poměry Třeboňské pánve.....	13
3.2. Šumava.....	13
3.2.1. Klima Šumavy	14
3.2.2. Geologické a půdní poměry Šumavy	15
4. Zaniklá jezera v Třeboňské pánvi	16
4.1. Vznik jezer v Třeboňské pánvi	17
4.2. Typy jezerních pánví v Třeboňské pánvi.....	18
4.3. Dosavadní paleoenvironmentální výzkum sedimentů zazemněných jezer v Třeboňské pánvi	21
5. Zaniklá jezera na Šumavě	27
5.1. Vznik jezer na Šumavě	28
5.2. Typy šumavských jezerních pánví.....	30
5.3. Dosavadní paleoenvironmentální výzkum sedimentů zazemněných šumavských jezer	32
6. Kritické srovnání přírodních archivů jezerních sedimentů v Třeboňské pánvi a na Šumavě	39
7. Závěr	44
8. Seznam citované literatury.....	46

1. Úvod

Jezerní (lakustrinní) sedimenty patří mezi nejdetailnější, a proto prakticky nezastupitelné, přírodní archivy informující nás o období závěru posledního doby ledové a holocénu, které se na našem území nacházejí. Díky své vysoké citlivosti na nejrůznější environmentální změny zaznamenávají svědectví o řadě přírodních i antropogenních procesů a disturbancí v minulosti. Pochopení historie změn životního prostředí v nejmladší geologické minulosti může výrazným způsobem pomoci v dnešní ochraně životního prostředí, např. v otázce globální změny klimatu, které v nynější době čelíme, či v otázce nastavení vhodného managementu chráněných území (Saulnier-Talbot 2016).

Obecně lze všechny jezerní sedimenty, vedle výše uvedených klimatických rekonstrukcí, použít i k rekonstrukcím řady dalších procesů, případně disturbančních událostí, které se týkají jezer samotných, jako jsou acidifikace či změny úživnosti (např. Tichá et al. 2023), případně jejich povodí, jako je vývoj půd, změny požárové dynamiky, erozní události apod. (Carter et al. 2018b, Vondrák et al. 2019b). Bezprostřední okolí bývalých vodních ploch v příhodných nadmořských výškách byla nejpozději od počátku holocénu ideálním prostorem pro osídlení lidmi, tudíž jsou zajímavými místy i pro současné archeologické výzkumy (Šída et al. 2007). V některých případech lze studium jezerních sedimentů dále využít třeba k pochopení historie a ekologických nároků populací chráněných druhů (např. Moravcová et al. 2021) nebo k prohloubení poznání o proměnách ekosystémů v důsledku lidských aktivit (např. Stuchlík et al. 2002).

Sedimenty jezer zaniklých, obvykle přirozeně zazemněných, jezer (někdy též nazývaných paleojezera) poskytují kvalitní přírodní archivy obdobné sedimentům jezer stávajících, takže i ony výrazně přispívají třeba k poznání podoby a změn klimatických podmínek, vegetace a dalších charakteristik životního prostředí. To platí zejména pro dobu od vrcholu poslední doby ledové (pleniglaciálu) do současnosti, a to nejen na našem území (např. Hájková et al. 2016, Pokorný a Šída 2020, Kubovčík et al. 2021, Roman et al. 2021). Jedinou oblastí na území ČR, kde se nacházejí jezerní sedimenty, které nepřetržitě pokrývají období celého holocénu až do současnosti, je Šumava (Vondrák et al. 2019a). Nicméně pro studium environmentálních změn v minulých dobách jsou užitečné i jezerní sedimenty jezer již zaniklých. Právě těchto zazemněných jezer (paleojezer) byly na území České republiky v posledních letech nalezeny desítky a nacházejí se, na rozdíl od stále existujících jezer, relativně hojně po celé České republice (Vondrák et al. 2015, Hošek et al. 2019). Vznik těchto jezer byl různý. Mohla vznikat např. v důsledku působením horského zalednění, na

tektonických zlomech při tání permafrostu, přehrazením údolí působením eolické činnosti či sesuvy a mnohdy také oddělením ramene meandrující řeky (Petr a Pokorný 2008, Vondrák et al. 2015).

Mimo Šumavu a Třeboňskou pánev (o zazemněných jezerech těchto dvou oblastí pojednávají samostatné kapitoly této práce) byly nalezeny sedimenty zaniklých jezer v několika oblastech Čech, méně často pak na Moravě, tedy pokud odhlédneme od jezer nacházejících se v nivách řek, resp. na místech bývalých říčních ramen a drobná jezera na rašeliništích. V následujícím krátkém přehledu jsou zmíněny příklady těch největších či doposud nejvíce studovaných lokalit.

Dvě lokality byly objeveny v Českém Ráji. Dosud nepotvrzená teorie vzniku jezer v tomto regionu se odvozuje od jeho geologického podloží a erozní činnosti v závěru posledního glaciálu. Český ráj je tvořen pískovcovými sedimentárními horninami, jejichž eroze mohla mít za následek vznik kaňonů a propadlin, které mohly být příhodné pro vznik jezer. Maximální hloubka sedimentů byla zaznamenána u tzv. Pelešanského jezera, jež se pravděpodobně nacházelo v údolí řeky Libuňky, a to o mocnosti okolo 7 metrů (Břízová 2009). Tato lokalita však byla doposud jen velmi málo studována. Nejstarší známé jezerní sedimenty v oblasti Českého ráje se nacházejí na druhé lokalitě, kterou je zazemněné jezero Dračí díra. Jejich stáří dosahuje přibližně 17 000 cal. BP (cal. BP – kalibrované roky před současností, myšleno před rokem 1950) (Pokorný a Šída 2020).

S výjimkou Šumavy se pozůstatky ledovcových jezer a jejich sedimenty setkáme jen v Krkonoších. Na české straně pohoří se nachází lokalita Labský důl. Vznik tohoto jezera je přepokládán již před 30 000 lety, přičemž v pleniglaciálu jezero zaniklo díky vyplnění stejnojmenného údolí ledovcem a znovu vzniklo až po konci pleniglaciálu (Engel et al. 2010). Ledovcový původ bývá dále připisován tzv. Mechovému jezírku. Sedimenty této drobné, téměř zazemněné vodní plochy však zatím nebyly dostatečně studovány (Engel et al. 2003). Paleojezerní lokalita byla také objevena na Českomoravské vrchovině v NPR Dářko (Roleček et al. 2020). Vznikla na sklonku poslední doby ledové, avšak rychle se transformovala do podoby rašeliniště. Jinak je rozsáhlá oblast Českomoravské vrchoviny na zaniklá jezera chudá, což může být dáno i její malou prozkoumaností.

Z nížinných oblastí Čech jsou známa zazemněná jezera např. z Polabí, a to i mimo nejbližší okolí současné nivy Labe (např. Hrabanovská černava). Tyto lokality však byly dosud jen minimálně studovány (Petr a Pokorný 2008, Petr a Novák 2014). Mezi zazemněná nížinná jezera Čech lze počítat i naše největší svrchně čtvrtohorní jezero, jež se nacházelo

v Podkrušnohoří, konkrétně v Mostecké pánvi. Tato vodní plocha pojmenovaná Komořanské jezero měla maximální plochu až 25 km², vznikla před asi 15 000 roky a zanikla až v 19. století. V roce 1831 bylo rozhodnuto o odvodnění jejích posledních zbytků se záměrem získat další území pro pastvu a pěstování plodin. Mocnost sedimentů jezera nepřesahovala 10 m, nicméně do současnosti se tyto sedimenty in situ nedochovaly, jelikož byly ztraceny v důsledku povrchové těžby hnědého uhlí. Komořanské jezero a jeho sedimenty byly zajímavé i s ohledem na dlouhodobé lidské osídlení břehů jezera. Tyto sedimenty byly v poslední letech studovány díky vzorkům odebraným v 70. a 80. letech 20. století (např. Bešta et al. 2015, Tichá et al. 2019, Vondrák a Tichá 2022). Stejný osud v podobě antropogenního odvodnění kvůli vytvoření zemědělsky využitelných ploch potkal 19. stol. i dvě bývalá jezera na severozápadním okraji Dolnomoravského úvalu na jižní Moravě, Čejčské a Kobylské jezero. Vznik těchto jezer se rovněž datuje do pozdního glaciálu (Břízová et al. 2002). Zástupcem jihomoravských paleojezer je také Vracovské jezero, které vzniklo přibližně před 12 000 cal. BP (Kuneš et al. 2015).

Největší koncentrace jezer a zazemněných čtvrtohorních jezer se v ČR nicméně nachází na jihu Čech v oblasti Třeboňské pánve a na Šumavě. Cílem této bakalářské práce je literární rešerše shrnující poznání o těch zaniklých jezerech a jejich sedimentech, jež se nacházejí právě v uvedených dvou regionech, které jsou dnes velkoplošnými chráněnými územími. Hlavní pozornost je věnována enviromentálním změnám v minulosti, které dosavadní studium jezerních sedimentů zdokumentovalo, a obecně významu výsledků tohoto studia pro současnou ochranu přírody, jakož i pro pochopení možných důsledků současných změn klimatu.

V následující kapitole (kap. 2) je nastíněn klimatický vývoj střední Evropy v posledních 18 000 rocích, který je nezbytným úvodem pro porozumění kapitolám, které popisují a hodnotí doposud realizované výzkumy v Třeboňské pánvi a na Šumavě. Poté následuje kapitola 3, ve které jsou blíže charakterizována obě zájmová území. Kapitola 4 a kapitola 5 představují hlavní výsledky studia zaměřených jezer v těchto územích a kapitola 6 prezentuje syntézu a vzájemné srovnání hlavních výsledků a poukazuje na možné směry budoucího výzkumu.

2. Klimatický vývoj posledních 25 000 roků

Vývoj klimatu střední Evropy byl v závěru posledního glaciálu dynamický. Období chladnějšího klimatu střídaly fáze klimatu teplejšího, až došlo k nástupu holocénu, který trvá doposud. Během posledního pleniglaciálu (asi 25 000 – 14 700 cal. BP), tedy vrcholné fáze posledního glaciálu, nastalo i období posledního ledovcového maxima (angl. Last Glacial Maximum) trvající zhruba od 24 000 do 19 000 cal. BP (Mentlík et al. 2013, Engel et al. 2014). Skandinávský ledový štít tehdy pokrýval nejen velkou část severní Evropy, ale i severní části Polska a Německa. V Alpách se ve stejnou dobu nacházelo rozsáhlé horské zalednění. Území ČR bylo periglaciální zónou ovlivněnou přítomností permafrostu a horské zalednění se omezovalo jen na menší údolní či karové ledovce v nejvyšších pohořích (Krause a Margold 2019). Průměrné roční teploty se pohybovaly ve střední a západní Evropě až okolo $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ a převažujícím vegetačním typem byly pravděpodobně step a tundra, avšak přítomna byla i lesní refugia (Jankovská a Pokorný 2015, Prach et al. 2023). V závěrečné fázi pleniglaciálu (19 000 – 14 700 cal. BP) bylo klima nestabilní a průměrné teploty stoupaly a opětovně klesaly na úroveň těch z posledního ledovcového maxima, což se projevovalo např. vznikem nových morén (Mentlík et al. 2013, Engel et al. 2014). Poslední ochlazení pleniglaciálu je někdy nazýváno jako nejstarší dryas, případně Heinrichova událost 1 (Denton et al. 2022).

Kolem 14 700 cal. BP došlo k poměrně prudkému zlepšení klimatických podmínek a nástupu pozdně glaciálního interstadiálu *bølling-allerød*. Jeho počáteční teplá fáze se nazývá *bølling* a trvala přibližně do 13 900 cal. BP. V tomto období vzrostly průměrné roční teploty, permafrost postupně začal tát a větší střeoevropské ledovce ustupovaly a malé ledovce roztály (např. Mentlík et al. 2013, Engel et al. 2014). Půdní eroze se díky expanzi vegetace a lesů s dominantními stromy břízou a borovicí zmenšila (Pokorný 2002). Mezi 13 900 a 13 700 cal. BP došlo k mírnému zhoršení klimatu, které je nazýváno starší dryas, jehož signály ve střeoevropských přírodních archivech nebývají nápadné a jsou srovnatelné s jinými krátkými ochlazeními v interstadiálu *bølling-allerød* (von Grafenstein et al. 1999, Rasmussen et al. 2014). Snížené hodnoty podílu pylu stromů naznačují, že lesy se stávaly více řídkými a z jezerních sedimentů byla zjištěna zvýšená minerogenní sedimentace, která naznačuje nárůst půdní eroze, což výsledky pylové analýzy podporuje (Litt et al. 2001). Konec této fáze ukazuje růst hodnot pylu borovice, což signalizuje opětovné zlepšení klimatických podmínek. Závěrečná teplá fáze interstadiálu byla pojmenována *allerød* a skončila přibližně 12 900 cal. BP, kdy se klima prudce ochladilo (Rasmussen et al. 2014).

Následná chladná klimatická fáze se nazývá mladší dryas (12 900 – 11 650 cal. BP) a spolu s interstadiálem bølling-allerød je součástí tzv. pozdního glaciálu (14 700 – 11 650 cal. BP). Mladší dryas byl posledním vzepětím nízkých teplot před holocénem, tedy pravděpodobným interglaciálem, který přetrvává dodnes. Rozloha lesů se v mladším dryasu zřejmě opět snížila a převažovala keřovitá a bylinná společenstva. V některých oblastech se tehdejší zhoršení klimatu projevilo poklesem ročních teplot od předchozí periody až o 4 °C (Litt et al. 2001, Kasse 2002, Rasmussen et al. 2014). Důvod ochlazení klimatu na začátku mladšího dryasu je stále nejistý. Některé teorie tvrdí, že k ochlazení došlo díky protržení hrází tehdejších masivních jezer a následnému přísunu velkého objemu sladké vody do oceánu (Murton et al. 2010, Denton et al. 2022), či díky periodické změně oceánských proudů (Bradley et al. 2008). Další hypotézou vysvětlující nástup mladšího dryasu je impakt kosmického tělesa, který podpořil výše zmíněný transport sladké vody do Severního ledového oceánu a Atlantiku umocněním tání ledovců. Tato hypotéza staví zejména na neobvyklé geochemické evidenci (např. zvýšené množství platiny a přítomnost různých tavenin) doložené v řadě přírodních archivů (Firestone et al. 2007, Hoesel et al. 2014, Kletetschka et al. 2018, Vondrák a Kletetschka 2020).

Okolo 11 650 cal. BP, tedy na hranici mladšího dryasu a holocénu, došlo ke globálnímu oteplení klimatu následovanému expanzí lesa (zpočátku zejména borovicových lesů) a snížením eroze půd (Jankovská 2006, von Grafenstein et al. 1999, Rasmussen et al. 2014, Hošek et al. 2019). Období holocénu, které po zmíněné klimatické změně následovalo, bylo ve srovnání se závěrem posledního glaciálu relativně stabilní a ve střední Evropě se vyznačovalo teplým a vlhkým klimatem. Holocén je dále dělen na spodní (Greenlandian, 11 650 – 8 200 cal. BP), střední (Northgrippian, 8 200 – 4 200 cal. BP) a svrchní (Meghalayan, 4 200 cal. BP až recent) (Walker et al. 2018). Vegetační vývoj v jeho průběhu pro naše území sumarizují Abraham et al. (2016).

3. Charakteristika zájmových území

3.1. Třeboňská pánev

Území Třeboňské pánve se nalézají na jihu Čech, kde se u Českých Velenic dotýká státní hranice s Rakouskem, na západě dosahuje až k Českým Budějovicím a Hluboké nad Vltavou, na východě zahrnuje část území kolem Stráže nad Nežárkou a na severu se rozprostírá až k Soběslavi. Rozloha oblasti činí 1360 km². Pánev je málo výškově členěna. Nejvyšším bodem je vrchol Baba (583 m n. m.), průměrná nadmořská výška je 457 m n. m. a nadmořské výšky v centru pánve se pohybují kolem 420 až 430 m n. m. (Tomášek 1995). Oblast pánve je značně antropogenně přeměněna. Působení člověka je zde dlouhodobé, což dokládají záznamy o přítomnosti člověka již v době mezolitu a snad i v pozdním paleolitu, resp. na počátku holocénu a možná i před ním na sklonku posledního glaciálu (Šída et al. 2007). Dominantou Třeboňské pánve je rozsáhlá a komplikovaná rybníční síť, budovaná nejintenzivněji od 15. až do 17. století našeho letopočtu pod vládou Rožmberků. Výstavba největších rybníků je spojena zejména se dvěma osobnostmi, a to Josefem Štěpánkem Netolickým (1460–1538/9) a Jakubem Krčínem z Jelčan a Sedlčan (1535–1604) (Liebscher a Rendek 2010). Rybníky byly budovány v příhodném terénu, a to často na místech původních rašelinišť a zazemněných jezer, kde bylo možné v přirozených depresích snadno odtěžit povrchový materiál. Z tohoto důvodu se zde jezerní sedimenty vyskytují převážně pod dnešními rybníky (Hošek et al. 2018). V centrální části Třeboňské pánve byla v roce 1979 zřízena CHKO Třeboňsko s rozlohou 700 km². Předmětem ochrany tohoto území jsou cenné biotopy a ptačí oblasti (Hátle 2014).

3.1.1. Klima Třeboňské pánve

Díky vysoké četnosti vodních ploch, rašelinišť a poměrně rovnému reliéfu jsou pro Třeboňsko typické mlhy a inverze (Pokorný 2002). Průměrný úhrn srážek v Třeboňské pánvi klesá od východu k západu a od jihu k severu. Příčinou nerovnoměrných srážek jsou Novohradské hory rozprostírající se při jižním okraji pánve a Českomoravská vrchovina situovaná na východ od studované oblasti, kdy je více srážek na úpatích těchto geologických vyvýšenin. Průměrný roční úhrn srážek v Třeboňské pánvi se pohybuje mezi 575 a 680 mm. Roční průměrná teplota vzduchu se pohybuje v rozmezí od 7,5–7,9 °C, přičemž v nejvyšších polohách klesá až na 7 °C (Culek et al. 1995, Krásný et al. 2012).

3.1.2. Geologické a půdní poměry Třeboňské pánve

Geologickým základem třeboňské pánve je moldanubický pluton tvořený především zvětralým granitoidem. Oblast pánve vznikala převážně v období křídy, konkrétně v důsledku saxonské tektoniky, má tudíž krystalinický základ složený z pískovců a závalky jílovců. Křídové horniny byly později překryty třetihorní miocenní vrstvou, tvořenou z písčitých či prachových jílů, písků, štěrků, spraší s občasnými vložkami diatomitu a velice slabě karbonizovaného hnědého uhlí, tzv. lignitu (Hošek et al. 2018, Lojka 2022). Dále se zde často vyskytují čtvrtohorní aluviální sedimenty, a to zejména deponované řekou Lužnicí (Chlupáč et al. 2002). Nejvyšší vrstvy jsou na některých místech dále tvořeny hlinitými písky, rašelinou a slatinou (Klein 1977) a někdy též zmíněnými jezerními sedimenty svrchně čtvrtohorního stáří (Hošek et al. 2018). V mělkých partiích Třeboňské pánve se dále nacházejí i důkazy eolické činnosti, konkrétně váte písky. Jejich ukládání se datuje nejspíše do období starší až střední fáze mladšího dryasu (asi 12 900 až 12 000 cal. BP). V této době vznikl například Vlkovský písečný přesyp u Vlkova či Slepíčí vršek u Lužnice, jež jsou v současnosti chráněny jako přírodní rezervace, resp. přírodní památka. Tvorbu a orientaci přesypů tehdy nejspíše ovlivňovaly tehdejší východní větry (Pokorný 2002, Pokorný et al. 2010, Hošek et al. 2017).

Půda v Třeboňské pánve je z velké části velice chudá na živiny a kyselá, přičemž na některých lokalitách dosahuje pH až okolo 3,3. Převládají zde pseudogleje a arenické kambizemě místy až s přechodem do podzolů. Důvodem je nedostatek uhličitanu vápenatého, jelikož v dřívějších dobách docházelo k postupnému vyluhování minerálních látek z půdy v rámci podzolizace (Hošek et al. 2017). Nalezneme tu i fluvizem, a to především v nivě řeky Lužnice pramenící v Novohradských horách, jejíž tok protíná pánev od jihovýchodu na severozápad. V dnešní době se na tomto relativně plochém území hojně vyskytují rašeliniště. To je způsobeno také přítomností artézských pramenů, které se zde dostávají na povrch díky zdejším geologickým zlomům. Tyto prameny mohly být přítoky některých bývalých jezer (Culek et al. 1995).

3.2. Šumava

Území pohoří Šumava se rozprostírá na jihozápadě Čech, v kraji Jihočeském a Plzeňském, kde se táhne od severozápadu k jihovýchodu. Jeho délka je přibližně 140 km a šířka 46 km. Území Šumavy také přechází do dvou sousedních států: Německé spolkové republiky a Rakouska. Česká část pohoří se rozkládá na severozápad od města Vyšší Brod,

kde jižní stranu území lemují státní hranice. Severní hranici Šumavy lemují města Horní Planá, Volary, Vimperk a na severním cípu se nachází město Nýrsko. Celková rozloha na české straně tvoří 1679,44 km² (Demek et al. 2006). Na rozdíl od Třeboňské pánve je Šumava výrazně výškově členěna, kdy se nejnižší bod na české straně nachází v 575 m. n. m. v obci Rejštejn. Střední výška Šumavy je 921,5 m n. m. Nejvyšší bod na české straně je hora Plechý s výškou 1378 m n. m. a nejvyšší bod celého území Šumavy je hora Großer Arber (Velký Javor) nacházející se na německém území s výškou 1456 m n. m. (Správa NP Šumava 2024).

Na části území Šumavy byl roku 1991 v na českém území vyhlášen národní park Šumava. Jedná se o národní park (NP) s největší rozlohou v České republice (690 km²). Před národním parkem na území Šumavy byla v roce 1975 zřízena CHKO Šumava, z jejíž nejzachovalejších partií při státní hranici následně vznikl zmíněný NP. Současná CHKO Šumava o rozloze 994 km² tak dnes tvoří ochranné pásmo NP. NP je rozdělen do čtyř ochranných zón podle stavu ekosystémů a cílů ochrany. Až 80 % území národního parku je tvořeno lesy, konkrétně acidofilními bučinami, květnatými bučinami a horskými smrčínami. Louky zabírají 8 % NP. Ve zbylých 12 % území se nachází ostatní bezlesí, vodní plochy a toky a silniční komunikace. Předmětem ochrany oblasti jsou jedinečné ekosystémy, neporušená příroda a výskyt významných či ohrožených druhů rostlin a živočichů (Správa NP Šumava 2024). Na německé straně byl NP založen již v roce 1970, a to s názvem Nationalpark Bayerischer Wald (česky NP Bavorský les). Německý NP se rozkládá na území 242,5 km², kde 98 % plochy zabírají lesy. Okolo 75 % plochy NP zabírají přírodní zóny (Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald 2024).

3.2.1. Klima Šumavy

Dle klimatického členění spadá hlavní část Šumavy do chladné klimatické oblasti. Průměrné roční teploty a srážky závisí na nadmořské výšce. Ve vyšších polohách okolo 1300 m n. m. se průměrné roční teploty pohybují okolo 3 °C a roční úhrn srážek dosahuje hodnot přes 1800 mm (Klöcking 2018), přičemž velký podíl zastupují sněhové srážky. Hodnota průměrné roční teploty je ovlivněna i topografií terénu a v posledních dekádách má signifikantní rostoucí trend (Turek et al. 2014). V nejnižších polohách se průměrná roční teplota šplhá k 9 °C s ročním úhrnem srážek okolo 700 mm (ČHMÚ 2024). Na některých vrcholcích na německé straně může dosahovat průměrný roční úhrn srážek až 2500 mm (Bernsteinová et al. 2015). Na Šumavě se nachází hydrologická hranice úmoří Baltského a Černého moře a také rozhraní mezi tlakovou výší kontinentální a tlakovou níží atlantickou.

3.2.2. Geologické a půdní poměry Šumavy

Šumavské pohoří je převážně tvořeno vyvřelými a metamorfovanými horninami geologické jednotky moldanubika, které jsou spojovány s varijským vrásněním. Jedná se především o středně až silně metamorfované horniny, jako jsou ruly, ortoruly a migmatity s vložkami kvarcitů (Babůrek 1996, René et al. 2011). Podloží šumavských jezer, která se nachází ve vyšších polohách území (převážně nad 1000 m n. m.), tvoří zejména svory, granity, křemence a pararuly (Dočkalová et al. 2022). Tvar pohoří také ovlivňovaly horské ledovce, kdy nejvyšší partie byly vystaveny horskému zalednění minimálně během posledního glaciálu (starší zalednění jsou nicméně pravděpodobná). Ledovce tvarovaly údolí, vytvářely morény a kamenná moře. Zalednění a jeho následný ústup daly vzniknout ledovcovým jezerům, z nichž některá jsou již zazemněna (Mentlík et al. 2013, Vondrák et al. 2021).

Půdy na Šumavě mají díky svému podložním horninám kyselý charakter, a tak v některých oblastech může pH půdy dosahovat až 3,2 (Kaňa et al. 2014). Půdy se lokálně liší i díky faktorům jako jsou například dostatek živin, nadmořská výška, svah terénu, hydrologické podmínky a typ vegetace rostoucí na dané půdě. Hlavními typy půd, které se na Šumavě vyskytují, jsou litozemě, kambizemě, rankery, podzoly a histosoly. Významnou součástí jsou také semihydromorfní půdy, fluvizemě, pseudogleje či gleje (Tomášek 1996).

Půdní typy lze do značné míry rozlišovat též podle nadmořské výšky. Zástupci půd vyšších nadmořských výšek jsou podzoly s kryptopodzoly, vyskytující se v nadmořských výškách mezi 1000 a 1200 m n. m. Původní vegetací podzolů a kryptopodzolů jsou nejčastěji smrkové či smrkovo-bukové lesy. V nižších polohách kolem 600 m n. m. se vyskytují kambizemě s převažujícími bukovými lesy (Tomášek 1996).

Dalším typem půdy jsou rankery. Jsou pro ně také typické prudké svahy, půdy s poměrně mocným humusovým horizontem, který přechází skeletového substrátu. Mohou se vyskytovat na vrcholcích hor, ale i v nižších polohách. Zastoupeny jsou také rašelinné půdy, které vznikají nedaleko pramenů či ve vhodném reliéfu, kde se může akumulovat voda (Babůrek 1996). Glejové půdy se nacházejí podél vodních toků ve vyšších polohách, kde je zajištěna dostatečná vlhkost půdy. Ve stromové vegetaci těchto půd obvykle dominují listnaté stromy (topol, olše, vrba). Fluvisoly se vyskytují v nižších polohách toků a jsou tvořeny sedimentární činností toků (Tomášek 1996).

4. Zaniklá jezera v Třeboňské pánvi

Detailní záznamy environmentálních změn v pozdním glaciálu v podobě jezerních sedimentů jsou poměrně dobře prostudovány v severní a západní Evropě. Důvodem tohoto stavu je i častý výskyt vhodných paleojezera a stávajících jezer (Hošek et al. 2014). Oblasti střední, a především východní Evropy, které nebyly zasaženy kontinentálním zaledněním, případně masivním horským zaledněním, jsou bohužel na výskyt těchto typů záznamů poměrně chudé. Důvodem jsou i nepříznivé hydrogeologické podmínky či nedostatečná prozkoumanost kvartérních sedimentů (Hošek et al. 2017). Proto jsou objevy bývalých jezer na Třeboňsku opravdovým unikátem, který může poskytnout cenné informace o životním prostředí od období pozdního glaciálu po svrchní holocén.

Existence zdejších bývalých jezer nebyla dlouho známa. Prvním objeveným paleojezera bylo jezero Švarcenberk (viz obr. 2 a 4). Záznamy objevení Švarcenberského jezera se datují k přelomu 60. a 70. let 20. století, kdy Vlasta Jankovská se svými spolupracovníky v této oblasti nečekaně objevila jezerní sedimenty z pozdního glaciálu a počátku holocénu. Výsledky své práce poté Jankovská publikovala v roce 1980 (Jankovská 1980 in Pokorný 2002) a další výzkumy na ni navázaly (např. Pokorný 2002, Hošek et al. 2014, 2019). Následné výzkumy v posledních dvou dekáдах odhalily na území Třeboňské pánve několik desítek zaniklých jezer (Hošek et al. 2019). Unikátnost paleojezera Třeboňské pánve tkví v tom, že tvořila jezerní oblast, ke které zatím ve střední Evropě neznáme období. Nacházela se na jih od oblastí, kam sahal kontinentální ledovec v dobách ledových, a ani ji nevytvořilo nějaké horské zalednění.

Díky dochovaným jezerním sedimentům bylo následně možné rekonstruovat regionální změny klimatu a vývoj místní vegetace a půd (viz kap. 4.3) (Pokorný 2002). V neposlední řadě tamější jezerní sedimenty umožňují provádět archeologické výzkumy a zkoumat vliv člověka na pravěkou krajinu (Šída et al. 2007). Přítomnost zdejších pravěkých jezer na sebe totiž vázala lidské osídlení již od pozdního paleolitu a zejména mezolitu (Šída et al. 2007, Vondrovský et al. 2018). Díky velké mocnosti sedimentů (až 11 m) se zde dochovaly detailní záznamy pokrývající v některých případech časové období posledních asi 16 000 roků. Mocnost samotných pozdně glaciálních sedimentů dosahuje v některých zazemněných jezerech až 5 metrů (Hošek et al. 2017).

4.1. Vznik jezer v Třeboňské pánvi

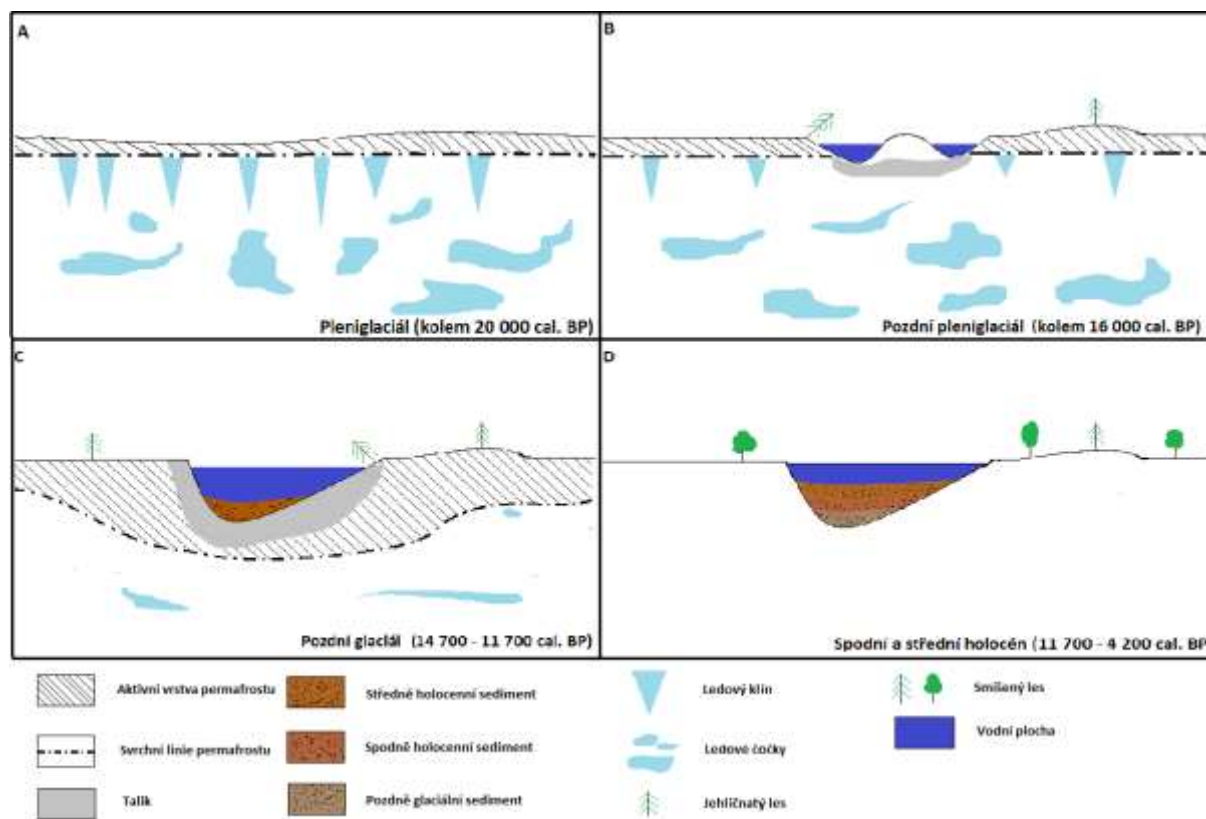
Jelikož se Třeboňská pánev nachází v poměrně nízkých nadmořských výškách (viz kap. 3.1), jezera nemohla vzniknout v důsledku ústupu horského zalednění, jako tomu bylo například při vzniku ledovcových jezer na Šumavě (viz kap. 5.1) (Vondrák et al. 2021). Vznik těchto jezer je spojen s geologickým podložím a klimatickými změnami na počátku pozdního glaciálu. Jak již bylo zmíněno výše, oblast vznikla působením saxonské tektoniky a na jejímž povrchu se nachází miocenní sedimenty s artézskými prameny (Hošek et al. 2019).

V období vrcholu poslední doby ledové, které skončilo přibližně 19 000 až 18 000 cal. BP, se na území Třeboňské pánve vyskytoval permafrost, a to o mocnostech až několika desítek metrů. V této době se oblast Třeboňské pánve nacházela okolo 110 kilometrů severně od okrajů severních splazů ledových čapek ve Východních Alpách a přibližně 400 kilometrů jižně od okraje Skandinávského ledovcového štítu (Hošek et al. 2019). Důkazem přítomnosti permafrostu na tomto území jsou pozůstatky ledových klínů v podobě pseudomorfóz a polygonální sítě, které vytvářejí (Hošek et al. 2018, 2019). Díky podzemní vodě se v permafrostu dále tvořily ledové čočky.

Vzniku jezer na Třeboňsku předcházela vznik tzv. alasů. Vytvoření pánví typu alas na Třeboňsku je popisováno následovně. V období přibližně 16 000 až 15 000 cal. BP došlo k oteplení klimatu a zvýšení srážkových úhrnů. To mělo nejspíše za následek tání permafrostu, prohlubování jeho aktivní vrstvy (tj. v teplé části roku rozmrzající), odtávání podzemních ledových čoček a ledových klínů a vznik lokálně nezamrzající půdy uvnitř permafrostu (tzv. talik). Toto tání vedlo také k propadům povrchové aktivní vrstvy permafrostu za vzniku termokrasových sníženin čili alasů. Podobný vznik termokrasových pánví byl studován na různých místech v západní Evropě (Belgie, Německo, Francie) (Pokorný 2002) a v současnosti jej lze pozorovat např. na východní Sibiři (Czudek a Demek 1970, Katamura et al. 2006, Hošek et al. 2018). Výsledkem pak byly půdní deprese, propady, sesuvy a vytvoření pánví, se strmými stěnami, které někdy vedly ke vzniku jezer (viz obr. 1A, 1B) (Hošek et al. 2018).

Tyto jevy jsou součástí tzv. termokrasových procesů. Nejvíce se jezera v Třeboňské pánvi nejspíše vytvářela v období počátku pozdního glaciálu před asi 16 000 až 14 600 cal. BP, kdy nastalo další teplejší období s více srážkami (Hošek et al. 2018). K výraznému zvyšování hladiny jezer docházelo nejspíše na v druhé půli téhož interstadiálu před asi 13 500 cal. BP, tedy v období allerødu, což dokládají v jezerních sedimentech zachované kmeny borovice, jež byly radiouhlíkově datovány (viz obr. 1C). K vymizení termokrasových procesů

došlo pravděpodobně kolem hranice mladší dryas – holocén, tedy před asi 11 650 cal. BP (viz obr. 1D) (Hošek et al. 2019).



Obrázek 1: Pravděpodobný vznik největších třeboňských paleojezera podle Hoška et al. (2018, 2019; upraveno). A – stav před vznikem v době posledního glaciálního maxima, B – vznik jezer díky tání permafrostu na sklonku pleniglaciálu, C – postupná stabilizace jezerní pánve a maximální objem vody v době pozdního glaciálu, D – postupné zazemnění v průběhu holocénu. Detailní popis vzniku viz termín jezera I. kategorie v kap. 3.2.

4.2. Typy jezerních pánví v Třeboňské pánvi

Doposud bylo na tomto území objeveno několik desítek depresí termokrasového původu, původně pravděpodobně alasů, které se liší velikostí i tvarem (Hošek et al. 2018). 32 z těchto propadlin se vzhledem k povaze sedimentárních výplní považuje zároveň za zazemněná jezera (viz obr. 4) (Hošek et al. 2019). Nejmenší popsaná propadlina vyplněná jezerními sedimenty je hluboká 1 metr a nejhlubší 11 metrů. Propadliny lze rozdělit do tří kategorií právě dle jejich velikosti a hloubky.

I. kategorii představují velké propadliny, které jsou orientovány delší osou ve směru severovýchod-jihozápad, což souvisí s tektonickou predispozicí regionu, která je ovlivněna tzv. blanickou brázdou (Hošek et al. 2018). Tyto velké deprese mohou mít hloubku sedimentů

až oněch 11 metrů a plochu až 44 ha, přičemž jezero s nejmenší plochou v této kategorii má rozlohu 4,9 ha, hloubku 6 m a délku 120 m. Jejich dno je typicky ploché a břehy jsou relativně strmé. Tato bývalá jezera představují, vzhledem k časové délce záznamů i vysoké sedimentační rychlosti, nejvýznamnější přírodní archivy v tomto regionu, a proto je na ně upřena většina pozornosti při realizovaných výzkumech. Jmenovitě jde o zazemněná jezera Velký Tisý 1 a 2, Švarcenberk (viz obr. 2) a dvě lokality u Veselí nad Lužnicí (Veselí 1 neboli jezero Jindřicha Figury a Veselí 2), jejichž sedimenty mají maximální mocnost alespoň 6 m a jejichž delší osa přesahuje délku 120 m. Doba vzniku těchto jezer se datuje mezi 14 000 cal. BP a 16 000 cal. BP (Hošek et al. 2019).



Obrázek 2: Příklad jezerní pánve I. kategorie ukazující současný stav lokality Švarcenberk (pánev vyplněna raně novověkým rybníkem). Foto: Jan Burda

Do II. kategorie patří středně hluboké propadliny o hloubce 2–6 m, jen malou část (max. decimetry) této mocnosti však tvoří jezerní sedimenty. Tyto jezerní pánve, kterých bylo dosud identifikováno 26 (viz obr. 4), mají více miskovitý tvar s délkou obvykle nepřesahující 120 m a svahy jejich břehů jsou méně prudké (viz obr. 3). Vznik těchto propadlin se také odhaduje do doby pozdního glaciálu a ranného holocénu. Jedná se o poslední kategorii propadlin, ve kterých se nacházejí pozůstatky jezerních sedimentů (Hošek et al. 2018, 2019).



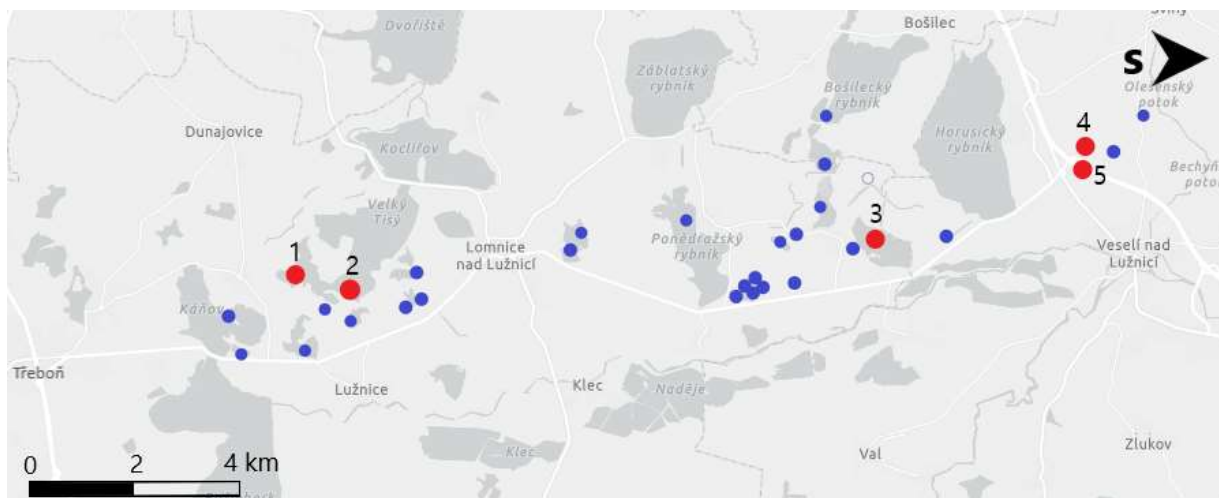
Obrázek 3: Příklad pánve II. kategorie ukazující současný stav lokality Malý Tisý (pánev vyplněna raně novověkým rybníkem). Foto: Jan Burda

III. kategorií jsou nejmladší a nejmělkčí propadliny. Mají kotlíkový tvar, maximální mocnost jich sedimentárních výplní, které ale obvykle nemají povahu jezerních sedimentů, nepřesahuje 3 metry a jejich stáří se odhaduje na počátek holocénu. Posledně jmenované propadliny jsou většinou vyplněné splachy a slatinou či rašelinou, tudíž jsou pro paleolimnologický výzkum málo výhodné (Hošek et al. 2018, 2019).

Jako samostatnou kategorii lze uvažovat zazemněné jezero Velanská cesta, ležící na jižní hranici Třeboňské pánve a Novohradských hor u Českých Velenic v nadmořské výšce 500 m n. m. (48.779° N, 14.898° E), tedy v oblasti s třetihorním geologickým základem. K přirozenému vzniku tohoto jezera došlo na počátku bøllingu okolo 14 500 cal. BP a kompletní zazemnění Valanské cesty proběhlo v období raného holocénu, tzv. preboreálu (okolo 10 260 cal. BP). Velikostně a mocností jezerních sedimentů je tato lokalita podobná pánvím druhé kategorie. (zjištěná maximální mocnost sedimentů je 260 cm). Zajímavostí tohoto bývalého jezera je zvýšená salinita jeho vody v období mezi bøllingem a mladším dryasem (Bešta et al. 2015).

Existence zazemněných jezer v Třeboňské pánvi ukazuje, jak výrazný vliv mohlo mít pozdně glaciální roztávání permafrostu na přetváření krajiny ve střední a východní Evropě, tedy v těch nejjižnějších oblastech tehdejšího rozšíření permafrostu. Díky tomu můžeme predikovat, jak se termokarové jevy budou vyvíjet v oblastech, kde je permafrost stále

přítomen a je nejsilněji ovlivněn současnými klimatickými změnami, např. v Kanadě, na Aljašce a v některých částech Sibíře.



Obrázek 4: Lokality zazemněných jezerních pánví I. (červené očíslované body) a II. kategorie (modré body) nacházející se v centru Třeboňské pánve. 1 – Velký Tisý 1, 2 – Velký Tisý 2, 3 – Švarcenberk, 4 – Veselí 1 / jezero Jindřicha Figury, 5 – Veselí 2. Zdroj mapového podkladu: <https://www.arcgis.com/>

4.3. Dosavadní paleoenvironmentální výzkum sedimentů zazemněných jezer v Třeboňské pánvi

Na území severní poloviny Třeboňské pánve bylo zatím nalezeno 31 zazemněných jezer, avšak další dosud neobjevená zaniklá jezera jsou předpokládána v oblasti Borkovických blat a v okolí Třeboně (Hošek et al. 2018, 2019). Dosavadní výzkum byl orientován převážně na tři oblasti s největším potenciálem pro paleoenvironmentální rekonstrukce, tedy na lokality I. z výše zmíněných kategorií. Jmenovitě šlo o zaniklá jezera na dně současných rybníků Švarcenberk (jezero Švarcenberk) (viz obr. 2) a Velký Tisý (jezera Velký Tisý 1 a 2) a zaniklá jezera ležící západně od Veselí nad Lužnicí (jezera Veselí 1 a 2). Tyto lokality díky velké mocnosti sedimentů, vzniku již po konci vrcholné doby ledové a existenci jezerního prostředí až do holocénu mohou poskytnout velice podrobné informace o klimatických podmínkách, rozšíření vegetace či historii tvorby a eroze půd.

Prvním objeveným zaniklým jezerem v Třeboňské oblasti bylo jezero Švarcenberk (Pokorný 2002) (viz obr. 2; kap. 4). Jedná se proto o jezero, které je dosud nejlépe prozkoumáno. Bývalé jezero se nachází v severní části Třeboňské pánve nedaleko obce Ponědrážka, přibližně 4 km jižně od Veselí nad Lužnicí. Zazemněné jezero se v dnešní době nachází pod hladinou stejnojmenného rybníka, který zde byl vybudován mezi lety 1698 a 1700 (viz obr. 2). Plocha jezera tvořila přibližně 0,44 km² (Hošek et al. 2019). Jezero mělo

ledvinovitý tvar s poměrně strmými břehy a mocnost jeho sedimentů dosahuje v některých částech pánve přes deset metrů. Tyto sedimenty jsou překryty asi třímetrovou vrstvou rašeliny, která vznikala po zazemnění jezera. Povodí jezera mělo plochu asi 5 km², avšak jezero bylo pravděpodobně napájeno i z artézskými prameny, které udržovaly poměrně stálou hladinu vody. Odvodňování přirozeným povrchovým odtokem probíhalo do pár stovek metrů vzdálené řeky Lužnice (Pokorný et. al. 2010, Hošek et al. 2014).

Vzácnost vhodných vzorků makrozbytků terestrické vegetace společně s vysokým obsahem karbonátů neumožnily pro jádra sedimentů z jezera Švarcenberk provedení detailního radiouhlíkového datování. To platí zejména pro pozdně glaciální sedimenty. Na konci posledního glaciálu se tedy půdní poměry v povodí jezera významně lišily oproti současným, jelikož zde zjevně byl dostatek karbonátů (viz kap. 3.1.2). Doba vzniku jezera je díky kombinaci radiouhlíkového datování, pylové analýzy a interpretaci litologických změn odhadována na období okolo 16 000 cal. BP, tedy na období doznívajícího pleniglaciálu. Fosilní důkazy ukazují výskyt pionýrské vodní vegetace již těsně po vzniku jezera. Příkladem jsou nálezy zelených řas parožnatek (*Charophyta*), které se často vyskytují třeba v subarktických oligotrofních vodách. Dominantními vodními rostlinami se se následně staly druhy úživnějších vod jako rdest (*Potamogeton*) a stolístek (*Myriophyllum*). Mezitím byla minerogenní sedimentace prvků, jako jsou hořčík, draslík a vápník poměrně výrazná, a to pravděpodobně z důvodu vysoké eroze v povodí jezera. Z důvodu větší erozní činnosti byl zaznamenán vyšší obsah titanu v sedimentech. Titan je dobrým indikátorem podílu anorganické hmoty v sedimentu díky tomu, že jeho hlavním zdrojem jsou horniny, je málo reaktivní, nerozpustný a slabě biologicky aktivní, tudíž jsou změny jeho koncentrace obvykle úzce spojeny s erozí v povodí jezera. Obsah organického uhlíku, dusíku a fosforu v sedimentárních záznamech byl v tomto období poměrně nízký. Okolní krajina v této době odpovídala dle pylové analýzy tundře či stepi. Povodí jezera společně s jeho blízkým okolím bylo pravděpodobně pokryto otevřenou bylinnou vegetací bez výrazných lesních pásů. Byliny v okolí jezera byly dominovány především zástupci šachorovitých (*Cyperaceae*) a merlíkovitých (*Chenopodiaceae*), dále také pelyňky (*Artemisia*) a olší zelenou (*Alnus viridis*). Ze stromů dominovaly vrby (*Salix*), olše (*Alnus*) a břízy (*Betula*), ve finální fázi pozdního pleniglaciálu se dominantní dřevinou stala borovice (*Pinus*), avšak o zapojený les se zatím, zdá se, nejednalo (Pokorný 2002, Pokorný et al. 2010). V jezeře také pravděpodobně panovaly u dna anoxické podmínky, tudíž pravděpodobně docházelo k dlouhodobé teplotní stratifikaci jezera. pH vody se pohybovalo okolo 7. V terminální fázi pleniglaciálu bylo

pomocí zbytků pakomárovitých rekonstruováno mírné ochlazení asi o 1 °C, které bylo interpretováno jako signál nejstarší dryas (Kubovčík et al. 2021).

Asi 14 700 cal. BP nastalo období interstadiálu bølling-allerød, jehož nástup je v sedimentech jezera Švarcenberk charakterizován signály náhlého oteplení klimatu. Mají např. podobu změn vodní vegetace, kdy se v záznamu objevují teplomilnější rostliny jako stulík žlutý (*Nuphar lueta*) či růžkatec ostnitý (*Ceratophyllum demersu*). Minimální letní teploty se nejspíše pohybovaly okolo 12 °C. Důsledkem větší biomasy vodní i terestrické vegetace se zvýšil také obsah organického uhlíku, dusíku a fosforu v jezerním sedimentu. Pozorovány byly i změny na taxonomického složení vodních bezobratlých, jmenovitě u larev pakomárovitých, č. Chironomidae. Původně dominující morfotyp *Corynocera oliveri* byl nahrazen teplomilnějším morfotypem *Corynocera ambigua* (v obou případech jde o zástupce bentického hmyzu). Oteplení podnebí tedy mělo za následek vznik lesních porostů, kde podle pylové analýzy byly hlavními zástupci především borovice s břízou. Tyto lesní porosty byly na počátku tohoto období poměrně otevřené a převažovala v nich bříza. Postupem času se lesy stávaly uzavřenější a dominantní dřevinou se stala borovice. Rozšíření lesní vegetace následně vedlo k větší stabilitě půdního krytu a postupné změně charakteru půd. Následně docházelo k menší erozi, tudíž v sedimentech z této doby poklesl podíl minerogenní sedimentace. Větší korunový zápoj stromů měl výrazný vliv na dynamiku bylinné vegetace z důvodu nedostatku procházejícího světla. V kontrastu s tím Prach et al. (2023) ukazují, že nelze vyloučit, že mezi dřevinami byl v pozdním glaciálu na Třeboňsku významně zastoupen i modřín (*Larix*), jehož pyl se zachovává velmi špatně. Posouzení této hypotézy nicméně vyžaduje další výzkum. Hodnota pH sedimentu a zřejmě i půd v povodí oproti nejstaršímu dryasu období poklesla.

V sedimentech z interstadiálu bølling-allerød se dochoval velký počet šupin okouna říčního (*Perca fluviatilis*), který byl pravděpodobně dominantním rybím druhem v jezeře, také díky svému specifickému potravnímu návyku. Okouni produkují velké množství potomstva, které se živí především planktonními organismy. Dospělci se poté živí dravě, přičemž mu za potravu mohou sloužit i drobní jedinci téhož druhu (Pokorný 2002, Hošek et al. 2014). Tyto šupiny byly nalezeny nejen v jezeře Švarcenberk, ale také v sedimentech jezera Veselí 1 (Hošek et al. 2016).

V různých oblastech střední a západní Evropy je asi v polovině tohoto časového úseku zaznamenáno krátké zhoršení klimatu, jménem starší dryas. Tato fáze rozděluje obě relativně teplé fáze interstadiálu, tedy bølling a allerød. V jezerních sedimentech jezera Švarcenberk

ovšem jasné doklady, které by dokazovaly přítomnost staršího dryasu v podobě ochlazení či zvýšené eroze, nebyly nalezeny (Pokorný 2002, Pokorný et al. 2010, Kubovčík et al. 2021). Naopak silné signály v získaných proxy datech byly pro starší dryas doloženy v lakustrinních sedimentech paleojezera Valenská cesta na jihu Třeboňské pánve (Bešta et al. 2009). Další krátkodobé ochlazení se odehrálo v během allerødu (např. von Grafenstein et al. 1999). Je označováno jako oscilace Gerzensee (angl. též Intra-Allerød Cold Period), ovlivnilo oblast východního a severního Atlantiku, včetně některých částí Evropy, avšak jeho vliv ve střední Evropě je nejasný. Hošek et al. (2017) ukazují, že, podobně jako u staršího dryasu, nelze jeho vliv na území ČR vyloučit, ale při dalším výzkumu je třeba dosáhnout robustnějšího datování studovaných sedimentů.

Kolem 12 900 cal. BP přišlo opět ochlazení klimatu, avšak větší a zejména delší. Toto období se nazývá mladší dryas a jedná se o 1 200 let dlouhou chladnou fázi před začátkem holocénu. Vliv změny klimatu byl u případu sedimentů jezera Švarcenberk pozorován např. u vodních rostlin, kdy byly doloženy menší četnosti ostnů u růžkatce (*Ceratophyllum*), absence trichoblastů u leknínovitých (Nympheaceae) a potlačení stulíku žlutého ve prospěch chladnomilnějších rostlin. Dále mírně klesl podíl terestrických rostlin adaptovaných na teplejší podmínky a nastal opět vzestup jalovce (*Juniperus*), bříz, vrb a olší. Přítomnost pylu některých rostlin ovšem naznačuje, že letní teploty dosahovaly podobných hodnot jako v předchozím interstadiálu (okolo 12 °C). To může ukazovat na zvýšení kontinentality oblasti, kdy pokles teplot nastal především v zimním období (Pokorný et al. 2002). V sedimentárním záznamu také významně poklesl obsah organického uhlíku, dusíku a fosforu. Půdní eroze se díky rozvolnění lesa opět zvýšila a s ní i podíl minerogenní sedimentace. Pokorný (2002) naznačuje, že se během mladšího dryasu měnila výška vodní hladiny, kdy se v první části tohoto období hladina jezera zvyšovala a v druhé části naopak klesala. V litorálních částech jezera Švarcenberk dokonce došlo ke stratigrafickému hiátu, jenž se projevuje jako období bez sedimentace. Toto kolísání hladiny může naznačovat, že první část mladšího dryasu byla poměrně vlhká, zato druhá polovina spíše suchá (Hošek et al. 2014), kdežto v jiných oblastech Evropy tomu bylo naopak (Goslar et al. 1993, Birks et al. 1994). Sedimentární záznam také pro dobu mladšího dryasu ukazuje na výraznou eolickou činnost, jež je patrná jako vrstvy navátého písku. Nejintenzivnější eolická činnost probíhala pravděpodobně v první polovině mladšího dryasu. V této době dala eolická činnost také vzniknout nedalekému písečnému přesypu u Vlkova (viz kap. 3.1.2) (Pokorný et al. 2002).

Záznamy z celé Evropy ukazují, že okolo let 11 650 cal. BP došlo ke značnému zlepšení klimatu, které se časově shoduje se začátkem holocénu (viz kap. 2) (Litt et al. 2001, Kasse 2002). Výjimkou nejsou ani sedimenty jezera Švarcenberk, které v tomto období opět začínají být více organické a s občasnými rostlinnými makrozbytky. Relativně rychlý nárůst teplot dokazuje přítomnost a rozšíření teplomilnějších druhů vegetace, jako např. stulík, kotvice plovoucí (*Trapa natans*), sinice rodu *Gloeotrichia* či růžkatce, kdy některé z těchto rostlin vyžadují letní teploty minimálně 20 °C (Pokorný et al. 2010). Nápadná změna v podobě nahrazení chladnomilných taxonů teplomilnějšími byla doložena i u pakomárovitých (Kubovčík et al. 2021). Lesy se opět měly opět hustší zápoj a postupně se stávaly stinnějšími, kdy na počátku dominantní borové lesy postupem času začala nahrazovat bříza spolu s dalšími listnatými stromy, které v průběhu holocénu převládly. Výskyt acidofilnějších taxonů naznačuje další pokles půdního pH. Vzhledem k vysokému obsahu rozpuštěného železa v sedimentech je předpokládáno vymývání a okyselování půd. Chladné preboreální oscilace, které byly zdokumentovány v jiných částech Evropy ve spodním holocénu, se v sedimentech jezera Švarcenberk jeví jako poměrně slabé. Kubovčík et al. (2021) ve své práci prezentují pokles poměrného zastoupení teplomilných pakomárovitých a zvýšenou minerogenní sedimentaci, která však byla nejspíše důsledkem vyšší eroze půd a dočasného otevření lesního porostu. Po preboreálních oscilacích teploty vzduchu opět stouply. Průměrné červencové teploty se pohybovaly okolo 17,5 °C a byly podobné teplotám současným.

Během počátku holocénu se jezero postupně zazemňovalo a pozvolně se z něj stalo rašeliniště. Zánik jezera Švarcenberk jakožto vodní plochy je odhadován na 7 500 cal. BP. Tento přechod na terestrické prostředí je velice dobře demonstrován prudkým úbytkem řasových společenstev. Vegetačními zástupci, kteří obývali tyto rašeliniště, byli ostřice nedošáchor (*Carex pseudocyperus*), ostřice zobánkatá (*Carex rostrata*), blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*), vachta trojlistá (*Menyanthes trifoliata*), rosnatka okrouhlostá (*Drosera rotundifolia*) nebo ostřice měchýřkatá (*Carex vesicaria*). Dřívější litorální části jezera začaly obsazovat březové a olšové porosty s příměsí smrků. Rašeliniště se formovalo přirozeným procesem až přibližně do 13. století našeho letopočtu, kdy díky lidskému osídlení oblasti a pozdějšímu vybudování rybníka se mladší záznamy nedochovaly. Horní vrstvy této rašeliny jsou ovlivněny pronikáním chemických látek do hloubky. Příčinou byla lidská činnost, konkrétně hnojení, vápnění či produkce ryb (Pokorný 2002, Pokorný et al. 2010, Kubovčík et al. 2021).

Ve spodně holocenních sedimentech jezera Švarcenberk byly nalezeny také pozůstatky po lidské činnosti. Nepřímou indikací byly nálezy antropogenně využívaných rostlin, jako např. semínka maliníku či oříšky kotvice plovoucí. Přirozený výskyt maliníku je vzhledem k jeho normálnímu výskytu na spíše sušších místech nepravděpodobný. Dále pylové záznamy ukazují zvyšující se početnost lísky, která se na tomto území v dané období vyskytovala poměrně výjimečně. Ve vrtu, který byl proveden v litorální části na jižní straně bývalého jezera, se podařilo objevit vysoký obsah makroskopických uhlíkových částic. Je tedy velmi pravděpodobné, že tyto uhlíky jsou pozůstatkem vypalování lesa, či přímo ohniště. Stáří těchto uhlíků se shoduje s archeologickým obdobím mezolitu. Dalšími mezolitickými nálezy byly dřevěné artefakty v okolí jezera s jasnými stopami opracování. Nalezené nástroje byly z borového dřeva. To odpovídá paleobotanickým nálezům, jelikož borovice byla tehdy na lokalitě nejdostupnějším typem dřeviny (Šída et al. 2007, Pokorný et al. 2010).

Výzkumy ze zbylých jezer I. kategorie se dosud zaměřovaly zejména na geochemii sedimentů a získané výsledky do velké míry korelují s výsledky získanými při studiu jezera Švarcenberk (Hošek et al. 2014, 2016, 2017). Mocnost pozdně glaciálních sedimentů dvou největších jezer u Veselí nad Lužnicí dosahuje až 6 metrů, což z nich dělá velmi podrobné přírodní archivy pro výzkumy budoucí. Holocenní jezerní sedimenty na stejných lokalitách bohužel naopak chybějí. Tato absence nejmladších sedimentů je přikládána zemědělské činnosti na území původních jezer v posledních 200 letech (Hošek et al. 2016). V jezeře Veselí 1 geochemické výsledky podporují interpretaci klimaticky podmíněných litologických změn popsanych ze Švarcenberka. To samé platí pro sedimenty Velkého Tisého (Hošek et al. 2017).

Poměrně zajímavým zjištěním je, že největší mocnost sedimentů nebyla u největších zazeměných jezer nalezena uprostřed bývalé vodní plochy, ale vždy blíže směrem k jižnímu břehu. Vznik všech jezer I. kategorie v Třeboňské pánvi se pohybuje kolem období pozdního pleniglaciálu (kolem 16 000 cal. BP), ovšem doba zániku byla u jednotlivých jezer velmi odlišná. Zdá se, že nejdéle existovalo jezero Velký Tisý, které nebylo kompletně zazemněné ještě na přelomu 11. a 12. stol., tedy tisíce let po tom, kdy bylo zazemněno plošně největší jezero Švarcenberk. Sedimenty jezer I. kategorie tak poskytují možnost velmi detailního studia environmentálních změn v pozdním glaciálu, ale i v holocénu (Hošek et al. 2019). Výzkumy sedimentů jezer II. kategorie zatím provedeny nebyly.

5. Zaniklá jezera na Šumavě

Mimo Krkonoš (Labský Důl, Mechové jezírko) jsou jezerní pánve vytvořené horskou ledovcovou činností v ČR k nalezení pouze na území Šumavy. Sedimenty těchto jezerních pánví představují podrobné a významné paleoenvironmentální záznamy, jejichž výzkum může značnou měrou přispět k lepšímu porozumění procesu deglaciace zaledněných střeoevropských horských lokalit mezi Skandinávským ledovým štítem a alpským zaledněním v pozdním pleniglaciálu, stejně jako detailů klimatického vývoje v pozdním glaciálu a holocénu. V obou případech se jejich prostřednictvím lze zaměřit jak na lokální, tak na regionální měřítko, případně na škálu celé střední Evropy. Na území Šumavy se nalézají devět doposud existujících jezer – Černé j., Čertovo j., Velké Javorské j. / Großer Arbersee, Malé Javorské j. / Kleiner Arbersee, j. Laka, Plešné j., Prášílské j. a Roklanské j. / Rachelsee (viz. obr. 7) (Šobr a Jánský 2016, Vondrák et al. 2019a). Mezi dosud existující jezera lze zařadit i Tiché jezero/Stillersee, které je drobným, částečně zazemněným jezerem. Ve fázi pokročilého zazemňování se v minulosti dostala i některá ze stávajících jezer, jmenovitě Laka a Kleiner Arbersee, která však byla v 19. stol. a na počátku 20. století uměle prohloubena těžbou sedimentů a úpravami hrází. Nebýt těchto antropogenních vlivů, počítali bychom v současnosti tato jezera mezi zazemněná, či téměř zazemněná (Veselý et al. 1994, Holcová et al. 2020).

Kromě těchto stávajících jezer byla na Šumavě objevena i zazemněná jezera, přičemž budoucí objevy dalších lokalit nejsou vyloučeny. První představy o existenci těchto bývalých jezer byly publikovány na konci 20. let 19. století (Rathsburg 1928). Jednoznačné potvrzení existence paleojezer na území Šumavy však přinesl až moderní výzkum, který díky odběrům jezerních sedimentů a jejich následné analýze potvrdil, že se na zkoumaných územích v minulosti opravdu nacházely vodní plochy. Tento výzkum proběhl na české straně Šumavy na lokalitách Stará jímka (Břízová a Mentlík 2005, Mentlík et al. 2010); Malé Černé jezero (= „Černé Lake cirque“, Vočadlova et al. 2015) a Stifterova díra (viz obr. 6) (Vondrák et al. 2021). Na německé straně byla paleojezera dosud poměrně málo studována, nicméně potenciálními lokalitami mohou být Barnriegel-Kar (= angl. též Großer Schwarzbach cirque; Pfaffl 1997, Duffek a Mentlík 2022) a Alter Rachelsee (van der Knaap et al. 2019). V rakouské části Šumavy dosud žádné jezerní sedimenty zatím objeveny nebyly. Celkově je tedy pro území Šumavy zatím potvrzena existence tří zcela zazemněných jezer a všechna se nacházejí na české straně pohoří. Tato zaniklá jezera se nacházejí ve stejném či těsně sousedícím karu, jako jezera stávající: Stará jímka (1110 m n. m.) v karu sousedícím s karem

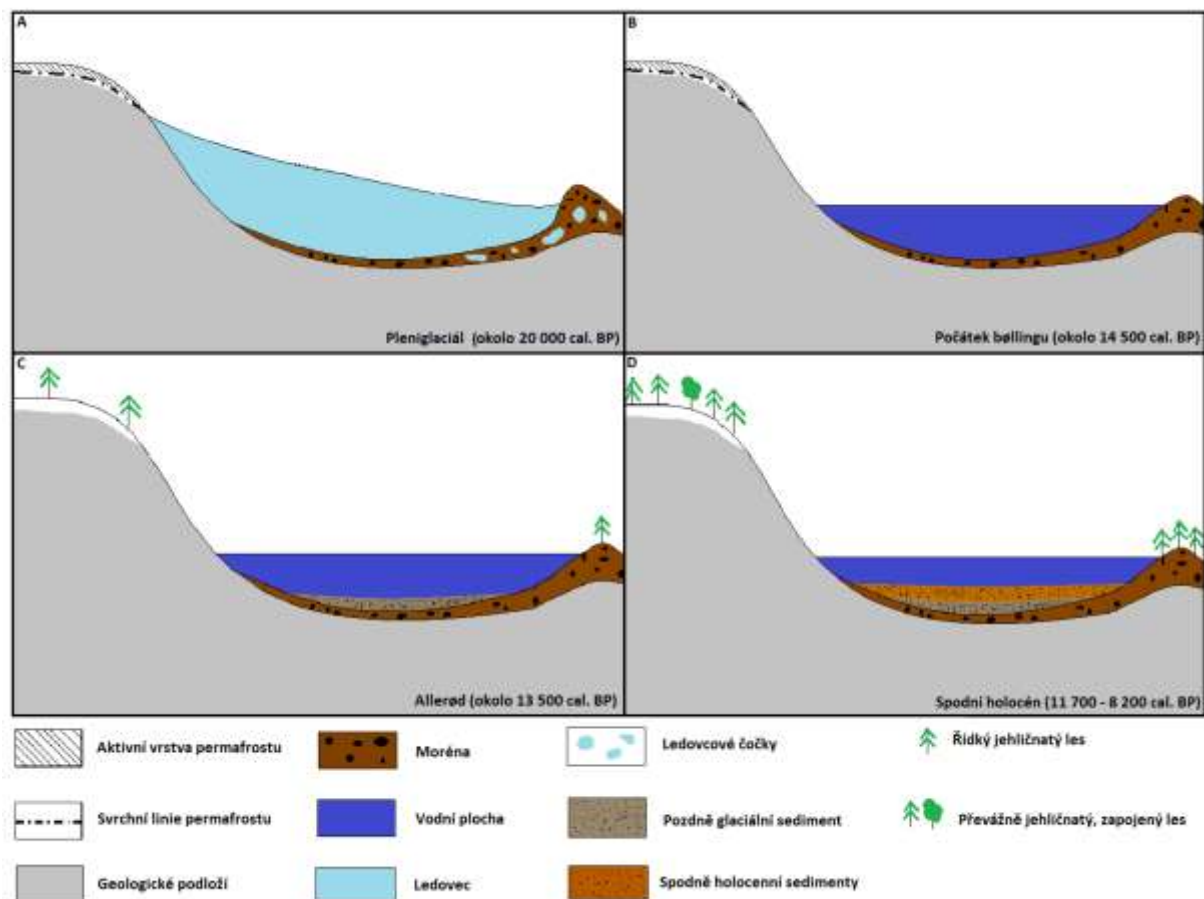
Prášilského jezera, Malé Černé jezero (1028 m n. m.) v karu Černého jezera a Stifterova díra (1130 m n. m.) v boční části karu Plešného jezera (Vondrák et al. 2019a, 2021).

5.1. Vznik jezer na Šumavě

Nejvyšší oblasti Šumavy byly v období posledního glaciálního maxima vystaveny horskému zalednění. Datování terminálních ledovcových morén pomocí izotopu ^{10}Be dokumentuje jejich vznik v několika fázích, a to v období kolem 24 100, 23 600, 21 800 a 19 500 cal. BP. Stáří ústupových morén vzniklých během postupné deglaciace je stanoveno asi na 16 000 a 14 000 cal. BP (Mentlík et al. 2013). Oblast Šumavy nebyla v době posledního glaciálního maxima přímo napojena ani na alpské zalednění ani na Skandinávský ledový štít. Na severu i jihu tak toto pohoří ohraničovaly tzv. periglaciální koridory tvořené převážně různými typy bezlesí, zejména stepí a tundrou.

Všechna stávající i zazemněná šumavská jezera se nacházejí v ledovcových karech, kde jsou hrazena ledovcovými morény (viz obr. 5). V některých případech jde o morény koncové, jindy boční či ústupové (např. Mentlík et al. 2013, Vočadlova et al. 2015, Krause a Margold 2019, Vondrák et al. 2021). Většina karů je orientována východním a severovýchodním směrem, což nejspíše odpovídá západním větrům, které v období posledního glaciálu převládaly a přesouvaly sníh na závětrné strany, kde mohly následně vzniknout ledovce. Dalším faktorem umožňujícím vznik údolních ledovců na Šumavě bylo větší zastínění takto orientovaných karů okolním terénem (Housarová et al. 2004).

Horské zalednění na území střední a východní Evropy nebylo tak výrazné jako v západních částech Evropy z důvodu silícího kontinentálního klimatu, což se projevilo i na geografické škále Šumavy. Většina dobře vyvinutých karů se totiž nachází v západní části pohoří (viz obr. 7) (Mentlík et al. 2010). Nepřítomnost glaciálního reliéfu ve většině východní části Šumavy je nejspíše zapříčiněna nižšími srážkami, které limitovaly vznik ledovců. Důvodem nižších srážek byl pravděpodobně narůstající srážkový stín (Krause a Margold 2019). Nejdelší ledovce se podle výzkumů (Raab a Völkel 2003, Hauner et al. 2019 in Vondrák et al. 2021) nacházely na německé straně, konkrétně se jednalo o ledovce Großer Arbersee s délkou přibližně 2,8 km a Kleiner Arbersee o délce 2,6 km. Na české straně Šumavy se nejdelší ledovec nacházel v údolí Prášilského jezera se délkou okolo 2 km a mocností 50 m (Mentlík et al. 2010).



Obrázek 5: Pravděpodobný vznik nejstarších šumavských (paleo)jezer I. kategorie (více viz kap. 5.1 a 5.2). A – stav před vznikem jezer v době horského zalednění na Šumavě, B – vznik jezer díky tání ledovce, tání ledovcových čoček a stabilizaci morény, C – vznik řídkého jehličnatého lesa v povodí jezera, D – vznik zapojeného, převážně jehličnatého lesa a postupné zazemňování jezera.

ELA (angl. calculated equilibrium line altitudes neboli výšková hranice, kdy je tání a mrznutí ledovce v rovnováze) se na Šumavě v době posledního glaciálního maxima pohybovala v rozmezí 925–1145 m n. m. (Krause a Margold 2019). Glaciální činnost zanechala na Šumavě více stop než v ostatních vysokých pohorích České republiky (≥ 1300 m n. m.), jmenovitě v Krkonoších, Hrubém Jeseníku, Králickém Sněžníku a Beskydech, což je zjevně dáno příhodnější geomorfologií a vyššími úhrny srážek.

Výzkumy Vondráka et al. (2019a, 2021) naznačují, že stáří šumavských ledovcových jezer nemusí korelovat se stářím vzniku jezerních pánví. Tudiž období, kdy nastalo ustupování ledovcových karů, nemusí odpovídat okamžitému vzniku jezera. Bylo tomu nejspíše z důvodu nedostatečného utěsnění některých částí pánve, kudy mohla voda odtékat. K utěsnění jezerních pánví tak mohlo dojít až se zpožděním, což umožnilo vznik jezer až dlouho po roztání lokálních ledovců a velkých ledových čoček. Z jezer na české straně se jedná např. o jezero Laka, Prášilské jezero, nebo již zazemněné jezero Stifterova díra

v blízkém okolí Plešného jezera (viz obr. 6) (Vondrák a kol. 2019b, 2021, Holcová et al. 2020).

5.2. Typy šumavských jezerních pánví

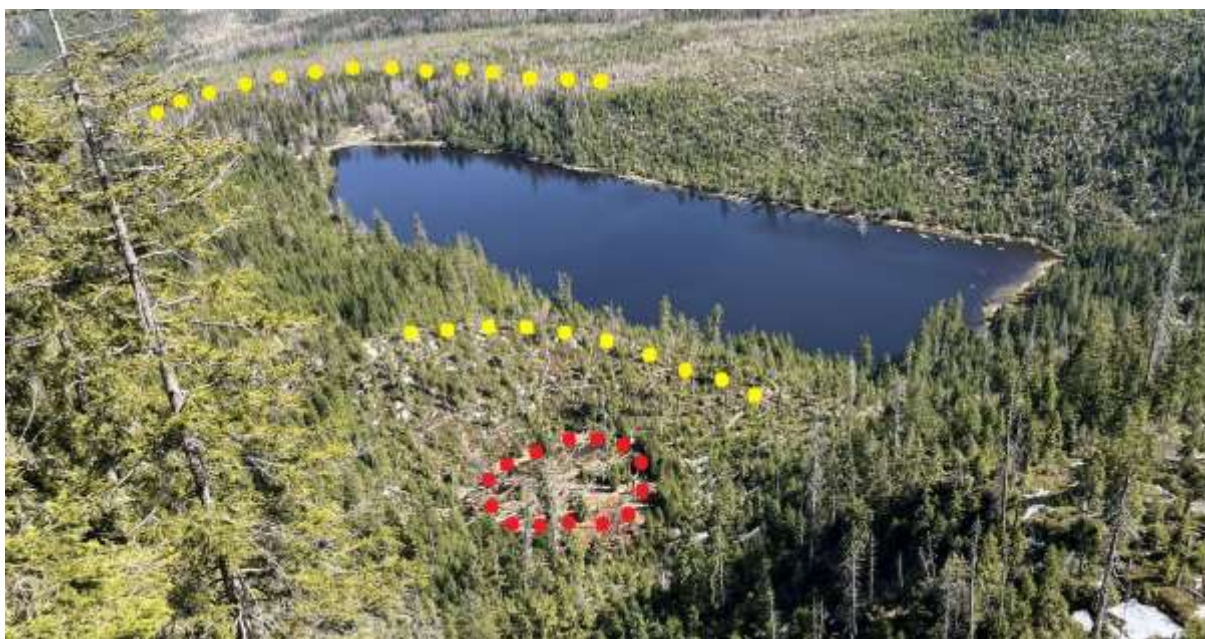
Všechna zaniklá i doposud existující šumavská jezera vznikla působením některého ze šumavských údolních či karových ledovců (viz. kap. 5.1; obr. 5). Ačkoliv je tedy původ jezerních pánví zřejmý, dosud se je nikdo nepokusil kategorizovat podobným způsobem, jako k tomu došlo u Třeboňských jezerních pánví (více viz kap. 3.2). V této práci je tak pokus o kategorizaci učiněn poprvé, přičemž kritéria vycházejí z těch uplatněných právě v Třeboňské pánvi (Hošek et al. 2019). Šumavské jezerní pánve byla rozdělena následovně: I. kategorie šumavských pánví se vyznačuje mocností sedimentů (včetně rašeliny) alespoň 6 m (u nezazemněných jezer je třeba připočítat i výšku vodního sloupce) a délkou alespoň 120 m. Do II. kategorie spadají jezerní pánve, které jsou mělké a kratší než u I. kategorie.

Do jezerních pánví I. kategorie; by podle těchto měřítek bylo zahrnuto pouze jedno z doposud nalezených zazemněných šumavských jezer, a to Stará jímka. Zazemněné jezero Stará jímka se s délkou přes 500 m (přesná délka není známa) řadí mezi nejdelší jezerní pánve na Šumavě (Mentlík et al. 2010, Kletetschka et al. 2018, Holcová et al. 2020). Jedná se o doposud největší objevené zazemněné jezero na území Šumavy (odhadovaná plocha 4,5–6,7 ha), jehož maximální mocnost sedimentů přesahuje 10 m (Holcová et al. 2020). Do jezer I. kategorie by následně patřila tato doposud existující jezera (uvažována maximální délka zatopené a zazemněné části každé jezerní pánve: Černé jezero (délka ~700 m), Malé Javorské Jezero/Kleiner Abersee, (délka ~590 m), Velké Javorské jezero/Großer Abersee (délka ~570 m), Plešné jezero (délka ~480 m), Čertovo jezero (délka ~470 m), jezero Laka (délka ~370 m), Roklanské jezero/Rachelsee (délka ~360 m) a Prášílské jezero (délka ~290 m). I přesto, že některá stále existující jezera nemají mocnosti sedimentů přesahující 6 metrů (Vondrák et al. 2019a), jsou zde jejich pánve zahrnuty do I. kategorie. Lze totiž předpokládat, že po úplném zazemnění této mocnosti jednou dosáhnou. Pro stanovení hloubky a délky pánví stávajících jezer byly použity mapové podklady na webu Mapy.cz (2024, <https://mapy.cz/>) a práce Šobra a Janského (2016).

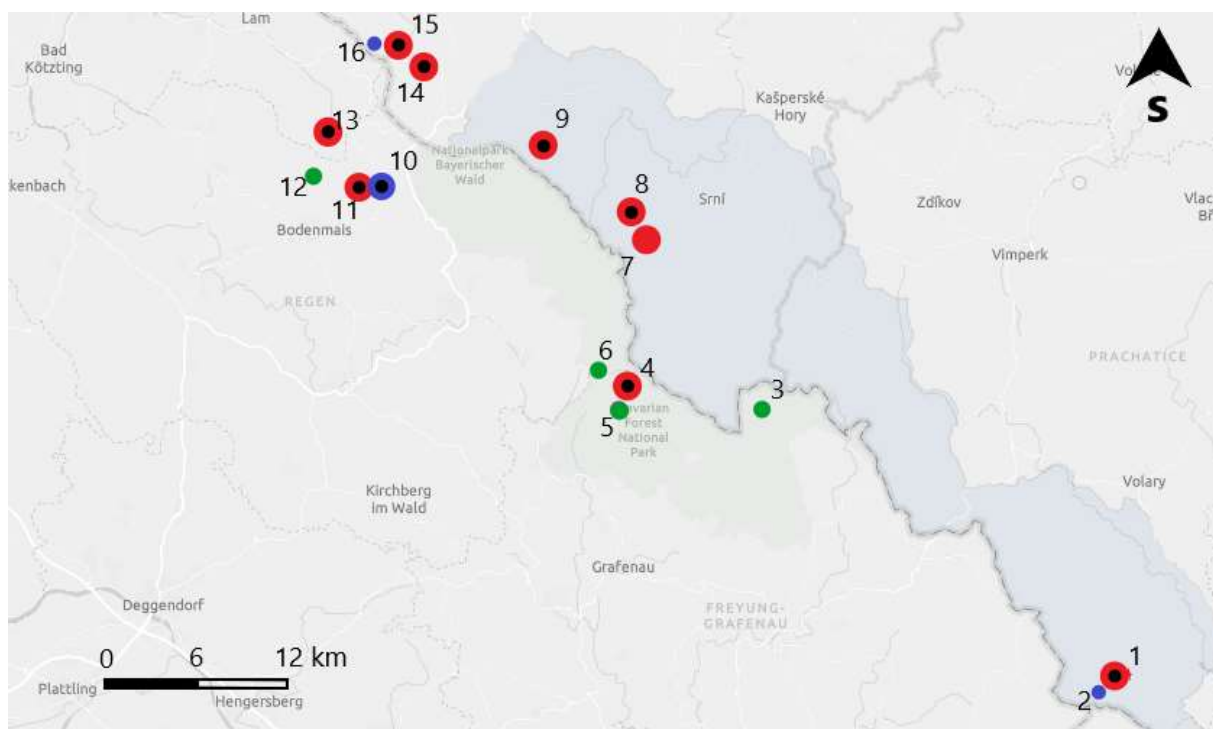
Do II. kategorie spadá pouze jedno doposud existující jezero, kterým je Stiller See (Tiché jezero) nacházející se na německé straně Šumavy (viz obr. 7), u něhož délka jezerní pánve činí přibližně 20 m. Ze zazemněných jezer patří do II. kategorie Malé Černé jezero o délce pánve asi 100 m a mocnosti sedimentů přibližně 5,2 m (Vočadlova et al. 2015). Dalším zástupcem jezerních pánví II. kategorie je pánev zazemněného jezera Stifterova díra

nacházející se v karu Plešného jezera (viz. obr. 6). Délka tohoto zazemněného jezera je přibližně 50 m s minimální mocností nalezených sedimentů 3,38 m (Vondrák et al. 2021).

Na území Šumavy byly popsány i potenciální jezerní lokality, které však doposud nebyly dostatečně prozkoumány, tudíž je prozatím nelze zařadit do žádné ze dvou uvedených kategorií. Předpokládanou přítomnost jezerních sedimentů je třeba v budoucnu ověřit. Konkrétně se jedná o následující lokality na německé straně Šumavy: Altersee, Bärnriegel-Kar (alternativním názvem je Großer Schwarzbach), Bankelschwelle a Rachel-Nordkar (viz obr. 7) (Pfaffl 1997, van der Knaap et al. 2019, Vondrák et al. 2019a, Duffek a Mentlík 2022).



Obrázek 6: Pánve Plešného jezera (uprostřed) a zazemněného jezera Stifterova díra (červené body) jako příklady pánví I. a II. kategorie (viz kap. 5.2). Morény hradící obě lokality jsou vyznačeny žlutými body. Foto: Jan Burda



Obrázek 7: Lokality jezerních pánví na Šumavě. Tmavě modře je vyznačeno území NP Šumava a tmavě zeleně NP Bayerischen Wald. Červený bod – jezerní pánev I. kategorie se zazemněným jezerem, červený bod s tečkou – jezerní pánev I. kategorie se stávajícím jezerem, modrý bod – jezerní pánev II. kategorie se zazemněným jezerem, modrý bod s tečkou – jezerní pánev II. kategorie se stávajícím jezerem. 1 – Plešné jezero, 2 – Stifterova díra, 3 – Bärnriegel-Kar / Großer Schwarzbach, 4 – Roklanské jezero / Rachelsee, 5 – Altersee, 6 – Rachel-Nordkar, 7 – Stará jímka, 8 – Prášilské jezero, 9 – jezero Laka, 10 – Tiché jezero / Stillersee, 11 – Velké Javorské jezero / Großer Abersee, 12 – Bankelschwelle, 13 – Malé Javorské jezero / Kleiner Abersee, 14 – Čertovo jezero, 15 – Černé jezero, 16 – Malé Černé jezero. Zdroj mapového podkladu: <https://www.arcgis.com/>

5.3. Dosavadní paleoenvironmentální výzkum sedimentů zazemněných šumavských jezer

Na území Šumavy bylo doposud nalezeno 12 pánví s dochovanými jezerními sedimenty a další 4 pánve, u kterých je třeba možnou přítomnost jezerních sedimentů teprve ověřit (viz kap. 5). Nadmořská výška těchto zaniklých jezer se pohybuje od 925 m n. m. do 1130 m n. m. (Vondrák et al. 2019a). Největší zaniklé jezero se nazývá Stará jímka (viz kap. 5.2), nachází se v nadmořské výšce asi 1 110 m, 3,7 km jižně od obce Prášily a 6 km západně od obce Srní. Právě na něj byla zaměřena většina dosavadních výzkumů sedimentů zazemněných šumavských jezer.

Paleojezero Stará jímka je situováno v ledovcovém karu, který těsně přiléhá ke dvoustupňovému karu Prášilského jezera (Duffek a Mentlík 2022). Prášilské jezero se nachází necelý kilometr severně od Staré jímky, a to o 31 výškových metrů níže (Šobr a Janský 2016). Doba vzniku Staré jímky byla nejprve odhadována na 14 000 cal. BP a důvod

vzniku jezera byl spojován se sesuvem, který ovlivnil morfologii severní části jezerní pánve. Přechod z vodní plochy na rašeliniště nastal asi 4 000 cal. BP (Mentlík et al. 2010, Mentlík a Novotná 2010). Pozdější výzkum prostřednictvím detailnějšího radiouhlíkového datování pozdně glaciálních sedimentů však poukázal na skutečnost, že jezero je minimálně o několik set let starší a jeho vznik tak zřejmě časově odpovídá nástupu interglaciálu bølling-allerød. Příčiny vzniku tak mohly být klimatické a na sesuvu nezávislé, alternativně mohl být sesuv důsledkem klimatické změny (Vondrák et al. 2019a).

Výzkum sedimentů Staré jímky byl v posledních letech převážně zaměřen na přechod z allerødu do mladšího dryasu (Kletetschka et al. 2018, Procházka et al. 2019). Využity k tomu byly sedimenty ze severní části jezerní pánve o celkové mocnosti 498 cm (Kletetschka et al. 2018). V centrální části pánve však mocnost sedimentů na Staré jímce dosahuje minimálně 10,6 m. Jako hlavní složky minerálního sedimentu pozdně glaciálního stáří byly určeny muskovit, biotit, živec, kaolinit a křemen z hornin v povodí jezera, jimiž jsou zejména pararuly (Mentlík a Novotná 2010). Ve stejném období bylo v jezeře ukládáno velmi málo organické hmoty. Zjištěné hodnoty ztráty žíháním se u sedimentu pohybují v nízkých hodnotách, a to mezi 5 a 10 % s výjimkou závěru allerødu, kdy dosahovaly až 14 % (Procházka et al. 2019, Vondrák et al. 2019a). Nárůst hodnot ztráty žíháním okolo 13 300 cal. BP naznačuje soudobou změnu charakteru půd v povodí, kdy je předpokládána přítomnost stromů (Kletetschka et al. 2018). Nejstarší jednoznačný doklad přítomnosti stromů je však ještě starší a představuje jej nález jehlice modřínu datovaný na asi 14 000 cal. BP (Vondrák et al. 2019a). Zastoupení celkového uhlíku v sedimentu odpovídá výsledkům analýzy ztráty žíháním, kdy Procházka et al. (2019) dokládají díky podrobnějšímu kroku vzorkování pro dobu allerødu hodnoty v rozmezí 0,38 % na 4,6 %. Vegetace v povodí jezera však zřejmě nebyla jen lesní (vedle modřínu byl doložen jalovec, borovice a bříza) a ve vyšších polohách povodí jezera byla zastoupena i tundra. Rozdíl mezi nejnižším a nejvyšším bodem činil asi 300 výškových metrů, jelikož povodí sahalo až do nadmořské výšky 1315 m (vrchol hory Poledník) (Kletetschka et al. 2018, Vondrák et al. 2019a). Kletetschka et al. (2018) též naznačují, že v sedimenty z období allerødu dokládají na Staré jímce i krátký chladný klimatický výkyv, zvaný oscilace Gerzensee (angl. Gerzensee oscillation nebo Intra-Allerød cold period). Tomuto asi dvě století trvajícimu ochlazení klimatu odpovídá dočasné zvýšení podílu minerogenní sedimentace společně s úbytkem pakomárovitých (Chironomidae), úbytkem řas rodu *Pediastrum* a nárůstem zastoupení pylu pelyňku.

Ve stejném profilu byla Kletetschkou et al. (2018) v hloubce přibližně 448 cm nalezena asi 2 cm mocná vrstva materiálu sopečného původu v podobě úlomků pórovitého křemičitého skla. Sklo však tvořilo je nepatrnou příměs jezerního sedimentu a netvořilo jasně ohraničenou, makroskopicky pozorovatelnou vrstvu (tefry). Při geochemických analýzách se přítomnost sopečného materiálu projevila nárůstem koncentrace fosforu, sodíku, chlóru a vápníku (Procházka et al. 2019). Především vysoký obsah fosforu v této tefře měl zřejmě za následek dočasnou eutrofizaci jezera, která způsobila prudký nárůstem koncentrace zelených řas (*Pediastrum*), zlativek (*Chrysophyta*), bentických larev pakomárovitých a planktonních perlooček hrotnatky průhledné (*Daphnia longispina*) a nosatičky dlouhotrné (*Bosmina longispina*). V okolí jezera se dle pylové analýzy zvýšila početnost břízy, a naopak snížilo zastoupení borovice. Chemické složení této tefry jasně odpovídá složení vulkanického skla, které bylo do ovzduší vyvrženo přibližně před 13 000 cal. BP při erupci sopky ležící pod nynějším kráterovým jezerem Laacher See v Německu (Kletetschka et al. 2018, Procházka et al. 2019, Reinig et al. 2021). Sopečný materiál původem z této erupce byl nalezen na mnoho lokalitách ve střední Evropě. Objev tefry Laacher See ve Staré jímkce je zásadní ve středoevropském měřítku, jelikož dokládá její daleko větší plošný výskyt, než bylo dříve předpokládáno (Schmincke et al. 1999). Šlo rovněž o první doklad přítomnosti jakékoliv svrchně pleistocenní tefry na našem území. Jelikož zároveň známe velmi přesně stáří exploze Laacher See (dendrochronologicky stanoveno na $13\,006 \pm 9$ cal. BP, Reinig et al. 2021), je tato tefra jedním z nejvýznamnějších chronostratigrafických markerů pro pozdní glaciál v severozápadní Evropě a výrazně zpřesňuje datování šumavských sedimentů, které je právě pro dobu pozdního glaciálu kvůli vzácnosti nalezených makroskopických zbytků terestrických rostlin velmi obtížné (Kletetschka et al. 2018, Procházka et al. 2019, Vondrák et al. 2019a).

Díky studiím sedimentů ze Staré jímkce je dále dobře zdokumentován nástup mladšího dryasu. Okolo 12 750 cal. BP došlo k umenšení podílu organické hmoty v sedimentu. Tento pokles Kletetschka et al. (2018) a Vondrák et al. (2019a) vysvětlují jako výrazné zpomalení tvorby prvotních lesních půd či jejich degradaci v důsledku ochlazení a zmenšení srážkových úhrnů. Jako jeden z možných spouštěčů mladšího dryasu je v literatuře uvažována výše zmíněná erupce vulkánu Laacher See (např. Baldini et al. 2018). Výsledky ze Staré jímkce patří mezi ty, které uvedenou hypotézu nepodporují, neboť následky klimatické změny jsou zde pozorovatelné až asi jedno století po uložení příslušné tefry (Kletetschka et al. 2018). Dle pylové analýzy se na počátku mladšího dryasu v blízkosti jezera vyskytoval jalovec a zvýšil se podíl břízy na úkor borovice. Proběhla také obměna jezerní fauny a flóry. Dřívější

dominanty, jakými byly planktonní perloočky, řasy r. *Pediastrum* a pakomár morfotypu *Tanytarsus lugens* byly potlačeny a případně nahrazeny organismy typickými dnes pro středoevropská vysokohorská jezera. Z perlooček byl početný zejména litorální kýlovec průsvitný (*Acroperus harpae*) a pakomárovitých zástupci r. *Micropsectra* (morfotypy *M. insignilobus* a *M. radialis*). Dno jezera porůstala vodní rostlina šídlatka jezerní (*Isoëtes lacustris*). Tyto změny naznačují, že s nástupem mladšího dryasu došlo ke snížení teplot vzduchu, a tudíž i vody. Vzhledem k nárůstu podílu litorálních druhů perlooček nejspíše došlo i k poklesu hladiny vody jezera. V jezerních sedimentech těsně předcházejícím popsaným změnám v jezerním ekosystému byly navíc nalezeny přetavené částice, které podporují teorii předpokládající, že byl počátek mladšího dryasu (tj. náhlé ochlazení klimatu) spojen s nějakým procesem generujícím vysokou teplotu. Ten mohl být důsledkem dopadu jednoho či více kosmických těles na zemský povrch (viz kap. 2) (Firestone et al. 2007, Kletetschka et al. 2018).

Hodnoty ztráty žiháním v sedimentech Staré jímky dokumentují velmi prudký nárůst podílu organické hmoty na hranici mladší dryas – holocén (Kletetschka et al. 2018). Podobné výsledky jsou známy i z jiných šumavských lokalit s jezerními sedimenty (Vondrák et al. 2019a). Environmentální změny na této hranici musely být dalekosáhlé, ale na Staré jínce dosud nebyly blíže zkoumány. Holocenní sedimenty zde byly zatím studovány jen pro účely zhodnocení hlavních změn vegetace a její diverzity v okolí jezera a pozdějšího rašeliniště prostřednictvím pylové analýzy, a na detailnější zhodnocení tak teprve čekají (Mentlík et al. 2010, Břízová et al. 2011, Roleček et al. 2021).

Mezi doposud studovaná šumavská zazemněná jezera patří i Malé Černé jezero. Objev lokality a její prvotní výzkum shrnuje práce Vočadlové et al. (2015). Toto malé zaniklé jezero leží v blízkosti stále existujícího Černého jezera (tj. 1,9 km od Čertova jezera a 3,8 km na severozápad od obce Špičák), a to pravděpodobně v boční moréně ledovce, který kar Černého jezera v posledním glaciálním maximu vyplňoval. Ledovcový kar Černého jezera je ze všech karů na území Šumavy ten nejseverněji položený. To samé lze říci u Malého Černého jezera o jeho pozici vůči ostatním jezerním pánvím na Šumavě. Toto zazemněné jezero je mezi třemi dosud potvrzenými zazemněnými šumavskými jezery dále to nejnižší položené, jelikož se nachází přibližně ve 1 030 m n. m. (tj. přibližně o 100 m n. m. níže než paleojezero Stifterova díra a o 80 m n. m. níže oproti jezerní pánvi Staré jímky). Stáří zazemněného jezera bylo přibližně stanoveno na začátek pozdního glaciálu či na konec pleniglaciálu (datování báze studovaného jádra pomocí opticky stimulované luminiscence přineslo datum $17\,570 \pm 1\,970$

cal. BP) a mocnost sedimentů paleojezera v nejhlubším bodě činila 5,2 m. Přechod z jezera do rašeliniště nejspíše proběhl na pomezí raného a středního holocénu, přibližně 4 300 cal. BP.

Výzkum Malého Černého jezera publikovaný Vočadlova et al. (2015) přinesl i zajímavý vhled do proměn bývalého jezerního ekosystému a vegetace v jeho okolí v době pozdního glaciálu. Podobně jako u Staré jímky, byl podíl organogenní sedimentace oproti minerogenní v inkriminovaném časovém období velice nízký s hodnotami ztráty žiháním pod 10 %. To značí nízký alogenní i autogenní přísun organického materiálu. Můžeme tudíž předpokládat, že klima bylo v této době relativně chladné a suché a půdy v povodí byly jen slabě vyvinuty. Pozdější nárůst podílu organické hmoty, který se projevil i změnou jejich barvy na tmavou, pak zřejmě souvisí s postupnou kolonizací povodí dřevinami. Kdy k tomu došlo, je obtížné stanovit s ohledem na obtíže při datování studovaného sedimentu (na lokalitě byla nízká sedimentační rychlost, nelze vyloučit přítomnost sedimentačních hiátů, důležitou roli hraje absence vhodných zbytků terestrických rostlin pro účely radiouhlíkového datování). Zdá se, že nejvyšší oblasti Šumavy, včetně oblasti karu Černého jezera, ležely na počátku interstadiálu bølling-allerød nad horní hranicí lesa, a převažovala zde proto otevřená bylinná vegetace. Ze zástupců dřevin se později zřejmě začala do vyšších nadmořských výšek (nad 1 000 m n. m.) dostávat zejména bříza s borovicí. Chladná fáze staršího dryasu (přibližně 13 900 – 13 700 cal. BP) v jezerních sedimentech Malého Černého jezera není zřejmá, snad kvůli obecně nízké sedimentační rychlosti, která ztěžuje detekci krátkodobých klimatických výkyvů. Lesní vegetace byla v povodí jezera přítomna nejspíše až v období allerødu, a to v návaznosti na tehdejší opětovné oteplení klimatu. Pylová analýza ukázala, že mezi 12 200 cal. BP a 11 200 cal. BP, tj. v druhé půli mladšího dryasu a na úplném počátku holocénu, mírně pokleslo množství pylu dřevin a vzrostlo množství pylu bylin, nicméně k výrazným změnám ve vegetaci nedošlo. Výsledky ztráty žiháním také ukázaly, že v tomto období poklesl podíl organogenní sedimentace. Nástup projevů mladšího dryasu se tak na této lokalitě zdá být oproti jiným evropským lokalitám a obecně lokalitám v oblasti severního Atlantiku opožděn (Litt et al. 2001, Kasse 2002, Rasmussen et al. 2014).

Vegetační změny na začátku holocénu se v sedimentech Malého Černého jezera projevují až kolem 11 200 cal. BP, kdy je zaznamenán konečný ústup bylinné vegetace a její náhrada březovo-borovým lesem, jenž se stal dominantním vegetačním prvkem v povodí jezera. V téže době byl sedimentárním záznamu jezera vysledován nárůst efipií perlooček *r. Daphnia* a značný pokles minerogenní sedimentace. Z dřevin se v pylovém záznamu začaly v této době objevovat také jilm, líska, dub, olše a lípa. Všechny uvedené změny jsou

považovány za důsledek zvýšení teplot a srážek. Kolem 9 400 cal. BP nastal pokles v množství pylu borovice a částečně také břízy. Výraznou součástí lesní vegetace se nově staly dub, smrk a líska. Kolem 7 800 cal. BP pak začala expanze buku a olše, pravděpodobně v návaznosti na další posun směrem k vlhčímu klimatu. Smrk se v tomto období postupně stává dominantní dřevinou, což zřejmě platí pro obdobné nadmořské výšky na většině Šumavy (Carter et al. 2018a). Přibližně o 2 000 let později se v povodí jezera poprvé začíná vyskytovat jedle, jejíž úplná expanze proběhla na konci středního holocénu (okolo 4 500 cal. BP). Tehdy bylo jezero již zřejmě zazemněné či téměř zazemněné. Mladší rašelinné sedimenty, které se na lokalitě začaly ukládat, obsahují doklady o lidském osídlení na Šumavě, a to zejména od 900 cal. BP. Nalezenými indikátory lidské činnosti byla pylová zrna jitrocele kopinatého (*Plantago lanceolata*), bezu černého (*Sambucus nigra*), šťovíku menšího (*Rumex acetosella*), žita setého (*Secale cereale*) a kopřivy (*Urtica dioica*). Nejsvrchnější vrstvy rašeliny byly bohužel během odvodňovacích procesů a následnému vysazení monokultury smrku značně degradovány, takže rekonstrukce vegetačního vývoje nebyla možná (Vočadlova et al. 2015).

Výsledky studia sedimentů na (z dosud známých) nejvýše položeném (1130 m n. m.) zazemněném jezeře na Šumavě, tzv. Stiffterově díře (viz obr. 6 a 7), zatím představuje jen práce Vondráka et al. (2021). Tento kolektiv zde dokládá maximální mocnost sedimentů minimálně 338 cm a vznik někdejšího jezera kolem 12 300 cal. BP, tedy v průběhu mladšího dryasu. Jedná se tím pádem o jednu z nejmenších (0,1 ha) a nejmladších dosud známých jezerních pánví na Šumavě. Podobně nízké stáří pro počátek ukládání jezerních sedimentů bylo dosud v literatuře popsáno jen u Prášilského jezera (Vondrák et al. 2019a, 2019b). Vedle prvotního popisu lokality Stiffterova díra a litologie a stáří nejstarších zdejších sedimentů poukazuje práce Vondráka et al. (2021) též na vztah vzniku této jezerní pánve k historii povodí Plešného jezera. Nelze totiž vyloučit, že Plešné jezero mělo na počátku pozdního glaciálu ve svém povodí malý karový ledovec právě v místě Stiffterovy díry.

Na německé straně Šumavy byly objeveny další potencionální lokality, které možná uchovávají zajímavé přírodní archivy v podobě jezerních sedimentů zazemněných jezer (viz kap. 5 a obr. 7) (Pfaffl 1997, van der Knaap et al. 2019, Vondrák et al. 2019a, Duffek a Mentlík 2022). Tyto potenciální jezerní pánve však jsou proto velmi zajímavé pro budoucí výzkum. Dosavadní výsledky studií sedimentů šumavských zazemněných jezer je třeba nahlížet s vědomím, že důležité poznatky přinesl i výzkum sedimentů stávajících šumavských jezer, které je tak třeba alespoň krátce shrnout. Hlavními tématy, kterými se studie sedimentů

dosud existujících jezer zabývaly, byl především vývoj vegetace (Jankovská 2006, Carter et al. 2018a, van der Knapp et al. 2019, Moravcová et al. 2021, Mateo-Beneito et al. 2024) a klimatu (Pražáková et al. 2006, Vondrák et al. 2019b, Carter et al. 2018b, Kuosmanen et al. 2020, Tichá et al. 2023, Mateo-Beneito et al. 2024) od počátku pozdního glaciálu do současnosti, dále byly sledovány změny v úživnosti jezer (Tátosová et al. 2006, Kopáček et al. 2007, Tichá et al. 2023) společně s požárovou dynamikou (Carter et al. 2018b), výzkumem přirozené a antropogenní acidifikace jezer (Pražáková et al. 2006, Tátosová et al. 2006, Kopáček et al. 2007, 2009, Vondrák et al. 2019b, Tichá et al. 2023) a tefrochronologií (Kletetschka et al. 2019). Nejstarší výzkumy byly motivovány převážně snahou porozumět problematice antropogenní acidifikace, která území zasáhla ve 2. polovině 20. století, a většinou proto byly zaměřeny jen na nejsvrchnější sedimenty (Veselý et al. 1994). Od počátku 90. let pak byla ve stále větší míře studována jádra pokrývající dlouhé úseky historie šumavských jezer (Pražáková et al. 2006, Vondrák et al. 2019a).

6. Kritické srovnání přírodních archivů jezerních sedimentů v Třeboňské pánvi a na Šumavě

V předchozích kapitolách (zejména v kap. 4.3 a kap. 5.3) byly představeny hlavní výsledky paleoenvironmentálních výzkumů doposud realizovaných na sedimentech zazemněných jezer Třeboňské pánve a Šumavy. Tyto výsledky lze rozdělit do několika obecnějších témat, která umožňují odhalit odlišnosti mezi stavem výzkumu v obou oblastech a zamyslet se nad jejich příčinami. Nejdůležitější publikace prezentující hlavní výsledky jsou prezentovány v tabulce 1, kde jsou rozříděny do zmíněných obecnějších témat. Jelikož výzkumy provedené na sedimentech zazemněných šumavských jezerech byly v různé míře ovlivňovány výzkumy sedimentů šumavských jezer stávajících, byly i ty v tabulce 1 zohledněny. V rámci provedené rešerše publikací o jezerních sedimentech obou oblastí byla identifikována následující hlavní témata: (1) studium stáří jezerních pánví a změn litologie jejich sedimentárních výplní v čase, (2) studium klimatického vývoje, (3) studium vegetačního vývoje (sukcese, změny diverzity, vliv disturbancí) v okolí jezer, (4) studium změn chemismu jezer (změny úživnosti, acidifikace), (5) studium přítomnosti vrstev sopečného popela a (6) studium antropogenního vlivu na jezera a jejich povodí. Tato témata se navzájem částečně prolínají, protože většina uvedených problematik není nezávislá na ostatních. Získání výsledků pro řešení dílčích témat bylo při provádění výzkumů možné jen díky využití široké škály metod, zejména z oborů paleolimnologie a paleoekologie. Vedle datovacích metod to byly zejména různé geochemické a geofyzikální analýzy sedimentů (např. ztráta žiháním, různé metody prvkové analýzy a analýzy izotopů, magnetická susceptibilita) doplněné o analýzy v sedimentech dochovaných zbytků organismů (zejména pylu, rostlinných makrozbytků, spor hub, uhlíků, rozsivek, pakomárovitých, chrostíků a perlooček).

Při srovnání témat studovaných v obou jezerních oblastech a na ně navázaných metod lze nicméně pozorovat určité rozdíly. Klimatické změny u třeboňských zazemněných jezer byly zatím studovány na delším časovém rozmezí než u šumavských paleojezer, kde studie cílily převážně na klimatické změny v pozdním glaciálu (Kletetschka et al. 2018, Hošek et al. 2017, Kubovčík et al. 2021). Důvodem není absence vhodných sedimentů, jelikož se zazemněná jezera s vhodnými sedimenty pro studium klimatických změn spodního holocénu (Stará jímka, Stifterova díra, Malé Černé jezero) a středního holocénu (Stará jímka) na Šumavě nacházejí (viz kap. 5.3). Studie klimatických změn od pozdního glaciálu po svrchní holocén na Šumavě přesto provedeny byly, avšak na sedimentech stále existujících jezer

(např. Carter et al. 2018b, Mateo-Beneito et al. 2024). Na Třeboňsku dosud nebyly studovány jak vegetační, tak klimatické změny ve svrchním holocénu. Důvodem je skutečnost, že sedimenty uvedeného stáří jsou v této oblasti vzácné. Dosud nejvíce studovaná jezerní lokalita na Třeboňsku, jezero Švarcenberk, zanikla (transformovala se do podoby rašeliniště) již ve středním holocénu (kolem 5 500 cal. BP) a holocenní sedimentární záznam u paleojezer Veselí 1 a 2 byl zřejmě znehodnocen zemědělskou činností (viz kap. 4.3) (Hošek et al. 2014, 2016). Nicméně příhodné sedimenty pro výzkum zmiňovaných změn se v Třeboňské pánvi nacházejí, a to konkrétně na jezerní lokalitě Velký Tisý 1, která měla být podle nedávných výzkumů zazemněna až na pomezí 11. a 12. stol, případně k plnému zazemnění nikdy nedošlo a zbytky jezera byly na počátku 16. stol. začleněny do nově zbudovaného rybníka (viz kap. 4.3) (Hošek et al. 2019).

Na území Šumavy, narozdíl od Třeboňska, je zas nejasná doba nejstaršího signifikantního vlivu lidské činnosti na charakter povodí jezer a na jezera samotná. Naopak v Třeboňské pánvi bohaté archeologické záznamy prokazují osídlení v blízkosti jezer a lidský vliv na krajinu již v období spodního holocénu (viz kap. 4.3). Šumavské pozdně glaciální sedimenty posloužily k výzkumu přítomnosti vrstev sopečných popelů (tefer), jehož výsledkem bylo doložení tefry Laacher See na lokalitách Stará jímka a Rachelsee (viz kap. 5.3) (Kletetschka et al. 2018, 2019), které výrazně zpřesňuje datování tamějších sedimentů. Přítomnost nějaké tefry v sedimentech zazemněných jezer Třeboňské pánve zatím publikována nebyla, je však zřejmé, že by pozitivní nález mohl výrazně pomoci zpřesnit datování sedimentů i na tomto území. Otázkou ovšem je, zda jezerní sedimenty v Třeboňské pánvi nějaké tefry obsahují. Možnost, že spíše ano, podporují nálezy okem neviditelných tefer (tzv. kryptotefer) stovky i tisíce kilometrů od zdrojových vulkánů v různých částech světa (Davies et al. 2015). Do této kategorie ostatně spadají i nálezy (krypto)tefry z erupce Laacher See na šumavských lokalitách, které leží asi 470 km vzdušnou čarou od vulkánu Laacher See, který se nachází v německém pohoří Eifel (Kletetschka et al. 2019). Sedimenty v jezerních pánvích na Třeboňsku také dosud nebyly využity k rekonstrukci požárové dynamiky v povodí jezer, přestože tyto sedimenty jsou pravděpodobně velmi vhodné k takto zaměřenému výzkumu, jelikož uhliky z požárů se uchovávají dobře v kyselých i zásaditých sedimentech.

Sedimenty paleojezer na území Šumavy prozatím nebyly dostatečně využity ke zjištění pH vody v jezerech během období pozdního glaciálu. Kopáček et al. (2009) předpokládají, že pH jezerní vody bylo před zalesněním povodí šumavských (paleo)jezer vyšší než po něm a zásadně se tak lišilo od současného stavu. Ta z témat v tabulce 1, která nebyla studována na

sedimentech zazemněných šumavských jezer, však již byla v nějaké míře byla řešena při výzkumu sedimentů jezer stávajících, tedy s výjimkou vlivu lidské činnosti na jezera a jejich povodí v pravěku. Budoucí výzkum takových témat prostřednictvím sedimentů jezer zazemněných by však i tak byl důležitý, jelikož by umožnil získání robustnějších datových souborů, pomocí kterých by bylo možné porovnávat historii více šumavských lokalit mezi sebou.

V Třeboňské pánvi byly provedeny dosavadní paleoenvironmentální studie jen na jezerních pánvích I. kategorie. Pro většinu pánví II. kategorie tohoto území, kterých se na Třeboňsku nachází přes pětkrát více než pánví I. kategorie, dosud nebyly publikovány ani litologické popisy sedimentů, tudíž tato oblast skrývá ještě obrovský potenciál pro budoucí paleoenvironmentální výzkumy. Nicméně i u sedimentů pánví I. kategorie zatím nebylo plně využito jejich výzkumného potenciálu, a to ani u nejméně studované lokality Švarcenberk.

Výzkum sedimentů šumavských zazemněných jezer byl zatím proveden pouze na české straně území, ačkoliv je pravděpodobné, že se zazemněná jezera nacházejí i na německé straně Šumavy (viz obr. 7). Nejméně studovaným šumavským zazemněným jezerem byla doposud jezerní lokalita Stará jímka (např. Mentlík et al. 2004, Kletetschka et al. 2018, Procházka et al. 2019, Vondrák et al. 2019a, Roleček et al. 2021). Sedimenty stávající šumavských jezer byly nejkompexněji studovány u Plešného jezera (např. Jankovská 2006, Pražáková et al. 2006, Tátosová et al. 2006, Kopáček et al. 2007, 2009, Procházka et al. 2020) a Prášilského jezera (např. Carter et al. 2018a, 2018b, Vondrák et al. 2019a, 2019b, Moravcová et al. 2021, Tichá et al. 2023).

Potenciál lakustrinních sedimentů jednotlivých zazemněných jezer v obou oblastech pro budoucí výzkumy vyplývá i z časového intervalu, který zachycují. Doba vzniku šumavských paleojezer se značně liší: Malé Černé jezero – $17\,570 \pm 1\,970$ cal. BP (Vočadlova et al. 2015), Stifterova díra – asi 12 300 cal. BP (Vondrák et al. 2021), Stará jímka – asi 14 500 cal BP (Vondrák et al. 2019a). Doba vzniku zazemněných jezer I. kategorie v Třeboňské pánvi je naopak poměrně jednotně kladena do období úplného závěru posledního pleniglaciálu či počátku pozdního glaciálu, tedy do přibližného časového rozmezí 16 000 – 14 500 cal. BP (Bešta et al. 2009, Hošek et al. 2017). Doba zániku šumavských paleojezer není zatím zcela zřejmá. Malé Černé jezero se dle Vočadlové et al. (2015) přeměnilo na rašeliniště někdy kolem hranice spodního a středního holocénu (ta je stanovena na 8 200 cal. BP), sedimenty Stifterovy díry nebyly v tomto ohledu dostatečně studovány a pro Starou jímku Mentlík et al. (2010) uvádějí datum 4 000 cal. BP. V Třeboňské

pánvi je doba zániku známa jen u Švarcenberka (asi 5 500 cal. BP), Velanské cesty (asi 10 300 cal. BP) a Velkého Tisého 1 (středověk či v 16. stol. n. l. přetvoření na nynější rybník) (Pokorný 2002, Bešta et al. 2009, Hošek et al. 2019). U ostatních bývalých jezer Třeboňské pánve nebyla doba zániku detailně studována nebo se jejich holocenní sedimenty nedochovaly.

Tabulka 1: Přehled hlavních paleoenvironmentálních témat studovaných prostřednictvím jezerních sedimentů v Třeboňské pánvi a na Šumavě. Citovány jsou jen nejvýznamnější literární zdroje.

** – výsledky získané studiem rašeliny překrývající sedimenty již zazemněného jezera.*

	Zazemněná jezera na Třeboňsku	Zazemněná jezera na Šumavě	Stávající jezera na Šumavě
Stáří a litologie sedimentů	Pokorný (2002), Bešta et al. (2009), Hošek et al. (2014, 2013, 2018, 2019)	Mentlík et al. (2010), Vočadlová et al. (2015), Vondrák et al. (2019a, 2021)	Pražáková et al. (2006), Vočadlová et al. (2015), Vondrák et al. (2019a)
Klimatické změny v pozdním glaciálu	Bešta et al. (2009), Hošek et al. (2014, 2017, 2018, 2019), Kubovčík et al. (2021)	Vočadlová et al. (2015), Kletetschka et al. (2018), Vondrák et al. (2019a)	Pražáková et al. (2006), Mateo-Beneito et al. (2024)
Klimatické změny ve spodním holocénu	Bešta et al. (2009), Hošek et al. (2014), Kubovčík et al. (2021)	-	Carter et al. (2018b), Mateo-Beneito et al. (2024)
Klimatické změny ve středním holocénu	Hošek et al. (2014)	-	Carter et al. (2018b)
Klimatické změny ve svrchním holocénu	-	-	Carter et al. (2018b), Kuosmanen et al. (2020)
Vegetační změny v pozdním glaciálu	Pokorný (2002), Bešta et al. (2009), Hošek et al. (2014), Prach et al. (2023)	Vočadlová et al. (2015), Kletetschka et al. (2018), Vondrák et al. (2019a)	Jankovská (2006), Kletetschka et al. (2019), Mateo-Beneito et al. (2024)

Tabulka 1 (pokračování): Přehled hlavních paleoenvironmentálních témat studovaných prostřednictvím jezerních sedimentů v Třeboňské pánvi a na Šumavě. Citovány jsou jen nejvýznamnější literární zdroje. * – výsledky získané studiem rašeliny překrývající sedimenty již zazemněného jezera.

	Zazemněná jezera na Třeboňsku	Zazemněná jezera na Šumavě	Stávající jezera na Šumavě
Vegetační změny ve spodním holocénu	Pokorný (2002), Hošek et al. (2014)	Vočadlová et al. (2015), Roleček et al. (2021)	Jankovská (2006), Carter et al. (2018a), van der Knaap et al. (2019), Moravcová et al. (2021), Mateo-Beneito et al. (2024)
Vegetační změny ve středním holocénu	Hošek et al. (2014)	Vočadlová et al. (2015)*, Roleček et al. (2021)	Jankovská (2006), Carter et al. (2018a), van der Knaap et al. (2019), Moravcová et al. (2021)
Vegetační změny ve svrchním holocénu	-	Vočadlová et al. (2015)*, Roleček et al. (2021)*	Jankovská (2006), Carter et al. (2018a), van der Knaap et al. (2019), Moravcová et al. (2021)
Změny požárové dynamiky v povodí jezer	-	Kletetschka et al. (2018)	Carter et al. (2018b)
Vliv pravěkého osídlení na povodí jezer	Šída et al. (2007), Pokorný et al. (2010)	-	-
Změny úživnosti jezer	Bešta et al. (2009), Hošek et al. (2014), Kubovčík et al. (2021)	Vočadlová et al. (2015), Kletetschka et al. (2018)	Tátosová et al. (2006), Kopáček et al. (2007), Tichá et al. (2023)
Přírozená a antropogenní acidifikace	Kubovčík et al. (2021)	-	Bitušík a Kubovčík (2000), Pražáková et al. (2006), Tátosová et al. (2006), Kopáček et al. (2007, 2009), Vondrák et al. (2019b), Tichá et al. (2023)
Tefrochronologie	-	Kletetschka et al. (2018), Procházka et al. (2019)	Kletetschka et al. (2019)

7. Závěr

Lakustrinní sedimenty jsou velmi atraktivní pro interdisciplinární studie zabývající se environmentálními změnami v nejmladší geologické minulosti. Lze v nich pomocí různých proxy, tedy zástupných proměnných využívající analýzy chemických a fyzikálních vlastností sedimentů a analýzy v sedimentech zachovaných zbytků organismů, sledovat řadu přírodních i antropogenně podmíněných procesů či jednotlivé environmentální události, např. disturbance. Vhodné sedimenty tohoto typu poskytují na našem území především zazemněná jezera, jelikož jen málo jezer vzniklých po vrcholu poslední doby ledové má dosud podobu vodních těles.

Tato práce je rešerší dostupných informací týkajících se přírodních archivů představovaných jezerními sedimenty zazemněných jezer v Třeboňské pánvi a na Šumavě. Jezerní pánve obou oblastí lze podle jejich délky a mocnosti sedimentů rozdělit do dvou kategorií. V Třeboňské pánvi byly výzkumy prováděny především na jezerech v pánvích I. kategorie, tedy těch velkých a relativně hlubokých, kdežto na Šumavě byly studie prováděny na lokalitách řazených do obou kategorií jezerních pánví. V obou oblastech byly nejvíce studovány vegetační změny v čase, které byly doplněny o stanovení stáří sedimentů a popisy jejich litologie. Výzkumy v Třeboňské pánvi se v porovnání s oblastí Šumavy více zabývaly vlivem pravěkého (zejména mezolitického) osídlení na okolí jezer a na rekonstruování klimatického vývoje. Při studiu sedimentů šumavských paleojezer a stávajících jezer byl kladen větší důraz na robustnost jejich datování prostřednictvím doplnění radiouhlíkového datování o tefrochronologii a na rekonstruování širšího kontextu vegetačního vývoje na úrovni vývoje půd a změn požárové dynamiky v povodí jezer.

V budoucnu by se v Třeboňské pánvi mohly zahájit výzkumné práce, které by díky využití vhodných jezerních sedimentů (zejména těch na lokalitě Velký Tisý 1) zaplnily mezeru ve výzkumu změn klimatu a vegetace v období svrchního holocénu. Dále by na tomto území také mohl být proveden výzkum přítomnosti vrstev sopečných popelů v jezerních sedimentech či výzkum změn požárové dynamiky v povodích někdejších jezer. Jezerní pánve I. kategorie v Třeboňské pánvi navíc poskytují možnost studovat období pozdního glaciálu ve velmi vysokém rozlišení, jelikož se zde během něj sedimenty ukládaly v mocnostech dosahujících až 6 m. Výzkum jezerních sedimentů paleojezer na Šumavě by se v budoucnu mohl ještě více zaměřit na klimatické změny, posun horní hranice lesa, vývoj chemismu jezerní vody v pozdním glaciálu a v neposlední řadě také na otázku datace nejstaršího detekovatelného lidského působení na charakter povodí jezer.

Dosavadní výzkumy sedimentárních záznamů zazemněných jezer v Třeboňské pánvi a na Šumavě ukázaly, že vývoj těchto oblastí byl od konce posledního pleniglaciálu do současnosti značně dynamický. Od počátku období pozdního glaciálu před asi 14 700 roky se na našem území několikrát vystřídaly chladnější klimatické fáze s teplejšími, přičemž amplituda těchto výkyvů se snížila nedlouho po nástupu holocénu, tedy po 11 650 cal. BP. Výzkum jezerních sedimentů je v obou územích zřejmě teprve ve svém začátku, tudíž lze očekávat další zajímavé výsledky, které nám pomohou lépe pochopit dynamiku proměn životního prostředí a dlouhodobý vývoj tamějších chráněných území.

8. Seznam citované literatury

- Abraham V., Kuneš P., Petr L., Svitavská Svobodová H., Kozáková R., Jamrichová E., Švarcová M. G. a Pokorný P., 2016: A pollen-based quantitative reconstruction of the Holocene vegetation updates a perspective on the natural vegetation in the Czech Republic and Slovakia. *Preslia* 88, 409–434. DOI: 10.1007/s10531-016-1065-2
- Babůrek J., 1996: Geological research of Bohemian Forest. *Silva Gabreta* 1, 27–31.
- Baldini J. U. L., Brown R. J. a Mawdsley N., 2018: Evaluating the link between the sulfur-rich Laacher See volcanic eruption and the Younger Dryas climate anomaly. *Climate of the Past* 14, 969–990. DOI: 10.5194/cp-14-969-2018
- Bernsteinová J., Bässler C., Zimmermann L., Langhammer J. a Beudert B., 2015: Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 63, 342–352. DOI: 10.1515/johh-2015-0037
- Bešta T., Novák J., Dreslerová D., Jankovská V., Bernardová A., Lisá L. a Valentová D., 2015: Mid-Holocene history of a central European lake: Lake Komořany, Czech Republic. *Boreas* 44, 563–574. DOI: 10.1111/bor.12119
- Bešta T., Šafránková J., Pouzar M., Novák J. a Nováková K., 2009: Late Pleistocene–early Holocene transition recorded in the sediments of a former shallow lake in the Czech Republic. *Hydrobiologia* 631, 107–120. DOI: 10.1007/s10750-009-9804-y
- Birks H. H., Paus A., Svenden J. L., Alm T., Mangerud J. a Landvik J. Y., 1994: Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard. *Journal of Quaternary Science* 9, 133–146. DOI: 10.1002/jqs.3390090207
- Bitušík P. a Kubovčík V., 2000: Sub-fossil chironomid assemblages (Diptera: Chronomidae) from the Černé lake and Prášílské lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Silva Gabreta* 4, 253–258.
- Bradley R. S. a England J. H., 2008: The Younger Dryas and the Sea of Ancient Ice. *Quaternary Research* 70, 1–10. DOI: 10.1016/j.yqres.2008.03.002
- Břízová E., 2010: Nové poznatky o kvartérních organických sedimentech na území Geoparku Český ráj. *Geoscience Research Reports for 2009*, 87–95.
- Břízová E., 2011: Quillwort (*Isoetes*), a mysterious plant from the Czech Republic. *Acta Musei Nationalis Pragae Series B – Historia Naturalis* 67, 25–34.
- Břízová E. a Mentlík P., 2005: Preliminary results of geomorphological research and pollen analysis in the Stará jímka area (the Bohemian Forest). *Geomorfologický sborník* 4, 155–158.
- Carter V. A., Chiverrell R. C., Clear J. L. a Kuosmanen N., 2018a: Quantitative palynology informing conservation ecology in the Bohemian/Bavarian Forests of Central Europe. *Frontiers in Plant Science* 8, 1–14. DOI: 10.3389/fpls.2017.02268

- Carter V. A., Moravcová A., Chiverrell R. C., Clear J. L., Finsinger W., Dreslerová D., Halsall K. a Kuneš P., 2018b: Holocene-scale fire dynamics of central European temperate spruce-beech forests. *Quaternary Science Reviews* 191, 15–30. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.05.001
- Culek M., Grulich V. a Povolný D., 1995: Biogeografické členění České republiky. Enigma, Praha.
- Czudek T. a Demek J., 1970: Thermokarst in Siberia and Its Influence on the Development of Lowland Relief. *QUATERNARY RESEARCH* 1, 103–120. DOI: 10.1016/0033-5894(70)90013-X
- Český hydrometeorologický ústav. (nedatováno). Mapy charakteristik klimatu. [online; cit. 2024-01-09]. Dostupné z WWW: < <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mapy-charakteristik-klimatu> >
- Davies S. M., 2015: Cryptotephra: the revolution in correlation and precision dating. *Journal Of Quaternary Science* 30(2), 114–130. DOI: 10.1002/jqs.2766
- Demek J., Mackovčín P., Balatka B. a Buček A., 2006: Hory a nížiny. *Zeměpisný lexikon ČR. AOPK ČR.*
- Denton G. H., Toucanne S., Putnam A. E., Barrell D. J. A. a Russell J. L., 2022: Heinrich summers. *Quaternary Science Reviews* 295, 1–15. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107750
- Dočkalová K., Senoo T., Vondrák D., Chvojka P., Kopáček J., Kamasová L., Beneš F., Špaček J., Tátosová J., Bitušík P., Fjellheim A. a Stuchlík E., 2022: Macroinvertebrate assemblages in acidified mountain lake inflows differs from lake outflows: the influence of lakes. *Biologia* 77, 2593–2607. DOI: 10.1007/s11756-022-01144-1
- Duffek V. a Mentlík P., 2022: Geophysical survey of glacial landscape in four Bohemian Forest cirques. *Silva Gabreta* 28, 1–16.
- Engel Z., Braucher R., Traczyk A. a Laetitia L., 2014: ¹⁰Be exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology* 206, 107–121. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.10.003
- Engel Z., Nývlt D., Křížek M., Treml V., Jankovská V. a Lisá L., 2010: Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews* 29, 913–927. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.12.008
- Engel Z., Šobr M. a Křížek M., 2003: Mechové Jezírko V Krkonoších – Fyzickogeografická Studie. *Opera Corcontica* 40, 201–207.
- Firestone R. B., West A., Kennet J. P., Becker L., Bunch T. E., Reavay Z. S., Schultz P. H., Belgya T., Kennett D. J., Erlandson J. M., Dickenson O. J., Goodyear A. C., Harris R. S., Howard G. A., Kloosterman J. B., Lechler P., Mayewski P. A., Montgomery J., Poreda R., Darrah T., Quee Hee S. S., Stich A., Topping W., Whittke J. H. a Wolbach W. S., 2007: Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *PNAS* 104(41), 16016–16021. DOI: 10.1073/pnas.0706977104
- Goslar T., Kuc T., Ralska-Jasiewiczowa M., Rożanski K., Arnold M., Bard E., Pazdur M. F., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K. a Walanus A., 1993: High-resolution lacustrine

- record of the late Glacial / Holocene transition in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 12, 287–294. DOI: 10.1016/0277-3791(93)
- Hauner U., Lehreberger G. a Brugger M., 2019: Der Naturraum Bayerischer Wald – Šumava in den Eiszeiten [The natural region of the Bavarian Forest – Šumava in the ice ages]. *Nationalpark Bayerischer Wald (Wissenschaftliche Reihe 20)*.
- Hájková P., Pařil P., Petr L., Chattová B., Gryga T. M. a Heiri O., 2016: A first chironomid-based summer temperature reconstruction (13–5 ka BP) around 49°N in inland Europe compared with local lake development. *Quaternary Science Reviews* 141, 94–111. DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.04.001
- Hátle M., 2014: CHKO Třeboňsko 35 let velkoplošné ochrany unikátní krajiny. *Ochrana přírody* 4, 2–9.
- Hoesel A., van Hoek W. Z., Pennock G. M. a Drury M. R., 2014: The Younger Dryas impact hypothesis: a critical review. *Quaternary Science Reviews* 83, 95–114. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.10.033
- Holcová K., Suchánek V., Heřmanová Z. a Vondrák D., 2020: The first evidence of bioerosion in chitinous lacustrine microfossils from glacial lakes (Late Pleistocene and Holocene, Bohemian Forest). *Palaios* 35(8), 317–326. DOI: 10.2110/palo.2020.008
- Hošek J., Pokorný P., Kubovčik V., Horáček I., Žáčková P., Kadlec J., Rojik F., Lisá L. a Bučkuliaková S., 2014: Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. *Palaeogeography* 396, 155–172. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.12.024
- Hošek J., Pokorný P., Prach P., Lisá L., Grygar T. M., Knésl I. a Trubač J., 2017: Late Glacial erosion and pedogenesis dynamics: Evidence from high-resolution lacustrine archives and paleosols in south Bohemia (Czech Republic). *Catena* 150, 261–278. DOI: 10.1016/j.catena.2016.11.022
- Hošek J., Pokorný P., Prach J., Šída P. a Křížek M., 2018: Fossilní termokras v jižních Čechách, *Geoscience Research Reports* 51. 131–139. DOI: 10.3140/zpravy.geol.2018.27
- Hošek J., Pokorný P., Šída P. a Prach J., 2013: Nově objevená glaciální jezera na Třeboňsku. *Geoscience Research Reports for 2012*, 126–131.
- Hošek J., Prach J., Křížek M., Šída P., Moska P. a Pokorný P., 2019: Buried Late Weichselian thermokarst landscape discovered in the Czech Republic, central Europe. *Boreas* 48, 998–1005. DOI: 10.1111/bor.12404
- Hošek J., Prach J., Šída P., Houfková P., Vondrák D., Lisá L., Pokorný P., Chvojka O. a Dohnal J., 2016: Sedimentární vývoj pozdně glaciálních jezer u Veselí nad Lužnicí. *Geoscience Research Reports* 49, 157–164. DOI: 10.3140/zpravy.geol.2016.40
- Housarová M. a Mentlík P., 2004: Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. *Miscellanea geographica* 10, 129–144.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J. a Stráník Z., 2002: *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha.

- Jankovská, V., 1980. Paläogeobotanische Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Becken Třeboňská pánev während des Spätglazials und Holozäns. *Vegetace ČSSR A11*, Academia, Praha.
- Jankovská V., 2006: Late Glacial and Holocene history of Plešné Lake and its surrounding landscape based on pollen and palaeoalgalogical analyses. *Biologia* 61, 371–385. DOI: 10.2478/s11756-007-0064-x
- Jankovská V. a Pokorný P., 2008: Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). *Preslia* 80(3), 307–324.
- Kaňa J., Šantrůčková H., Kopáček J., Peroutková M. a Matějčková I., 2014: Chemical and biochemical characteristics of soils in the catchments of Čertovo and Plešné lakes (Bohemian Forest) in 2010. *Silva Gabreta* 20(3), 97–129.
- Kasse C., 2002: Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 26(4), 507–532. DOI: 10.1191/0309133302pp350ra
- Katamura F., Fukuda N., Bosikov N. P., Desyatkin R. V., Nakamura T. a Moriizumi J., 2006: Thermokarst Formation and Vegetation Dynamics Inferred from a Palynological Study in Central Yakutia, Eastern Siberia, Russia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38, 561–570. DOI: 10.1657/1523-0430(2006)38[561:TFAVDI]2.0.CO;2
- Klein V., 1977: Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000. Suchdol nad Lužnicí. Ústřední ústav geologický, Praha, 33–114.
- Kletetschka G., Vondrák D., Hrubá J., Procházka V., Nabelek L., Svitavská-Svobodová H., Bobek P., Horická Z., Kadlec J., Takáč M. a Stuchlík E., 2018: Cosmic-impact event in lake sediments from Central Europe postdates the Laacher See Eruption and marks onset of the Younger Dryas. *Journal of Geology* 126, 561–575. DOI: 10.1086/699869
- Kletetschka G., Vondrák D., Hrubá J., van der Knaap W. O., van Leeuwen J. F. N. a Heurich M., 2019: Laacher See tephra discovered in the Bohemian Forest, Germany, east of the eruption. *Quaternary Geochronology* 51, 130–139. DOI: 10.1016/j.quageo.2019.02.003
- Klößing B., 2018: Simulation of meteorological conditions in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta* 24, 69–84.
- Kopáček J., Marešová M., Hejzlar J. a Norton S., 2007: Natural inactivation of phosphorus by aluminum in preindustrial lake sediments. *Limnology and Oceanography* 52(3), 1147–1155. DOI: 10.4319/lo.2007.52.3.1147
- Kousmanen N., Čada V., Halsall K., Chiverrell R. C., Schafstall N., Kuneš P., Boyle J. F., Knížek M., Appleby P. G., Svoboda M. a Clear J. L., 2020: Integration of dendrochronological and palaeoecological disturbance reconstructions in temperate mountain forests. *Forest Ecology and Management* 475, 1–11. DOI: 10.1016/j.foreco.2020.118413

- Krause D a Margold M., 2019: Glacial geomorphology of the Šumava / Bayerischer Wald mountains, Central Europe. *Journal of Maps* 15(2), 719–725. DOI: 10.1080/17445647.2019.1661881
- Krásný J., Císlarová M., Čurda S., Datel V. J., Dvořák J., Grmela A., Hrkal Z., Kříž H., Marszałek H., Šantrůček J. a Šilar J., 2012: Podzemní vody České republiky. Česká geologická služba, Praha.
- Kubovčík V., Hošek J., Heiri O., Rojík F., Vaterková S., Trubač J. a Pokorný P., 2021: Chironomid-based temperature and environmental reconstructions of the Last Glacial Termination in southern Bohemia, Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 567, 1–14. DOI: 10.1016/j.palaeo.2021.110239
- Kuneš P., Svitavská-Svobodová H., Kolář J., Hajnalová M., Abraham V., Macek M., Tkáč P. a Szabó P., 2015: The origin of grasslands in temperate forest zone of east-central Europe: long-term legacy of climate and human impact. *Quaternary Science Reviews* 116, 15–27. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.03.014
- Liebscher P. a Rendek P., 2010: Ryby, rybníky, rybníkáři: historie a tradice rybníkářství v Čechách. 1, Matúšek.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Muller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M. a Negendank J. F. W., 2001 Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20, 1233–1249. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00149-9
- Lojka R., 2022: Litologie a paleopůdy klikovského souvrství ve vrtu 2140 01T1 Dunajovice. *Geoscience Research Reports* 55, 2, 110–115. DOI: 10.3140/zpravy.geol.2022.14
- Mapy.cz, 2024, [online; cit. 2024-04-04], Dostupné z WWW: <
<https://en.mapy.cz/zakladni?l=0&x=13.1992071&y=49.1879246&z=14>>
- Mateo-Beneito A., Florescu G., Tátošová J., Catrer V. A., Chiverell R., Heiri O., Vasillies I., Kuosmanen N. a Kuneš P., 2024: Multi-proxy temperature and environmental reconstruction during the Late Glacial and Early Holocene in the Bohemian Forest, Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 331, 1–18. DOI: 10.1016/j.quascirev.2024.108647
- Mentlík P., Engel Z., Braucher R. a Léanni L., 2013: Chronology of the Late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe., *Quaternary Science Reviews* 65, 120–128. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.01.020
- Mentlík P., Minár J., Břízová E., Lisá E., Tábořík P. a Stacke V., 2010: Glaciation in the surroundings of Prášilské Lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Geomorphology* 117, 181–194. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.12.001
- Mentlík P. a Novotná M., 2010: Elementary forms and “scientific reliability” as an innovative approach to geomorphological mapping. *Journal of Maps*, 564–583. DOI: 10.4113/jom.2010.1144
- Moravcová A., Tichá A., Carter V. A., Vondrák D., Čtvrtlíková M., van Leeuwen J. F. N., Heurich M., Tinner W. a Kuneš P., 2021: Mountain aquatic *Isoëtes* populations reflect millennial-scale

- environmental changes in the Bohemian Forest Ecosystem, Central Europe. *The Holocene* 31(5), 746–759. DOI: 10.1177/0959683620988060
- Murton J. B., Bateman M. D., Dallimore S. R., Teller J. T. a Yang Z., 2010: Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature* 464, 740–743. DOI: 10.1038/nature08954
- Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, 2024: Wir über uns, [online; cit. 2024-22-02]. Dostupné z WWW:<https://www.nationalpark-bayerischer-wald.bayern.de/ueber_uns/steckbrief/index.htm>
- Petr L. a Novák J., 2014: High vegetation and environmental diversity during the Late Glacial and Early Holocene on the example of lowlands in the Czech Republic. *Biologia* 69(7), 847–862. DOI: 10.2478/s11756-014-0381-9
- Petr L. a Pokorný P., 2008: Přírozená jezera na území České republiky. Jejich význam pro studium pravěkého osídlení a přírodního prostředí. 73–98 In: Beneš. J. a Pokorný P. (ed.): *Bioarcheologie v České republice. JČU v Českých Budějovicích a Archeologický ústav AV ČR, České Budějovice – Praha.*
- Pfall F., 1997: Das Bärnriegel-Kar und seine Moränenlandschaft im Nationalpark Bayerischer Wald bei Finsterau. *Der Bayerische Wald* 11, 22–23.
- Podrázský V., 2007: Stav lesních půd ve výškovém transektu na lokalitě Plechý NP Šumava. *Forestry Journal* 53, 333–345.
- Pokorný P., 2000: Osudy zaniklého jezera. 16 000 let historie v jezerních usazeninách. *Vesmír* 79(4), 209–214.
- Pokorný P., 2002: A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in the Czech Republic. *Quaternary International* 91, 101–122. DOI: 10.1016/S1040-6182(01)00105-7
- Pokorný P. a Šída P., 2020: Chronologický přehled vývoje vegetace severočeských pískovců s důrazem na nejnovější poznatky z Českého ráje, 109-123. In: Šída P., Pokorný P. (eds.): *Mezolit severních Čech III. Vývoj pravěké krajiny Českého ráje: Vegetace, fauna, lidé. Dolnověstonické studie 25. Archeologický ústav AV ČR, Brno.*
- Pokorný P., Šída P., Chvojka O., Žáčková P., Kuneš P., Světlík I. a Veselý J., 2010: Palaeoenvironmental research of the Schwarzenberg Lake, southern Bohemia, and exploratory excavations of this key Mesolithic archaeological area. *Památky Archeologické*, 5–38.
- Prach J., Hošek J., Pokorná A., Hošková K. a Pokorný P., 2023: Well-hidden forests? Modern pollen spectra from Central Yakutia (Eastern Siberia) contribute to the interpretation of the last glacial vegetation in Central Europe. *Folia Geobotanica* 58, 89–107. DOI: 10.1007/s12224-023-09435-4

- Pražáková M., Veselý J., Fott J., Majer V. a Kopáček J., 2006: The long-term succession of cladoceran fauna and palaeoclimate forcing: A 14,600-year record from Plešné Lake, the Bohemian Forest. *Biologia* 61, 387–399. DOI: 10.2478/s11756-007-0072-x
- Procházka V., Mizera J., Kletetschka G. a Vondrák D., 2019: Late Glacial sediments of the Stará Jímka paleolake and the first finding of Laacher See Tephra in the Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences* 108, 357–378. DOI: 10.1007/s00531-018-1658-y
- Procházka V., Vondrák D. a Kopáček J., 2020: Uran v sedimentech Plešného jezera. *Geoscience Research Reports* 53, 55–58. DOI: 10.3140/zpravy.geol.2020.07
- Raab T. a Völkel J., 2003: Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews* 22(5), 581–593. DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00090-2
- Rasmussen S. O., Bigler M., Blockley S. P., Blunier T., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W. Z., Lowe J. J., Pedro J. B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J. P., Svensson A. M., Vallenga P., Vinther B. M., Walker M. J. C., Wheatley J. J. a Winstrup M., 2014: A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.09.007
- Rathsburg A., 1928: Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. Sonderdruck aus dem 22. Bericht der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Chemnitz 22, 65–161.
- Reinig F., Wacker L., Joris O., Oppenheimer C., Guidobaldi G., Nievergelt D., Adolphi F., Cherubini P., Engels S., Esper J., Land A., Lane C., Pfanz H., Remmele S., Sigl M., Sookedo A. a Buntgen U., 2021: Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. *Nature* 595, 66–69. DOI: 10.1038/s41586-021-03608-x
- René M. a Hájek P., 2011: Petrografie a geochemie šumavských granitů. *Acta musei Bohemiae*, 27–37.
- Roleček J., Svitavská-Svobodová H., Jamrichová E., Dudová L., Hájková P., Kletetschka G., Kuneš P. a Abraham V., 2020: Conservation targets from the perspective of a palaeoecological reconstruction: the case study of Dářko peat bog in the Czech Republic. *Preslia* 92, 87–114. DOI: 10.23855/preslia.2020.087.
- Roleček J., Vild O., Abraham V. a Svitavská-Svobodová H., 2021: Holocene plant diversity dynamics show a distinct biogeographical pattern in temperate Europe. *Journal of Biogeography*, 1–11. DOI: 10.1111/jbi.14082
- Roman M., Chattová B., Lehejček J., Tejnecký V., Vondrák D., Luláková P., Němeček K., Houška J., Drábek O. a Nývlt D., 2021: Shallow depositional basins as potential archives of palaeoenvironmental changes in southwestern Greenland over the last 800 years. *Boreas* 50, 262–278. DOI: 10.1111/bor.12483

- Saulnier-Talbot É., 2016: Paleolimnology as a tool to achieve environmental sustainability in the Anthropocene: An overview. *Geosciences* 6(2), 1–26. DOI: 10.3390/geosciences6020026
- Schmincke H. U., Park C. a Harms E., 1999: Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 6, 61–72. DOI: 10.1016/S1040-6182(99)00017-8
- Správa Národního parku Šumava, 2024: Přírodní poměry, [online; cit. 2024-01-01]. Dostupné z WWW: <<https://www.npsumava.cz/priroda/prirodni-pomery/>>.
- Stuchlík E., Appleby P., Bitušík P., Curtis C., Fott J., Kopáček J., Pražáková M., Rose N., Strunecký O. a Wright R. F., 2002: Reconstruction of long-term changes in lake water chemistry, zooplankton and benthos of a small, acidified high-mountain lake: magic modelling and palaeolimnological analysis. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 2, 127–138. DOI: 10.1023/A:1020198424308
- Šída P., Pokorný P. a Kuneš P., 2007: Dřevěné artefakty raně holocenního stáří z litorálu zaniklého jezera Švarcenberk. *Přehled výzkumů* 48, 55–64.
- Šobr M. a Jánský B., 2016: The morphometric parameters of glacial lakes in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta* 22, 31–61. DOI: 10.1007/s10750-019-04054-7
- Tátosová J., Veselý J. a Stuchlík E., 2006: Holocene subfossil chironomid stratigraphy (Diptera: Chironomidae) in the sediment of Plešné Lake (the Bohemian Forest, Czech Republic): Palaeoenvironmental implications. *Biologia* 61, 401–411. DOI: 10.2478/s11756-007-0076-6
- Tichá A., Bešta T., Vondrák D., Houfková P. a Jankovská V., 2019: Nutrient availability affected shallow-lake ecosystem response along the Late-Glacial/Holocene transition. *Hydrobiologia*, 87–108. DOI: 10.1007/s10750-019-04054-7
- Tichá A., Vondrák D., Moravcová A., Chiverrell R. a Kuneš P., 2023: Climate-related soil saturation and peatland development may have conditioned surface water brownification at a central European lake for millennia. *Science of the Total Environment* 858, 159982. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.159982
- Tomášek M., 1995: Atlas půd ČR. ČGÚ, Praha.
- Tomášek M., 1996: Soil cover of the Šumava National Park and Protected Landscape Area. *Silva Gabreta* 1, 33–35.
- Turek J., Fluksová H., Hejzlar J., Kopáček J. a Porcal P., 2014: Modelling air temperature in catchments of Čertovo and Plešné lakes in the Bohemian Forest back to 1781. *Silva Gabreta* 20, 1–24.
- van der Knaap W. O., van Leeuwen J. F. N., Fahse L., Szidat S., Studer T., Bauman J., Heurich M a Tinner W., 2019: Vegetation and disturbance history of the Bavarian Forest National Park, Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 29, 277–295. DOI: 10.1007/s00334-019-00742-5
- Veselý J., 1994: Investigation of the nature of the Šumava Lakes: A review. *Časopis Národního Muzea, Praha, Řada Přírodovědná* 163, 103–120.

- Veselý J., 1998: Changes in vegetation of the Černé Lake area inferred from pollen analysis of lake sediment: period between 3400 BC and 1600 AD. *Silva Gabreta* 2, 141–153.
- Vočadlová K., Petr L., Žáčková P., Křížek M., Křížová L., Hutchinson S. M. a Šobr M., 2015: The Lateglacial and Holocene in Central Europe: a multi-proxy environmental record from the Bohemian Forest. *Boreas* 44, 769–784. DOI: 10.1111/bor.12126
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J. a Johnsen S. J., 1999: A Mid-European Decadal Isotope-Climate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science* 284(5420), 1654–1657. DOI: 10.1126/science.284.5420.1654
- Vondrák D. a Kletetschka G., 2020: Co způsobilo poslední vzepětí doby ledové?. *Vesmír* 99, 404–407.
- Vondrák D., Kopáček J., Kletetschka G., Chattová B., Suchánek V., Tátosová J. a Kuneš P., 2019a: Litostratigrafie a stáří sedimentů šumavských jezer: prvotní zhodnocení. *Geoscience Research Reports* 52, 75–83. DOI: 10.3140/zpravy.geol.2019.13
- Vondrák D., Krause D., Hrubá J. a Kletetschka G., 2021: The paleolake Stifter Hollow and signs of the last stage of Quaternary glaciation in the Plešné Lake cirque. *Silva Gabreta* 27, 1–15.
- Vondrák D., Prach J. a Houfková P., 2015: Sedimenty postglaciálních jezer v ČR – unikátní přírodní archívy (českou) limnologií přehlížené / Sediments of postglacial lakes in the Czech Republic – unique natural archives overlooked by (Czech) limnology, str. 162-167 in: Rádková, V., Bojková, J. (eds): XVII. konference České limnologické společnosti a Slovenskej limnologickej spoločnosti „Voda – věc veřejná“ - Sborník příspěvků. Mikulov, ČLS a Masarykova univerzita v Brně, Brno.
- Vondrák D., Schafstall N. B., Chvojka P., Chiverrell R. C., Kuosmanen N., Tátosová J. a Clear J. L., 2019b: Postglacial succession of caddisfly (Trichoptera) assemblages in a central European montane lake. *Biologia* 74(10), 1325–1338. DOI: 10.2478/s11756-019-00249-4
- Vondrák D. a Tichá A., 2022: Komořanské jezero aneb Historie českého Balatonu. *Živa* 5, 227–230.
- Vondrovský V., Bumerl J., Šída P., Ptáková M., Pták M. a Chvojka O., 2018: Nové poznatky o neolitickém osídlení jižních Čech. *Archeologické rozhledy* 70(2), 147–194.
- Walker M., Head M. J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnhan R., Rasmussen S. O. a Weiss H., 2018: Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes* 41, 213–223. DOI: 10.18814/epiiugs/2018/018016