

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Ústav pro životní prostředí

Studijní program Ekologie a ochrana životního prostředí
Obor ochrana životního prostředí



BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

**Paleoekologický výzkum horských jezer v oblasti
Karpat: revize současného stavu**

Paleoecological research of mountain lakes in the Carpathian
Region: a review

Magdalena Blechová
Vedoucí: Mgr. Daniel Vondrák
Konzultant: RNDr. Jolana Tátosová, Ph.D.

Květen 2014

PROHLÁŠENÍ

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

V Praze, dne 14. 5. 2014

.....

PODĚKOVÁNÍ

Děkuji především svému vedoucímu Mgr. Danielu Vondrákovi za množství cenných rad, trpělivost, přátelský přístup a čas strávený při konzultacích. Rovněž bych chtěla poděkovat svým blízkým za podporu, kterou mi při studiu poskytují.

ABSTRAKT

Bakalářská práce je literární rešerší věnovanou paleoekologickému výzkumu horských jezer v oblasti Karpat. Cílem práce bylo popsat tyto archivy jezerních sedimentů a kriticky zhodnotit možnosti budoucího výzkumu. Z této revize současného stavu výzkumu vyplynulo, že oblast Karpat je značně neprozkoumaná a je zde tedy velký prostor pro budoucí výzkumnou činnost. Součástí práce je vypracovaný seznam jezer, jako potenciálních objektů analýz, s jejich parametry, zahrnující též konkrétní analýzy, které zde již proběhly.

Klíčová slova: Karpaty, paleoekologie, paleolimnologický záznam, multi-proxy přístup, horská jezera.

ABSTRACT

The bachelor thesis is a review based on paleoecological research of mountain lakes in the Carpathian mountain region. The aim is to describe lake sediment archives and evaluate current studies and discuss possibilities of future research. This review of the current state of research suggests that there are many challenges and opportunities for future research in the Carpathians. The final part of this thesis is a list of lakes (potential objects of future analysis) with their parameters, including information about paleoecological analysis that have been done.

Keywords: Carpathians, Paleoecology, Paleolimnological records, Multi-proxy approach, Mountain lakes.

OBSAH

1	ÚVOD	3
2	KARPATSKÁ HORSKÁ SOUSTAVA.....	4
2.1	GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ.....	4
2.2	ČLENĚNÍ A GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA OBLASTÍ	5
2.3	ZALEDNĚNÍ	6
2.4	PODNEBÍ.....	7
2.5	PŮDY A VEGETACE.....	7
2.6	VLIV LIDSKÉ ČINNOSTI	8
3	HORSKÁ JEZERA KARPAT.....	10
3.1	KLASIFIKACE JEZER.....	10
3.2	DISTRIBUCE JEZER V RÁMCI KARPAT.....	11
4	PALEOEKOLOGICKÝ A PALEOLIMNOLOGICKÝ VÝZKUM SEDIMENTŮ HORSKÝCH JEZER	13
4.1	PYLOVÁ ANALÝZA.....	14
4.1.1	VYUŽITÍ PYLOVÉ ANALÝZY V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT.....	15
4.2	ANALÝZA ROSTLINNÝCH MAKROZBYTKŮ A UHLÍKŮ	16
4.2.1	VYUŽITÍ ANALÝZY MAKROZBYTKŮ A UHLÍKU V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT.....	18
4.3	ANALÝZA SUBFOSILNÍCH PAKOMÁRŮ.....	18
4.3.1	VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH PAKOMÁRŮ V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT.....	20
4.4	ANALÝZA SUBFOSILNÍCH PERLOOČEK A LASTURNATEK	22
4.4.1	VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH PERLOOČEK V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT.....	24
4.5	ANALÝZA SUBFOSILNÍCH ROZSIVEK.....	25
4.5.1	VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH ROZSIVEK V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT.....	26

4.6	V KARPATECH DOSUD MÁLO VYUŽÍVANÉ PALEOEKOLOGICKÉ ANALÝZY	28
4.6.1	ANALÝZA SUBFOSILNÍCH ZLATIVEK	28
4.6.2	ANALÝZA SUBFOSILNÍCH KRYTENEK.....	28
4.6.3	ANALÝZA PIGMENTŮ	29
5	ZÁVĚR	30
	SEZNAM LITERÁRNÍCH ZDROJŮ	31
	SEZNAM PŘÍLOH.....	35
	PŘÍLOHY	36
	SEZNAM ZDROJŮ UVEDENÝCH V PŘÍLOHÁCH	53

1 ÚVOD

Karpaty jsou rozsáhlé pásemné pohoří, které bylo v průběhu čtvrtohor opakovaně modelováno horským zaledněním, což zapříčinilo vznik četných jezer ledovcového původu. Na tato jezera může být pohlíženo jako na přírodní archivy environmentálních či antropogenních změn.

Rekonstrukcí změn těchto přírodních podmínek, ekosystémů a životních cyklů v minulosti se zabývá paleoekologie. Využívá proxy data (zástupná data) získaná ze studia zbytků organismů, která jsou zdroji environmentální historie. A právě s paleoekologií je v případě jezerních sedimentů velmi úzce spjata paleolimnologie, věda založená na výzkumu jezerních, případně říčních sedimentů. Prostřednictvím těchto archivů rekonstruuje a následně interpretuje nejen environmentální změny v historii, ale i přímou ontogenezi konkrétních vodních nádrží.

V předložené práci je kladen důraz na charakterizaci a popis využití jednotlivých biologických proxy (jako jsou pyl, rostlinné makrozbytky, zuhelnatělé částice, pakomáři, perloočky, lasturnatky, rozsivky a další), která lze při studiu jezerních sedimentů využívat. Díky citlivosti těchto organismů na určité parametry prostředí (jako například pH vody, salinita, teplota, hladina vody, produktivita organismů), lze následně rekonstruovat rozličné environmentální změny.

Cílem práce je popsat jezerní oblasti napříč Karpaty (tedy v pohořích na Slovensku, Polsku, Rumunsku a Ukrajině) a kriticky zhodnotit možnosti budoucího výzkumu. Součástí práce je vypracovaný seznam jezer s jejich parametry (uvažována jsou jen jezera s minimální plochou hladiny 0,03 ha), doplněný o odkazy na již realizovaný paleoekologický výzkum.

2 KARPATSKÁ HORSKÁ SOUSTAVA

2.1 GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ

Karpatská horská soustava začala vznikat alpínským vrásněním před sto padesáti milióny let v druhohorním geosynklinálním moři Tethys. Celé vrásnění lze členit asi do deseti fází, v nichž se střídala období intenzivních pohybů zemské kůry s obdobími tektonického klidu. Samotné vrásnění bylo výsledkem podsouvání – tzv. subdukce africké desky pod desku eurasijskou. V celých Karpatech byly tyto pohyby velmi nerovnoměrné, nejdříve poznamenaly střed geosynklinály – Tethydy, naposled formovaly jih Karpatského oblouku (Čihař, 2000). Tehdejší horské masivy dosahovaly výšek přes 3000 m n. m. Dnešní podoby nabyly Karpaty v třetihorách při ústupu moře, které obklopovalo vyzdvížené horské pásmo. Tektonika této oblasti je velmi složitá. Všeobecně lze říci, že Karpaty vznikaly příkrovovou stavbou, zejména tedy střížnými příkrovy, při kterých docházelo k sunutí horninových těles směrem z vnitřní na vnější stranu oblouku. Dodnes jsou některé části pohoří tektonicky aktivní, zejména ve východní části rumunských Karpat (Král, 1999).

Karpaty jsou tedy pásemným pohořím, ve kterém lze z pohledu geologického členění rozlišit tři hlavní pásma: pásmo vnější – flyšové, které je založeno na střídání vrstev paleogenních či křídových slepenců, pískovců a jílovců, pásmo centrální z metamorfovaných hornin, hlubinných vyvřelin (granitu) a druhohorních karbonátových sedimentů a dále pásmo vnitřní, které je tvořeno povrchovými neogenními vyvřelinami a zčásti taktéž karbonátovými sedimenty (Král, 1999).

Reliéf Karpat je z velké části středohorský, ovlivněný ve velké míře činností řek a svahovými pohyby. Typické jsou zarovnané povrchy v různých nadmořských výškách, které jsou výsledkem období tektonického klidu a zmenšování výškových rozdílů mezi jednotlivými fázemi horotvorných pohybů v neogénu. Napříč Karpaty se tyto povrchy často dělí na tři úrovně a to vrcholové, středohorské a poříční. Pokud jde o výšku pohoří, Karpaty jsou velmi heterogenní. Velehorský ráz mají pouze ty části Karpat, které byly ve čtvrtohorách zaledněny (Král, 1999). V pohořích, jež překračují výšky 2000 m n. m., je vyvinut glaciální reliéf s kary, trogy (ledovcová údolí s průřezem písmene U) a morénami (Čihař, 2000). Dnes místa modelovaná ledovcem vyplňují často jezera, jejichž sedimenty jsou velmi cennými přírodními archivy.

2.2 ČLENĚNÍ A GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA OBLASTÍ

Karpaty lze podélně rozdělit podle geologické stavby na pásmo vnitřní a vnější. Z geografického pohledu se dále dělí na Západní Karpaty, Východní Karpaty, Jižní Karpaty a takzvané Rumunské Západní Karpaty. Ze Západních Karpat největší část náleží Polsku a Slovensku, kde se nachází i nejvyšší vrchol celé soustavy Gerlachovský štít (2655 m n. m.), méně Západní Karpaty zasahují na území Maďarska a České republiky. Většinová část Východních Karpat se nachází na území Ukrajiny a Rumunska. Jižní Karpaty leží na území Rumunska. Za rozhraní Západních a Východní Karpat se obvykle považuje Lupkovský průsmyk (Čihař, 2000). Rozhraní Východních a Jižních Karpat se klade do průsmyku Predeal. Tektonická brázda řek Timiș – Cerna pak odděluje Karpaty Jižní od Rumunských Západních Karpat. Rozloha celého Karpatského oblouku činí 162 000 km² (Král, 1999).

Vnější Západním Karpatům dominují zejména flyše, které převládají například v oblastech, jako jsou Spišská Magura, Oravská Magura a Levočské vrchy. Vnější flyšové pásmo lemuje po vnitřní straně pásmo bradlové, široké deset až dvacet kilometrů, složené z druhohorních vápenců. Pás bradel se táhne přes údolí Oravy do Polska a na Slovensko, kde v pohoří Vihorlat zaniká (Čihař, 2000).

Vnitřní Západní Karpaty spadají svým geologickým složením do centrálního pásma, v němž převládají metamorfované horniny, hlubinné vyvřeliny jako granit, andezit a druhohorní karbonátové sedimenty a rovněž do vnitřního vulkanického pásma tvořeného neogenními povrchovými vyvřelinami (Král, 1999).

Vnější Východní Karpaty jsou typické velmi rozvinutým flyšovým podložím, zastoupeným zejména slepenci, vápenci a pískovci. Flyše daly vznik v jejich ukrajinské části zejména nižším pohořím, která se ale od pohoří Gorgany a Svidovec zvedají postupně až k Černochoře, která kulminuje nejvyšším vrcholem Hoverlou (Čihař, 2000). Ve Vnitřních Východních Karpatech dominuje centrální pásmo z metamorfovaných hornin, hlubinných vyvřelin a druhohorních karbonátových sedimentů (většinou v podobě tzv. bradlových pásem) doplněné o nesouvislé pásmo vulkanické, obsahující neogenní povrchové vyvřeliny, jako je andezit a trachyt, které navazuje na západokarpatskou část, jejíž součástí je i slovenský Vihorlat (Čihař, 2000). Mezi nejvyšší pohoří patří Munții Rodnei, Munții Leaota, Munții Bucegi.

V Jižních Karpatech se nachází pouze centrální pásmo z metamorfovaných hornin. Spolu s Vysokými Tatrami patří mezi nejvyšší části Karpat (Král, 1999). Nejvyšším vrcholem Rumunska je Moldoveanu (2 544 m n. m.), nacházející se v pohoří Munții

Făgăraşului, které je nejvyšším mimotatranským vrcholem Karpat. Vyskytují se zde i další pohoří s nadmořskými výškami nad 2400 m n. m.: Munții Făgăraşului, Munții Parângului, Munții Retezatului, Iezer-Păpuşa.

Rumunské Západní Karpaty (rumunsky Carpații Occidentali) jsou velmi bohaté na krasové jevy, některá jejich pohoří jsou i jiného (např. vulkanického) původu. Patří sem nižší pohoří nepřesahující 1900 m n. m. jako například Bihor, Muntele Mare, Munții Trascăului.

2.3 ZALEDNĚNÍ

Lze předpokládat, že zalednění Karpat mělo průběh obecně charakteristický pro období čtvrtohor, které začalo před 2,588 miliony let a trvá dodnes. Pro toto období je typické střídání dob ledových (glaciálů) a dob meziledových (interglaciálů) (Kadlec, 2013). Prudké ochlazení v období glaciálů tvořilo příhodné podmínky pro rozšíření zalednění. Periody zalednění proběhly v osmi epizodách: Biber, Günz, Mindel, Pre- Riss, Riss I, Riss II a Würm, z nichž první tři jmenované fáze proběhly v menší intenzitě klimatických výkyvů (Lindner, 2003). Avšak v dnešní době se rozlišuje padesát dva teplých (dob meziledových) a padesát jedna chladných klimatických period (dob ledových). Celkově lze říci, že 90 % celého období čtvrtohor zabírají právě doby ledové (Kadlec, 2013).

K poslední epizodě zalednění došlo na konci Würmu. Konec vrcholné fáze Würmu je datován do doby před osmnácti tisíci lety. Hlavním faktorem ovlivňujícím rozvoj glaciace byl velmi intenzivní nárůst srážek, který byl důsledkem změny cirkulace atmosféry a tudíž rozrůstání velkých firnových ploch. Rovněž se předpokládá, že intenzivní ochlazení a neustálý vzrůst karpatského masivu v tomto období způsobily pokles sněžné čáry a tudíž i mohutné šíření ledovcového pokryvu (Lindner, 2003).

Rozšíření zalednění bylo napříč Karpatským obloukem velmi asymetrické a týkalo se jen nejvyšších pohoří a pohoří ve vyšších zeměpisných šířkách. K nejvýznamnějšímu zalednění v Karpatech došlo ve Vysokých Tatrách (největším ledovcem zde byl Bielovodský ledovec s délkou 14 km) a v pohořích v oblasti Jižních Karpat, jako jsou Munții Retezatului, kde se podle nedávných výzkumů Lászla a kol. (2013) nacházel největší ledovec (Lăpuşnicu Mare, délka 4,2 km), Munții Godeanului a Munții Făgăraşului (Urdea a Reuther, 2009).

Výsledkem glaciální činnosti je významný výskyt ledovcových jezer ve zmíněných pohořích (Král, 1999).

Prostřednictvím radiokarbonové analýzy jezerních sedimentů z jezera Czarny Staw Gašienicowy na území Vysokých Tater bylo potvrzeno, že k ústupu zalednění došlo zejména před dvanácti tisíci lety. Avšak pozůstatky aktivní ledovcové činnosti jsou v různých podobách na georeliéfu Karpat patrné dodnes (Kotarba, 1992).

2.4 PODNEBÍ

Vzhledem k rozsáhlosti území Karpatského oblouku je zde klima velmi různorodé, avšak celkově lze říci, že je spíše kontinentálního rázu, což se projevuje zejména většími amplitudami teplot a menšími srážkovými úhrny. Kontinentalita vzrůstá směrem od západu k východu a ve stejném směru rovněž dochází k ubývání srážek (Čihař, 2000). Průměrné roční úhrny srážek horských pásem Karpat činí v Západních Karpatech 1200 – 1700 mm, ve Východních a Jižních Karpatech 1000 – 1200 mm. V nížinách jsou tyto hodnoty podstatně menší, často v důsledku působení srážkového stínu Karpat. Podle ročního úhrnu srážek spadá velká část pohoří ke středoevropskému typu s letním maximem v červnu. Celá oblast Karpat leží na území se zápornými hodnotami průměrných lednových teplot, jež dosahují v úrovni horských vrcholů až -10°C . Průměrné červencové teploty horských vrcholů nabývají hodnot 5 – 7 $^{\circ}\text{C}$ (Král, 1999).

2.5 PŮDY A VEGETACE

Půdy a vegetace jsou velmi důležitým aspektem, pokud jde o charakteristiku jezer a jejich povodí. Ovlivňují vlastnosti vody v jezerech a následně zde žijící organismy. V horské soustavě Karpat závisí typ půd zejména na matečné hornině a nadmořské výšce. Půdní pásmitost má velký fytogeografický a zoogeografický význam. Pro flyšové vnější pásmo jsou typické hnědé lesní půdy až do 1100 m n. m. Na metamorfovaných horninách se nachází čokoládově hnědé půdy do výšek 1500 m n. m. Ve výškách 1100 – 1800 m n. m. jsou oba typy vystřídány podzoly, ve Východních Karpatech někdy i andosoly (sopečné půdy). V nadmořských výškách nad 2000 m n. m. převládají kamenité sutě až skály (Pelíšek, 1966).

Podle fytogeografického členění patří jednotlivá pohoří Karpat ke středoevropské provincii. Tato provincie je součástí eurosibiřské podoblasti Holarktidy. Oblast je charakteristická nižším počtem endemitů (asi 5% rodů), soustředěných zejména do její jižní části (Hendrych, 1984).

K největšímu rozšíření lesa došlo asi před osmi tisíci lety v období atlantiku resp. v takzvaném klimatickém optimu (Kovář, 2012). Tehdejší hranice lesa sahala o několik set metrů výše, než je tomu dnes, což potvrdily například studie malakofauny v Nízkých Tatrách a na Malé Fatře (Ložek, 2007).

Napříč Karpatským obloukem je hranice jednotlivých vegetačních stupňů velmi heterogenní. Pestrost geologického podloží se odráží ve velké druhové diverzitě vegetace. Všeobecně lze říci, že hranice výškových a vegetačních stupňů směrem k jižní části pohoří vzrůstají. Kolinní stupeň, který zahrnuje pásmo dubových lesů, se rozprostírá v Západních Karpatech ve výškách 400 – 600 m n. m., směrem k jihu pak stoupá na 600 – 700 m n. m. Pro submontánní stupeň jsou typické lesy bukové, které mají svou horní hranici výskytu v Západních Karpatech 1000 m n. m., v Jižních Karpatech jsou rozšířeny až do výšek 1400 m n. m. Na Slovensku tyto lesy tvoří asi 32 % veškerých porostů a v Rumunsku 31 %. Montánní stupeň, zastoupený horskými, převážně smrkovými lesy (kde se sporadicky vyskytuje borovice limba (*Pinus cembra*) (Blada, 2008)), má v Západních Karpatech hranice v rozmezí 1450 – 1550 m n. m. a v Jižních Karpatech 1700 – 1850 m n. m. Subalpínský stupeň často zasahuje 200 – 400 m nad horní hranici lesa. Charakteristický je zde výskyt borovice kleče (*Pinus mugo*) a ve Východních a Jižních Karpatech taktéž pěnišníku (*Rhododendron kotschyi*). Pouze v nejvyšších horských masivech se nachází stupeň alpský, který je zastoupen pouze bylinným a lišejníkovno-mechovým patrem (Král, 1999).

2.6 VLIV LIDSKÉ ČINNOSTI

Na vývoj přírodního prostředí Karpatského masivu měla značný vliv již středověká valašská (rumunská) kolonizace, která způsobila mohutné odlesňování a vznik vysokohorských pastvin a políček. Zasáhla směrem od jihu na západ téměř celé Karpaty. Nicméně krajina Karpat je spjata s člověkem tisíce let a tato pestrá krajinná mozaika může mít často vyšší hodnotu biologické rozmanitosti než čistě přírodní ekosystémy (Ložek, 2007). Dokladem mohou být orchidejová společenstva, pro jejichž udržení je nezbytná péče člověka.

Dnešním problémem je zejména rozsáhlá nelegální exploatace lesních porostů a případné vysazování monokultur s nízkou hodnotou biologické rozmanitosti. Ty mají v některých oblastech značnou převahu a byl zničen jak původní bylinný podrost, tak drobná fauna. Přírodě blízká společenstva se zachovala pouze v podobě izolovaných ostrůvků, jež jsou dnes chráněny (Ložek, 2007). Zejména v rumunské části Karpat je velký

problém s odlesněním. Jak uvádí studie Shandry a kol. (2005), od roku 1880 bylo odlesněno 6 % plochy lesa nad 1000 m n. m., což je největší celkový úbytek napříč Karpaty. Rovněž globální oteplování spolu s nevhodným využíváním krajiny může mít velký vliv na polohu vegetačních stupňů lesa a tedy i na změnu charakteru povodí (Shandra a kol., 2005).

Velkým problémem je rovněž eutrofizace. Eutrofizace je proces obohacování ekosystémů o živiny, zejména dusík a fosfor, a to zejména v důsledku nadměrného užívání hnojiv obsahujících tyto prvky. V krajním případě dochází ve vodních nádržích k vyčerpání kyslíku a následnému úhynu ryb a jiných organismů. Jeden z nejběžnějších znaků eutrofizace vod je přítomnost sinic (Cyanobacteria), jejichž produkty metabolismu mohou mít toxické účinky pro řadu organismů (Smol, 2008). Problémy s eutrofizací lze uvést na příkladu Štrbského plesa, nacházejícího se ve Vysokých Tatrách, ze kterého se podle několika studií původně oligotrofní jezero stává mezotrofním s náznaky eutrofie. Taková změna může být pro některé druhy organismů fatální. Rovněž nadměrná pastva v okolí jezer může způsobit enormní přísun dusíku a následnou eutrofizaci.

Dalším neopominutelným problémem je acidifikace. Při acidifikaci dochází prostřednictvím suché či mokré depozice ke zvýšení koncentrace vodíkových iontů v půdním či vodním prostředí. Může docházet k vyluhování toxických kovů (zejména Al^{3+}) a následnému úhynu nebo změnám rostlinných či živočišných společenstev. Problematikou zabývající se změnami či extinkcí společenstev v acidifikovaných vodách horských jezer v Tatrách se zabývali například Hořická a kol. (2006). Tato práce mimo jiné dokládá vymizení téměř všech planktonních druhů korýšů (Crustacea), s výjimkou výskytu druhu *Chydorus sphaericus*, v jezerech s povodími, v nichž převažují vysokohorské luční porosty. V těchto jezerech je rovněž velmi nízká početnost fytoplanktonu. Z toho vyplývá, že acidifikace ovlivňuje nejen společenstva zooplanktonu, ale i fytoplanktonu. Problematikou acidifikace se dále zabývali ve své práci Kopáček a kol. (2006). Práce srovnává chemické složení vody horských jezer ve Vysokých Tatrách v roce 2004 se studií, kterou provedli Stuchlík a kol. (1984). Výsledky ukazují snižující se trend koncentrací acidifikačních činitelů (SO_4^{2-} a NO_3^-) až o 50 % a tedy chemické zotavování jezer z acidifikace. Problém acidifikace však stále přetrvává, což ukazuje i studie Bytnerowicze a kol. (2005), která dokládá přetrvávající silně kyselé hodnoty pH ve srážkách na území rumunské části Karpat.

3 HORSKÁ JEZERA KARPAT

3.1 KLASIFIKACE JEZER

Jezerá lze definovat jako větší přirozené deprese zemského povrchu vyplněné vodou. Podle původu vzniku můžeme jezera rozdělit do několika kategorií. Co do objemu a plochy v globálním měřítku převládají jezera ledovcová (glaciální) a tektonická. Méně jsou zastoupena jezera krasová, jezera hrazená sesuvem, jezera sopečného původu a další (Cohen, 2003). Níže jsou uvedeny charakteristiky těch typů jezer, která se vyskytují v horských polohách Karpat, spolu s některými konkrétními příklady významných jezerních lokalit.

Jezerá krasového původu vznikají akumulací vody v prohlubních, které vznikly procesem krasování tam, kde převládají vápencové a dolomitové horniny (Cohen, 2003). Jako příklad krasových jezer v Karpatech lze uvést největší krasové jezero na Slovensku – Jašteričie jazierko (též Silické jezero), které se nachází v Silické planině ve Slovenském krasu. Dále jsou nepočtená krasová jezera charakteristická pro pohoří Bihor a Munții Trascăului v Rumunských Západních Karpatech. V Karpatech je největším krasovým jezerem Iezerul Ighiel (4,2 ha), které se nachází v Rumunských Západních Karpatech.

Jezerá hrazená sesuvem jsou typická pro sopečná či flyšová pohoří Západních a Východních Karpat. Přestože jsou tato jezera mnohdy hluboká a velká, mají často velmi krátkou dobu existence, a tudíž jsou pro paleoekologický výzkum méně významná (Cohen, 2003). Jako příklad lze uvést Morské oko ve Vihorlatských vrších, které je na Slovensku plošně největším jezerem hrazeným sesuvem (14 ha). Dále se na Slovensku nacházejí jezera Osturnianské a Jazerské v pohoří Spišská Magura, která rovněž vznikla přehrazením vodního toku. V rumunské části Karpat se nachází je takovým plošně největším jezerem Lacu Rosu (11,5 ha) v pohoří Hășmaș, které kolem roku 1838 (Romanescu, 2009).

Jezerá sopečného původu, zejména kráterová, jsou často velmi hluboká. Stěny kráteru brání proudění větru, tudíž i míchání vrstev vodního sloupce, což vede k vytvoření anoxického prostředí u dna. Tato jezera mají malá povodí, a jsou tedy více ovlivněna klimatem. Celkově lze říci, že tyto podmínky jsou velmi vhodné pro dlouhodobé a detailní uchování jezerních sedimentů a tedy i pro paleoekologický a paleolimnologický výzkum (Cohen, 2003). Příkladem tohoto typu jezer je jezero Sf. Ana, které se nachází ve Východních Karpatech. Rovněž Lipovecké a Vorochivské jezero v ukrajinských Východních Karpatech jsou sopečného původu. Na Slovensku je pozůstatkem vulkanické činnosti Žakýlské pleso. V Karpatech jsou tato jezera ale všeobecně velmi vzácná.

Jezerá ledovcového původu jsou v oblasti Karpat zastoupena většinou, a to výhradně v pohořích, která byla během čtvrtohor zaledněna (Kráal, 1999). Velmi běžná jsou ledovcová jezera, která vznikla v morfoloogicky významných sníženinách vyhloubených ledovcem, jako jsou ledovcové kary a trogy, či jezera hrazená ledovcovou morénou. Časté jsou kombinace obojího, kdy mnohá jezera leží ve sníženinách z části vyhloubených do podloží a z části hrazených morénovým valem. Oproti sesuvem hrazeným jezerům jsou jezera ledovcového původu, vzhledem k plošnému zalednění, velmi podobného stáří.

3.2 DISTRIBUCE JEZER V RÁMCI KARPAT

Ke skončení nejsilnější fáze posledního zalednění došlo před osmnácti tisíci lety, což může být teoreticky i nejstarší věk ledovcových jezer v Karpatech. Zalednění velmi ovlivnilo distribuci jezer v rámci této horské soustavy. Nejvýše položená jezera bývají nejmladší – zde se udržel ledovcový pokryv nejdéle. Naopak jezera, která se nacházejí v nižších nadmořských výškách, jsou mnohdy v pokročilém stádiu vývoje a často dochází k jejich zániku zanášením jemnozrnného materiálu případně zarůstáním vegetací (Tatry – příroda, 2010).

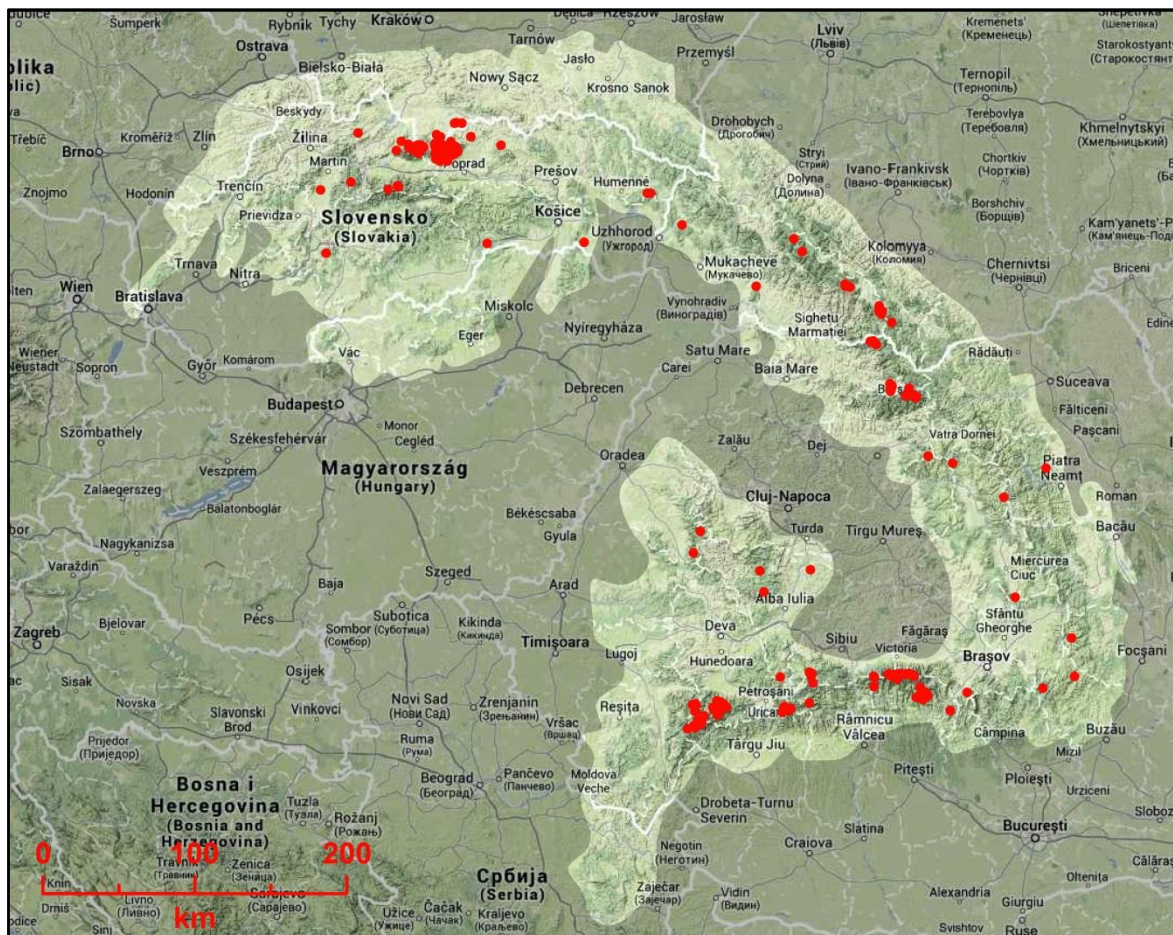
Nejvýznamnější jezerní oblastí napříč Karpaty jsou Vysoké Tatry, kde se nachází v polské a slovenské části přes sto ledovcových jezer. Z toho většinová část jezer náleží slovenské části Vysokých Tater, z nichž je největším Velké Hincovo pleso (20,08 ha). Plošně největší jezero obou částí Vysokých Tater se nazývá Morskie oko (přibližně 34,93 ha) a nachází se v jejich polské části. Nejhlubším a nejobjemnějším jezerem je však Wielki Staw Polski, jehož hloubka činí 79,3 m. Další jezera v centrálním pásmu Západních Karpat se nacházejí v pohoří Velká Fatra (Blatné jezero), dále Nízké Tatry, Slovenský kras, Vihorlatské vrchy a Spišská Magura. Co do početnosti jezer stojí za zmínku oblasti ve vulkanickém pásmu – Slánské vrchy a Štiavnické vrchy. Štiavnické vrchy ukrývají malé Žakýlské pleso, které vzniklo po ukončení sopečné činnosti v třetihorách.

Východní Karpaty představují oblast na jezera relativně chudou. Ledovcová jezera se zde nachází jen v několika málo pohořích (zejména Rodna, Svidovec, Černogora a Maramureš). Relativně četná jsou zde jen jezera hrazená sesuvem, dosahující někdy značných rozměrů – u ukrajinské části např. Siněvirské jezero (4,2 ha), v rumunské např. Lacul Crucii (14 ha).

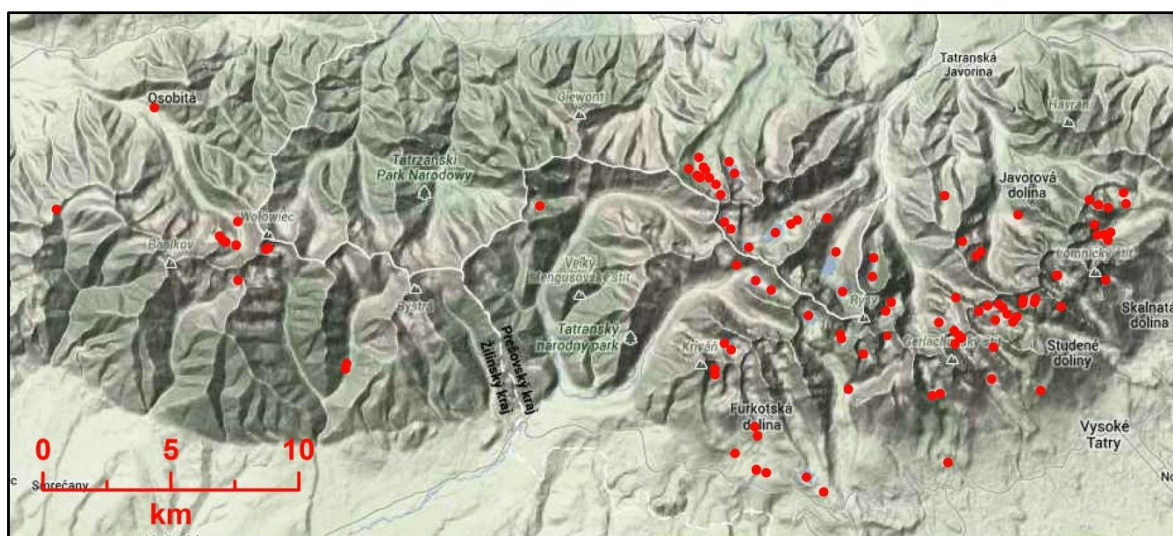
Co do početnosti jezer se Vysokým Tatrám takřka rovná pohoří Retezat, které se nachází v Jižních Karpatech. Právě zde bylo nejmasivnější zalednění Rumunska (Urdea a Reuther, 2009). Největším jezerem je zde jezero Bucura (8,9 ha). Rovněž oblasti pohoří

Făgărașului, Rodnei, Parâng, Godeanu a Țarcu jsou z hlediska výskytu jezer zajímavé. Níže je na obrázcích znázorněn výskyt horských jezer Karpat o ploše větší než 0,03 ha.

Výskyt horských jezer v Karpatech shrnují obrázky č. 1 a 2. Jejich podrobný výčet včetně základních parametrů je uveden v tabulkách č. 1 – 4 v přílohách práce.



Obrázek č. 1: Lokalizace horských jezer v rámci Karpat



Obrázek č. 2: Lokalizace horských jezer v rámci Tater

4 PALEOEKOLOGICKÝ A PALEOLIMNOLOGICKÝ VÝZKUM SEDIMENTŮ HORSKÝCH JEZER

Paleoekologie je interdisciplinární věda zabývající se rekonstrukcí přírodních podmínek, ekosystémů a životních cyklů v minulosti, na základě studia zbytků organismů. Využívá takzvaná proxy data (zástupná data), která jsou zdroji environmentální historie. Tato data se získávají zejména ze sedimentů, korálů, letokruhů. A právě s paleoekologií je v případě horských jezer velmi úzce spjata paleolimnologie, která je založena na rozboru jezerních, případně říčních sedimentů. Prostřednictvím těchto jezerních archivů rekonstruuje a následně interpretuje nejen environmentální změny v historii, ale i přímou ontogenezi konkrétních vodních nádrží. Jezerní archivy jsou tedy velmi cennými zdroji informací. Paleolimnologie je rovněž interdisciplinární věda, která snoubí své poznání s dalšími vědami, jakou jsou biologie, chemie, geologie, matematika, geomorfologie a historie. Na rozdíl od paleoekologie se paleolimnologie věnuje nejen biologickým, ale i geochemickým proxy (Cohen, 2003).

Jezerní pánve jsou přirozenými pastmi pro organický či anorganický materiál z okolního prostředí. Vstup anorganického materiálu do vodní nádrže záleží na geomorfologii povodí. Materiál tedy může být transportován pomocí vodních toků do konkrétního jezera i z větších dálek. Vstup organického materiálu velmi záleží na produkci autotrofů jak vně, tak uvnitř vodní nádrže. Jezerních sedimenty obsahují dvě v různé míře zastoupené složky – sedimenty alochtonní s původem mimo jezero (například listový opad, erodovaná půda) a autochtonní, mající svůj původ v jezeře (např. uhynulé vodní organismy, vysrážené chemické sloučeniny). Akumulace sedimentů nemá konstantní rychlost. Záleží na sezónních a jiných změnách okolního prostředí. Například depozice alochtonních sedimentů je u jezer větší na jaře při zvýšeném odtoku při tání sněhu. U autochtonních sedimentů naopak převládá akumulace materiálu v létě při zvýšené produkci jezerních organismů. Rovněž záleží na fyzikálně-chemických interakcích vody a sedimentu, evaporaci, přítoku a klimatických změnách. Všechny, byť zdánlivě malé změny, jsou zaznamenány v podobě stratifikovaného sedimentu na dně vodní nádrže (Smol, 1992).

Fosílie, které jsou součástí sedimentů, jsou jedny z nejcennějších zdrojů informací nezbytných k rekonstrukci přírodního prostředí a podmínek. Jezerní fosílie jsou rozděleny podle původu na organismy, jež byly součástí vodní nádrže (například Cladocera či

Bacillariophyceae) a na organismy zanesené větrem či vodou. Pro porozumění fosilním záznamům je nutná znalost současné taxonomie, distribuce a ekologie organismů. Právě díky citlivosti některých skupin organismů na určité podmínky prostředí (jako například pH vody, salinita, teplota, hladina vody, produktivita organismů), lze takové organismy klasifikovat jako biologické indikátory (Cohen, 2003). Velké množství biologických indikátorů reprezentuje takzvané morfologické fosilie. Z těchto fosilií jsou v jezerním sedimentu zachovány části těl či soubory buněk odolné vůči chemické či mechanické degradaci (například chitinizované hlavové schránky pakomárů či pylová zrna, tvořená velmi rezistentní látkou sporopolleninem). Těchto skupin organismů je relativně mnoho, avšak pro nedostatek studií či obtížnostem v taxonomii je nutné tento okruh zúžit pouze na některé. Rozhodujícím kritériem je tedy mimo jiné odolnost organismu či jeho části vůči degradaci při sedimentačních procesech (Smol, 2008).

Jednou ze stěžejních částí paleolimnologického a paleoekologického výzkumu je datování stáří sedimentů. Před samotným datováním je nutné opatřit vertikální profil sedimentu, z něhož se pak po vrstvách odebírají vzorky k podrobným analýzám. Při studiu procesů současných (asi posledních dvě stě let) se profily odbírají gravitačními korery (například Kajakův korer) a následně se vzorky datují metodou rozpadu ^{210}Pb či ^{137}Cs , pro starší období jsou pak potřeba složitější odběrová zařízení a datování za využití ^{14}C , tj. metoda založená na vzájemné změně poměru izotopů uhlíku ^{12}C , ^{13}C a ^{14}C (radiokarbonová metoda) (Cohen, 2003).

V následujících kapitolách jsou teoreticky popsána jednotlivá biologická proxy a stručně shrnuta jejich využití v příslušných výzkumech, které proběhly napříč Karpaty.

4.1 PYLOVÁ ANALÝZA

Pylová analýza se zabývá studiem palynomorf, zejména vlastních pylových zrn, která se díky přirozeným procesům ukládají v jezerních či rašeliništních sedimentech, případně v suchých oblastech pod převisy skal nebo v jeskyních. Pylová zrna jsou velmi běžnou mikrofosilií. Analýzy těchto zbytků pak slouží k rekonstrukci klimatu, vegetace, environmentálních či antropogenních změn. Rovněž napomáhají při archeologických či forenzních expertizách (Smol, 2008).

Pylová zrna jsou velmi tvarově heterogenní, a tudíž je lze poměrně snadno identifikovat a zařadit do konkrétního taxonu. Díky látce obsažené v exině (vnější obal pylového zrna) takzvanému sporopolleninu, je pylové zrno extrémně rezistentní vůči chemické a mechanické degradaci a tudíž zůstává uchováno v sedimentech i několik tisíc

let (Tschudy, 1969). Sporopollenin vzniká polymerizací karotenoidů a jejich esterů (West, 1971).

Při depozici pylových zrn velmi záleží na reliéfu krajiny a vlastnostech samotných zrn i mateřských rostlin. Pylová zrna mohou být transportována větrem (převládající transportní mechanismus), vodou či různými organismy (Smol, 2008). Otevřená krajina bez větších terénních překážek umožňuje dálkový přenos pylu větrem, a tudíž v sedimentech můžeme zaznamenat vzorky pylů i z tisíce kilometrů vzdálených oblastí. Naopak uzavřený systém jezer obklopených horskými masivy či lesy je vhodný pro lokální studie. Velmi také záleží na průtočnosti jezera. Všeobecně lze říci, že v suchých oblastech je hlavním transportním mechanismem vítr, ve vlhkých naopak vodní toky. Distribuce pylů je velmi rozličná, protože každý transportní mechanismus šíří každý taxon různě. Záleží na produkci, velikosti a individuálních vlastnostech pylových zrn (například malá či okřídlená zrna jsou unášena dále) (West, 1971).

Podmínky, které ovlivňují depozici anorganického materiálu, ovlivňují stejně depozici pylových zrn. Faktory jako hustota vody, salinita, pH, mechanický (abrazivní) efekt, turbulence a biochemická degradace, mají zásadní vliv na zachování pylových zrn. Prostředí s nízkými hodnotami pH, tedy redukční prostředí, jsou velmi vhodná pro konzervaci pylových zrn. Acidické vody jsou typické pro rašeliniště, močály a dna jezer. Naopak alkalické vody, s oxidačními vlastnostmi, neposkytují vhodné podmínky pro zachování struktury pylových zrn. Odolnost pylových struktur vůči oxidaci roste se zvyšujícím se obsahem sporopolleninu v exině (Tschudy, 1969).

Většina vzorků sedimentu obsahuje asi 150 – 1000 pylových zrn. Informace, pocházející z mikroskopického rozboru se znázorňují v takzvaném pylovém diagramu (spektru). Toto spektrum představuje procentuální zastoupení jednotlivých taxonů v různých vrstvách profilu sedimentu. Z diagramu pak lze vyčíst změny ve vývoji společenstev v určitém období (West, 1971).

4.1.1 VYUŽITÍ PYLOVÉ ANALÝZY V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPÁT

Napříč Karpaty bylo provedeno nemnoho výzkumů založených na pylové analýze. Pylová analýza byla často doplněna či sdružena s jinými metodami jako například s analýzou makrozbytků, či subfosilních rozsivek. Studie byly mnohdy zaměřeny na rekonstrukci původního vegetačního pokryvu, posun horní hranice lesa, či klimatické oscilace v období holocénu. Těmito aspekty se zabývali Rybničková a kol. (2006),

Magyari a kol. (2012), Obidowicz (1996) a Feurdean a kol. (2008). Proběhly rovněž studie zabývající se rekonstrukcí výšky vodní hladiny, které se věnovali Magyari a kol. (2009). Níže jsou tyto studie blíže popsány.

Na kráterovém jezeře Sf. Ana ve Východních Karpatech v Rumunsku byly odebrány vzorky sedimentů k pylové analýze a analýze makrofyt. Byl odebrán i 1023 cm mocný profil, který však neobsahoval bazi a několik profilů o délce 100 cm. Analýza byla zaměřena na rekonstrukci výšky vodní hladiny. Bylo zjištěno, že k největšímu poklesu hladiny došlo mezi 9000 a 7400 cal BP. Naopak v době asi před 5350, 3300 a 2700 lety došlo k značnému zvýšení vodní hladiny (Magyari, 2009).

Na Štrbském a Popradském plese ve Vysokých Tatrách v Západních Karpatech byla provedena pylová analýza, doplněná o analýzu makrozbytků. Cílem studie bylo získat informace o původním rostlinném pokryvu ve dvou odlišných nadmořských výškách centrální části tatranského masivu, a dále zde byl rekonstruován posun horní hranice lesa v čase. Studie potvrzuje přítomnost horské tundry v pozdním glaciálu a následné holocénní rozšíření jehličnatého lesa v alpínském stupni (Rybníčková, 2006). Podobnou studii provedli též Magyari a kol. (2012) na jezeře Brazi a jezeře Galeș v pohoří Retezat v Jižních Karpatech.

Rekonstrukcí holocénní formace vegetace v oblasti polských Vysokých Tater se zabýval rovněž Obidowicz (1996) na jezerech Kurtkowiec, Zielony Staw Gąsienicowy a Czarny Staw Gąsienicowy. Studie popisuje různé klimatické fáze holocénu a následné odpovědi vegetace na tyto změny (například posun výškové hranice lesa, změna rostlinného pokryvu) a rovněž dokumentaci vlivu člověka na horské lesy již od šestnáctého století.

Feurdean a kol. (2008) na základě pylové analýzy a radiouhlíkové analýzy zrekonstruovali holocénní klimatické změny (letní, zimní, roční teploty a srážkové úhrny), včetně krátkodobých klimatických oscilací. Studie byla provedena na rašeliništích (zazemněných jezerech) Steregoiua Preluca a Tiganului v pohoří Gutaiului v Rumunských Západních Karpatech.

4.2 ANALÝZA ROSTLINNÝCH MAKROZBYTKŮ A UHLÍKŮ

Analýza rostlinných makrozbytků (tj. makrofosílií), je definována jako analýza identifikovatelných zbytků rostlin. Mohou to být například semena, plody, jehličí, listy, kůra, úlomky dřeva, kořeny a fragmenty mechů. Rovněž mohou být zachovány například rozmnožovací buňky (oospóry) řas Charophyceae. Makrofosílie jsou těžší a větší než

pylová zrna a tudíž nemohou být transportovány na tak velké vzdálenosti, proto jsou tyto fosílie vhodné pro rekonstrukce v lokálním měřítku (Cohen, 2003). Obsah makrofosilií v sedimentech je podstatně menší než obsah pylových zrn. Makrofosílie jsou používány zejména pro rekonstrukci změn druhového složení vodní a pobřežní vegetace (Smol, 2008).

Makrofosílie také poskytují informace o původní výšce vodní hladiny. Paleoekologické přechody mezi společenstvy rostlin pobřežních vod jako jsou submerzní rostliny (*Chara*, *Isoetes*), emerzní (*Carex*, *Typha*), společenstva plovoucích makrofyt (*Nymphaea*, *Myriophyllum*) a rostlin nenáročných na světlo (některá Bryophyta) mohou být použity jako indikátory snižující se či zvyšující výšky hladiny vodní nádrže. Zvyšující se poměr planktonních řas a hlubokovodních mečů v sedimentech signalizuje vyšší sloupec vodní hladiny. Naopak, pokud v určitých sekvencích sedimentů převažují makrofosílie pobřežních rostlin, je to doklad toho, že hladina v historii značně poklesla. Pomocí rostlinných makrozbytků rovněž můžeme získat informace o vodním chemismu. Zejména distribuce různých druhů mečů je velmi úzce spjatá se změnami pH. Většina vodních rostlin má velmi velkou toleranční mez, pokud jde o teplotu. Proto je použití makrofyt k dedukci teplotních změn ve vodních nádržích omezeno pouze na teplotní extrémy (Cohen, 2003).

S analýzou rostlinných makrozbytků se často sdružuje analýza uhlíků (takzvaná antrakologická analýza) – tedy zuhelnatělých částic vegetace. Tyto částice jsou mnohdy menší než 100 μm . Antrakologické metody mají mnoho aplikací. Některé z těchto aplikací předpokládají, že na uhlíky je nahlíženo jako na objekty makrozbytkové analýzy, tedy okem viditelné částice spáleného dřeva. Dalším přístupem je analýza mikroskopických uhlíků, která nachází uplatnění v paleoekologických studiích, kde se sleduje kvantita uhlíků v mikroskopických preparátech, kde jako indikátor demonstruje rozšíření požárů a to jak přírodních, tak antropogenních (Beneš, 2008). Metody zkoumající vzorky s obsahem pylových zrn či zuhelnatělých částic jsou tedy založeny zejména na kvantitě a měření velikosti jednotlivých částic. Stejně jako pylová zrna se zuhelnatělé částice mohou šířit větrem nebo vodou na velké vzdálenosti. Velmi záleží na velikosti částic. Větší zuhelnatělé částice s velikostí nad 100 μm , reflektují lokální požáry. Částice menší než 100 μm jsou transportovány dále, a tudíž jsou dobrými indikátory rozšíření požárů na regionální úrovni (Sadori, 2006). Rovněž záleží na odolnosti jednotlivých druhů zuhelnatělého dřeva vůči degradaci (Beneš, 2008).

Analýza uhlíků se tedy používá zejména k rekonstrukci aktivit člověka souvisejících se spalováním vegetace, a indikuje tak zejména raná stádia průmyslu. Široké uplatnění má antrakologická analýza rovněž v archeologii, kde jsou zuhelnatělé částice používány jako pomocné nástroje při determinaci počátků neolitického žďáření lesů, odlesňování a k rekonstrukci následné sukcese vegetace (Beneš, 2008).

4.2.1 VYUŽITÍ ANALÝZY MAKROZBYTKŮ A UHLÍKU V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPÁT

V Karpatech proběhly analýzy makrozbytků velmi sporadicky, ve sdružení s dříve uvedenou pylovou analýzou. Analýzy posloužily nejčastěji k rekonstrukci rostlinného pokryvu a rozšíření jehličnatého lesa v období holocénu jako je tomu v případě studie Rybníčkové a kol. (2006), která byla provedena na Štrbském a Popradském plese ve Vysokých Tatrách v Západních Karpatech. Stejně tomu bylo u studie Magyari a kol. (2012) na jezeře Brazi a Galeș v pohoří Retezat v Jižních Karpatech. Výzkum byl zaměřen také na rekonstrukci výšky hladiny v průběhu holocénu, čímž se na kráterovém jezeře Svatá Anna ve Východních Karpatech v Rumunsku zabývali Magyari a kol. (2009).

4.3 ANALÝZA SUBFOSILNÍCH PAKOMÁRŮ

Mnoho pozůstatků těl hmyzu (Insecta) bývá velmi dobře zachováno v jezerních sedimentech jako trojrozměrné fragmenty. Nejlépe odolné vůči rozkladným procesům a pro paleoekologický výzkum velmi vhodné jsou zbytky chitinizovaných hlavových kapsulí zástupců čeledi Chironomidae (pakomárovití) (Cohen, 2003). Pakomárovití jsou jednou z čeledí řádu Diptera (dvoukřídlí). Dosud bylo popsáno asi pět tisíc druhů pakomárů a předpokládá se, že na světě jich může existovat až kolem patnácti tisíc. Dospělci jsou podobní komárům, avšak žijí pouze několik dní, a to buď bez příjmu potravy, nebo případně sají rostlinný nektar. Larvy pakomárů se vyskytují takřka ve všech sladkovodních ekosystémech od tropů až po polární oblasti, zřídka však ve slaných vodách. Některé druhy jsou terestrické, obývající mokřady a vlhké mechy. Larvy dosahují velikosti 2 – 30 mm a existuje mnoho barevných variant, od bezbarvých či zelených po červené. Červené zbarvení mají často zástupci podčeledi Chironominae díky přítomnosti hemoglobinu, který jim pomáhá přežít anoxické prostředí v eutrofizovaných vodách. Zástupci podčeledi Orthoclaadiinae mají často zelené zbarvení, a to díky řasám, které jsou převážnou součástí jejich potravy. Tato podčeď je charakteristická pro oligotrofní vody

s vyšším obsahem kyslíku. Hlava je na rozdíl od jiných zástupců řádu Diptera plně vyvinutá, silně chitinizovaná, nezatažitelná a u většiny druhů plně pigmentovaná do odstínů hnědé. Na prvním hrudním článku a na posledním tělním článku je vždy jeden pár pseudopodií. Hlavové kapsule pakomárů jsou z celé třídy nejčetnějšími subfossilními zbytky hmyzu v jezerních sedimentech. V jednom vzorku sedimentu, vážícím jen několik málo gramů, je často zachováno několik set hlavových kapsulí, které jsou snadno rozpoznatelné díky charakteristickým orgánům ústního ústrojí – ligule (podčeleď Tanypodinae) či mentu (ostatní podčeledi) (Armitage a kol., 1995).

Hlavové kapsule jsou velmi malé struktury, které jsou transportovány v závislosti na místních podmínkách při břehu vodní nádrže. Pozůstatky pakomárů, které se nachází v litorálních zónách, reflektují v menších jezerech původní distribuční vzorce. Ve větších jezerech s mohutnějším prouděním dochází k většímu pohybu vodních mas v příbřežní a v hlubinné zóně a tudíž jsou pozůstatky litorálních pakomárů zachovány zejména v hlubokovodních sedimentech. Přítomnost pakomárů velmi závisí také na koncentraci kyslíku v profundální zóně. Tam, kde ho není dostatek, je i následně omezené množství fosílií (Cohen, 2003).

Jednotlivé druhy pakomárovitých mají velmi úzké ekologické optimum, protože jsou velmi citlivé na disturbance ve svém prostředí a to z nich činí velmi dobré paleoindikátory. Zejména teplota hraje velmi důležitou roli v životním cyklu pakomárů. Teplota přímo ovlivňuje líhnutí vajíček, aktivitu larev, kukel a dospělců a tudíž i početnost populace. Vzorky sedimentů z jezer s chladnou vodou bývají velmi chudé co do početnosti druhů a zachovaných hlavových kapsulí. Naopak je tomu u jezer s teplou vodou. Fosílie pakomárů jsou tedy velmi dobrými kvantitativními indikátory klimatických změn v minulosti. Teplota ovlivňuje společenstva pakomárů také nepřímo, a to prostřednictvím různých proměnných jako například obsah živin či dostupnost kyslíku v jezerech. Teplotní fluktuaace se tedy přímo odráží v diverzitě pakomárů, protože jsou pakomáři velmi vhodní pro rekonstrukci teplotních změn. (Eggermont, 2011).

Rovněž změny pH zapříčiněné kyselou depozicí vedou k acidifikaci jezer a následnému poklesu druhové rozmanitosti a početnosti populace pakomárů. Typickou vlastností acidifikovaných jezer je oligotrofizace. Nízké pH má vliv na druhové složení řas a mikroorganismů, jež jsou součástí potravy pakomárů, a tudíž i na diverzitu samotných pakomárů. Proto jsou velmi dobrými indikátory historie acidifikace (Brooks, 2007).

Výška hladiny vody v jezeře má velký vliv na početnost a distribuci larev. Různé čeledi preferují různé hloubky. Všeobecně platí pravidlo, že se snižuje diverzita pakomárů

s rostoucí hloubkou. Některé litorální druhy jsou vázány na vodní makrofyta. Případný pokles vodní hladiny může snížit početnost litorálních druhů makrofyt a následně početnost druhů pakomárů, jež se těmito rostlinami živí nebo na nich žijí. Podle poměru profundálních či litorálních taxonů v sedimentech lze určit fluktuace vodní hladiny v minulosti (Brooks, 2007).

Eutrofizovaná jezera jsou často v profundálu velmi chudá na obsah rozpuštěného kyslíku, avšak bohatá na živiny. Naopak oligotrofní jezera jsou chudá na živiny a velmi bohatá na kyslík. Obsah živin ve vodách a koncentrace kyslíku tedy velmi ovlivňují druhové složení pakomárů. Poměr zástupců určitého druhu v sedimentu tedy indikuje, jaká fáze trofie v jezerech převažovala. Obsah rozpuštěného kyslíku ve vodách je pro metabolismus pakomárů velmi důležitý a úzce souvisí s teplotou, produktivitou a morfometrií jezera. Vajíčka nacházející se v prostředí s nízkými koncentracemi kyslíku se vyvíjejí déle než vajíčka v prostředí s dostatečnými koncentracemi kyslíku. Mnoho druhů pakomárů, jež osidlují zejména eutrofizované vody, je schopno díky obsahu hemoglobinu ve svých tkáních přežít kratší období i v anoxickém prostředí. Podle zastoupení druhů s různými požadavky na obsah kyslíku ve vodě, lze například rekonstruovat ontogenezi nádrže (Verbruggen, 2011).

V současné době se velmi rozvíjejí rekonstrukce na základě izotopových analýz. Složení stabilních izotopů vodního prostředí a organického materiálu produkovaného v jezerech je velmi ovlivněno environmentálními podmínkami. Změny prostředí jsou v podobě změn poměrů stabilních izotopů zabudovány do těl organismů. Hlavové kapsule pakomárů jsou z velké části složeny z chitinu a proteinů, což jsou látky potenciálně dobře využitelné pro takováto stanovení.

Analýza pozůstatků pakomárů, jež obsahují různé poměry stabilních izotopů jako například $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ a $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ (které jsou získány z okolního prostředí prostřednictvím potravy a dále pozměněny biosyntézou) tedy napomáhá porozumět historickým environmentálním změnám (Heiri, 2012). Wooller a kol. (2004) jako první dokládají svou studii souvislosti mezi stabilními izotopy kyslíku a rekonstrukcí průměrné roční teploty vzduchu.

4.3.1 VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH PAKOMÁRŮ V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPÁT

Analýzy subfosilních pakomárů v Karpatech byly zaměřeny především na rekonstrukci holocénních teplot, případně teplotních fluktuací v blízké minulosti (níže

zmíněná studie Tóth a kol. (2012) a Šporcky a kol. (2002)). Velký důraz byl kladen na výzkum změn společenstev subfossilních pakomárů v reakcích na konkrétní environmentální změny (acidifikace, malá doba ledová, znečištění ovzduší). Takovými studii se zabývali Kubovčík a kol. (2006) a Bitušík a kol. (2009), jejichž studie navíc srovnává druhové změny ve společenstvech rozsivek a společenstvech pakomárů v odpovědích na tyto environmentální změny. Níže jsou tyto studie blíže popsány.

Výzkumem zaměřeným na rekonstrukci letní teploty v období pozdního glaciálu a raného holocénu (15 700 – 10 000 let BP) pomocí analýzy společenstev subfossilních pakomárů se zabývali Tóth a kol. (2012). V jezeře Brazi, které se nachází v pohoří Retezat v Jižních Karpatech, byl odebrán profil o délce 500 cm, z něhož spodních 100 cm odpovídalo pozdnímu glaciálu a ranému holocénu. Na výsledky analýzy byl aplikován kvantitativní model pro rekonstrukci průměrné červencové teploty vzduchu.

Rekonstrukci klimatických změn za posledních dvě stě let provedli Šporcka a kol. (2002) na Nižném Terianském plesu v pohoří Vysoké Tatry v Západních Karpatech. Byly odebrány čtyři krátké profily v nejhlubší části jezera. Analýza subfossilních pakomárů poskytla důležité informace o druhovém složení profundálních pakomárů v oligotrofních jezerech, avšak nebyl nalezen vztah mezi společenstvy pakomárů a teplotními fluktuacemi za posledních dvě stě let. Pouze přítomnost druhu *Microspectra radialias* v sedimentech nasvědčuje dle autorů spojitost s minulými teplotními trendy, a to díky změnám dostupnosti potravy jako nepřímého výsledku teplotních změn.

Rovněž výzkum Bitušíka a kol. (2009), který byl zaměřen na tři glaciální jezera (Vyšné Temnosmrečinské pleso, Nižné Terianské pleso, Vyšné Wahlenbergovo pleso), v oblasti Vysokých Tater, z nichž každé se nachází v jiné nadmořské výšce, se zabývá složením společenstev subfossilních rozsivek a pakomárů v průběhu zásadních environmentálních změn v nedávné minulosti (malá doba ledová, znečištění ovzduší, acidifikace jezer) a zaměřuje se na odlišnosti, případně shody reakcí těchto společenstev na konkrétní změny. Stejně vzorce odpovědí na přírodní změny byly zaznamenány u jezer, která nebyla acidifikována. Odlišným se ukázalo být acidifikované Vyšné Wahlenbergovo pleso, kde nebyla pozorována žádná shoda reakcí subfossilních společenstev na tyto změny.

Druhové složení společenstev pakomárů v různě acidifikovaných jezerech zkoumá studie Kubovčíka a kol. (2006). Tato studie proběhla na třech horských jezerech (Ľadové pleso, Vyšné Wahlenbergovo pleso, Starolesnianské pleso) ve Vysokých Tatrách v Západních Karpatech. Vybraná jezera reprezentovala tři kategorie acidifikace

– neacidifikované, acidifikované, silně acidifikované. Byly odebrány krátké profily pro výzkum sedimentů za posledních dvě stě let. Studie byla zaměřena na dokumentaci dlouhodobých efektů acidifikace na druhové složení a produktivitu pakomárů. Podobný výzkum provedl již Stuchlík a kol. (2001) na Starolesnianském plese.

4.4 ANALÝZA SUBFOSILNÍCH PERLOOČEK A LASTURNATEK

Cladocera (perloočky) jsou mikroskopičtí korýši (Crustacea), kteří osidlují téměř všechny druhy sladkovodních ekosystémů. Pouze pár druhů žije v mořích. Některé druhy jsou planktonní (zejména čeledi Bosminidae a Daphniidae), jiné druhy jsou charakteristické pro litorál či bentál (zejména čeleď Chydoridae). Většina perlooček se živí řasami, bakteriemi a detritem. Pouze tři evropské druhy jsou predátory. Tělo je kryto silně chitinizovaným karapaxem. Cladocera mají dvojí rozmnožovací strategii. Střídají se generace, které se rozmnožují pohlavně, s generacemi rozmnožujícími se nepohlavně, tedy partenogeneticky. Za příznivých podmínek se samičky množí partenogenezí a vznikají také jen samičky, tedy jejich klony. V obdobích nepříznivých podmínek (například na podzim či stresu), se začnou objevovat samčí embrya a následuje pohlavní fáze rozmnožování. Vzniklá trvalá vajíčka jsou uložena v chitinózním obalu – efipiu. A právě silně chitinizované části perlooček jako jsou efipium karapax, hlavový štít, postabdomen a postabdomenální drápky, zůstávají uchovány v sedimentech (Sczeroczyńska, 2007).

Nejvíce sklerotizované a tudíž v sedimentech nejpočetnější jsou svými zbytky čeledi Chydoridae, Bosminidae a Daphniidae. Chydoridae jsou druhově největší a nejlépe poznanou skupinou perlooček. Spolu s čeledí Bosiminidae jsou ve vzorcích sedimentů velmi časté a dobře zachované. Naopak čeleď Daphniidae se mezi fosiliemi vyskytuje řidčeji. Díky druhové rozmanitosti, odolnosti vůči degradaci a preferenci různých životních podmínek jsou perloočky vhodné jako paleoekologické indikátory (Cohen, 2003).

Odlišnosti v početnosti planktonních a litorálních druhů, poskytují spolehlivé informace o změnách v ploše litorální zóny. Litorální taxony jsou více ovlivněny změnami výšky hladiny než planktonní. Pro správnou interpretaci poměru planktonních a litorálních druhů (dále poměr P/L) je vhodné odebírat vzorky sedimentů z oblastí litorálu. U jezer s plochou topografií převládá zóna litorálu. Následné zvýšení vodní hladiny způsobí pokles poměru P/L. Naopak top-down efekt predátorů může ovlivnit P/L poměr, aniž by se změnila výška hladiny. Nárůst fytoplanktonu může způsobit nárůst populace planktonních perlooček. Následný úbytek světla pak negativně ovlivňuje společenstva makrofyty a tudíž i litorálních druhů perlooček (Cohen, 2003).

Perloočky jsou velmi citlivými indikátory, pokud jde o změny trofie či pH vodních nádrží. Druhy čeledi Chydoridae jsou hojně využívány k rekonstrukci pH (Cohen, 2003). V České republice se takovou rekonstrukcí pH zabývala Pražáková a kol. (2006) na Plešném jezeře.

Lasturnatky (Ostracoda) jsou stejně jako perloočky drobné organizmy náležící mezi korýše. Jejich velikost se pohybuje mezi 0,2 až 1 mm. Žijí u dna sladkovodních i mořský vod. Ostracoda mají tělo pokryté dvouchlopňovou schránkou. Jejich tělní články splývají nebo jsou redukovány. V hlavové části se nachází pohybové orgány. Od Cladocera se Ostracoda liší schránkou vápnitého charakteru (Smol, 2008). Tyto organismy mají osm vývojových stádií, při kterých dochází k odloučení schránky a následnému vyloučení schránky nové. Při tomto procesu jsou lasturnatky velmi závislé na dostupnosti Ca^{2+} a HCO_3^- z okolní vody. Z velké části jsou to bentické organismy, obývající jak litorální tak profundální zónu (Börner, 2013)

Ostracoda jsou extrémně důležitá a ve vzorcích dobře identifikovatelná skupina fosílií. Jejich vápnitá schránka se velmi dobře zachovává v neutrálním až alkalickém prostředí. Avšak v prostředí s nízkým pH snadno podléhá chemické degradaci. Vývoj lasturnatek sahá až do paleozoika, tudíž jejich fosílie poskytují bohaté záznamy o dávné minulosti. Tyto organismy jsou velmi citlivé na změny chemismu vody. Diverzita klesá se vzrůstající salinitou vody či deficitem vápenatých iontů. Vztahy mezi salinitou a početností populace úzce souvisí s aciditou. Tudíž i ony jsou velmi dobrými indikátory paleoklimatických změn (Cohen, 2003).

V současné době se při rozboru vzorků sedimentů, které obsahují subfosilní lasturnatky, používá analýza stopových prvků jako Mg/Ca a Sr/Ca či zastoupení stabilních izotopů ^{18}O a ^{13}C (Börner, 2013). Tyto prvky se totiž ukládají, v období takzvaného svlékání do jejich nových schránek a podávají tak důkazy o chemickém složení okolní vody. Izotopové složení kyslíku (^{18}O) v uhličitánovém systému v jezerech je velmi hojně využíváno pro paleoekologické účely. Zejména z pozůstatků schránek z profilů odebraných v mělkých vodách lze vyčíst změny izotopového složení, které se promítá do složení schránek lasturnatek v různých obdobích roku, a tudíž i sezónní teplotní gradienty vody (Grafenstein, 1999).

Teplotní stratifikace ve vodním sloupci úzce souvisí s odlišností druhů zastoupených v jednotlivých tepelných vrstvách. Existují tedy druhy žijící v hloubce pod termoklinou, kde je teplota vody stabilní kolem 4 °C. A druhy litorální, které žijí nad

termoklinou a jsou přizpůsobeny teplotní variabilitě svrchní vrstvy vody. Tyto poznatky mohou být použity při rekonstrukci změn hloubky vodních nádrží (Cohen, 2003).

4.4.1 VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH PERLOOČEK V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT

Ústředním tématem analýz subfossilních perlooček napříč Karpaty jsou zejména rekonstrukce vlivu acidifikace na život v jezerech. Studie rekonstruuji odpovědi společenstev perlooček na tyto změny a zjišťují dlouhodobé efekty acidifikace na jejich druhové složení a produktivitu jezerního ekosystému. Rovněž proběhly studie zabývající se problematikou holocénních změn klimatu. Rekonstrukce na základě subfossilních společenstev lasturnatek dosud využity nebyly, ačkoliv jejich subfossilní zbytky byly nalezeny Iepure a kol. (2012). Níže jsou jednotlivé studie blíže popsány.

Na jezeře Brazi v Jižních Karpatech provedli Korponai a kol. (2011) rekonstrukci změn klimatu v období přechodu pozdního glaciálu a raného holocénu (14 500 – 11 600 cal BP) na základě analýzy subfossilních perlooček. Bylo zjištěno, že v tomto období byla diverzita perlooček velmi nízká. Naopak v období přechodu mladšího dryasu a preboreálu došlo k výraznému oteplení, což velmi pozitivně ovlivnilo druhové složení perlooček. V raném holocénu se zvýšila produktivita jezera, což dokazuje nárůst množství fosílií v sedimentu a objevení druhů běžných ve vodách s větší produktivitou. Rovněž byla odhalena souvislost mezi velikostí efiipií a klimatickými podmínkami. V chladnějším období pozdního glaciálu efiipia dosahovala větších rozměrů. Naopak tomu bylo při oteplení v raném holocénu.

Studií zaměřenou na změny početnosti efiipií jako indikátorů environmentálních změn posledních dvou století (jako jsou například acidifikace, introdukce ryb, pastva a následné zvýšení obsahu živin ve vodě) se zabývali Marková a kol. (2006). Studie zkoumá profily z šesti horských jezer (Nižné Terianské pleso, Nižné Temnosmrečinské pleso, Vyšné Temnosmrečinské pleso, Ľadové pleso, Czarny Staw Gąsienicowy, Długi Staw Gąsienicowy) v Západních Karpatech ve Vysokých Tatrách.

Změny společenstev litorálních perlooček v průběhu hlavní fáze acidifikace horských jezer v oblasti Vysokých Tater v Západních Karpatech zkoumala Sacherová a kol. (2006). Byly odebrány krátké profily sedimentů z čtyřiceti šesti jezer. Nižší vrstvy odpovídaly preindustriálnímu období. Vyšší vrstvy zaznamenávaly blízkou minulost (2. pol. 20. stol.). Z analýzy sedimentů bylo zjištěno, že většina původních druhů zmizela z většiny jezer během období nejsilnější acidifikace (kolem roku 1980). Velká část druhů

se postupně navrátila poté, co došlo k nárůstu pH a tedy částečnému chemickému zotavení (kolem roku 1990).

V polské části Tater na glaciálních jezerech Zielony Staw Gąsienicowy a Toporowy Staw Niżny provedli Gasiarowski a kol. (2010) analýzy subfossilních perlooček. Na prvním jmenovaném jezeře byly odebrány kóry o délce 50 cm, na druhém profily o délce 30 cm, které zaznamenávaly asi posledních tisíc let historie. Tato práce se zabývala acidifikací jezer v průběhu dvacátého století, ale i staršími klimatickými změnami a vlivem průmyslu ve čtyřicátých letech dvacátého století. V průběhu dvacátého století docházelo u obou jezer k značnému poklesu pH a tudíž i k změnám druhového složení perlooček v sedimentech.

Stuchlík a kol. (2001) se zabývali dokumentací dlouhodobých efektů acidifikace na druhové složení a produktivitu perlooček. Pro tyto účely byl odebrán krátký profil sedimentu Starolesnianského plesa ve Vysokých Tatrách v Západních Karpátech, který zaznamenal sto padesáti letou historii jezera.

4.5 ANALÝZA SUBFOSILNÍCH ROZSIVEK

Rozsivky (Bacillariophyceae) jsou mikroskopické hnědé řasy, které se vyskytují jak ve sladkých, tak slaných vodách. Nejvýznamnějším znakem rozsivek je jejich dvoudílná schránka zvaná frustula. Frustula je složena z polymerizovaného oxidu křemičitého, který si rozsivky opatřují z okolního prostředí v podobě kyseliny křemičité. Podle tvaru frustuly rozsivky dělíme na penátní (dvoustraně souměrné) a centrické (radiálně souměrné). Taxonomie rozsivek je založena na tvaru a ornamentaci schránek (Stoermer, 1990).

Rozsivky jsou velmi citlivé na limnologické a hydroklimatické parametry. Pročež jsou výhodnými paleoekologickými indikátory. Zejména díky frustulám zůstávají v jezerních archivech uchovány záznamy o prostředí a environmentálních změnách v minulosti. Schránky rozsivek jsou náchylné k mechanické či chemické degradaci. Zejména vysoké pH a salinita schránky rozpouští. Rovněž velká teplota a tlak působí na konzervaci rozsivek v sedimentu negativně. Naopak slabě kyselé prostředí je pro zachování frustul velmi vhodné (Cohen, 2003).

Determinace změn pH v minulosti je jednou z mnoha paleoekologických aplikací fosilních rozsivek. Společenstva rozsivek jsou velmi citlivá k acidifikaci. Ve vodách s nízkým pH tedy dominují bentické acidotolerantní druhy. Díky druhovému složení společenstev subfossilních rozsivek tedy můžeme rekonstruovat chemické složení vod (Stoermer, 1990).

Rozsivky velmi dobře odpovídají na změnu salinity či alkality. Salinita jezer úzce souvisí se změnami klimatu. Rozsivky tedy kvantitativně reagují na zvyšující se salinitu, která je odrazem změn v evaporaci a množství srážek (Stoermer, 1990).

Pokud jde o obsah živin ve vodě, rozsivky mají velmi odlišná optima obsahu jednotlivých prvků (zejména fosforu a křemíku). Tudíž i druhová skladba rozsivek je odlišná v různých stupních trofie jezer (Cohen, 2003). Koncentrace živin se často zvyšuje s klesající výškou vodní hladiny (Wolin, 2010).

Rozsivky jsou rovněž dobrými indikátory změn výšky hladiny v jezerech. V jezerních sedimentech jsou tyto změny zaznamenány v podobě odlišných poměrů bentických a planktonních společenstev. Při zvyšující se hladině vodní nádrže tedy dochází ke vzrůstu početnosti planktonních rozsivek. Naopak při snižující se hladině dochází k nárůstu početnosti bentických druhů rozsivek i makrofyt. Bentické druhy dominují litorálním zónám. Zde jsou limitovány hloubkou eufotické zóny. Planktonní rozsivky jsou typické pro otevřené vodní plochy. Několik studií prokázalo, že nárůst diverzity je přímo úměrný nárůstu diverzity bentických rozsivek (Wolin, 2010). Určité bentické či planktonní druhy jsou značně proměnlivé ve vztahu k prostředí, které preferují. Některé planktonní rozsivky jsou schopny přežít i v bentické zóně a naopak. Tudíž vyvstává problém s interpretací těchto proměnných. U rozsivek se vedle kvalitativních rekonstrukcí prostředí (druhy s dobrou indikační výpovědí) používají i četné kvantitativní modely založené na srovnání subfosilních společenstev se současnými společenstvy ze souboru referenčních lokalit pokrývajících určitý gradient podmínek (například pH, trofie) (Cohen, 2003).

4.5.1 VYUŽITÍ ANALÝZY SUBFOSILNÍCH ROZSIVEK V SEDIMENTECH HORSKÝCH JEZER KARPAT

Napříč Karpaty proběhlo několik výzkumů zabývajících se analýzou subfosilních rozsivek. Pozornost byla věnována zejména rekonstrukci pH a trofií jezer v nedávné minulosti (takovými studiemi se zabývali například Magyari a kol. 2009. či Gasiarowski a kol. (2010)). Na základě analýzy subfosilních rozsivek rovněž proběhla rekonstrukce klimatických změn v období mladšího dryasu do současnosti (takovou problematikou se zabývala Buczkó a kol. (2012)). Níže jsou tyto studie spolu s výsledky činnosti blíže popsány.

Na kráterovém jezeře Sf. Ana ve Východních Karpatech v Rumunsku byly odebrány vzorky sedimentů k analýze subfosilních rozsivek (Magyari a kol. 2009). Výzkum byl zaměřen na rekonstrukci pH a trofie. Spolu s dříve zmíněnou analýzou

makrofyt bylo zjištěno, že ke změnám pH došlo následkem změny vegetace v povodí (listnaté lesy vystřídaly lesy jehličnaté). V návaznosti na to došlo ke zvýšení pH a produktivity jezera.

V polské části Tater na glaciálních jezerech Zielony Staw Gąsienicowy a Toporowy Staw Niżny) se Gasiarowski a kol. (2010) zabývali analýzami subfossilních rozsivek. Tato práce přináší rekonstrukce vývoje acidifikací jezer v průběhu dvacátého století, kdy docházelo u obou jezer k značnému poklesu pH a tudíž i k změnám společenstev subfossilních rozsivek v sedimentech. Bylo zjištěno, že kyselé pH v jezerech stále přetrvává. Pouze ve svrchní vrstvě sedimentu byla u jezera Zielony Staw Gąsienicowy zjištěna přítomnost druhu *Fragilaria nanana*, což je jediný náznak biologického zotavování jezera z acidifikace.

Další studie zabývající se analýzou subfossilních rozsivek byla provedena Buczkó a kol. (2012) na glaciálním jezeře Brazi v Jižních Karpátech v Rumunsku, v pohoří Retezat. Na základě analýzy pozůstatků rozsivek v sedimentu 490 cm mocného profilu byly rekonstruovány klimatické změny za posledních přibližně 16 000 let, při němž došlo k náhlému ochlazení. Rozsivky zjištěné klimatické změny indikovaly všeobecně poklesem diverzity, změnou zastoupení dominantních druhů a druhů charakteristických pro určité hodnoty pH. Hodnoty pH byly nízké v období 12 850 – 12 450 cal. BP, což mohlo způsobit dlouhotrvající ledové pokrytí s krátkým vegetačním obdobím a následné vymývání huminových kyselin na počátku mladšího dryasu. Naopak v období interstadiálů (přechodných oteplení v době ledové) dominovaly sedimentům pozůstatky alkalofilních rozsivek. Doplňující analýzy na stejném jezeře týkající se pozdně glaciálního a holocénního klimatu provedli Buczkó a kol. (2013).

Studie Bitušíka a kol. (2009) provedená na třech glaciálních jezerech (Vyšné Temnosmrečinské pleso, Nižné Terianské pleso, Vyšné Wahlenbergovo pleso. Srovnává složení společenstev subfossilních rozsivek a pakomárů v průběhu zásadních environmentálních změn (malá doba ledová, znečištění ovzduší, acidifikace jezer) a zaměřuje se na odlišnosti, případně shody reakcí těchto společenstev na konkrétní změny. Podobným výzkumem se rovněž ve Vysokých Tatrách zabývali Šporka a kol. (2002) na Nižném Terianském plesu.

4.6 V KARPATECH DOSUD MÁLO VYUŽÍVANÉ PALEOEKOLOGICKÉ ANALÝZY

4.6.1 ANALÝZA SUBFOSILNÍCH ZLATIVEK

Další významnou, avšak v Karpatech dosud málo (Šporka a kol., 2002) využívanou skupinou biologických paleoindikátorů jsou zlativky (Chrysophyceae). Tyto převážně bičíkaté řasy jsou typickou součástí jemně kyselých a na živiny méně bohatých stojatých vod. Buňky jsou často nahé, někdy mohou být kryty schránkou takzvanou lorikou. Ta je složena z chitinu a celulózy, nebo z křemičitých šupin, které jsou typické spíše pro mořské zástupce. Klidová stadia, která následují po rozmnožování, se nazývají stomatocysty. Stomatocysty mají silnou křemitou schránku a slouží k přečkání nepříznivého období. A právě tyto křemičité stomatocysty a šupiny jsou často archivovány v jezerních sedimentech a jsou stejně jako rozsivky spolehlivými indikátory změn pH, salinity či trofie jezer (Smol, 2008). Zlativky jsou velmi často používány k rekonstrukcím pH nedávno acidifikovaných jezer. Na rozdíl od rozsivek jsou však zlativky citlivějšími indikátory raných stádií acidifikace a tudíž poskytují přesnější záznam o historii pH jezer než rozsivky. Většina zástupců není tolerantní vůči eutrofickým podmínkám v jezerech, což je v sedimentech vyjádřeno poklesem početnosti fosilií či změnou v poměru pozůstatků rozsivek a zlativek (Cohen, 2003). Studie Jonga a kol. (2013) na švýcarském horském jezeře Silvaplana dokládá, že lze využít stomatocysty subfossilních zlativek i k rekonstrukci změn teplotních amplitud v chladných obdobích.

4.6.2 ANALÝZA SUBFOSILNÍCH KRYTENEK

Krytenky (Testacealobosea a Testaceafilosea) jsou jednobuněčné vodní ale i půdní eukaryotické organismy, které jsou kryty schránkou, která je chrání před predátory. Tato schránka je složena z velké části z organických látek, případně z jiných částic z okolního prostředí, jako jsou například přilepená zrnka anorganických látek (například vápenaté a křemičité struktury), detritu, pylu. Takové cizorodé stavební jednotky se nazývají xenozómy. Některé krytenky však vylučují svou vlastní schránku, která se skládá z jednotek – idiozómů. Protoplazma krytenek je ve schránce fixována pomocí takzvaných epipodií. Jádro (nucleus) je důležitým prvkem v determinaci krytenek. Uvnitř schránek se často vyskytují symbiotické řasy rodu *Chlorella*. Schránka zůstává stejně jako u rozsivek uložena v jezerních sedimentech (Charman, 2001).

Krytenky jsou bentické organismy, které se živí detritem a tudíž jsou velmi citlivé na kvalitu organické hmoty v okolním prostředí. Korelace mezi poměrem kvantity a kvality organické hmoty a klimatem a následnou odpovědí společenstev krytenek, z nich vytváří dobré indikátory teploty v minulosti. Krytenky jsou rovněž dobrými indikátory acidity a znečištění (Cohen, 2003).

4.6.3 ANALÝZA PIGMENTŮ

Některá paleoenvironmentální proxy jsou založena na detekci takzvaných biochemických indikátorů, jako jsou pigmenty (například chlorofyly, karotenoidy, xantofyly), které produkují fotosyntetické bakterie, řasy a vyšší rostliny, aby byly schopny vázat světelnou energii pro fotosyntézu. Pigmenty jsou velmi užitečnými paleoindikátory změn v produkci fytoplanktonu (Šporka a kol., 2002) a to zejména tam, kde se nedochovaly morfologické pozůstatky řas (Smol, 2008). Fosilní pigmenty se tedy využívají k rekonstrukci trofie jezer. Než jsou tyto biochemické archivy uloženy do sedimentu, jsou často vystaveny degradaci, jakou je například chemická oxidace či trávicí procesy herbivorů ve vodním sloupci a jiné změny při depozičním procesu. Anoxické prostředí a nedostatek bentické makrofauny tvoří ideální podmínky pro zachování pigmentů. Pigmenty jsou ze sedimentů extrahovány užitím spektrofotometrických či chromatografických metod (Reuss, 2005).

5 ZÁVĚR

V bakalářské práci jsou shrnuty oblasti a zásadní výsledky paleoekologického výzkumu jezerních sedimentů v Karpatech. V úvodní kapitole je popsána Karpatská horská soustava a její vznik, členění, podnebí, vegetační poměry a vliv lidské činnosti, které jsou nedílnou součástí historie tohoto masivu, stejně jako historie zdejších jezer. Rovněž je zde nastíněna problematika čtvrtohorního zalednění jako důležitého aspektu vzniku ledovcových jezer, která jsou v Karpatech zastoupena nejčetněji. V menší míře se zde však nacházejí i další typy jezer (jezera hrazená sesuvem, jezera sopečná a krasová) charakterizované v samostatných kapitolách, jež se věnují rovněž distribuci jezer v rámci Karpat.

Ústřední část bakalářské práce je věnována samotnému paleoekologickému výzkumu jezerních sedimentů. Využití a principy jednotlivých biologických proxy jsou popsány v konkrétních kapitolách, jejichž součástí je i revize současného stavu výzkumu napříč Karpaty.

Součástí práce je seznam jezer (tj. dosud se ukládajících archivů jezerních sedimentů) s jejich základními parametry a odkazy na proběhlé výzkumy, který vznikl i jako podkladový materiál pro přípravu budoucího plánovaného výzkumu na PřF UK. Bylo nalezeno bezmála 330 jezer, jež splňovala předem zvolené kritérium minimální plochy 0,03 ha.

Z předkládané rešerše vyplývá, že oblast Karpat je co do přírodních podmínek velmi heterogenní a lze předpokládat, že taková byla i v minulosti. Navíc jde o území se zajímavou přírodní historií, které je významné i v celoevropském měřítku. Tento masiv přesto zůstává z velké části neprobádaným, zejména pokud jde o rekonstrukce vycházející ze zdejších archivů jezerních sedimentů. Nepočtené paleoekologické a paleolimnologické výzkumy se dosud soustředily téměř výhradně na dvě jezerní oblasti – Vysoké Tatry a Retezat. Ač byla v Karpatech využita již různá biologická proxy, bylo tomu tak většinou jen ve velmi omezeném počtu případů, a další přístupy ještě nebyly uplatněny vůbec. Lze tedy říci, že Karpaty v mnoha ohledech teprve čekají na své objevení paleoekology a paleolimnology.

SEZNAM LITERÁRNÍCH ZDROJŮ

Armitage, P. D., Cranston, P. S., Pinder, L. C. V. (1995): The Chironomidae. Biology and ecology of non-biting midges. Chapman & Hall, London, 572 s.

Beneš, J. (2008): Antrakologické analýzy v archeologii a paleoekologii. Archeologické rozhledy LX: 75-92.

Bitušík, P., Kubovčík, V., Štefková E., Appleby, P. G., Svitok, M. (2009): Subfossil diatoms and chironomids along an altitudinal gradient in the High Tatra Mountain lakes: a multi-proxy record of past environmental trends. Hydrobiologia 631: 65-85.

Blada, I. (2008): *Pinus cembra* distribution in the Romanian Carpathians. Annals of Forest Research 51: 115-132.

Börner, N., Baere, B., Yang, Q., Jochum, K., P., Frenzel, P. (2013): Ostracod shell chemistry as proxy for paleoenvironmental change. Quaternary International 313-314: 17-37.

Buczko, K., Magyari, E., Braun, M., Bálint, M. (2013): Diatom – inferred lateglacial and Holocene climatic variability in the South Carpathian Mountains (Romania). Quaternary international 293: 123-135.

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

Bytnerowicz, A., Badea O., Popescu F., Musselman R., Tanase M. (2005): Air pollution, precipitation chemistry and forest health in the Retezat Mountains, Southern Carpathians, Romania. Environmental Pollution 137: 546-567.

Cohen, S. A. (2003): Paleolimnology. The History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press, 500 s.

Čihař, M. (2000): Karpaty. Karolinum, Praha, 148 s.

De Jong, R., Kamenik, Ch., Westover, K., Grosjean, M. (2013): A chrysophyte stomatocyst-based reconstruction of cold-season air temperature from Alpine lake Silvaplana (AD 1500-2003); methods and concepts for quantitative inferences. Paleolimnology 50: 519-533.

Eggermont, H., Heiri, O. (2011): The chironomid-temperature relationship: expression in nature and paleoenvironmental implications. Biological reviews: 1-27.

Feurdean, A., Klotz, S., Mosbrugger, V., Wohlfarth, B. (2008): Pollen-based quantitative reconstructions of Holocene climate variability in NW Romania. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 260: 494-504.

Gasiarowski, M., Sienkiewicz, E. (2010): 20th century acidification and warming as recorded in two alpine lakes in the Tatra Mountains (South Poland, Europe). Science of the total environment 408: 1091-1101.

Grafenstein, U., Erlernkeuser, H., Timborn, P. (1999): Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves assessing vital offsets and autoecological effects of interest for paleoclimate studies. *Paleography, Paleoclimatology, Paleoecology* 148: 133-152.

Heiri, O., Schilder, J., Hardenbroek, M. (2012): Stable isotope analysis of fossil chironomids as an approach to environmental reconstruction: state of development and future challenges. *Facta norvegica* 31: 7-18.

Hendrych, R. (1984): Fytogeografie. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 220 s.

Hořícká Z., Stuchlík E., Hudec, I., Černý M., Fott, J. (2006): Acidification and the structure of crustacean zooplankton in mountain lakes: The Tatra Mountains (Slovakia, Poland). *Biologia, Bratislava*, 61/Suppl. 18: 121-134.

Charman, D. J. (2001): Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae. *Quaternary Science Reviews* 20: 1753-1764.

Iepure, S., Namiotko, T., Valdecasas, G., Magyari, E., K. (2012): Exceptionally well-preserved giant spermatozoa in male and female specimens of an ostracod *Cypria ophtalmica* (Crustacea: Ostracoda) from Late Glacial lacustrine sediments of Southern Carpathians, Romania. *Naturwissenschaften* 99: 587-590.

Kadlec, J. (2013): Stratigrafie čtvrtohor. *Geografické rozhledy* 23 (1): 13-14.

Kolektiv autorů (2010): Tatry – příroda. Baset, Praha, 648 s.

Kopáček J., Stuchlík E., Hardekopf D. (2006): Chemical composition of the Tatra Mountains lakes: Recovery from acidification. *Biologia, Bratislava* 61/Suppl. 18: 21-33.

Korponai, J., Magyari, K., E., Buczkó, K., Iepure, S., Namiotko, T. (2011): Cladocera responds to Late Glacial to Early Holocene climate change in a South Carpathian mountain lake. *Hydrobiologia* 676: 223-235.

Kotarba, A. (1992): Natural environment and landform dynamics of the Tatra Mountains. *Mountain research and development* Vol. 12 (2): 105-129.

Kovář, P. (2012): Ekosystémová a krajinná ekologie. Karolinum, Praha, 166 s.

Král, V. (1999): Fyzická geografie Evropy. Academia, Praha, 350 s.

Kubovčík, V., Bitušík, P. (2006): Subfossil chironomids (Diptera, Chironomidae) in the three Tatra Mountain lakes (Slovakia) on the acidification gradient. *Biologia, Bratislava* 18: 213-220.

Lászlo P., Kern, Z., Nagy B. (2013): Late Pleistocene glaciers in the western Rodna Mountains, Romania. *Quaternary international* 293: 79-91.

Lindner, L., Dzierzek J., Marciniak B., Nitychoruk, J. (2003): Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mountains: their development, age and limits. *Geological Quarterly* 47(3): 269-280.

Ložek, V. (2007): Zrcadlo minulosti. Dokořán, Praha, 200 s.

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

Magyari, E., Buzckó, Jakab, G., Braun, M, Pál, Z., Karátson, D. (2009): Paleolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: a multiproxy study of Holocene hydrological changes. *Hydrobiologia* 631: 29–63.

Marková, S., Černý, M., Rees, M., Stuchlík, E. (2006): Are they still viable? Physical conditions and abundance eggs in sediment cores from lakes in Tatra Mountains. *Biologia, Bratislava* 18: 135-146.

Obidowicz, A. (1996): A late glacial-holocen history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Paleobotanica* 2: 159-206.

Pelíšek, J. (1966): Výšková půdní pásmitost střední Evropy. Academia, Praha, 366 s.

Pražáková, M., Veselý, J., Fott, J, Majer, V., Kopáček, J. (2006): The long-term succession of Cladoceran fauna and paleoclimate forcing: A 14600-year record from Plešné lake, the Bohemian forest. *Biologia, Bratislava* 20: 387-399.

Romanescu, G. (2009): The physical and chemical characteristics of the lake wetlands in the central group of the east carpathian mountains. *Lakes reservoirs and ponds* 1: 25-39.

Reuss, N., Conley, D. J., T. S. Bianchi, T. S. (2005): Preservation conditions and the use of sediment pigments as a tool for recent ecological reconstruction in four Northern European estuaries. *Marine Chemistry* 95: 283-302.

Rybničková, E., Rybniček, K. (2006): Pollen and macroscopic analyses of sediment from two lakes in the High Tatra mountains, Slovakia. *Vegetation History Archeobotany* 15: 345-356.

Sadori, L., Giardini, M. (2006): Charcoal analysis, a method to study vegetation and climate of the Holocene: The case of Lago di Pergusa. *Geobios* 40: 173-180.

Sacherová, V., Kršková, R., Stuchlík, E., Hořická, Z., Hudec, I. (2006): Long-term change of the littoral Cladocera in the Tatra Mountain lakes through a major acidification event. *Biologia, Bratislava* 18: 109-119.

Sczeroczyńska, K., Sarmaja, K. (2007): Atlas of subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society, Świecie 84 s.

Shandra O., Weisberg, P., Martazinova V. (2010): Climate and timberline dynamics in the Carpathian Mountains during the XX century. American Geophysical Union.

Smol, J. P. (2008): Pollution of lakes and rivers. Blackwell Publishing, Oxford, 383 s.

Smol, J. P., Glew, J. R. (1992): Encyklopedia of Earth System Science. Academic Press, San Diego, 760 s.

Stoermer, F., E., Smol, J. P. (2010): The Diatoms: Application for the Environmental and Earth Science. Cambridge University Press, 469 s.

Stuchlík, E., Appleby, P., Bitušík, P., Curtis, C., Fott, J., Kopáček, J. (2001): Reconstruction of long-term changes in lake water chemistry, zooplankton, and benthos of a small acidified high-mountain lake: Magic modeling and paleolimnological analysis. *Water, Air, and Soil Pollution* 2: 127-138.

Stuchlík, E., Stuchlíková, Z., Fott, J., Hořická, Z. (1985): Effect of acid precipitation on waters of the TANAP territory. *Zborník TANAP* 26: 173-211.

Šporka, F., Štefková, E., Bitušík, P., Thompson, A., R., Augustí-Panareda, A. (2002): The paleolimnological analysis of sediments from high mountain lake Nižné Terianske pleso in the High Tatras (Slovakia). *Journal of Paleolimnology* 28: 95-109.

Tóth, M., Magyari, E. K., Brooks, J., S., Braun, M., Buczkó, K., Bálint, M. (2012): A chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania). *Quaternary Research* 77: 122-131.

Tschudy, R. (1969): Aspects of Palynology. John Wiley & Sons, New York, 510 s.

Urdea, P., Reuther, A., U. (2009): Some new data concerning the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians. *Geographica Pannonica* 2: 41-52.

Verbuggen, F., Heiri, O., Meriläinen, J., Lotter, F. (2011): Subfossil chironomid assemblages in deep, stratified European lakes: relationship with temperature, trophic state and oxygen. *Freshwater Biology* 56: 407-423.

West, R. G. (1971): Studying the Past by Pollen Analysis. Oxford University Press, 16 s.

Wolin, J., Stone, J. (2010): Diatoms as Indicators of Water-level Change in Freshwater Lakes. *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*, 174-185.

Wooller, M., Francis, D., Fogel, M., Miller, U., Walker, I.R. (2004): Quantitative paleotemperature estimates from $\delta^{18}\text{O}$ of chironomid head capsules preserved in arctic lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 31: 267-274.

SEZNAM PŘÍLOH

Tabulka č. 1: SEZNAM JEZER ZÁPADNÍCH KARPAT

Tabulka č. 2: SEZNAM JEZER VÝCHODNÍCH KARPAT

Tabulka č. 3: SEZNAM JEZER JIŽNÍCH KARPAT

Tabulka č. 3: SEZNAM JEZER RUMUNSKÝCH ZÁPADNÍCH KARPAT

PŘÍLOHY

Tabulky č. 1 – 4 obsahují seznam všech přírodních horských jezer v Karpatech, která se podařilo dohledat prostřednictvím literárních zdrojů, podrobných turistických map a družicových snímků. Parametry jezer, které se nepodařilo v literatuře dohledat, byly vyjma maximálních hloubek nádrží orientačně změřeny a doplněny prostřednictvím internetových aplikací [15-17]. Tento seznam je dále doplněn o odkazy na realizovaný paleoekologický výzkum, byl-li proveden.

Tabulka č. 1: Seznam jezer Západních Karpat s minimální plochou 0,03 ha

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Levočské Vrchy	Bañur	1250	0,17	-	N49.2111, E20.6681	[15], [16]	
Nízké Tatry	Bystré pleso (Bystrá dolina)	1640	0,45	0,90	N48.9438, E19.6332	[2], [8]	
	Bystré pliesko (Bystrá dolina)	1660	0,20	0,60	N48.9428, E19.6361	[2], [8]	
	Křížske pleso	1551	0,30	-	N48.9475, E19.5256	[3], [4]	
	Vrbické pleso	1113	0,68	4,00	N48.9737, E19.5784	[8]	
Oravská Magura	Puchmajerovej jazierko	1200	0,10	6,00	N49.3063, E19.2414	[2], [15], [16]	
Slánské Vrchy	Izra	434	3,70	-	N48.5699, E21.4932	[2], [16]	
Slovenský kras	Jaštěriče jazero	587	1,22	-	N48.5690, E20.5414	[2], [16]	
Spišská Magura	Jezerské jazero	919	0,60	-	N49.2832, E20.3468	[15], [16]	
	Ksenino jazierko	900	0,04	-	N49.3487, E20.2232	[15], [16]	
	Malé jazero	870	-	-	N49.3376, E20.2067	[15], [16]	
	Osturnianské jazero	875	0,25 - 0,50	-	N49.3174, E20.2543	[15], [16]	
	Veľké jazero	815	0,25	-	N49.3419, E20.2195	[15], [16]	
Štiavnické vrchy	Žakýlske pleso	746	0,24	-	N48.5125, E18.9340	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Tatry	Anitino očko	1837	0,35	4,30	N49.1788, E19.8443	[9], [10], [15]	
	Batizovské pleso	1884	3,48	10,50	N49.1521, E20.1298	[9], [10], [15]	
	Batizovské pliesko – Malé	1880	0,04	1,00	N49.1503, E20.1269	[7], [10]	
	Belasé pleso	1862	0,07	3,80	N49.2152, E20.2116	[9], [10], [15]	
	Biele Bobrovecké pleso	1503	0,09	1,20	N49.2187, E19.6559	[7], [9]	
	Bystré pleso	1879	0,30	4,20	N49.1820, E19.8433	[7], [9]	
	Capie pleso	2075	3,06	17,50	N49.1683, E20.0357	[9], [10], [15]	
	Czarny Staw Gąsienicowy	1620	17,94	51,00	N49.2304, E20.0179	[9], [10], [15]	pylová analýza a analýza makrozbytků [i]; analýza perlooček [h]
	Czarny Staw pod Rysami	1580	20,64	76,40	N49.1887, E20.0758	[9], [10], [15]	
	Czarny Staw Polski	1722	12,69	50,40	N49.2042, E20.0257	[9], [10], [15]	
	Czerwone Stawki	1654	0,30	0,90	N49.2278, E20.0041	[9], [15]	
	Czerwony Staw Gąsien. Wsh.	1693	0,16	1,00	N49.2278, E20.0041	[7], [9]	
	Czerwony Staw Gąsien. Zach.	1694	0,27	1,50	N49.2278, E20.0041	[7], [9], [10]	
	Červené pleso	1811	0,18	1,70	N49.2111, E20.2153	[7], [9], [10]	
	České pleso	1612	1,99	6,20	N49.1870, E20.1065	[9], [10], [15]	
	Čierne Batizovské pleso	1240	0,04	-	N49.1270, E20.1301	[7], [16]	
	Čierne Javorové pleso	1492	0,84	3,20	N49.2125, E20.1722	[7], [9]	
	Čierne pleso – Malé	1566	0,07	2,00	N49.2089, E20.2237	[7], [9], [10]	
	Čierne pleso – Veľké	1579	0,30	4,00	N49.2076, E20.2246	[7], [9], [10]	
	Dlhé pleso veľické	1939	0,63	5,60	N49.1667, E20.1417	[7], [9], [10]	
Dlhé pleso zbojnické	1894	1,12	7,20	N49.1793, E20.1610	[9], [15]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]					
Tatry	Długi Staw Gąsienicowy	1784	1,59	10,60	N49.2270, E20.0087	[9], [10], [15]	analýza perlooček [h]
	Dračie pleso	2020	1,72	16,00	N49.1663, E20.0875	[9], [10], [15]	
	Druhé Roháčske pleso	1648	0,21	1,30	N49.2085, E19.7382	[9], [10], [15]	
	Dwoisty Staw Wschodni	1657	1,42	9,20	N49.2335, E20.0037	[9], [10], [15]	
	Dwoisty Staw Zachodni	1695	0,90	7,90	N49.2332, E20.0030	[9], [15]	
	Furkotské pleso – Nižné	1626	0,16	1,20	N49.1417, E20.0306	[7], [9]	
	Furkotské pleso – Vyšné	1698	0,41	2,40	N49.1444, E20.0306	[7], [9], [10]	
	Hincovo pleso – Malé	1921	2,23	6,40	N49.1734, E20.0573	[9], [10], [15]	
	Hincovo pleso – Veľké	1945	20,08	54,00	N49.1791, E20.0591	[9], [10], [15]	
	Hrubé pleso	1929	0,13	-	N49.1833, E20.1333	[7], [9]	
	Jamnické pleso – Nižné	1732	1,13	8,20	N49.2029, E19.7691	[9], [10], [15]	
	Jamnické pleso – Vyšné	1839	0,41	3, 6	N49.2025, E19.7632	[9], [10], [15]	
	Jamské pleso	1448	0,68	4,30	N49.1339, E20.0120	[7], [9], [10]	
	Kačacie pleso	1591	0,22	4,20	N49.1767, E20.1167	[7], [9]	
	Kobyľie pleso	1734	0,30	1,00	N49.2000, E20.0167	[9], [10]	
	Kolové pleso	1565	1,83	1,20	N49.2206, E20.1921	[9], [10], [15]	
	Kozie pleso I – Nižné	1942	0,78	2,30	N49.1635, E20.0435	[7], [9], [10]	
	Kozie pleso II – Nižné	1939	0,07	3,60	N49.1635, E20.0435	[7], [9]	
	Kozie pleso III – Nižné	1932	0,05	1,50	N49.1635, E20.0435	[7], [9]	
	Kozie pleso – Vyšné	2109	0,50	3,30	N49.1694, E20.0458	[7], [9]	
Kriváňske zelené pleso	2013	0,14	2,80	N49.1583, E20.0083	[9], [10], [15]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]					
Tatry	Kurtkowiec	1686	1,53	4,80	N49.2295, E20.0024	[7], [9], [10]	pylová analýza, analýza makrozbytků [i]
	Eadové pleso v Zlomiskách	1925	2,25	9,70	N49.1637, E20.1059	[9], [10], [15]	
	Eadové pleso Zbojnické	2057	1,74	18,00	N49.1841, E20.1612	[9], [10], [15]	analýza pakomárů [e]; perlooček [h]
	Litvorové pleso	1860	1,86	19,10	N49.1772, E20.1291	[9], [10], [15]	
	Litworowy staw	1618	0,48	1,10	N49.2336, E19.9967	[9], [15]	
	Małe Morskie oko	1400	0,22	3,30	N49.2031, E20.0707	[9], [15]	
	Mały staw Pięciu Stawów	1667	0,18	2,10	N59.2119, E20.0445	[9], [15]	
	Modré pleso	2189	0,40	4,50	N49.1921, E20.2196	[9], [10], [15]	
	Morskie oko	1395	34,93	50,80	N49.2140, E20.0704	[9], [10], [15]	
	Nad Skokom	1801	0,73	1,80	N49.1556, E20.0444	[7], [9], [10]	
	Nizni Siwy Stawek	1716	0,05	1,80	N49.2045, E19.8355	[1], [7], [9], [10]	
	Nové Štrbské pleso	1311	2,11	9,60	N49.1172, E20.0663	[7], [9]	
	Okrúhle pleso	2105	0,72	10,20	N49.1667, E20.0333	[9], [10]	
	Pleso Pod zverovkou (Maras)	973	0,31	4,30	N49.2534, E19.7010	[7], [9]	
	Popradské pleso	1494	6,87	17,60	N49.1538, E20.0797	[9], [10], [15]	pylová analýza a analýza makrozbytků [j]
	Prostředné sivé pleso	2013	1,08	4,80	N49.1842, E20.1754	[10], [15]	
	Przedni Staw	1668	7,71	34,60	N49.2120, E20.0488	[7], [9], [10]	
	Pusté plesá I	2056	1,19	6,60	N49.1822, E20.1539	[7], [9], [10]	
	Pusté plesá II	2061	0,14	4,40	N49.1834, E20.1551	[7], [9], [10]	
Račkové plesá I	1697	0,74	12,30	N49.1671, E19.8093	[7], [9], [10]		
Račkové plesá II	1697	1,18	1,70	N49.1671, E19.8093	[7], [9], [10]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Tatry	Rakytovské pliesko – Nižné	1307	0,13	2,10	N49.1253, E20.0267	[9], [10], [15]	
	Rakytovské pliesko – Vyšné	1307	0,22	2,30	N49.1263, E20.0245	[9], [10], [15]	
	Rumanovo pleso – Vyšné	2128	0,04	1,00	N49.1721, E20.0995	[7], [9]	
	Rumanovo pleso – Nižné	2090	0,26	2,80	N49.1721, E20.0995	[7], [9]	
	Satanie pleso – Vyšné	1894	0,20	3,50	N49.1697, E20.0609	[7], [9], [10]	
	Sesterské pleso – Vyšné	1974	0,33	1,30	N49.1792, E20.1722	[7], [9]	
	Sivé pleso	2012	0,09	1,60	N49.1833, E20.1750	[7], [9]	
	Skalnaté pleso	1751	1,24	4,50	N49.1886, E20.2325	[9], [10], [15]	
	Slavkovské pleso	1676	0,11	2,50	N49.1533, E20.1833	[7], [9], [10]	
	Smreczyński Staw	1226	0,75	5,30	N49.2225, E19.8639	[9], [10], [15]	
	Smrekovické pleso	1355	0,08	0,60	N49.1253, E20.0345	[9], [10], [15]	
	Spišské pleso I	2013	2,87	10,10	N49.1938, E20.1948	[9], [10], [15]	
	Spišské pleso II	2010	1,89	4,70	N49.1938, E20.1948	[9], [10], [15]	
	Spišské pleso III	1993	0,62	4,30	N49.1938, E20.1948	[9], [10], [15]	
	Spišské pleso IV	2019	0,18	1,60	N49.1938, E20.1948	[9], [10], [15]	
	Spišské pleso V	1997	0,16	3,70	N49.1806, E20.1948	[9], [15]	
	Starolesnianske pleso	1988	0,72	4,20	N49.1791, E20.1667	[7], [9], [10]	analýza pakomárů [e]; perlooček [k]
	Strelecké plesá I	2021	0,12	4,40	N49.1861, E20.1819	[7], [9]	
	Strelecké plesá II	2013	0,05	0,60	N49.1861, E20.1819	[7], [9]	
	Studené plesá I	1811	0,16	2,10	N49.1791, E20.1792	[7], [9]	
Studené plesá II	1812	0,11	0,80	N49.1791, E20.1792	[7], [9]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Tatry	Szontághovo pleso	2040	0,33	3,80	N49.1667, E20.1583	[7], [9]	
	Štrbské pleso	1347	19,67	20,30	N49.1225, E20.0579	[9], [10], [15]	pylová analýza, analýza makrozbytků [j]
	Štvrté Roháčske pleso	1719	1,44	8,20	N49.2088, E19.7368	[9], [10], [15]	
	Ľatliakovo pleso	1330	0,27	1,20	N49.2129, E19.7483	[7], [9]	
	Temnosmrečinské pleso – Nižné	1677	11,70	38,10	N49.1923, E20.0294	[9], [10], [15]	analýza perlooček [h]
	Temnosmrečinské pleso – Vyšné	1725	5,56	20,00	N49.1888, E20.0374	[9], [10], [15]	analýza pakomárů a rozsívek [a]; perlooček [h]
	Terianské pleso – Nižné	1940	4,90	47,30	N49.1698, E20.0119	[9], [10], [15]	analýza pakomárů a rozsívek [l], [a]; perlooček [h]
	Terianské pleso – Vyšné	2124	0,56	4,30	N49.1682, E20.0209	[9], [10], [15]	
	Tiché pleso	1748	0,05	0,80	N49.2207, E20.1303	[9], [10], [15]	
	Tomanovo pleso – Nižné	1592	0,09	0,90	N49.2172, E19.9100	[7], [9]	
	Tomanovo pleso – Vyšné	1597	0,19	1,70	N49.2191, E19.9073	[7], [9], [10]	
	Toporowy Stav Nižny	1089	0,62	5,70	N49.2832, E20.0307	[9], [10], [15]	analýza perlooček [c]
	Tretie Roháčske pleso	1652	0,58	3,10	N49.2088, E19.7368	[9], [10], [15]	
	Trojrohé pleso	1611	0,17	1,40	N49.2194, E20.2301	[9], [10], [15]	
	Velické horné plieska I	2141	0,14	1,50	N49.1725, E20.1392	[7], [9]	
	Velické horné plieska II	2118	0,09	1,20	N49.1725, E20.1392	[7], [9]	
	Velické pleso	1666	2,23	4,60	N49.1579, E20.1561	[10], [15]	
	Vel'ké Biele pleso	1615	0,97	0,80	N49.2218, E20.2302	[9], [10], [15]	
	Vel'ké Bystré pleso	1879	0,87	12,50	N49.1827, E19.8423	[9], [10], [15]	
	Vel'ké Roháčske pleso	1562	2,23	7,70	N49.2067, E19.7435	[9], [10], [15]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Tatry	Wahlenbergovo pleso – Nižné	2053	2,03	7,80	N49.1590, E20.0255	[9], [10], [15]	
	Wahlenbergovo pleso – Vyšné	2157	5,17	20,60	N49.1641, E20.0257	[9], [10], [15]	analýza pakomárů a rozsivek[a]; analýza pakomárů [e]
	Wielki Staw Polski	1655	34,35	79,30	N49.2089, E20.0396	[10], [15]	
	Wolie oko	1867	0,17	-	N49.2098, E20.0151	[1], [16]	
	Wyżni Mnichowy Stawek II	1865	0,05	0,70	N49.1947, E20.0531	[5]	
	Wyżni Mnichowy Stawek IX	1870	0,06	2,30	N49.1941, E20.0535	[1], [7], [10]	
	Wyżni Siwy Stawek	1718	0,04	1,00	N49.2042, E19.8350	[1]	
	Wyżni Toporowy Staw	1120	0,03	1,10	N49.2794, E20.0297	[1]	
	Zadni Mnichowy Stawek	2070	0,04	1,10	N49.1901, E20.0518	[1]	
	Zadni Staw Gąsienicowy	1852	0,53	8,00	N49.2243, E20.0100	[9], [10], [15]	
	Zadni Staw Polski	1890	6,47	31,60	N49.2133, E20.0126	[9], [10], [15]	
	Zamrznuté pleso	2040	1,14	10,80	N49.1751, E20.1388	[9], [10], [15]	
	Zbojnické pleso I	1962	0,64	8,30	N49.1787, E20.1593	[9], [10], [15]	
	Zbojnické pleso II	1960	0,60	5,30	N49.1787, E20.1593	[9], [10], [15]	
	Zbojnické pleso III	1955	0,19	2,50	N49.1787, E20.1593	[9], [15]	
	Zbojnické pleso IV	1966	0,04	0,60	N49.1787, E20.1593	[9], [15]	
	Zelené Javorové pleso	1815	0,75	9,10	N49.2039, E20.1409	[9], [10], [15]	
	Zelené Kačacie pleso	1575	2,53	2,70	N49.1777, E20.1168	[9], [10], [15]	
	Zelené Kežmarské pleso	1546	1,79	4,50	N49.2099, E20.2203	[9], [10], [15]	
Zelené Krivánske pleso	2013	5,14	29,50	N49.1593, E20.0074	[10], [15]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Tatry	Zielony Staw Gąsienicowy	1672	3,84	15,10	N49.2287, E19.9989	[10], [15]	pylová analýza a analýza makrozbytků [i]; analýza perlooček a rozsivek [c]
	Zmarzły Staw Gąsienicowy	1787	0,28	3,70	N49.2254, E20.0225	[9], [10], [15]	
	Zmrzlé pleso	1762	2,20	12,50	N49.1811, E20.0999	[9], [10], [15]	
	Žabie Bielovodské pleso – Nižné	1675	4,68	20,50	N49.1992, E20.0936	[7], [9], [10]	
	Žabie Bielovodské pleso – Vyšné	1699	9,46	24,80	N49.1932, E20.0926	[7], [9], [10]	
	Žabie Javorové pleso – Malé	1704	0,18	3,10	N49.2018, E20.1491	[9], [10], [15]	
	Žabie Javorové pleso – Veľké	1878	1,13	15,30	N49.1906, E20.1699	[9], [10], [15]	
	Žabie pleso – Malé	1920	1,21	12,60	N49.1734, E20.0759	[9], [10], [15]	
	Žabie pleso – Veľké	1921	2,65	7,00	N49.1726, E20.0773	[9], [10], [15]	
	Žabie pleso – Vyšné	2046	0,17	1,50	N49.1743, E20.0751	[7], [9]	
	Žeruchové pliesko – Nižné	1774	0,14	1,50	N49.2188, E20.2202	[10], [15]	
	Žeruchové pliesko – Vyšné	1855	0,10	2,20	N49.2201, E20.2165	[10], [15]	
	Žiarske pleso	1833	0,11	0,90	N49.1920, E19.7472	[10], [15]	
	Žlté pleso	1945	0,13	2,50	N49.2199, E20.2129	[10], [15]	
Turčianská kotlina	Jazernické jazierko	451	0,16	-	N48.9237, E18.8290	[15], [16], [17]	
Velká Fatra	Blatné jazero	782	1,55	-	N49.0016, E19.1647	[15], [16]	
Vihorlatské Vrchy	Kotlík	841	1,03	-	N48.9121, E22.1815	[2], [16]	
	Malé Morské oko	727	0,33	-	N48.9122, E22.1829	[15], [16]	
	Morské oko	619	14,00	-	N48.9156, E22.1983	[15], [16]	

Tabulka č. 2: Seznam jezer Východních Karpat s minimální plochou 0,03 ha

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Bucegi	Lacul Țigănești	2016	0,03	-	N45.4578, E25.4389	[15], [16]	
Căliman	Lacul Iezer	1730	0,15	5,00	N47.0936, E25.2614	[15], [16]	
	Tăul Zănelor	1288	0,35	-	N47.1187, E24.9934	[15], [16]	
Černá Hora	Brebeněskul (Бребенескул)	1801	0,40	2,80	N48.1022, E24.5417	[3], [12], [15]	
	Breskul (Брескул)	1750	0,10	1,20	N48.1494, E24.5034	[3], [12], [15]	
	Maríječka (Марічейка)	1510	1,00	0,80	N48.0347, E24.6582	[3], [12], [15]	
	Nesamovité j. (Несамовите)	1750	0,30	1,00	N48.1224, E24.5390	[3], [12], [15]	
	Nížné jezero (Нижне)	1515	0,20	-	N48.1333, E24.5197	[3], [12], [15]	
	Vrchní jezero (Верхне)	1628	0,20	0,30	N48.1309, E24.5213	[3], [12], [15]	
Harghita	Sf. Ana	950	19,20	5,00	N46.1267, E25.8879	[11], [15]	rozsivky, pylová analýza, makrofyta [g]
Hășmaș (Hăghimaș)	Lacu Roșu	980	11,47	10,50	N46.7896, E25.7867	[11], [15]	
Chustské Vrchy	Lipovecké j. (Липовецьке озеро)	526	0,18	5,70	N48.2839, E23.2956	[3], [12], [15]	
Leaota	Lacul Domniței	1724	0,03	-	N45.3479, E25.2561	[15], [16]	
Maramureș	bezejmenné	1790	0,05	-	N47.9044, E24.4598	[15], [16]	
	bezejmenné	1677	0,03	-	N47.8978, E24.4592	[15], [16]	
	bezejmenné	1649	0,07	-	N45.4578, E24.4606	[15], [16]	
	bezejmenné	1611	0,04	-	N47.8932, E24.4627	[15], [16]	
	bezejmenné	1509	0,05	-	N47.8936, E24.4400	[15], [16]	
	bezejmenné	1596	0,04	-	N47.8938, E24.4639	[15], [16]	
	Lacul Vinderel	1677	0,59	-	N47.9097, E24.4554	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Rodnei	Iezerul Bistriței	1657	1,00	-	N47.5729, E24.8136	[14], [15]	
	La Tău	1750	0,10	-	N47.5444, E24.8754	[14], [15]	
	Lacul Buhăescu I	1913	0,70	-	N47.5890, E24.6423	[15], [16]	
	Lacul Buhăescu II	1890	0,17	5,20	N47.5883, E24.6433	[15], [16]	
	Lacul Buhăescu III	1825	0,70	-	N47.5870, E24.6452	[15], [16]	
	Lacul Lala Mică	1926	0,60	-	N47.5270, E24.8908	[15], [16]	
	Lacul lezer	1825	0,34	-	N47.5980, E24.6460	[6], [15]	
	Lala Mare	1815	0,56	1,60	N47.5278, E24.8996	[5], [15], [16]	
	Repede	1800	0,15	-	N47.5678, E24.6616	[15], [16]	
	Tăul Corongișului	1770	0,05	-	N47.5328, E24.7961	[15], [16]	
	Tăul Tarniței la Cruce (Lacul Rebra)	1921	0,80	-	N47.5735, E24.6418	[15], [16]	
Siriu	Lacul Vulturilor (Lacul Fără Fund)	1425	0,83	-	N45.5093, E26.1347	[15], [16]	
Stânișoarei	Lacul Crucii (Cuejdel)	669	13,95	-	N47.0352, E47.0352	[15], [16]	
Svidovec	Аршинец (Апшинець)	1487	1,20	3,00	N48.2807, E24.1567	[3], [12], [15]	
	Drahobraské j. (Драгобратське Озеро)	1600	0,10	1,20	N48.2697, E24.2348	[3], [12], [15]	
	Gerešaska (Геришаска)	1590	1,20	1,20	N48.2694, E24.1650	[3], [12], [15]	
	Vorožeska (Ворожеска)	1460	0,70	4,50	N48.2761, E24.1922	[3], [12], [15]	
Vnější Horhany	Ozirce	1000	1,20	10,00	N48.5218, E23.6837	[3], [12], [15]	
Vnitřní Horhany	Siněvirské jezero (Синевір)	989	4,20	22,00	N48.6171, E23.6829	[3], [12], [15]	
Vrancea	Lacul Negru	1052	0,49	-	N45.5743, E26.4883	[15], [16]	
	Lacul Negru	1250	0,26	-	N45.8442, E26.4788	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Východní Vihorlat	Vorochivské jezero (Озеро Ворохівське)	700	0,40	-	N48.6753, E22.5009	[3], [12], [15]	

Tabulka č. 3: Seznam jezer Jižních Karpat s minimální plochou 0,03 ha

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Cindrel (Sibin)	Iezerle Măurici	1984	0,04	-	N45.5884, E23.8021	[15], [16]	
	Iezerul Mare	1990	3,39	-	N45.5867, E23.8002	[15], [16]	
	Iezerul Mic	1948	0,60	-	N45.5869, E23.7783	[15], [16]	
	Iezerul Nardin	2003	0,20	-	N45.5894, E23.8009	[15], [16]	
Făgăraș	Avrig	2015	1,50	-	N45.5786, E24.4821	[15], [16]	
	Bălea	2038	5,50	16,90	N45.6034, E24.6170	[14], [15]	
	Bosu	-	-	-	N45.5750, E24.8465	[15]	
	Buda	2055	1,03	2,70	N45.5910, E24.6679	[14], [15]	
	Budislavu	1968	0,30	-	N45.5756, E24.4682	[15], [16]	
	Călțun	2150	0,75	-	N45.5818, E24.5730	[15], [16]	
	Capra	2230	1,90	13,10	N45.6003, E24.6274	[14], [15]	
	Doamnei	1872	0,50	-	N45.6052, E24.5997	[15], [16]	
	Gălășescu	2169	0,90	-	N45.6077, E24.7631	[15], [16]	
	Galbena	2205	1,40	-	N45.5794, E24.7452	[15], [16]	
	Geamănu de Jos	2197	-	-	N45.5862, E24.8467	[15]	
	Geamănu de Sus	2233	-	-	N45.5879, E24.8442	[15]	
Jghebuoasa	-	-	-	N45.5878, E24.8379	[15]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Făgăraș	Mioarelor	2291	-	-	N45.5917, E24.8417	[15]	
	Podrăgel	1990	0,90	-	N45.6083, E24.6748	[15], [16]	
	Podragu	2070	2,70	-	N45.6087, E24.6905	[15], [16]	
	Podul Giurgiului	2276	0,80	-	N45.5990, E24.6814	[15], [16]	
	Triunghiular	2159	1,40	-	N45.6004, E24.7430	[15], [16]	
	Urlea	2194	1,80	-	N45.5956, E24.8388	[15], [16]	
	Zărnei	2047	-	-	N45.5890, E24.0285	[15]	
Godeanu	bezejmenné	1984	0,08	-	N45.2358, E22.6421	[15], [16]	
	bezejmenné	1980	0,03	-	N45.2903, E22.7505	[15], [16]	
	bezejmenné	1982	0,14	-	N45.2359, E22.6408	[15], [16]	
	Lacul Borăscu	1906	0,32	-	N45.2907, E22.7553	[15], [16]	
	Lacul Godeanu	1976	0,21	-	N45.2306, E22.6548	[15], [16]	
	Lacul Gugu	2006	0,43	-	N45.2771, E22.6797	[15], [16]	
	Lacul Iezer	1706	0,05	-	N45.2149, E22.5896	[15], [16]	
	Lacul Moraru	2070	0,09	-	N45.2771, E22.6797	[15], [16]	
	Lacul Scărișoara	1988	0,96	-	N45.2577, E22.7165	[15], [16]	
	Lacul Vlășia	1896	0,08	-	N45.2498, E22.7368	[15], [16]	
Iezer -Papușa	bezejmenné	1631	0,03	-	N45.4005, E24.9696	[15], [16]	
	Lacul Boarcășu I	2065	0,06	-	N45.4853, E24.9508	[15], [16]	
	Lacul Boarcășu II	2068	0,06	-	N45.4848, E24.9499	[15], [16]	
	Lacul Iezer	2131	0,34	-	N45.4595, E24.9607	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Iezer -Papușa	Lacul Păpău	1915	0,03	-	N45.4316, E24.8916	[15], [16]	
	Lacul Porțăreasa	1810	0,03	-	E45.4190, E24.9500	[15], [16]	
Latorița	Lacul Fratoșteanu	1850	0,03	-	N45.4035, E23.8106	[15], [16]	
Lotru (Șteflești)	bezejmenné	1953	0,19	-	N45.5346, E23.8161	[15], [16]	
Parâng	Lacul Cârja	2126	0,30	-	N45.3639, E23.5311	[15], [16]	
	Lacul Gâlcescu	1932	3,00	-	N45.3505, E23.6125	[15], [16]	
	Lacul Găuri	2070	0,20	-	N45.3613, E23.5908	[15], [16]	
	Lacul Ghereșul	1980	0,30	-	N45.3550, E23.5731	[15], [16]	
	Lacul Iezer	1907	0,50	-	N45.3484, E23.6219	[15], [16]	
	Lacul Lung	2026	0,12	-	N45.3469, E23.5521	[15], [16]	
	Lacul Mândra	2140	0,90	-	N45.3421, E23.5475	[15], [16]	
	Lacul Mija	1983	0,70	-	N45.3761, E23.5262	[15], [16]	
	Lacul Păsări	2090	0,09	-	N45.3466, E23.6091	[15], [16]	
	Lacul Pencu	1990	0,20	-	N45.3472, E23.6148	[15], [16]	
	Lacul Roșiile	1978	3,60	-	N45.3456, E23.5546	[15], [16]	
	Lacul Verde	2030	0,50	-	N45.3605, E23.5383	[15], [16]	
	Lacul Vidal	1985	0,60	-	N45.3473, E23.6136	[15], [16]	
	Lacul Zănoaga Mare	2020	0,90	-	N45.3544, E23.5988	[15], [16]	
	Lacul Zănoaga Stănei	1909	0,40	-	N45.3516, E23.5500	[15], [16]	
Tăul Înghețat	2125	0,10	-	N45.3686, E23.5340	[15], [16]		
Retezat	Adânc	2170	0,50	-	N45.3713, E22.9155	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Retezat	Ana	1980	3,60	11,00	N45.3567, E22.8693	[14], [15]	
	bezejmenné	1758	0,04	-	N45.3186, E22.8984	[15], [16]	
	bezejmenné	1870	0,06	-	N45.3483, E22.8876	[15], [16]	
	bezejmenné	2069	0,27	-	N45.3494, E22.8389	[15], [16]	
	bezejmenné	1824	0,23	-	N45.3604, E22.7969	[15], [16]	
	bezejmenné	2165	0,12	-	N45.3739, E22.9027	[15], [16]	
	bezejmenné	2196	0,12	-	N45.3757, E22.9055	[15], [16]	
	bezejmenné	2183	0,16	-	N45.3794, E22.9063	[15], [16]	
	Bucura	2040	8,90	17,50	N45.3605, E22.8748	[14], [15]	
	Florica	2090	0,50	1,82	N45.3584, E22.8611	[14], [15]	
	Galeșul	2040	4,04	20,10	N45.3852, E22.9092	[5], [14], [15]	pylová analýza, analýza makrozbytků [f]
	Lacul Bucurel	2074	0,23	-	N45.3606, E22.8708	[15], [16]	
	Lacul Buta	1764	0,29	-	N45.3182, E22.8975	[15], [16]	
	Lacul Caprelor	2133	0,30	-	N45.3597, E22.8472	[15], [16]	
	Lacul Groapele	1721	0,24	-	N45.4135, E22.9408	[15], [16]	
	Lacul Judele	2202	0,84	-	N45.3525, E22.8490	[5], [16]	
	Lacul Mare	2192	0,65	-	N45.3748, E22.9050	[15], [16]	
	Lacul Mutătorii	2096	0,37	-	N45.3775, E22.8981	[15], [16]	
	Lacul Pietrele	1994	0,33	-	N45.3751, E22.8722	[15], [16]	
	Lacul Pietricelele	2021	0,38	-	N45.3752, E22.8830	[15], [16]	
Lacurile Păpușii I	1870	0,11	-	N45.3295, E22.8991	[15], [16]		

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxý
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Retezat	Lacurile Păpușii II	1864	0,06	-	N45.3303, E22.8993	[15], [16]	
	Lia	1515	1,38	4,20	N45.3524, E22.8771	[5], [14], [15]	
	Radeș (Tăul Cărligu) I	1929	0,38	-	N45.3604, E22.7969	[15], [16]	
	Radeș (Tăul Cărligu) II	1926	0,29	-	N45.3592, E24.8090	[15], [16]	
	Slăveiu	1930	3,70	9,50	N45.3390, E22.8738	[14], [15]	
	Tăul Agățat	2000	0,09	2,00	N45.3590, E22.8580	[14], [15]	
	Tăul Ascuns	2177	0,36	-	N45.3584, E22.8611	[15], [16]	
	Tăul Ciomfu Mare	1970	0,34	-	N45.3604, E22.9346	[15], [16]	
	Tăul Ciomfu Mic	1910	0,31	-	N45.3625, E22.9464	[15], [16]	
	Tăul cu Pietriș	2125	0,25	-	N45.3750, E22.8979	[15], [16]	
	Tăul Custura Mare	2196	2,96	-	N45.3527, E22.9319	[15], [16]	
	Tăul Custura Mica	2185	0,75	-	N45.3534, E24.9359	[15], [16]	
	Tăul dintre Brazi	1740	0,50	1,00	N45.3964, E22.9017	[13], [15]	pylová analýza a analýza makrozbytků [f]; analýza pakomárů [m]; perlooček [d]; rozsivek [g]; analýza rozsivek [b]
	Tăul Gemenele	1898	2,30	-	N45.3658, E22.8407	[15], [16]	
	Tăul Iezilor	2087	0,16	-	N45.3598, E22.8474	[15], [16]	
	Tăul Negru	2006	4,38	24,80	N45.3597, E22.8274	[5], [15], [16]	
	Tăul Peleaga	2130	2,16	-	N45.3650, E22.9021	[15], [16]	
	Tăul Peleaga (Tăul Ghimpelui)	2122	2,29	-	N45.3649, E22.9019	[15], [16]	
	Tăul Peleaguța	2106	0,95	-	N45.3580, E22.8989	[15], [16]	
	Tăul Pietrele	2025	0,80	-	N45.3750, E22.8723	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Retezat	Tăul Porții	2230	0,40	4,70	N45.3616, E22.8615	[14], [15]	
	Tăul Răscuit	2096	0,60	-	N45.3420, E22.8531	[15], [16]	
	Tăul Retezat (L. Stănișoara)	1990	0,78	-	N45.3757, E22.8619	[15], [16]	
	Tăul Spurcat	1961	1,90	-	N45.3560, E22.8009	[15], [16]	
	Tăul Ștevia	2060	0,51	-	N45.3843, E22.8450	[15], [16]	
	Tăul Știrbului	2086	1,13	-	N45.3629, E22.8531	[15], [16]	
	Tăul Țapului	2065	2,30	-	N45.3756, E22.9249	[15], [16]	
	Tăul Turcelu	2025	0,22	-	N45.3330, E22.8581	[15], [16]	
	Tăul Urât	2097	0,40	-	N45.3448, E22.8533	[15], [16]	
	Valea Rea	2200	0,60	-	N45.3753, E22.9013	[15], [16]	
	Viorica	2090	0,80	6,20	N45.3583, E22.8634	[14], [15]	
	Zănoaga	2000	6,50	29,00	N45.3461, E22.8219	[5], [15]	
	Zănoața	1859	0,46	-	N45.3340, E22.8035	[15], [16]	
Șureanu (Sebeș)	Lacul Șureanu	1741	0,55	-	N45.5809, E23.5078	[15], [16]	
Țarcu	bezejmenné	1831	0,11	-	N45.3321, E22.6503	[15], [16]	
	bezejmenné	1916	0,32	-	N45.3890, E22.6716	[15], [16]	
	Lacul Bistra	1965	0,87	-	N45.3864, E22.6715	[15], [16]	
	Lacul Netiș	1945	1,03	-	N45.3643, E22.6670	[15], [16]	
	Lacul Pietrele Albe	1786	1,37	-	N45.3032, E22.6123	[15], [16]	
	Lacurile Suculețu I	1935	0,09	-	N45.2963, E22.5690	[15], [16]	
	Lacurile Suculețu II	1968	0,07	-	N45.2973, E22.5654	[15], [16]	

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Țarcu	Lacurile Suculețu III	1979	0,03	-	N45.2964, E22.5657	[15], [16]	

Tabulka č. 4: Seznam jezer Rumunských Západních Karpat s minimální plochou 0,03 ha

pohoří	jezero	nadmořská výška	plocha	maximální hloubka	souřadnice	zdroje dat	proxy
		[m n. m.]	[ha]	[m]	[°]		
Bihor	Tăul Vărășoia	1263	0,12	-	N46.6132, E22.7052	[15], [16]	
	Tăul Mare	1527	0,06	-	N46.4382, E22.6585	[15], [16]	
Trascău	Lacul Iezer Ighiel (Iezerul Ighiel)	942	4,12	-	N46.1810, E23.3643	[15], [16]	
	Lacul Fără Fund	428	0,12	-	N46.3309, E23.8081	[15], [16]	
Metaliferi	bezejmenné	1336	0,03	-	N46.3304, E23.3368	[15], [16]	

SEZNAM ZDROJŮ UVEDENÝCH V PŘÍLOHÁCH

SEZNAM ZDROJŮ PRO PARAMETRY JEZER

INTERNETOVÉ ZDROJE

- [1] Tatry – Jeziora. ZAKOPIAŃSKI PORTAL INTERNETOWY. [online]. Zakopane, 1999-2014 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: <http://z-ne.pl/t,kategorie,jez.html>
- [2] Turistickamapa.sk. [online]. 2014. vyd. 2000-2002 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: <http://mapy.hiking.sk/>
- [3] Карпатські озера. [online]. 2000-2002 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: http://karpatia.org.ua/old/carp_lakes_main.htm

KARTOGRAFICKÉ ZDROJE

- [4] Bánhdi, A. Máramarosi-havasok – Szvidovec , Csornahora, Rahói-hegyek, turista – és településtékép 1:50 000: GPS koordinátákkal: Rahó, Körösmező 1:15 000. 1. kiad. Budapest: Kárpátia Térképműhely Kft., c2001, 1 map. ISBN 9789632025117 CM.
- [5] Jancsik, P. Munții Retezat 1:50 000, hartă turistică. 2. ed. Budapest: Dimap Bt., c2003, 1 map. ISBN 96-300-3125-6.
- [6] Munții Rodnei cu informații turistice detaliate = Radnai-havasok: részletes turisztikai információkkal = Rodnei mountains: with detailes touristic information. 2. kiad. Budapest: Dimap, 2008. ISBN 9789632025117 CM.
- [7] VKÚ, a.s., Harmanec. Vysoké Tatry: Turistická mapa. 1:50000. Harmanec: VKÚ, a.s., 2002. 8. ISBN 80-8042-312-1.

LITERÁRNÍ ZDROJE

- [8] **Čillag, L. (2001):** Plesá národného parku Nízke Tatry. Ochrana prírody Slovenska (1): 19.
- [9] **Kolektiv autorů (2010):** Tatry – príroda. Baset, 648 s.
- [10] **Kopáček, J. et al (2006):** Chemical composition of Tatra Mountains lakes: Recovery from acidification. *Biologia*, Bratislava 18:21 – 33.
- [11] **Magyari, E., Buzckó, Jakab, G., Braun, M, Pál, Z., Karátson, D. (2009):** Paleolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: a multiproxy study of Holocene hydrological changes. *Hydrobiologia* 631: 29 – 63.

- [12] **Kolektiv autorů (2010):** Ukrajinské Karpaty, Zakarpatská Ukrajina, Poloniny: Průvodce. Sky. ISBN 9788086774503.
- [13] **Tóth, M., Magyari, E. K., Brooks, J., S., Braun, M., Buczkó, K., Bálint, M. (2012):** A chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania). *Quaternary Research* 77: 122 – 131.
- [14] **Urdea, P., Tatui, F., Constatinescu, S., Preoteasa, L., Vasile, M., Popescu, R. (2008):** Date noi privind morfologia lacurilor glaciare din Carpat

SOFTWAREVÉ APLIKACE

- [15] Googlemaps. [online]. 2009 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: <https://www.google.sk/maps/@48.669026,19.699024,7z>
- [16] Google Maps Area Calculator Tool. DAFTLOGIC. [online]. 2014 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: <http://www.daftlogic.com/projects-google-maps-area-calculator-tool.htm>
- [17] Výškopis České Republiky. [online]. 2009 [cit. 2014-03-04]. Dostupné z: <http://vyskopis.cz/>

SEZNAM LITERÁRNÍCH ZDROJŮ PRO JEDNOTLIVÁ PROXY

- [a] **Bitušík, P., Kubovčík, V., Štefková E., Appleby, P. G., Svitok, M. (2009):** Subfossil diatoms and chironomids along an altitudinal gradient in the High Tatra Mountain lakes: a multi-proxy record of past environmental trends. *Hydrobiologia* 631: 65-85.
- [b] **Buczkó, K., Magyari, E., Hübener, T., Braun, M., Bálint, M. (2012):** Responses of diatoms to the Younger Dryas climatic reversal in a South Carpathian mountain lake (Romania). *Paleolimnology* 48: 417-431.
- [c] **Gasiarowski, M., Sienkiewicz, E. (2010):** 20th century acidification and warming as recorded in two alpine lakes in the Tatra Mountains (South Poland, Europe). *Science of the total environment* 408: 1091-1101.
- [d] **Korponai, J., Magyari, K., E., Buczkó, K., Iepure, S., Nomioto, T. (2011):** Cladocera response to Late Glacial to Early Holocene climate change in a South Carpathian mountain lake. *Hydrobiologia* 676: 223-235.
- [e] **Kubovčík, V., Bitušík, P. (2006):** Subfossil chironomids (Diptera, Chironomidae) in the three Tatra Mountain lakes (Slovakia) on the acidification gradient. *Biologia, Bratislava* 18: 213-220.
- [f] **Magyari, E. K., Jakab, G., Bálint, M., Kern, Z., Buczkó, K. (2012):** Rapid vegetation response to Lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary Science Reviews*, 35: 116-130.

- [g] **Magyari, E., Buzckó, Jakab, G., Braun, M, Pál, Z., Karátson, D. (2009):** Paleolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: a multiproxy study of Holocene hydrological changes. *Hydrobiologia* 631: 29-63.
- [h] **Marková, S., Černý, M., Rees, M., Stuchlík, E. (2006):** Are they still viable? Physical conditions and abundance eggs in sediment cores from lakes in Tatra Mountains. *Biologia, Bratislava* 18: 135-146.
- [i] **Obidowicz, A. (1996):** A late glacial-holocen history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Paleobotanica* 2: 159-206.
- [j] **Rybničková, E., Rybniček, K. (2006):** Pollen and macroscopic analyses of sediment from two lakes in the High Tatra mountains, Slovakia. *Vegetation History Archeobotany* 15: 345-356.
- [k] **Stuchlík, E., Appleby, P., Bitušík, P., Curtis, C., Fott, J., Kopáček, J. (2001):** Reconstruction of long-term changes in lake water chemistry, zooplankton, and benthos of a small acidified high-mountain lake: Magic modeling and paleolimnological analysis. *Water, Air, and Soil Pollution* 2: 127-138.
- [l] **Šporka, F., Štefková, E., Bitušík, P., Thompson, A., R., Augustí-Panareda, A. (2002):** The paleolimnological analysis of sediments from high mountain lake Nižné Terianske pleso in the High Tatras (Slovakia). *Journal of Paleolimnology* 28: 95-109.
- [m] **Tóth, M., Magyari, E. K., Brooks, J., S., Braun, M., Buczkó, K., Bálint, M. (2012):** A chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania). *Quaternary Research* 77: 122-131.