

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



RNDr. Klára Vočadlová

**Vývoj pleistocénního zalednění české části Šumavy
(Případová studie z okolí Černého a Čertova jezera)**

Development of Pleistocene glaciation in the Czech part of the Šumava Mts.
(Case study of the Černé and Čertovo Lakes)

(doktorská disertační práce)

Školitel: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2011

Vědec je jedinec, který je o něčem skoro přesvědčen.

Renard Jules

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, 29.6.2011

Dík patří především mé rodině, která mě celou dobu podporovala v mé vášni a umožnila mi tím splnit můj dětský sen, věnovat se přírodním vědám. Velký vděk náleží i mým přátelům, s kterými byly studijní útrapy mnohem snesitelnější a v neposlední řadě mému školiteli Marku Křížkovi za neúnavnou pomoc a podporu během výzkumu a sepisování této práce.

ABSTRAKT

Předkládaná studie prezentuje nová fakta o paleoenvironmentálním vývoji severní části Šumavy (okolí karů Černého a Čertova jezera) v období pleistocénního zalednění a v raném holocénu. Hlavními cíli práce je charakterizovat tvary vzniklé působením zalednění na reliéf Šumavy a zjistit, jaké jsou mezi nimi rozdíly; určit, jaké podmínky hrály roli při vzniku zalednění na Šumavě a jakým způsobem ovlivnily výsledné zalednění; na základě proxy dat popsat, jak vypadalo přírodní prostředí v okolí Černého jezera v období deglaciace a v ranném holocénu. Práce vychází z vlastních originálních dat získaných geomorfologickým mapováním, morfometrickými analýzami a analýzami proxy dat z vrtu v bočních morénách Černého jezera. Pomocí morfometrických a morfologických charakteristik karů české i bavorské strany Šumavy a jejich porovnáním s ostatními kary Českého masivu, popř. i jiných oblastí světa, byly definovány společné znaky šumavských karů a určena jejich variabilita. Na základě vyhodnocení tvarů karových stěn bylo určeno přehloubení karů, přičemž se ukázalo, že se ve stupni přehloubení karů na Šumavě a ve Vysokých Sudetech odráží odlišná intenzita pleistocénního zalednění obou pohoří. Vznik a charakter zalednění na Šumavě byl ovlivněn kombinací řady faktorů, z nichž však žádný výrazně nedominoval. Na základě srovnání morfometrických charakteristik, reliktů glaciálních forem reliéfu a z nich vycházejících analýz v okolí Černého a Čertova jezera bylo zjištěno, že v případě těchto dvou bezprostředně sousedících lokalit intenzitu zalednění výrazně ovlivnila orientace svahů glaciálního segmentu reliéfu, která byla posílena rozdílem v rozloze deflačních plošin obou lokalit. Na základě geomorfologického mapování glaciálního segmentu reliéfu v okolí Černého a Čertova jezera byly identifikovány jednotlivé morény a určeny jejich základní morfologické a morfometrické charakteristiky, na základě čehož byla zjištěna odlišná intenzita zalednění obou lokalit. Ukázalo se, že odebraný sedimentární záznam z rašeliniště v bočních morénách zachycuje vývoj přírodního prostředí v posledních více než 17,5 tisíce let. Analýzou a interpretací dat získaných ze sedimentárního záznamu (LOI, MS, obsah Rb, změny zrnitosti, pylové záznamy) bylo zjištěno, že je lze korelovat s daty z dalších šumavských lokalit (Plešné jezero, Prášilské jezero, Kleiner Arbersee), ale i se záznamem klimatických oscilací v grónském ledovci.

Klíčová slova: pleistocénní zalednění, paleoenvironmentální vývoj, morfometrie karů, glaciální sedimenty, Černé jezero, Čertovo jezero, Šumava

ABSTRACT

This Ph.D. thesis presents new facts about a paleoenvironmental development of the northern part of the Bohemian Forest (area of Černé Lake and Čertovo Lake) in the Late Pleistocene and Early Holocene. The main goals of the research are: characterize the glacier landforms in the Bohemian Forest and define the variance of these landforms; determine factors influencing formation and development of the glaciation in the study area; describe environmental settings and its changes during deglaciation and in Early Holocene by using environmental proxies. This research proceeds from original data obtained by geomorphological mapping, morphometric analysis and proxy data analyses originated from a sediment sequence in a peat bog in the Černé Lake vicinity. The common attributes of the Bohemian Forest cirques and cirque variability was determined using morphometric and morphologic characteristics of the cirques on the Bavarian and Czech side of the mountain range. These characteristics were compared with other cirques of the Bohemian Massif and other chosen mountain ranges of the world. The cirque overdeepening was defined on the basis of headwall shapes and it emerged that overdeepening of the cirques in the Bavarian Forest and in the High Sudetes reflects a different extent of the Pleistocene glaciation. The glacier formation and development were influenced by a combination of factors but any did not dominate. It was emerged that the glaciation of the Černé Lake area and Čertovo Lake area was strongly influenced by slope aspect of the glacial segment of the relief strengthen by differences in the deflation plateau area. The different extent of the glaciation in the Černé Lake and Čertovo Lake was determined by geomorphological mapping of the glacial landforms, its morphometric and morphological characteristics. It emerged that the sedimentary record from the lateral moraines of the Černé Lake comprises 17.5 kyr of the environmental evolution and it is possible to correlate the proxy data (LOI, MS, Rb, grain size, pollen) with record not only in other localities in the Bohemian Forest but also with the record from the Greenland ice core.

Keywords: Pleistocene glaciation, cirque morphometry, glacial sediments, paleoenvironmental evolution, Černé Lake, Čertovo Lake, the Bohemian Forest

OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ

SEZNAM TABULEK

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

1. ÚVOD	15
1.1. Představení práce, cíle a hypotézy	16
1.2. Struktura práce	17
1.3. Poděkování	18
2. VYMEZENÍ STUDOVANÉHO ÚZEMÍ	20
2.1. Poloha studovaného území	20
2.2. Stručná fyzickogeografická charakteristika	21
2.3. Glaciální modelace reliéfu v zájmovém území	23
3. TEORETICKÝ ÚVOD	25
3.1. Nadregionální souvislosti	26
3.1.1. Vogézy	26
3.1.2. Schwarzwald	26
3.1.3. Harz	27
3.1.4. Český masiv	27
3.2. Lokality s relikty po zalednění na Šumavě	30
3.2.1. Starší zalednění Šumavy (tzn. před LGM)	41
3.3. Náhled do problematiky výzkumu zalednění	45
3.3.1. Tvary vzniklé zaledněním - Ad cíl 1	45
3.3.1.1. <i>Morfometrické a morfologické charakteristiky používané k popisu karů</i>	45
3.3.2. Faktory ovlivňující bilanci hmoty ledovce - Ad Cíl 2.	46
3.3.2.1. <i>Nadmořská výška, orientace, sklon, konvexnost – insolace</i>	47
3.3.2.2. <i>Preglaciální reliéf, topografická poloha</i>	49
3.3.2.3. <i>Geologické poměry</i>	51
3.3.2.4. <i>Makroklimatické poměry – globální náhled</i>	52
3.3.2.5. <i>Makroklimatické poměry v evropském prostoru</i>	54
3.3.3. Záznamy deglaciace a holocenního vývoje v oblasti střední a západní Evropy - Ad cíl 3	56

4. METODIKA PRÁCE	58
4.1. Geomorfologické mapování	59
4.2. Morfometrické analýzy a modely	61
4.2.1. Planimetrické a hypsometrické charakteristiky karů	62
4.2.2. Míra přehloubení karů a aplikace tzv. k-křivky	63
4.2.3. Index tepelného požitku, analýza deflačních plošin, nadmořská výška čáry rovnováhy	65
4.3. Sedimentologické metody	67
4.3.1. Odběr sedimentů	67
4.3.2. Fyzikální vlastnosti sedimentů	67
4.4. Geochemické metody	70
4.5. Biologické metody	70
4.6. Geofyzikální metody	71
4.7. Datování, kalibrace radiokarbonových dat, age-depth model	71
4.8. Statistický aparát	73
5. VÝSLEDKY	75
5.1. Analýza karů	75
5.1.1. Morfometrické charakteristiky a přehloubení	75
5.1.2. Statistické zhodnocení a klasifikace karů	79
5.2. Faktory ovlivňující vznik zalednění na Šumavě	83
5.2.1. Nadmořská výška, orientace, litologie	83
5.2.2. Srovnání podmínek karů Černého a Čertova jezera	83
5.2.2.1. <i>Morfometrické charakteristiky karů a karových stěn</i>	84
5.2.2.2. <i>Glaciální akumulace a mocnost zalednění</i>	85
5.2.2.3. <i>Deflační plošiny</i>	93
5.2.2.4. <i>Index tepelného požitku</i>	94
5.3. Paleoenvironmentální záznam deglaciace a vývoje prostředí v holocénu	98
5.3.1. Geneze glaciálních akumulací v okolí Černého jezera	98
5.3.1.1. <i>Exoskopická analýza a analýza klastů morén</i>	98
5.3.1.2. <i>Ověření hypotézy zatopené morény na dně Černého jezera</i>	106
5.3.2. Analýza vrtu v rašeliništi mezi morény Černého jezera	108
5.3.2.1. <i>Morfologická charakteristika pánve rašeliniště</i>	108

5.3.2.2. <i>Litostratigrafie a geochemie</i>	114
5.3.2.3. <i>Pylová analýza</i>	121
5.3.2.4. <i>Makrozbytková analýza</i>	124
5.3.2.5. <i>Chronostratigrafie</i>	126
6. DISKUZE A INTERPRETACE VÝSLEDKŮ	130
6.1. Tvary karů	130
6.1.1. Diskuze morfometrických charakteristik	130
6.1.2. Problém umístění profilu a paty karové stěny	134
6.1.3. K-křivka versus morfometrické charakteristiky – vypovídací hodnota	135
6.1.4. Diskuze rozdělení karů do skupin	136
6.2. Role faktorů ovlivňujících vznik zalednění na Šumavě	138
6.2.1. Míra vlivu morfometrických a morfologických vlastností reliéfu na zalednění	139
6.2.2. Kolísání nadmořské výšky sněžné čáry	142
6.2.3. Charakter zalednění Černého a Čertova jezera	145
6.3. Lokální a regionální paleoenvironmentální záznamy vývoje přírodního prostředí na Šumavě	149
6.3.1. Glaciální sedimenty a akumulární tvary reliéfu na Šumavě	149
6.3.1.1. <i>Morény</i>	149
6.3.1.2. <i>Glaciální sedimenty</i>	151
6.3.2. Horská rašeliniště, zazemněná jezera, sedimenty ledovcových jezer	153
6.3.3. Klimatické oscilace v šumavských proxy datech	156
6.3.3.1. <i>Původ Rb v sedimentárních záznamech šumavských jezer a jeho význam pro paleoenvironmentální rekonstrukci</i>	161
6.3.4. Vývoj vegetace jako odraz změn přírodního prostředí	166
7. ZÁVĚRY	171
7.1. Obecné závěry vyplývající z geomorfologického výzkumu	171
7.2. Detailní závěry vyplývající z geomorfologického výzkumu	174
SEZNAM LITERATURY	182
PŘÍLOHY	

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1. Schématické znázornění struktury práce.

Obr. 2. Schematická mapa studovaného území.

Obr. 3. Mapa glaciálních akumulací v okolí Černého jezera na Šumavě.

Obr. 4. Mapa lokalit s relikty zalednění zmíněnými v rešerši.

Obr. 5. Odběrová místa vzorků pro exoskopii, analýzu klastů, trasu ponoru, sondovaná rašeliniště, profil dnem Černého jezera s viditelnou elevací mezi 200 a 380 m.

Obr. 6. Funkce k-křivky s vyznačenými vstupními parametry.

Obr. 7. Lokalizace karů Českého masivu podrobených morfometrické analýze.

Obr. 8. Vztah délky, šířky a výšky karů k průměrné velikosti

Obr. 9. Dendrogram pro shlukování karů podle k_h a k_s (Euklidovské vzdálenosti a pravidlo shlukování podle Wardovy metody).

Obr. 10. Mapa glaciálních akumulací v okolí Čertova jezera s vyznačenými příčnými profily měřenými laserovým dálkoměrem.

Obr. 11. Příčné profily čelní morénou a levými bočními morénami v okolí Čertova jezera (profily jsou nepřevýšené).

Obr. 12. Příčné profily pravými bočními morénami v okolí Čertova jezera (profily jsou nepřevýšené).

Obr. 13. Schéma výpočtu mocnosti ledovce v příčném profilu a výsledné hodnoty.

Obr. 14. Mapa znázorňující anemoorografický systém údolí řeky Weisser Regen a potenciální systém údolí Úhlavy.

Obr. 15. Sklonitost (A), orientace svahů (B) a indexu tepelného požitku (C) v okolí Černého a Čertova jezera.

Obr. 16. Poloha potenciálních deflačních plošin spolu s polohou glaciálních akumulací a bodovými hodnotami HLI jednotlivých morén.

Obr. 17. Kopané profily (Lok 1 – čelní moréna a Lok 10 – boční moréna, Obr. 6) v morénách v místech odběru vzorků na exoskopickou analýzu a analýzu klastů.

Obr. 18. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 1 ($n = 50$).

Obr. 19. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 3 ($n = 50$).

Obr. 20. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 4 ($n = 50$).

Obr. 21. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 7 ($n = 50$).

Obr. 22. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 10 ($n = 50$).

- Obr. 23. Blokovaná akumulace při jižním břehu Černého jezera.
- Obr. 24. Detail blokované akumulace na dně Černého jezera.
- Obr. 25. Detail jemného dnového sedimentu.
- Obr. 26. Mapa mocnosti rašeliniště s vyznačenými body vpichů (černé) a místem odběru (bílé).
- Obr. 27. Mapa polohy sondovaného rašeliniště s liniemi georadarových profilů.
- Obr. 28. Radargram profilu 1.
- Obr. 29. Radargram profilu 2.
- Obr. 30. Radargram profilu 6.
- Obr. 31. Sekvence fotografií vrtu s údaji o hloubce.
- Obr. 32. Popis barvy a charakteru sedimentu odebraného profilu s fotografiemi vybraných částí.
- Obr. 33. Náčrt litologických jednotek a zrnitostního složení jednotlivých vrstev odebraného profilu.
- Obr. 34. Výsledky geochemické analýzy spolu se zrnitostí, magnetickou susceptibilitou (MS) a množstvím spalitelného uhlíku (LOI).
- Obr. 35. Pylový diagram z vrtu v rašeliništi u Černého jezera.
- Obr. 36. Makrozbytkový diagram s radiokarbonovým datováním.
- Obr. 37. Age-depth model (program clam; Blaauw, 2010) sestavený na základě radiokarbonových dat.
- Obr. 38. Age-depth model (program clam; Blaauw, 2010) vyhotovený z 10 radiokarbonových dat a ze dvou dat OSL (hloubka 445,5 cm a 500,5 cm).
- Obr. 39. Srovnání rozsahu (min a max tvoří krajní body úsečky) a průměru (bod uvnitř úsečky) vybraných morfometrických charakteristik světových pohoří.
- Obr. 40. Znázornění závislosti hodnoty k na umístění profilu karem a úpatí karové stěny - kar Černého jezera.
- Obr. 41. Srovnání nadmořské výšky pleistocénní ELA z pohledu západovýchodního gradientu.
- Obr. 42. Korelace záznamů obsahu uhlíku v rašeliništi u Černého jezera, v limnických sedimentech Plešného jezera a Kleiner Arbersee.
- Obr. 43. Srovnání pylových a makrozbytkových záznamů hlavních rostlinných společenstev v profilu u Černého jezera.

SEZNAM TABULEK

Tab. 1. Odhady teplot, intenzity větrů a srážek během würmského glaciálu pro oblast střední a severozápadní Evropy založené na multiproxy datech (upraveno podle Huijzer et Vandenberghe, 1998, s. 392 a 396).

Tab. 2. Přehled nejvýznamnějších lokalit se sedimentárním záznamem dokumentujícím vývoj přírodního prostředí ve střední a západní Evropě.

Tab. 3. Přehled metodických přístupů použitých v této práci.

Tab. 4. Morfometrické charakteristiky karů Českého masivu.

Tab. 5. Korelační matice morfometrických charakteristik studovaných karů.

Tab. 6. Klasifikační matice pro 1. podskupinu náhodně vybraných karů, na níž byly definovány koeficienty diskriminační funkce (1. podskupina), pro 2. poskupinu (cross-validation) a pro obě skupiny dohromady.

Tab. 7. Posteriorní pravděpodobnosti klasifikací.

Tab. 8. Vybrané morfometrické a polohové charakteristiky karů Černého (ČN) a Čertova jezera (ČT).

Tab. 9. Vybrané morfometrické a polohové charakteristiky karových stěn a dna Černého a Čertova jezera.

Tab. 10. Nadmořská výška sněžné čáry pro Černé a Čertovo jezero určená na základě metod THAR, MELM, CFA a MEDP.

Tab. 11. Hodnoty HLI pro jednotlivé části glaciálního reliéfu okolí Černého (ČN) a Čertova jezera (ČT).

Tab. 12. Srovnání charakteristik prostředí v okolí Černého a Čertova jezera.

Tab. 13. Charakteristiky georadarových profilů a rozměry pánve rašeliniště určené z radargramů.

Tab. 14. Lokální geochemické zóny s vyznačeným trendem zrnitosti a vybraných poměrů prvků.

Tab. 15. Lokální makrozbytkové zóny z vrtu v rašeliništi u Černého jezera.

Tab. 16. Radiokarbonová data z vrtu v rašeliništi (Vočadlova et al., in review)

Tab. 17. Minima a maxima sledovaných morfometrických charakteristik karů na Šumavě a ve Vysokých Sudetech

Tab. 18. Charakteristiky zalednění v okolí Černého a Čertova jezera

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

σ	rozptyl
AAR	accumulation area ratio
AMS	accelerator mass spectrometry
ANOVA	analysis of variance (analýza rozptylu)
AP	arboreal pollen (pyly dřevin)
^{10}Be	izotop berylia, označení pro datování pomocí izotopů berylia
BP	before present (před současností = rok 1950)
CFA	cirque floor altitude (nadmořská výška dna karu)
^{14}C	radioaktivní izotop uhlíku, označení nekalibrovaných radiokarbonových dat
C_{org}	organický uhlík
ČN	Černé jezero
ČT	Čertovo jezero
DMR	digitální model reliéfu
DMÚ	Digitální model území
D-O cykly	Dansgaard-Oeschgerovy cykly
$E_{\text{max}}, E_{\text{min}}, E_{\text{mean}}$	elevation - maximal, minimal, mean (nadmořská výška – maximální, minimální, průměrná)
ELA	equilibrium line altitude (nadmořská výška čáry rovnováhy)
EPICA	European Project for Ice Coring in Antarctica
GA AV ČR	Grantová agentura Akademie věd České republiky
GA UK	Grantová agentura Univerzity Karlovy
GA ČR	Grantový agentura České republiky
GISP	Greenland Ice Sheet Project
GLZ	geochemical local zone
GPR	ground penetrating radar
GRIP	Greenland Ice Core Project
H	height (výška)
HLI	heat load index (index tepelného požitku)
IRD	ice rafted debris
kal. let	kalendářních let
L	length (délka)
LGM	last glacial maximum (poslední glaciální maximum)
LMAZ	local macroremnant zone
LOI	loss-on-ignition (ztráta žiháním)
LPZ	local pollen zone
MEDP	mean elevation of deflation plateau (průměrná nadmořská výška deflační plošiny)
MELM	mean elevation of lateral moraines (průměrná nadmořská výška bočních morén)
MIS	marine isotope stage
MS	magnetická susceptibilita
NAP	nonarboreal pollen (pyly nedřevinné vegetace)

NEEM	North Greenland Eemian Ice Drilling
OD	Older Dryas (starší dryas)
OIS	Oxygene Isotope Stage
OSL	optically stimulated luminescence (opticky stimulovaná luminescence)
PB	preboreál
PBO	preboreální oscilace
PCA	Principal Component Analysis (analýza hlavních komponent)
Std	standardní odchylka
THAR	toe-to-head ratio
TP-ELA	temperature/precipitation equilibrium line altitude
TPW-ELA	temperature/precipitation/wind equilibrium line altitude
YD	Young Dryas (mladší dryas)
V	volume (objem)
W	width (šířka)
WAIS Divide	West Antarctic Ice Sheet Divide Ice Core
XRF	rentgenová fluorescence
ZABAGED	Základní báze geografických dat

1. ÚVOD

V některých středohorských oblastech hercynské střední Evropy (Vogézy, Schwarzwald, Harz, Vysoké Sudety, Šumava) se během pleistocénních chladných období vytvořily enklávy horského zalednění. Jeho pozůstatky dnes slouží k výzkumu historie malých ledovců a vzhledem ke specifické poloze uvnitř dominantní pleistocénní periglaciální zóny v předpolí kontinentálního zalednění, i jako významný geoindikátor prostředí dokládající vývoj přírodních geosystémů v kvartéru.

Sedimentární záznamy z oblasti střední a západní Evropy ležících mezi rozsáhlým alpským a skandinávským ledovcovým štítem a jejich analýzy poskytují celou řadu dat vypovídajících o charakteru krajiny, o procesech a změnách v ní probíhajících, o rychlosti a chronologii těchto změn. Potenciálem takovýchto dat je možnost zkoumání podrobných mechanismů zaznamenaných procesů, jejich vztah k historickým klimatickým oscilacím a následně jejich aplikace na v současnosti probíhající procesy a predikci budoucího vývoje. Jedinečnost oblasti střední Evropy tkví v tom, že zde lze najít *kontinuální* záznamy pleistocénního a holocénního vývoje přírodního prostředí. Záznamy ze středohorských oblastí navíc doplňují představu o vlivu regionálních klimatických výkyvů na enklávy horského zalednění a přírodní prostředí v předpolí těchto rozlohou malých a tedy ke klimatickým oscilacím citlivých ledovců (především karových). Evropské středohory se díky své lepší dostupnosti staly centrem vědeckých výzkumů již v 1. polovině 19. století. A i když zde výzkumy zalednění a vývoje jejich krajiny v některých ohledech zaostávají za stupněm poznatků z oblastí vysokohorských, přesto zde vznikla celá řada glaciologických a paleoenvironmentálních studií, ve *Vogézách* např. Zienert (1967), Woillard (1978), Wenzens (1987), Flageollet (1988), Mercier et al. (1999), Andreoli et al. (2006); ve *Schwarzwald* např. Zienert (1967), Rahm (1987), Huguet (2007); v *Harzu* např. Dubhorn (1968), Urban

(1978), Hövermann (1987); ve *Vysokých Sudetech* např. Vitásek (1924), Prosová (1973), Sekyra (1964), Chmal et Traczyk (1999), Engel et al. (2010); na *Šumavě* např. Votýpka (1979), Jankovská (2006), Pražáková et al. (2006), Vočadlova et al. (2006), Mentlík et al. (2010) a v *Bavorském lese* např. Ergenzinger (1967), Hauner (1980), Pfaffl (1998), Raab and Völkel (2003), Reuther (2007). Záznamy z těchto pohoří navíc zachycují i západovýchodní klimatický gradient, konkrétně jeho odraz ve vývoji vegetace.

1.1. Představení práce, cíle a hypotézy

Předkládaná práce je geomorfologickou studií prezentující nová fakta o paleoenvironmentálním vývoji nejsevernější části Šumavy – okolí karů Černého a Čertova jezera. Navazuje tak na práce mapující glaciální a postglaciální historii vývoje krajiny ve středoevropském prostoru, který byl v pleistocénu velmi důležitým spojovacím článkem mezi skandinávským a alpským kontinentálním zaledněním. Práce vychází z vlastních originálních dat získaných geomorfologickým mapováním, morfometrickými analýzami a z proxy dat získaných analýzou odebraného sedimentárního záznamu z vrtného jádra. Do analýz potřebných k interpretaci byly zahrnuty postupy a nástroje příbuzných přírodních věd (palynologie, botanika, geochemie).

Okolí Černého a Čertova jezera na Šumavě bylo jako zájmové území zvoleno z toho důvodu, že se jedná o prostor s výraznou glaciálně podmíněnou morfologií avšak doposud s absencí moderního multidisciplinárního výzkumu. Jedinečnost bezprostřední blízkosti dvou lokalit s glaciální modelací reliéfu v sobě navíc skrývá potenciál ke vzniku komparativní studie zaměřené na odlišnosti ve vývoji zalednění v závislosti na odchylkách lokálních klimatických a topografických podmínek.

Práce se snaží odpovědět na tři základní otázky týkající se horského zalednění na Šumavě a blíže pak v prostoru studované lokality:

1. Jaké tvary vznikly jako výsledek působení zalednění na reliéf Šumavy a dá se na jejich základě určit jeho intenzita? Lze nalézt odlišnosti mezi jednotlivými kary Českého masivu?

2. Jaké podmínky přispěly ke vzniku zalednění na Šumavě? Do jaké míry variabilita polohových a mikroklimatických podmínek ovlivnila výslednou podobu zalednění?

3. Jak vypadalo přírodní prostředí v okolí Černého jezera v období deglaciace a následně v holocénu? Jaké procesy formovaly přírodní prostředí a jak velký regionální rámec postihují získaná proxy data?

Hypotézy

Hypotéza 1: Intenzitu zalednění lze určit na základě morfologických a morfometrických charakteristik karů a na základě těchto morfometrických charakteristik lze v rámci Českého masivu vymezit různé skupiny karů.

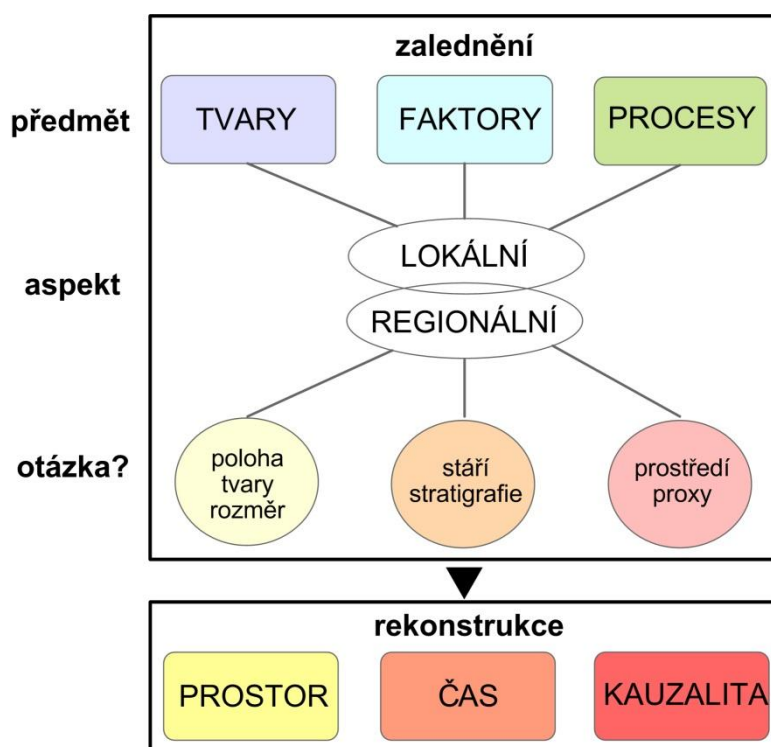
Hypotéza 2: Dominantní roli při vzniku zalednění na Šumavě hrály: nadmořská výška, orientace svahů a preglaciální reliéf. Nejvýraznější kary se nacházejí v nejvyšší nadmořské výšce a k severu orientovaných svazích v zázemí velkých deflačních plošin.

Hypotéza 3: Ke kolísání zalednění a deglaciaci došlo na Šumavě synchronně s klimatickými změnami zaznamenanými v proxy záznamech středoevropských lokalit, včetně přilehlého alpského regionu.

1.2. Struktura práce

Struktura předložené disertační práce zohledňuje jednotlivé fáze výzkumu shrnutého v této monografii. Úvodní část práce charakterizuje širší kontext studovaného tématu a hlavní řešené problémy. Následuje představení zájmového území, jeho přehledná všeobecná fyzickogeografická charakteristika včetně úvodního popisu glaciální modelace ve studovaném území vycházející z vlastní diplomové práce autorky. Teoretický úvod shrnuje v literatuře zpracované podklady zabývající se tématem středohorského zalednění regionálně zaměřené na oblast střední Evropy a Českého masivu. Dále je samostatná kapitola věnována Šumavě. Zde jsou představeny práce z poválečného období a pak především práce z posledních let. Podrobněji jsou rozebrány tři nejvýznamnější práce z německé části Šumavy (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980; Raab, 1999) a výzkumy ze tří oblastí z české části Šumavy (Votýpka, 1979; Mentlík, 2005; Mentlík et al., 2010). Následující

dílčí podkapitoly představují obecné metodické přístupy používané k výzkumu zalednění v kontextu české i světové literatury, přičemž tyto jednotlivé podkapitoly kopírují vždy jeden z vytyčených hlavních cílů práce. Metodologická kapitola pak již konkretizuje pouze ty metodické postupy a analýzy, které byly využity k získání a dalšímu zpracování výsledků této práce. Výsledky z větší části představují výstupy opublikované v odborných periodících nebo jsou součástí článků v recenzním řízení. Diskusní část porovnává získaná originální data a syntetizuje je v konečné závěry.



Obr. 1. Schématické znázornění struktury práce.

1.3. Poděkování

Ke vzniku práce přispěla celá řada kolegů, kteří vykonali dílčí specializované analýzy, poskytli vybavení, pomohli při terénních pracích či předali cenné rady a poskytli kritické komentáře. Děkuji: Mgr. Liboru Petrovi (Katedra botaniky PŘF UK v Praze) za provedení palynologické analýzy, Mgr. Pavle Žáčkové (Katedra botaniky PŘF UK v Praze) za makrozbytkovou analýzu, Dr. Tomáši Grygarovi (Analytická laboratoř, ÚACH AV ČR, v.v.i.) za

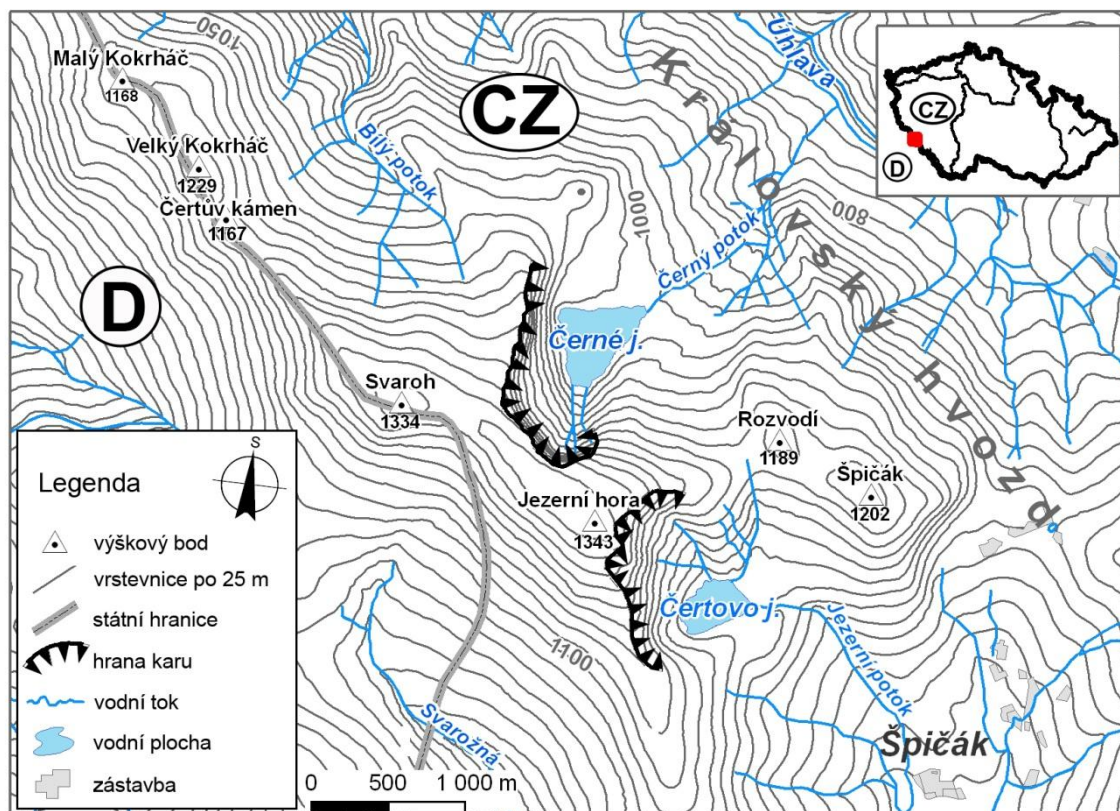
geochemické analýzy a komentáře, Mgr. Lence Křížové (KFGG PŘF UK) za exoskopickou analýzu, Mgr. Leoně Koptíkové (Laboratoř geologických procesů, GÚ AV ČR, v.v.i.) za umožnění práce na přístroji pro určení magnetické susceptibility, Dr. Martině Čtvrtlíkové (Biologické centrum AV ČR, v.v.i.) a Dr. Petru Hekerovi (Katedra ekologie a životního prostředí, PŘF UP) za potápěčský průzkum morény v Černém jezeře, Dr. Zbyňkovi Engelovi za cenné rady a pomoc při granulometrické analýze, Správě NP a CHKO Šumava za poskytnutí povolení k výzkumu. V neposlední řadě patří poděkování všem těm, kteří nezištně a neúnavně pomáhali při vrtných pracích a sběru dat v terénu, zejména pak Dr. Miroslavu Šobrovi, Dr. Filipu Hartvichovi, Dr. Václavu Tremlovi a Dr. Petru Beránkovi.

Předložená práce byla zpracovávána za finanční podpory tří grantových projektů: v letech 2007 - 2009 projektu GAUK č. 32107 „Pleistocénní zalednění české části Šumavy“ (hlavní řešitel K. Vočadlova), v letech 2008 - 2010 projektu GAAV č. KJB300460803 „Rekonstrukce vývoje geosystémů na Šumavě v pozdním glaciálu a v holocénu (se zaměřením na oblasti glaciálního původu a recentní geomorfologické pochody)“ (hlavní řešitel F. Hartvich), 2010 - 2011 projektu GAČR P209/10/0519 „Paleogeografická rekonstrukce ústupové fáze kvartérního horského zalednění v Českém masívu“ (hlavní řešitel Z. Engel).

2. VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIKA STUDOVANÉHO ÚZEMÍ

2.1. Poloha studovaného území

Zájmové území nebylo vymezeno sensu stricto. Výzkumy byly soustředěny do širšího okolí Černého a Čertova jezera, které se nachází v nejsevernější části Šumavy cca 5 km severozápadně od obce Železná Ruda při hranicích se Spolkovou republikou Německo (Obr. 2). Analýzy na digitálním modelu reliéfu byly zpracovávány pro širší okolí obou lokalit, přičemž byly zaměřeny především na kary, oblast glaciálních akumulací a vrcholové zarovnané povrchy. Odběry sedimentů byly soustředěny do oblasti morén.



Obr. 2. Schematická mapa studovaného území.

2.2. Stručná fyzickogeografická charakteristika

Kary Černého a Čertova jezera se rozkládají v severovýchodním svahu pohraničního hřebene nazývaném Královský hvozď a táhnoucím se od Železné Rudy přes hřbety Václaváky, Jezerní horu (1343 m n. m.) s východní rozsochou Špičáku (1202 m n. m.) přes Svaroh (1333 m n. m.) až k Ostrému (1280 m n. m.). Šumava má v této části charakter senilního, částečně peneplenizovaného horstva zmlazeného horním tokem Úhlavy a Svarožné (Sekyra in Kodym ml. et al., 1961). Výškový rozdíl mezi nejvyšším bodem zájmového území, vrcholem Jezerní hory (1343 m n. m.), a ústím Černého potoka do řeky Úhlavy (709 m n. m.) přesahuje 600 m. Oba kary jsou součástí *Chráněné krajinné oblasti Šumava a Národní přírodní rezervace Černé a Čertovo jezero*.

Geologicky je území tvořeno stratigraficko-tektonickou jednotkou nazývanou série Královského hvozdu, která je budována metamorfity (granátický dvojslídny svor, pararula) s vložkami křemene a kvarcitů, přičemž kar Černého jezera leží ve svorech a kar Čertova jezera v pararulách (Chlupáč et al., 2002). Přítomnost vložek zmiňovaných odolnějších hornin se významně uplatňuje v morfostrukturní stavbě této oblasti. V zájmovém území mají svory jednotnou foliaci SZ-JV směru s plochami foliace ukloněnými k SV. Směrem k JZ foliace přechází ze subvertikální do subhorizontální polohy (Babůrek, 1993). Ve vrcholových polohách zájmového území se nacházejí zbytky zarovnaných povrchů s celou řadou skalních útvarů (tory, skalní hradby, mrazové srázy) (Mentlík, 2001). Na JZ-SZ svazích vrcholového hřebene se nachází množství kamenných moří. Extrémně svažité reliéf karových stěn podmínil vznik celé řady reliktních i recentních svahových procesů (mury, skalní říčení). V bezprostředním okolí obou jezer se nacházejí kvartérní nezpevněné sedimenty glaciálního a glaciofluviálního původu. V depresích mezi morény se nachází celá řada rašelinišť, jejichž zjištěná hloubka, až na odběrové místo v rašeliništi u Černého jezera, nepřesahovala 2 m. Půdní pokryv povodí Černého a Čertova jezera je mělký (převážně do 50 cm) tvořený spododystrickou kambizemí a podzoly na svorech, pararulách, nezpevněných glaciálních a glaciofluviálních sedimentech a na svahovinách (Kopáček et al., 2002). Na extrémních stanovištích v karových stěnách obou jezer a ve vrcholových partiích lze nalézt litozemě a rankery, v depresích mezi morény pak organozemě (Kopáček et al., 2002).

Dna karů jsou vyplněna morénou hrazenými jezery glaciálního původu. Černé jezero je rozlohou největším (18,79 ha), nejhlubším (40,1 m) a nejnižše položeným (1007,5 m n. m.) glaciálním jezerem na české straně Šumavy (Janský et al., 2005). Hráz jezera je antropogenně upravena a jezero slouží jako retenční nádrž pro menší, dosud funkční přečerpávací vodní elektrárnu v Hamrech. Čertovo jezero (plocha 10,74 ha, max. hloubka 35,4 m, nadmořská výška 1027 m n. m.) leží jihovýchodním směrem 2 km vzdušnou čarou od Černého jezera a má přírodnější charakter (Janský et al., 2005).

Nejbližší klimatická stanice Hojsova Stráž (867 m n. m.) má průměrný roční úhrn srážek 1119 mm a průměrnou roční teplotu 5,1 °C (Český hydrometeorologický úřad). Podle modelu rekonstruuujícího teploty vzduchu přímo na Čertově jezeře (Kettle et al., 2001), a to v letech 1781 – 2001, vychází průměrná teplota vzduchu za celé období 3,4 °C a klima karu Černého a Čertova jezera je ovlivněno anemoorografickým systémem údolí řeky Weisser Regen, které se nachází na druhé straně hlavního hřbetu Královského hvozdu (Sofron et Štěpán, 1971). Hlavní větrné proudění postupuje údolím proti směru toku nejdříve Z-V směrem, který se později mění na SZ-JV směr. Následně přechází přes hřeben a údolím řeky Svarožné dále do Železnorudské kotliny. Kar Černého jezera a údolí horní Úhlavy tak vykazuje nižší srážkové úhrny než kar Čertova jezera. Kary lze označit za závětrné turbulentní prostory A-O systémů řeky Weisser Regen (Sofron et Štěpán, 1971).

Vegetační kryt povodí Černého a Čertova jezera tvoří porost smrku ztepilého s občasným výskytem buku a jedle (Veselý, 1994). Na extrémních stanovištích v karových stěnách lze nalézt též zástupce subalpínské a alpínské vegetace jako např. porosty kleče (*Pinus mugo*), vrbu velkolistou (*Salix appendiculata*), sítinu trojklannou (*Juncus trifidus* L.) (Čeřovský et al., 1999; Maršáková-Němejcová et al., 1977). Na dně černého jezera se nachází refugia glaciálního reliktu, vodní plavuně šídlatky jezerní (*Isoëtes lacustris* L.) (Husák et al., 2000; Čtvrtlíková, 2004).

Lesy v okolí Černého a Čertova jezera byly hospodářsky využívány už od 17. století místními skláři a těžaři železné rudy, později jako otop a stavební materiál. Od poloviny 18. do poloviny 19. století zde byla provozována pastva dobytka, poté byly zamokřené části odvodněny a zalesněny (Veselý, 1994). Antropogenní úpravy reliéfu jsou znatelné v okolí

obou jezer, přičemž v případě Černého jezera dosahují vyššího stupně. Jedná se o především o úpravy hrází, stavbu příjezdových komunikací a budov.

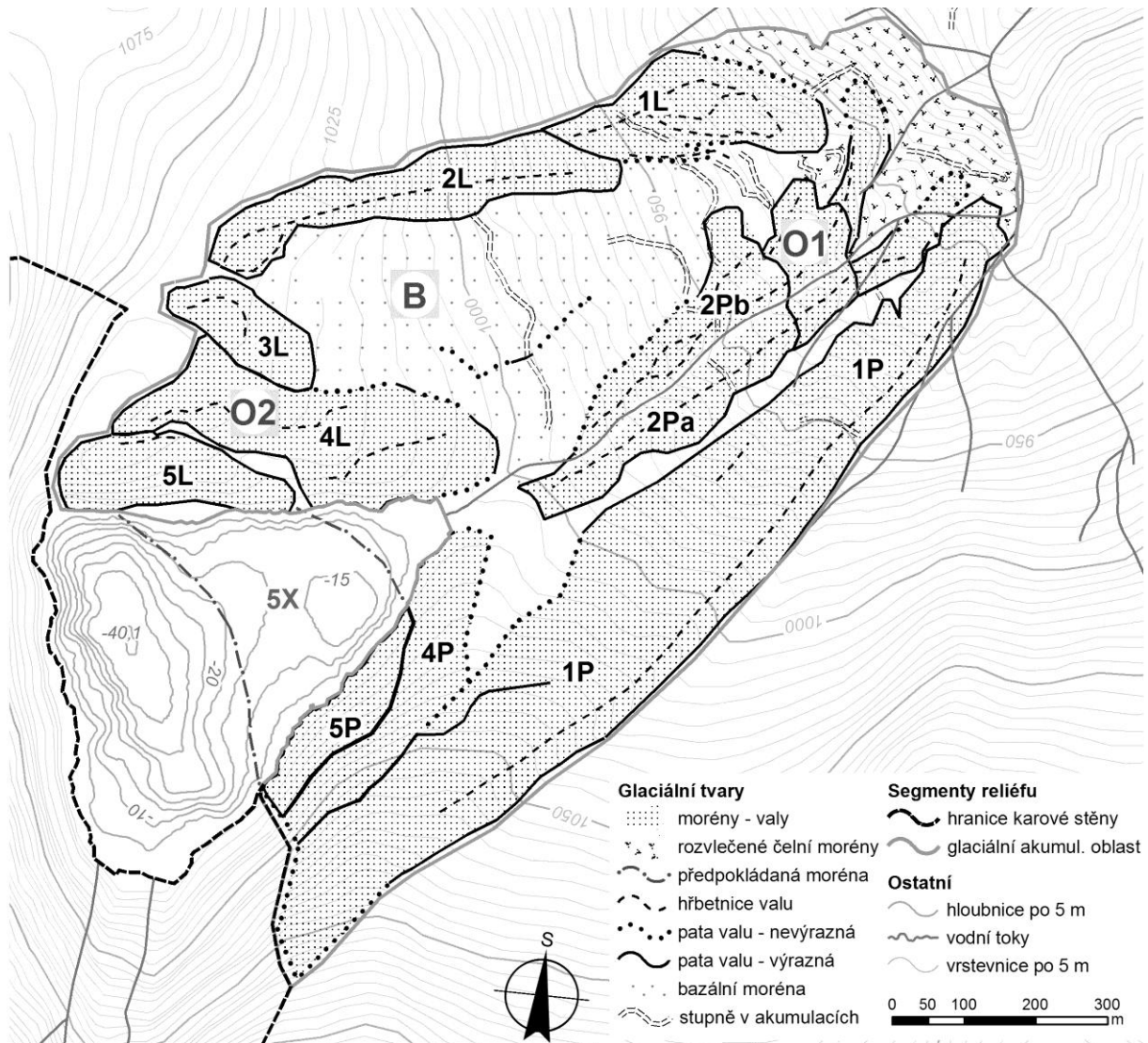
2.3. Glaciální modelace reliéfu zájmového území

Nejvýraznější glaciální tvary v zájmovém území představují kary Černého a Čertova jezera. Kary mají stupňovitý charakter, v některých částech je karová stěna tvořena skalními výchozy místy až převislého charakteru. Výškový rozdíl mezi dny obou karů a horní hranou karové stěny přesahuje 300 m. Glaciálně podmíněný tvar karových stěn je poznamenán celou řadou svahových procesů (sesuvy, skalní řízení, mury). V úpatní zóně se nachází mocný zvětralinový pokryv.

Glaciální akumulční tvary se v okolí **Černého jezera** vyskytují v několika morfologicky odlišných formách a to buď jako valy, stupně nebo ploché nízké akumulace (Vočadlova, 2005). Pokrývají plochu 88,4 ha (včetně dna karu vyplněného jezerem 107,9 ha). Celkem bylo odlišeno pět generací morén a dvě oscilační fáze zalednění (Obr. 3). Nejmladší pátá moréna se nachází na březích jezera. Morény zasahují od 1115 m n. m. (u pravých morén) a 1040 - 1035 m n. m. (v případě levých morén), distální část čelní morény leží v 850 m n. m. a zasahuje do vzdálenosti 760 m od hráze jezera (Vočadlova, 2006). Zalednění se v poslední fázi soustředilo do nejhlubší části karového dna při úpatí karové stěny. V jižní části karové stěny se v 1085 m n. m. dochovala nivační sníženina hrazená 1 – 2 m vysokým nivačním valem (protalus rampart, resp. pronival rampart) (Vočadlova et al., 2007). Mezi morénami Černého jezera se nachází též řada menších depresí vyplněných rašeliništi, jejich hloubka ovšem nepřekračuje 2 m. Glaciální akumulace, především čelní morény, jsou porušeny fluvialní erozí. Moréna hradící Černé jezero a levé boční morény jsou poznamenány antropogenními úpravami terénu.

Glaciální segment reliéfu **Čertova jezera** zahrnuje na V-JV orientovaný kar s výraznou karovou stěnou a glaciálními akumulacemi v předpolí jezera. Morénové akumulace se nachází na relativně ploché části reliéfu se sklony do 10°. Akumulační segment je ve své nejzažší části po směru toku Jezerního potoka zakončen příkrým svahem (až 30°) pravděpodobně strukturním. Popisovány jsou 3 morénové valy na jižní straně Čertova jezera

a 2 valy na severní straně (Stráník, 2001). Podrobnější moderní výzkumy z této oblasti nejsou dostupné.



Obr. 3. Mapa glaciálních akumulací v okolí Černého jezera na Šumavě (generace levých bočních morén: 1L – 5L; generace pravých bočních morén: 1P – 5P; 5X – hypotetický rozsah zatopené morény O1 – nejstarší oscilační fáze; O2 – mladší oscilační fáze zalednění)(Vočadlová, 2006).

3. TEORETICKÝ ÚVOD

Doklady středohorského zalednění v oblasti hercynské střední Evropy byly popsány a studovány ve *Vogézách* (např. Zienert, 1967; Wenzens, 1987; Flageollet, 1988; Andreoli et al., 2006), *Schwarzwald* (např. Zienert, 1967; Rahm, 1987; Huguet, 2007), *Harzu* (např. Duphorn, 1968; Höverman, 1987), *Vysokých Sudetech* (např. Vitásek, 1924; Sekyra, 1964; Prosová, 1973; Jahn, 1985; Chmal et Traczyk, 1999; Engel, 2003; Engel et al., 2010) a na *Šumavě* (např. Ergenzinger, 1967; Votýpka, 1979; Hauner, 1980; Raab and Völkel, 2003; Vočadlova et al., 2007; Mentlík et al., 2010). Glaciologické výzkumy těchto pohoří mají ovšem delší historii, první práce na toto téma zde vznikly již před 150 lety. Středohorský reliéf má celou řadu společných znaků vycházejících ze společné geologické minulosti. I přes poměrně nízkou nadmořskou výšku (Vogézy – Grand Ballon, 1424 m n. m.; Schwarzwald – Feldberg, 1493 m n. m.; Harz – Brocken, 1141 m n. m.; Krkonoše – Sněžka, 1602 m n. m.; Hrubý Jeseník – Praděd, 1491 m n. m.; Šumava – Grosser Arber, 1456 m n. m.) se zde působením řady klimatických a topografických faktorů vyvinuly karové a malé údolní ledovce. Předně se jednalo o relativní dostatek srážek, i když v chladných obdobích pleistocénu mělo klima ve střední Evropě více kontinentální charakter než dnes, dále pak o existenci vrcholových plošin (starých denudačních úrovní), jako zdroje sněhové hmoty, preglaciálních hlubokých údolí a na východ orientovaných údolních uzávěrů.

Pro pochopení zalednění v jednom středohorském systému je nutné akceptovat poznatky z jiných podobných oblastí a naopak výsledky výzkumů z jednoho pohoří mohou pomoci při osvětlení geneze, charakteru podmínek a jejich proměnlivosti v celém západovýchodním transektu pleistocénní periglaciální zóny.

3. 1. Nadregionální souvislosti

3.1.1. Vogézy

Vogézy byly během würmského glaciálu zaledněny dvakrát, předposlední zalednění Vogéz spadá do období 58 – 30 tis. ¹⁴C let BP s maximem před 47 tis. ¹⁴C lety, poslední glaciální maximum je datováno na cca 22 tis. ¹⁴C let BP a bylo značně menšího rozsahu než předchozí (Seret et al., 1990). Během středního würmu a období s maximálním rozsahem zalednění pleistocénu bylo pohoří kompletně pokryto ledovcovou čapkou, z které stékaly na obě strany údolní ledovce. Délka údolních ledovců dosahovala až 40 km na západní straně a 15 km na východní (Mercier et Jeser, 2004). Degradace souvislé ledovcové pokrývky pohoří proběhla již během středního würmu (OIS 3) (Seret et al., 1990), ledovcový pokryv se rozpadl na 3 části, údolní ledovce dosahovaly max. délky v oblasti hlavního hřebene a měly délku 5-6 km na východní a až 10 km na západní straně (Mercier et Jeser, 2004). Ke konci posledního chladného výkyvu byly tyto ledovce díky vlivu zeměpisné šířky velmi citlivé na klimatické změny, a proto lze dnes v některých údolích nalézt až 7 generací holocenních ústupových morén. Poslední fáze zalednění byla soustředěna do karů, kterých je ve Vogézách popisováno až 66 (Zienert, 1967). Podle datování isotopy ¹⁰Be proběhla deglaciace východní části Vogéz před 10,2 ± 0,45 tis. let BP (Braucher et al., 2006). Nadmořská výška sněžné čáry spočítaná z průměrné nadmořské výšky dna karů vychází 953 m n. m. (Huguet, 2007). Na jihozápadním podhůří Vogéz se v 300 m n. m. zachovaly i znatelné risské morény (Rahm a Seret in Schreiner, 1995, s. 71).

3.1.2. Schwarzwald

Během maximálního zalednění se nacházela ve vrcholových částech Schwarzwaldu ledovcová čapka (1000 km²), ze které vycházely údolní ledovce o délce 10 km, v jihovýchodní části (Albtal a Wiestal) až 25 km dlouhé (Leser et Metz, 1988 citováno z Raab, 1999; Fiebig et al., 2004). Centrem zalednění byly oblasti Feldberg, Herzoghorn, Belchen a Schauinsland. Poslední fáze zalednění byla vázána na kary. Většina morén a eratik pochází z würmského glaciálu. Dochovaly se i pozůstatky pravděpodobně risských morén v údolí řek Wehra a

Wiese v jižním Schwarzwaldu (Schreiner, 1995; Fiebig et al., 2004). Sněžná čára ležela v období würmského maxima až v 700 – 1000 m n. m., v závěru glaciálu pak v 1100 m n. m. (Zienert, 1967; Schreiner, 1995). Charakteristickým rysem pohoří jsou tři úrovně zbytků denudačních povrchů, do kterých jsou zahloubeny kary. Kary nejsou tak výrazné jako v nedalekých Vogézách, nicméně jsou dobře vyvinuty a jasně u nich dominuje východní expozice (Huguet, 2007). Zatímco Zienert (1967) ve Schwarzwaldu vyčlenil celkem 113 karů, Huguet (2007) ve vrcholových oblastech Schwarzwaldu popsal pouze 20 karů. Znaky glaciální modelace v tomto pohoří nese i řada údolí, ve kterých se částečně dochovaly i reliktu glaciálních akumulací (Rahm, 1987).

3.1.3. Harz

K úpatí Harzu během pleistocénu (Elster, Drehnte) několikrát dosáhl výběžek kontinentálního severského ledovce (Semmel, 1996, s. 87-88). O zalednění samotného pohoří horským zaledněním se však vedla řadu let polemika. Tu ukončilo v 60. letech 20. století podrobné kvartérně-geologické mapování provedené K. Duphornem (1968). Podrobně zmapoval údolí řeky Oder v masivu Brockenu (1141 m n. m.), kde mezi 530 a 580 m n. m. popsal čelní (4 valy), boční a bazální morény, deprese po mrtvém ledu, kamové terasy a glacilimnické a glacifluviální sedimenty. Tvary označil jako würmské. Hövermann (in Semmel, 1996, s. 87) dokonce předpokládá výskyt ledovcového plateau v nejvyšší části Harzu v období warthe a würmu, přičemž během warthského zalednění se měl vyskytovat v údolí Eckeru ledovec zasahující až do severního předpolí Harzu. Würmské zalednění podle něj mělo mít dvě fáze.

3.1.4. Český masiv

Glaciální tvary reliéfu byly v Českém masivu rozpoznány a popisovány již v 19. století (např. Partsch, 1894; Bayberger, 1886) a staly se díky své poloze v příhraničním pásmu objektem studia nejen českých, ale i německých a polských badatelů. Co se týká Českého masivu, lze nalézt jasné důkazy o horském zalednění jen v jeho severní (Vysoké Sudety – Krkonoše, Hrubý Jeseník, Jizerské hory) a jižní části (Šumava).

Horské zalednění **Krkonoš** mělo charakter karových (13) a malých údolních ledovců (3). Vrcholové plošiny byly kryty firnovou či ledovcovou čapkou, k jejich obnažení došlo před $23 \pm 3,8$ tis. ^{10}Be let BP, resp. před $19,2 \pm 3,2$ tis. ^{10}Be let BP (Mercier et al., 2002). Celkem lze na české a polské straně Krkonoš nalézt 13 karů. Výskyt ledovců byl obdobně jako ve Vogézách či Schwarzwaldu (Huguet, 2007) vázán na preglaciální reliéf, tzn. především vrcholové (deflační) plošiny (Migoń, 1999). Z pozice karů byla odhadnuta nadmořská výška sněžné čáry na 1060 – 1220 m n. m. (Migoń, 1999). Engel (2003) uvádí výšku ELA nejstaršího zjištěného období 1095 m n. m. (metoda THAR sensu Porter, 2001) a v 1060 - 1170 m n. m. na začátku ústupové fáze. Nejdelší ledovcové splazy na české straně pohoří (údolí Úpy, Labe a Kotelského potoka) měly v období maximálního rozsahu délku do 6 km (Engel, 2003). Na polské straně byl nejdelším ledovec údolí Łomnice s max. délkou 3,5 km (Traczyk et Woronko, 2010). K ústupu zalednění do karů došlo cca před 13 tis. lety a k definitivnímu zániku zalednění počátkem holocénu (Engel et al., 2010; Engel et al., 2011).

Zalednění **Hrubého Jeseníku** není zcela jednoznačně vyřešeno. Díky existenci pro zalednění výhodného preglaciálního reliéfu podobného Krkonošům se i zde předpokládá výskyt malých pleistocenních karových ledovců (Prosová, 1973; Migoń, 1999). V oblasti předpokládá výskyt ledovce v údolí řeky Moravy již Vitásek (1924). V současnosti je doložen výskyt glaciálních akumulací pouze ve Velké kotlině v údolí řeky Moravice ve východním svahu Vysoké hole (1463 m n. m.) (Tremil et al., 2008b). Nachází se zde kar s jihovýchodní orientací a zdrojovou plošinou, ve vzdálenosti 600 m od karu lze nalézt relikt morén (Tremil et al., 2008b).

V posledních letech byly upřesněny poznatky o výskytu malého horského zalednění v **Jizerských horách** (např. Pilous, 2006; Traczyk et al., 2008; Černá, 2009). Jedná se především o lokalitu Pytlácká jáma (Rybí loučky) označovanou Pilousem (2006) za karoid, který je součástí anemo-orografického systému Smědavy. Autor zde popisuje glaciálně přemodelovanou cirkovitou sníženinu se dnem v 845 m n. m. Nízká nadmořská výška byla zřejmě kompenzována příhodnými podmínkami a to chladnou severovýchodní orientací a velmi rozsáhlou kompaktní deflační plošinou. Ledovec měl podobu ledovcové čocky bez splazu (Pilous, 2006). Dno deprese je vyplněno rašeliništěm Rybí loučky a hrazeno relikt čelních morén. Mocnost sedimentů rašeliniště je 1,5 – 2 m, datování organicko-minerální

výplně v hloubce 198 cm ukázalo stáří 9936 ± 55 ^{14}C let BP a k zániku zalednění došlo už před koncem pleistocénu (Traczyk et al., 2008).

Malé karové ledovce nebo ledovce se splazy dlouhými jen pár kilometrů přemodelovaly reliéf a podmínily vznik několika dominantních rysů současného reliéfu Českého masivu – karů, trogových údolí, morén. Avšak mimo tyto tvary lze nalézt v horských oblastech České republiky i celou řadu tvarů, u nichž nelze jednoznačně doložit jejich glaciální původ, a vyvolávají již řadu let polemiku (viz, jak uvádí Czudek (2005, s. 107-108)). Pro potvrzení výskytu zalednění v Krušných horách, o kterém, jak uvádí Demek (1998, s. 212), uvažoval již G. Laube v roce 1876 a dále ho zmiňuje i Vitásek (1924), nebyly zatím nalezeny uspokojivé důkazy. Stejně tak neexistují relevantní důkazy o existenci horského zalednění v Moravskoslezských Beskydech, které zmiňoval Pelíšek (1952). Pánek a Hradecký (2000, s. 45, 53-54) tvary popsané J. Pelíšek identifikovali jako nivační deprese a nivační valy vzniklé kryoniválními a geliflukčními procesy. Taktéž, co se týká výskytu horského zalednění v oblasti Králického Sněžníku, se jedná o pouhé zatím ničím nepodepřené dohady (Demek, 1998). Demek et Kopecký (1998) uvažovali v údolí Prudkého potoka o existenci ledovce s chladnou bází. Nejnovější důkazy ukazují na zcela jinou genezi dříve popisovaných glaciálních akumulací. Tyto akumulace mají podobu morfologicky výrazných podélných valů až stupňů tvořených nedokonale vytříděným sedimentem s písčitou až štěrkovou matrix a se špatně usměrněnými středně opracovanými bloky. Malý relativní výškový rozdíl mezi dnem údolí a nejvyšším valem (cca 9 m) by tak předpokládál výskyt velmi málo mocného ledovce, který by nebyl schopen uložit až 20 m mocnou akumulaci údolí Prudkého potoka (Tremel et al., 2008b).

Moderní geomorfologické studie opouští čistě popisný charakter výzkumů a zaměřují se na systémové vazby a paleogeografické interpretace dat získaných syntézou klasických a moderních metodických přístupů a to v rámci mezioborové spolupráce (paleobotanika, sedimentologie, geochemie, geofyzika aj.). V posledních letech tak vzniklo několik prací tohoto charakteru: Raab a Völkel (2003), Traczyk et al. (2008), Engel et al. (2010), Mentlík et al. (2010). Hlavními tématy výzkumů jsou především: identifikace tvarů a potvrzení či vyvrácení jejich glaciální geneze, lokální a regionální chronostratigrafie zalednění, lokální a regionální paleogeografický vývoj přírodního prostředí. Přesto jsou v některých případech tyto poznatky spíše mozaikovitého charakteru a bylo by třeba dořešit

především otázku vzájemného propojení chronologie zalednění Vysokých Sudet a Šumavy a jejich napojení na systém horského zalednění ostatních středoevropských pohoří. Dále pak doplnit znalosti o horském zalednění na české i bavorské straně Šumavy, jelikož ne všechny tradiční lokality s glaciální modelací prošly moderním geomorfologickým výzkumem.

3.2. Lokality s relikty po zalednění na Šumavě

Výzkumy Šumavy započaly již před více než 150 lety. Už na konci 19. a v 1. pol. 20. století vznikla řada prací vztahujících se k tématu zalednění. Mezi nejznámější patří historické práce Partsche, Baybergera, Priehäussera, Reisingera a Rathsburga, jejichž přehled je podán v článku J. Kunskeho (1933), S. Chábery (1975) a J. Veselého (1994). Kompendium o zalednění pohoří Českého masivu s částí věnovanou i Šumavě zpracoval Vitásek (1924). Už od počátku existovalo několik názorů na charakter a stáří zalednění. Jedni autoři se přikláněli spíše k rozsáhlejšímu souvislejšímu zalednění vrcholových částí pohoří (Bayberger, Priehäusser), druzí pak k zalednění karovému (Rathsburg, Penck). Co se týká chronologie, část autorů uvažovala o risském zalednění (Puffer, Priehäusser), zatím co jiní pouze o würmském (Machatschek, Rathsburg).

Až do 90. let 20. století byly čerpány poznatky o zalednění Šumavy z výše uvedených prací. Geomorfologický výzkum na české straně byl díky nepřijetí politické situaci v útlumu. Výjimkou byl pouze výzkum v oblasti Plešného jezera prováděný J. Votýpkou (1979). Návrat k rozsáhlejší výzkumným aktivitám na české straně Šumavě začal až v 90. letech minulého století.

Jiná situace byla s výzkumem glaciálních reliktnů na bavorské straně hranice. Zde vznikly v období Železné opony dvě rozsáhlé práce o zalednění, Ergenzinger (1967) a Hauner (1980), ze kterých jsou doposud přebírány informace o zalednění německé části pohoří. Je nutno poznamenat, že z obou prací je na první pohled zřejmý velkorysejší přístup k rozsahu zalednění, které je vyjádřeno existencí podstatně rozsáhlejšího zalednění v německé části, které nemá v české části odpovídající ekvivalent. Mimoto vzhledem ke stáří obou publikací a metodického pokroku dnešních výzkumů, nelze nekriticky přejímat chronostratigrafii uváděnou v těchto publikacích.

Ergenzinger (1967) věnoval celému pohoří a to jak glaciálním erozním, tak akumulacním tvarům. Celkem popisoval 18 karů na české i německé straně Šumavy, uvedl jejich nadmořskou výšku, orientaci, litologii, výplň dna. Dále si všiml často vyskytujícího se stupňovitého uspořádání karů. Mimo kary zmínil i další erozní tvary reliéfu vyskytující se v nejvyšších částech Bavorského lesa, které by mohly mít souvislost se zaledněním a to: karoidy, přemodelované údolní uzávěry, přehloubená údolí, údolní stupně, vodopády a peřeje. Výskyt těchto tvarů v nadmořské výšce pod 1000 m spojoval s existencí rozsáhlejšího zalednění.

Glaciální akumulacní tvary reliéfu německé části Šumavy rozdělil podle jejich polohy na morény v blízkosti nejvyšších vrcholů (ve vložených karech a karových stupních), blokové morény (ve smyslu zvýšeného výskytu velkých bloků tvořících těleso valů) a údolní morény. Jako důkaz rozsáhlejšího údolního zalednění uvedl autor nález odkryvu bazální morény v údolí potoka Reschwasser v 840 m n. m., exaráčnické rýhy na žulovém bloku a eratický rulový balvan na těžce lokalitě. Obdobně zmínil i výskyt bazální morény v 765 m n. m. na soutoku Hirschbachu a Kleiner Regen (dnes zatopeno přehradou). Oba ledovce by tak měli délku 7 km. Nejnižše položenou údolní morénu a blokovou morénu měl ledovec karu Velkého Javorského jezera a to v 670 m n. m., resp. 810 m n. m. Nejnižše položené karové morény měl ledovec Malého Javorského jezera (960 m n. m.). Důkaz pro existenci rozsáhlejší ledovcové čapky ve vrcholové oblasti Šumavy viděl autor v absenci soliflukčních pokryvů v polohách nad úrovní karových morén (cca 1150 m n. m.). Na základě výskytu glaciálních akumulacních forem rozlišil Ergenzinger tři stádia würmského zalednění: maximální (Maximalstadium), stádium blokových morén (Blockmoränenstadium) a stádium karových morén (Karmoränenstadium). Nadmořskou výšku sněžné čáry (průměr mezi nejvyšším bodem povodí a nejvyšší morénou) určil na 1060, 1140 a 1230 m n. m. Pleniglaciální stáří údolních morén dokonce doložil radiokarbonovým datováním jednoho vzorku z údolí Reschwasser, výsledné stáří bylo 40,8 ± 4,4 – 2,8 tis. ¹⁴C let BP (Ergenzinger, 1967, s. 164). Tato hodnota je ovšem zatížená velkou chybou. Vznik karových morén Ergenzinger odhadoval na období mladšího dryasu, důvodem pro toto tvrzení byla již výše zmíněná absence starších soliflukčních pokryvů v oblastech nad úrovní karových morén. Vznik blokových morén tudíž autor kladl do období LGM. Ergenzinger předložili důkaz o risském zalednění, jsou jím znaky

stlačení a zbytků morén na prvních říčních terasách nad nejnižšími v údolí řeky Flanitz a Kleiner Regen v okolí Zwieselu, které zde ostatně popisoval již Priehäusser (in Ergenzinger, 1967, s. 157). Risská sněžná čára měla ležet v nadmořské výšce nad 1000 m. Doklady risského stáří ovšem bez absolutního datování budí dodnes pochybnosti.

Obsáhlá a velmi podrobná práce **Haunera (1980)** se zaměřuje na oblast „vnitřního“ Bavorského lesa, tzn. oblast mezi Roklanem (Gr. Rachel) a Luzným (Lusen). Autor se věnoval výzkumu klimatem podmíněné terciérní a kvartérní morfogeneze a zaměřil se především na pleistocénní periglaciální a glaciální erozní a akumulární tvary. Z periglaciálních tvarů si všiml soliflukčních pokryvů, kamenných moří, kamenných proudů. Provedl i zrnitostní analýzy vzorků. Upozornil na závislost orientace kamenných moří na nadmořské výšce, kdy v 1100 – 1400 m n. m. dominantní výskyt kamenných moří na JZ - Z svazích a v 1050 – 1200 m n. m. na JV – SV svazích. Vrchol Lusen (Luzný, 1330 m n. m.) s rozsáhlým kamenným moře považoval za nunatak. Hauner popíral Ergenzingerovo tvrzení o úplné absenci soliflukčních pokryvů ve výšce nad 1150 m n. m. a doložil to řadou výkopů. Konstatoval, že chybí pouze v místech, kde se nacházely jednotlivé ledovce, firnoviště či sněžníky (Hauner, 1980, s. 62).

Co se týká glaciálních erozních forem reliéfu, popsal autor v zájmové oblasti celkem 5 karů, 39 „karoidů“ (méně výrazné konkávní formy vzniklé erozním působením méně mocné ledovcové či firnové hmoty) a 60 nivačních depresí, z nichž vytékalo celkem 43 ledovcových splazů. Disproporce v počtu zdrojových oblastí ledovců a ledovcových splazů, je způsobena předpokladem, že z některých zdrojových oblastí vycházel společný splaz. Stejně jako Ergenzinger si všiml stupňovitosti některých karů, dále sledoval nadmořskou výšku, orientaci, reliéfovou energii (kary 250 – 400 m/km; karoidy 150 – 350 m/km) a insolaci (kary 65 – 130 kcal/cm²; karoidy 110 – 135 kcal/cm²). Došel k výsledkům, že dna karů se nachází v užším výškovém rozpětí (1020 – 1080 m n. m.) než dna karoidů (985 – 1235 m n. m.). Orientace obou typů erozních forem není však nijak vyhraněná. V zájmovém území rozeznal autor 3 výškové úrovně intenzivní glaciální eroze. Rozmístění erozních forem viděl jako výsledek rozložení srážek a preglaciálního reliéfu (Hauner, 1980, s. 95). Hauner zmínil výsledky batymetrického průzkumu Rachelsee (s. 95 – 101), ve kterém byla měřena i mocnost dnových sedimentů (max. 6,5 m). Největší mocnosti bylo dosaženo v menší pánvi

v severní části jezera (blíže karové stěně). Tato pánev je mělčinou oddělena od cca 17 m hluboké pánve zahrazené strmou blokovou akumulací nejmladší ústupové morény. Menší pánev tak podle Haunera představovala vlastní karové dno a přední pánev byla místem, kde ležel již ledovcový splaz. Svrchní část profilů (v hloubce 1 – 1,2 m) odebraných ze dna Roklanského jezera v místech mělčiny mezi oběma pánvemi byla tvořena gyttjou. Bázi profilu (v hloubce 3,9 – 4,6 m) tvořil nezvrstvený silně oglejený písčitojílovitý sediment. Pylová analýza ukázala postglaciální stáří (od přechodu boreál/atlantik) odebraného profilu, což vypovídá podle autora o tom, že se na tomto místě jezero začalo utvářet až v tomto období. Dále byly odebrány dva kompletní profily (o celkové mocnosti 256 a 305 cm) z rašeliniště Alter See. Maximální stáří určené na základě pylové analýzy ukazuje na boreál, na přelomu pozdního glaciálu a preboreálu zde podle autora pravděpodobně ležel ještě firn.

Hauner (1980) dále zjistil, že pouze na 16 ze 43 lokalit se dochovaly morény ve formě valů, což bylo podle něj důvodem nižšího počtu ledovců uváděných ve starších pracích. Výskyt tohoto typu morén váže na výskyt nejvyvinutějších erozních forem, tzn. kary a „karoidy“. U karových ledovců kolísá počet morén od 5 (ledovecnacházející se na sever od Roklanu) až dokonce po 18 v případě ledovce v údolí Grosser Schwarzbach. Nejrozsáhlejšími ledovci v zájmové oblasti byly: Kleiner Regen (severní svah Roklanu, 5 morénových), Rachel (Rachelsee a Alter See, 16?), Reschwasser (kar v údolí Grosser Schwarzbach, 18?), Hirschbach (spolu s Gruftbach, 8). Nejnižše položenou morénu vztaženou k nejstaršímu zalednění (podle Haunera risského) popisuje pro ledovec v údolí Kleiner Regen v nadmořské výšce 720 m. Nejnižší poloha čel ledovcových splazů se nacházela v rozmezí 870 (Gruftbach) až 1090 m n. m. (Hochliegender Baumbach). Hauner (1980) v zájmové oblasti rozeznal 4 stádia eroze a celkem 6 fází zalednění (s. 127). Mimo jiné i na tomto místě polemizuje s členěním Ergenzingera (1967) a některými jeho údaji. Přesnější časové zařazení zalednění ovšem kvůli chybějícímu absolutnímu datování neuvádí. Za risské považuje Hauner (1980) glaciální nacházející se v nadmořské výšce 720 – 840 m označované jako „Klausenwald-Stadium“ a „Schustersäge-Stadium“. Jejich glaciální genezi určil na základě sedimentárních charakteristik a ne morfologie forem, protože netvoří žádné morfologicky výrazné valy. Stáří akumulací těchto dvou sérií určil jako risské, což nelze při absenci absolutního datování tvrdit. Další stádia pojmenovaná „Steigenhütte-Serie“ a „See-Serie“ jsou tvořena výraznými koncovými (min. v 895 – 1105 m n. m.), bočními a bazálními morénami a jsou würmského stáří. Poslední

vymezená stádia - „Triftklause-Stadium, Waldschmidt-Stadium“ - zahrnují kary nebo spíše „karoidy“ a na ně vázané akumulace ve výšce nad 1120 m n. m. Na základě analogie prostorového uspořádání morén v oblasti Rachel-Lusen (mapa v Hauner, 1980), rozložení morén v dalších zmapovaných oblastech Šumavy (Černé a Čertovo jezero, jezero Laka, Prášilské jezero) a výsledků datování z okolí Kleiner Arbersee lze tvrdit, že Haunerovo přiřazení série „Steighütte“ a „See“ k würmskému glaciálu odpovídá skutečnosti.

Jako období vzniku „jezerních, resp. „karových“ morén, z důvodů chybějících dokladům soliflukce na povrchu, označil Hauner (1980) Mladší Dryas. To však nepotvrdily výsledky datování izotopy ^{10}Be v oblasti Kleiner Arbersee (Reuther, 2007), podle nichž začaly nejstarší morény (WI podle Raab, 1999; pravděpodobně Steighütte-Serie podle Hauner, 1980) vznikat nejpozději v období před $20,7 \pm 2$ tis. lety a jezerní morény před $15,5 \pm 1,7$ tis. lety.

Hauner (1980) také na základě reliktních glaciálních akumulací, erozních tvarů a řadě profilů spočítal polohu sněžné čáry, plochy akumulčních oblastí ledu, firnu a sněhu a ablačních oblastí ledovců, resp. firnových „ledovců“. Celkovou plochu deflačních plošin jako vyživovacích oblastí ledovců stanovil na $41,3 \text{ km}^2$, oproti tomu celková ablační oblast měla rozlohu $6,62 \text{ km}^2$. Tento nepoměr je podle autora dán nedostatkem pro akumulaci vhodných prohlubní u velké části popisovaných ledovců. Oproti tomu karové ledovce se v zájmovém území vyznačovaly poměrem akumulční ku ablační oblasti 1:1. Hauner (1980, s. 113) taktéž zjistil, že plocha celkové vyživovací oblasti v zájmovém území není rozhodujícím způsobem závislá na hodnotách insolace. Autor si sám uvědomoval úskalí spojená s výpočtem na současném reliéfu, který neodpovídal tehdejšímu. Polohu würmské firnové čáry na základě glaciální morfologie určil na 1030 – 1130 m n. m. Höfrovo metodou (kde je sněžná čára v poloviční výšce mezi nejhlubším bodem ledovce a střední výškou horského hřbetu nad ledovcem) spočítaná nadmořská výška sněžné čáry vyšla 1015 – 1177 m. Würmskou lokální ELA během maximálního zalednění určil Hauner i na základě vlastní nově vyvinuté metody (Hauner, 1980, s. 138) na 1110 ± 30 m. Tato metoda je postavena na stratigrafii „Firngrundschutt“ (tímto pojmem rozumí suť vzniklou pod tělesem firnu, pravděpodobně pasivní moréna) a využívá jako korekci izolinie recentního odtávání sněhu. Faktory, které podle Haunera (1980) ovlivnily polohu sněžné čáry, byly: kontinentalita klimatu, efekt zastínění, nadmořská výška, topografie, přímá insolace, délka trvání slunečního záření,

„údolní fenomén“ (ovlivňuje zastínění, rozložení teplot, vzdušné proudění), návětrí/závětrí vzhledem k rozložení srážek, aerodynamické působení reliéfu (usměrňování vzdušného proudění), sklon svahu, blízkost ledovce.

Z nejnovějších prací zabývajících se tématem zalednění německé strany lze ještě jmenovat práce F. Pfaffla (Pfaffl, 1986, 1988, 1989, 1992, 1997, 2001) a hlavně práce z posledních let zabývajících se oblastí Kleiner Arbersee (Malé Javorské jezero) : Raab (1999), Raab et Völkel (2003), Reuther (2007). V oblasti masivu Grosser Arber (Velký Javor, 1456 m n. m.) se pravděpodobně nacházely tři ledovce – ledovec Grosser Arbersee (Velké Javorské jezero), ledovec Kleiner Arbersee a ledovec Bänkelschwelle. Splaz ledovce Grosser Arbersee stékal údolím potoka Geigenbach na JV od vrcholu Grosser Arber (Ergenzinger, 1967). Ledovec Bänkelschwelle stékal ze sedla Arbersattel, které se nachází mezi vrcholy Grosser a Kleiner Arber směrem na jih údolím potoka Schwellbach (Pfaffl, 1997 a 2001, citováno z Reuther, 2007). Na sever od tohoto sedla se nacházel ledovec Kleiner Arbersee, přičemž glaciální akumulární reliktky tohoto ledovce jsou nejprozkoumanějšími v celém Bavorském lese. Akumulační oblastí ledovců Kleiner Arbersee a Bänkelschwelle ještě před vznikem karů bylo právě zmiňované sedlo (1270 m n. m., šířka 200 – 300 m) a údolní uzávěry potoků Seebach a Schwellbach (Pfaffl, 1997 a Fiebig, citováno v Reuther, 2007). Na tomto sedle byly nalezeny znaky glaciální abraze (Fiebig in Reuther, 2007), subglaciální deformační till (Raab, 1999, profil č. 54 a 71) a na závětrné straně abradované části sedla výchoz se znaky pluckingu (Reuther, 2007). V kombinaci s výsledky datování hornin na sedle Arbersattel došla Reuther (2007) k závěru, že bylo sedlo vystaveno výraznému eroznímu působení, které skončilo před cca 62 tis. lety, sedlo bylo obnaženo. V období pozdního würmu (21 – 15 tis. let BP) se zde mohla nacházet pouze několik metrů mocná firnová čapka, která už podklad neerodovala.

Tématem vývoje pozdno-glaciálního přírodního prostředí na lokalitě **Kleiner Arbersee** se zabývá monografie **T. Raaba (1999)** a z ní vycházející článek **Raab et Völkel (2003)**. Bázi práce tvoří podrobné geomorfologické mapování glaciálních forem reliéfu, série kopaných profilů a sedimentologicko-pedologické analýzy, odběr a analýza (palynologie)

jezerních sedimentů (mocnost 1070 cm), datování (radiokarbonové a opticky stimulovaná luminescence).

Maximální délka ledovce Kleiner Arbersee byla 2,575 km, dosahoval převýšení až 445 m a průměrný spád ledovce činil 17 %. Šířka tohoto ledovce byla od 160 m (v 830 m n. m.) do 800 m (v 1040 m n. m., nejvyšší bod pravé boční morény). Maximální mocnost ledovce měla být 115 – 140 m. Ledovec Kleiner Arbersee lze tedy popsat jako přechodný typ mezi karovým a údolním ledovcem, neboť nese známky obou.

Tvar karu Kleiner Arbersee byl ovlivněn strukturními poměry rul tvořících podloží. Výskyt desítky metrů vysokých skalních stupňů v karové stěně a velkých bloků tvořících morény je podle autora dokladem velké míry detrakce tehdejšího ledovce. Glaciální akumulace v okolí Kleiner Arbersee Raab člení na základě morfologické klasifikace podle Goldthwait (1989) na bazální morény, boční morény, koncové morény, ústupové morény, tvary vzniklé tavnými vodami a pánev pod ledovcovým splazem („Zungenbecken“). Navíc na základě sedimentologických metod určuje typy tillů tvořících jednotlivé druhy morén. Bazální moréna tvoří plochý reliéf se slabě konvexními svahy, tvoří ji lodgement till a melt-out till. Celkem autor popsal 4 morénová stádia, která označil W1a, W1b, W11, W1V, přičemž čelní moréna W1 se štěpí na dva valy W1a a W1b a moréna W1V hradí dnešní jezero. Boční morény se nacházejí mezi 900 – 1050 m n. m. (pravé), resp. 950 – 1050 m n. m. (levé). Nad východním břehem mají boční morény podobu stupňů v příkrém svahu, a jsou tvořeny lodgement tillem. Diferenciace jednotlivých morén není podle autora zcela jistá, nabízí však variantu vyčlenění čtyř bočních morén. Koncové morény se nacházejí v 830 – 880 m n. m. a mají příkrý protáhlý distální svah, tvoří je melt-out till nebo flow till. Tvary vzniklé při tání ledovce v tomto případě představují hlavně glacialakustrinní sedimenty v předpolí dnešního jezera. Místo, kde ležel ledovcový splaz, představuje dnešní jezerní pánev. Zajímavý je nález polohy přemístěné pohřbené fosilní půdy postižené navíc soliflukcí v těsném předpolí nejstarší čelní morény (Raab, 1999, profil č. 62). Podle autora je tato půda dokladem předwürmské stabilizační fáze morén. Raab (1999) zařadil všechny zmapované reliкty zalednění do würmu, čemuž odpovídá morfologie morén (čerstvost tvarů), v převážné většině chybějící soliflukční pokrivy na morénách a datování. datování infračervenou stimulovanou luminescencí glacialakustrinních sedimentů v předpolí jezera v hloubce 240 cm ukázalo stáří $32,4 \pm 9,3$ tis. let BP, u něhož podle Reuther (2007) s největší pravděpodobností

nedošlo k dostatečnému vynulování signálu během poslední fáze sedimentace a je ho proto nutné brát s velkou rezervou. Nejstarší radiokarbonovou metodou datovaný sediment ze dna dnešního jezera se uložil před $12,470 \pm 202$ ^{14}C let BP (Raab, 1999; odpovídá 13,8 – 14,9 tis. kal. let BP, Reuther, 2007), kdy došlo k odlednění dna karu. Stáří 12,4 – 12,8 tis. kal. let BP báze rašelinného horizontu v profilu nad jezerem v karové stěně (tzv. „Seeloch“, 951 m n. m., v hloubce 141 cm; Raab, 1999) značí, že v tomto období musel ledovec ustoupit výše do karové stěny (Reuther, 2007). Autor dochází na základě výsledků absolutního datování jezerních sedimentů a pylové analýzy k závěru, že jezerní pánev byla už kolem 15 tis. kal. let BP bez ledu. Kvůli nálezů subglaciálního deformačního tillu na sedle nad karem Kleiner Arbersee autor polemizuje s otázkou existence ledovce v nejvyšších polohách zájmové oblasti. Přiklání se k teorii, že vrcholové části Kleiner a Grosser Arber mohly být pokryty jen málo mocným náhorním ledovcem („plateau glacier“) či firnovou čapkou.

Na práci Raaba z části navazuje monografie **Reuther (2007)**, která se zabývala datováním kosmogeními nuklidy ^{10}Be na vzorcích hornin odebraných z bloků v morénách v okolí Malého Javorského jezera, z karové stěny a z vrcholové plošiny Grosser Arber. Výsledky tohoto typu datování souhlasily s daty získanými mapováním a radiokarbonovým datováním publikovaným Raabem (1999). K iniciálnímu postupu zalednění došlo před $20,7 \pm 2$ tis. lety, kdy se během období 2 – 3 tisíc let uložily dva valy čelní morény. Vnější val WIa se stabilizoval před $19,1 \pm 2$ tis. lety, pak došlo k ústupu ledovce o 50 – 100 m a uložení vnitřního valu WIb ($18,7 \pm 1,9$ tis. let BP). Před $17,4 \pm 1,8$ tis. let ledovec opět ustoupil a vytvořil morénu WII ($17,3 \pm 1,6$ tis. let BP). Před $15,5 \pm 1,7$ tis. lety se pak vytvořila jezerní moréna. Před $14,5 \pm 1,8$ tis. lety ustoupil ledovec výše do karu nad úroveň 950 m n. m..

Na české straně Šumavy vznikla před r. 1989 pouze práce **J. Votýpky (1979)** zabývající se geomorfologickými **poměry masivu Plechého** se zmínkou o glaciální modelaci reliéfu. Autor si všímá především vlivu puklinového systému granitů a s tím spojeného preglaciálního reliéfu na samotný vznik a tvar karu Plešného jezera. Vliv na vznik karu v této lokalitě měly: severovýchodní chladná expozice, extraglaciální a glaciální klima, dvojitý systém převládající puklinatosti, rozhodující směry puklinatosti, asymetričnost granitové klenby Plechého, frekvence puklin S, Q a L, hloubka vsakování puklinové vody. Votýpka

(1979) usoudil, že hlavní hmota byla z karu odstraněna už před zaledněním a glaciální činnost pouze rozšířila a prohloubila existující údolní uzávěr. Jezerní pánev tak podle něj zřejmě odpovídala původnímu preglaciálnímu prostředí. Glaciální akumulace Plešného jezera autor rozdělil do tří typů: bazální blokové akumulace, zbytky čelní morény na bazální akumulaci, zbytky pasivní morény hradící jezero. Ledovcový splaz měl délku 780 – 800 m, mocnost čelní morény je téměř 30 m, pasivní moréna hradící jezero dosahuje pravděpodobně mocnosti 25 – 29 m. Z rozsahu glaciálních sedimentů, jejich zachovalosti, materiálu, polohy a expozice autor usuzuje na dvofázové würmské zalednění. V první fázi vznikla čelní moréna, ve druhé fázi ústupová pasivní moréna hradící jezero. Datování či sedimentologické analýzy však autor neprovedl.

Na Votýpkovy výzkumy v okolí Plešného jezera v současnosti navazují výzkumy prováděné P. Mentlíkem (nepubl.). Výzkumům z části souvisejícím se zaledněním se dlouhodobě věnoval i J. Veselý (1994, 1998, 2000a, 2000b), který mimo jiné koordinoval odběry a analýzy jezerních sedimentů z Plešného jezera. Morfometrií šumavských karů a systémem šumavského karu jako takovým se věnovaly články Housarová et Mentlík (2004), Steffanová et Mentlík (2007) a disertace P. Mentlíka (2006). Tyto práce ovšem zahrnovaly pouze část karů na německé straně a pracovaly s jejich vymezením pouze na základě DMR. Navíc některá vymezení glaciálních segmentů reliéfu a použití morfometrických metod (např. k-křivky) nebylo korektní.

Oblastí s glaciální modelací reliéfu na české straně Šumavy, která byla podrobena v posledních letech modernímu geomorfologickému výzkumu, bylo **okolí Prášílského jezera a jezera Laka (Mentlík, 2005, 2006; Mentlík et al., 2010)**. Proběhlo zde podrobné geomorfologické mapování elementárních forem reliéfu, sedimentologické analýzy (granulometrická analýza, analýza tvaru klastů, zaoblení částic, exoskopická analýza), geofyzikální profilování (elektrická odporová tomografie), relativní datování glaciálních akumulací (Schmidt hammer test, srovnání drsnosti a zvětrávání skalních povrchů), radiokarbonové datování, datování ¹⁰Be (nepubl.), pylová analýza.

Kar Prášílského jezera má dvoustupňovitou formu (horní kar a jezerní kar), na jejímž vzniku se podílel puklinový systém a přítomnost rozhraní mezi žulou a svorovou rulou.

Na jih od karu Prášilského jezera se nachází protáhlá sníženina Staré jímky. Podobně jako Ergenzinger (1967) i v oblasti Prášilského jezera byly rozlišeny tři fáze zalednění (Mentlík, 2006; Mentlík et al., 2010) označené jako fáze malého údolního ledovce, fáze kombinace ledovec-kamenný ledovec a karová fáze. Fáze malého údolního ledovce po sobě zanechala koncové, boční čelní morény a svrchní morénu (blokové pole tvořené žulovými balvany). Poloha reliktních morén ukazuje na tyto rozměry tehdejšího ledovce: délka cca 2060 m, šířka cca 760 m, mocnost cca 54 m, sklon povrchu cca 6°. Ledovec pravděpodobně vyplňoval celý údolní uzávěr, ale hlavní zdroj hmoty ledovce pocházel z karu. Ve druhé fázi zalednění vznikly morfologicky výrazné formy, avšak ledovec byl méně rozsáhlý, soustředěn byl do prostoru karu a Staré jímky. Zanechal po sobě 1500 m dlouhou, 200 – 300 m širokou a cca 12 m vysokou lalokovitou akumulaci, která nasedá na blokovou akumulaci první fáze a pokračuje podél okraje karu a Staré jímky. Třetí fáze zalednění byla soustředěna do karu a zbytky ledovce zůstaly též ve Staré jímce. V této fázi vznikly dvě čelní morény v předpolí dnešního jezera. Vnější mohutnější moréna (výška 12 m) obklopující pouze JV část jezerního karu vznikla působením ledovce vyplňujícího oba karové stupně. Vnitřní ústupová moréna hradící dnešní jezero vznikla působením ledovce vyplňujícího nižší stupeň karu. Další akumulací vzniklou během třetí fáze byl 770 m dlouhý a 160 – 220 m široký val situovaný podél Staré jímky. Sedimentologicky toto těleso vzniklo podobně jako materiál předchozí fáze kombinací glaciálních a koluviálních procesů. Sněžná čára nejstarší fáze zalednění ležela v 1079 m n. m. (TPW-ELA, metoda MELM), resp. v 1237 m n. m. (TP-ELA). Ve druhé fázi byla TPW-ELA v 1119 m n. m. (metoda THAR), resp. 1240 m n. m. (TP-ELA). V nejmladší fázi zalednění ležela TPW-ELA v 1108 m n. m. (metoda THAR). Mocnost sedimentů z vrtu odebraného z prostoru Staré jímky byla 5,2 m. Spodní část profilu (v hloubce 270 – 520 cm) je tvořena písčítým sedimentem šedé barvy. Svrchní část je rašelina. Sediment v hloubce 455 cm byl datován na $10\,470 \pm 120$ ¹⁴C let BP (12,8 – 12 tis. kal. BP). Provedená pylová analýza na bázi potvrdila pozdně glaciální pyly. Stará jímka tudíž představovala prostor, ve kterém se nacházel reliktní ledovec a později sedimentační prostor jezera a rašelinistiště hrazeného murovým akumulacním kuželem. Do 10 tis. kal. let BP panovaly v území chladné podmínky dokumentované přítomností chladnomilných vodních řas. Poté došlo k rozvoji lesa a tím i stabilizaci svahů. Jezero ve Staré jímce bylo zazemněno před cca 4 tis. kal. let BP. Na základě radiokarbonového datování a pylové analýzy ze dna Staré jímky došel autor k názoru, že deglaciace na tomto místě proběhla před cca 14 tis. kal. let BP a během mladšího dryasu bylo

území již bez ledovce, což by, jak uvádí, korespondovalo s výsledky z Plešného a Kleiner Arbersee (Pražáková et al., 2006; Raab et Völkel, 2003). Na základě poznatků z poslední doby došlo k odlednění v oblasti Prášilského jezera až koncem mladšího dryasu (Mentlík, 2011).

Kar jezera Laka je protáhlou polygenetickou formou založenou v pararule s minimálním přehloubením a s vyvinutým stupněm v karové stěně (vložený kar). Karová stěna má převažující orientací k SV. Morfologie západní části karové stěny je ovlivněna směrem foliace krystalických břidlic a existencí tektonické linie (Mentlík, 2005, 2006). Nad karovou stěnou se nachází relikty zarovnaných povrchů, přičemž pro vznik ledovce měla rozhodující vliv plošina kolem Plesné (plocha - cca 32,6 ha). Navzdory velkému karu se zachovalo nápadně malé množství glaciálních akumulací. Ty zasahují nejnižší do nadmořské výšky 1045 m n. m. Autor odhaduje mocnost sedimentů na základě hloubky erozního zářezu na čele glaciálních akumulací až na 12 m. Zalednění proběhlo ve dvou bezprostředně navazujících etapách, první měla dvě fáze, druhá byla méně rozsáhlá. Během první etapy vznikla lalokovitá forma (bazální moréna) se dvěma paralelními valy bočních morén a relikty čelní morény. V této etapě ledovec přestoupil hřbet na SZ od jezera. Během druhé etapy vznikl morénový val, který vybíhá od severního okraje jezera směrem k SV. Sněžná čára ležela v případě staršího zalednění v 1081 m n. m. (TPW-ELA, metoda MELM), resp. v 1328 m n. m. (TP-ELA), a během mladšího zalednění dosahovala nadmořské výšky 1148 m (TPW-ELA, metoda THAR). Ledovec byl maximálně dlouhý 1320 m, 500 m široký a měl mocnost 50 m. Stáří zachovaných akumulací je s největší pravděpodobností würmské, autor však připouští z důvodu velkého rozměru karu dlouhotrvající zalednění možná i risské.

Dva rozsáhlé výzkumné projekty financované Evropskou komisí RECOVER:2010 (Predicting recovery in acidified freshwaters by the year 2010; EVK1-CT-1999-00018) a EURO-limpacs (Integrated Project to Evaluate the Impacts of Global Change on European Freshwater Ecosystems; GOCE-CT-2003-505540; 2004-2009) zabývající se tématem acidifikovaných jezer a vlivu globálních změn na evropské sladkovodní ekosystémy daly spolu s dalšími projekty GA ČR či GA AV ČR vzniknout celé řadě výstupů, které se týkaly i tématu vývoje glaciálních a holocénních ekosystémů jezer v šumavských karech (Pražáková et al., 2006; Jankovská, 2006; Tátošová et al., 2006; Štefková, 2008). Tyto výsledky byly použity

v diskuzi této práce. Limnické sedimenty byly v minulosti odebrány prakticky ze všech šumavských jezer, ovšem ve většině případů pouze z povrchových vrstev (Hauner, 1980; Raab, 1999; Veselý, 1994, 1998; Veselý, 2000a, 200b; Pražáková et al., 2006). První měření mocnosti sedimentů šumavských jezer pochází již z počátku 20. století. Například Reissinger na přelomu roku 1930 a 1931 vyvrtal poblíž nejhlubšího místa Černého jezera vrt o celkové hloubce 15,35 m a popsal, že v hloubkách 5 - 12 m dominovaly pyly borovice, v hloubce větší než 13 m již chyběl organický materiál a nacházel se zde hrubozrnný sediment (in Veselý, 1998). Toto rozhraní se pravděpodobně shoduje s přelomem pleistocén/holocén a dobře je zdokumentováno na vrtech v Plešném jezeře a Kleiner Arbersee, která jsou jedinými šumavskými jezery s odebranými sedimentárními záznamy sahajícími až do období pozdního glaciálu. Ze dna Černého jezera byl sice také odebrán profil ze dna o celkové mocnosti přes 500 cm, ale z důvodů províření materiálu na dně jezera není záznam použitelný pro další analýzy (V. Jankovská, ústní sdělení).

V Obr. 4. jsou na dvou mapách znázorněny lokality s doklady glaciální činnosti uváděnými v představené literatuře. Lokality zmiňované Ergenzingerem (1967) jsou rozčleněny do čtyř skupin na: lokality s výskytem karů a karových morém; lokality s popisem výskytu depresí po mrtvém ledu a fluviálních teras s výskytem glaciálních akumulací či znaky glaciální deformace; lokality s dochovanými relikty údolních morén nenavazujících na relikty mladšího zalednění; údolní morény s návazností na mladší výše položené zalednění. Podrobnější mapa pak reprodukuje představu o rozsahu zalednění podle práce Haunera (1980).

3.2.1. Starší zalednění Šumavy (tzn. před LGM)

O starším zalednění Šumavy z období před MIS 2 existují pouze nepřímé důkazy, které nebyly potvrzeny moderními výzkumy a absolutním datováním. Přesto lze tvrdit, že zalednění z období LGM (cca 23 - 19 tis. let BP) a mladší, jehož relikty jsou na Šumavě zachovány nejlépe, nebylo s největší pravděpodobností jediným a nejrozsáhlejším zaledněním tohoto pohoří. Starší zalednění než LGM je popsáno nejen z Krkonoš (riss – např.

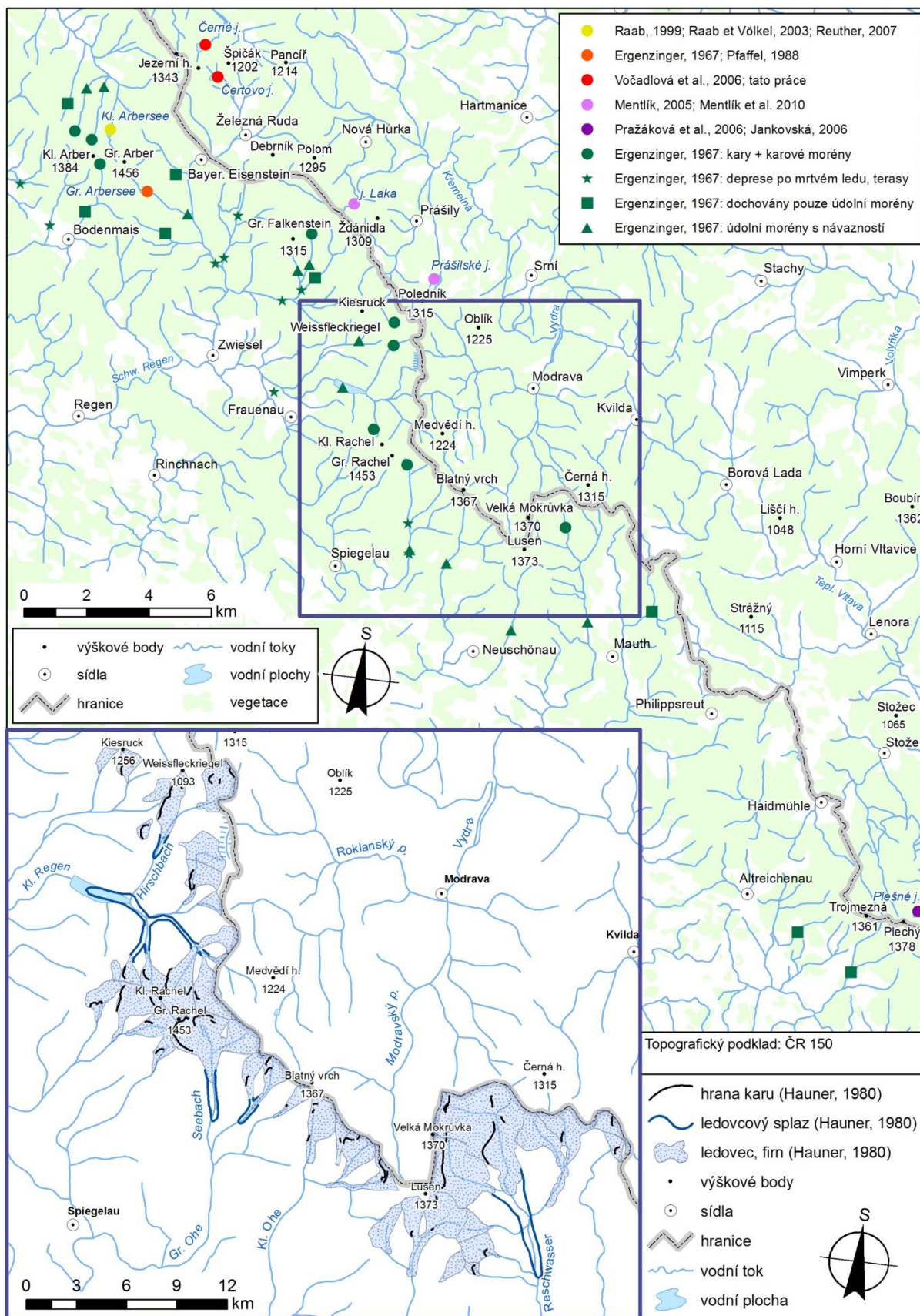
Sekyra, 1964; Šebesta et Trembl, 1976; riss/würm - Chmal et Traczyk, 1999; Engel et al., 2011), ale i z Vogéz (58 – 30 tis. ¹⁴C let BP s maximem před 47 tis. ¹⁴C lety, Seret et al., 1990) a Schwarzwald (zde označováno jako risské, Schreiner, 1995; Fiebig et al., 2004).

Z oblasti Bavorského lesa jsou popsány akumulace v nízkých nadmořských výškách kolem 720 – 840 m n. m., které by odpovídaly rozsáhlým údolním ledovcům se splazy o délce až 7 km. Tyto akumulace jsou některými autory považované za risské (Reschwasser a Hirschbach; Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980). Problémem výzkumu sedimentů starších zalednění je jejich redepozice v prostoru karu během LGM, která znemožnila jejich identifikaci. Dokladem staršího zalednění Šumavy by mohly být některé výsledky výzkumů z oblasti Kleiner Arbersee (Raab, 1999; Reuther, 2007). Raab (1999, profil č. 32 a 62) zde v předpolí nejstarší čelní morény v 820 m n. m. našel fosilní půdu překrytou soliflukčním horizontem, která podle něj vznikla během interglaciálu. Dále zmiňuje, že doklady rozsáhlejšího zalednění minimálně prewürmského lze nalézt v údolí Seebach až do nadmořské výšky 600 m (Raab, 1999, s. 173).

V souvislosti s tímto nálezem a datováním skalních povrchů na Arbersattel, sedle mezi vrcholy Grosser a Kleiner Arber přišla Reuther (2007) s teorií o existenci staršího zalednění pokrývajícího vrcholové části masivu Arberu. Měla se zde podle ní (Reuther, 2007, s. 85) v období spodního würmu (MIS 4) nacházet vrcholová ledovcová čapka, která erodovala skalní povrch sedla (dokladem nález tillů a znaků glaciální eroze, Raab, 1999; Fiebig in Reuther, 2007). Z ní vytékal ledovec, který postoupil údolím Seebach ještě níže než ledovec během LGM a zanechal tam Raabem (1999, s. 173) popisované „prewürmské“ glaciální akumulace. Vrcholové části masivu Arber byly podle Reuther (2007) datováním ¹⁰Be obnaženy před cca 62 tis. lety, přičemž vrcholové plošiny v pozdějším období pokrývala maximálně několik metrů mocná vrstva firnu či sněhu. Poté v jednom z interstadiálů období MIS 3 došlo k vytvoření Raabem (1999) popsané fosilní půdy v předpolí nejstarší morény, která byla později překryta soliflukcí. Této teorii nahrává i stáří vzorku zbytků dřeva z bazálního tillu (cca 840 m n. m) v údolí Reschwasser na východ od Luzného, které bylo radiokarbonovou metodou určeno na 40 800 ± 4400 – 2800 let BP (Ergenzinger, 1967, s. 164). Toto datum je nutné brát s rezervou, jelikož hodnota leží na hranici použitelnosti tohoto typu datování.

Na základě těchto souvislostí, lze předpokládat, že glaciální reliktů přisuzované staršími autory risskému zalednění vznikly během spodního würmu, tzn. v období MIS 4 (cca 73 – 61 tis. let BP) a ve stadiálech období MIS 3 (cca 60 – 27 tis. let BP). Zda před koncem MIS 3 ledovce na Šumavě nebyly, nebo byly ve značně redukované formě vázány na nejchladnější místa karů, nelze na základě dosavadních poznatků tvrdit.

Otázka časového zařazení akumulací, jejichž vznik je spojován s rozsáhlejším a starším zaledněním a které jsou zmapovány v pracích Ergenzingera (1967) a především Haunera (1980), by mohla být jedním z dalších témat moderních glaciologických výzkumů na Šumavě. Samozřejmě je nutné, aby byl v rámci těchto výzkumů ověřen i samotný glaciální původ zkoumaných tvarů.



Obr. 4. Mapa lokalit s relikty zalednění zmíněnými v rešerši. Menší mapa reprodukuje rozsah zalednění podle mapy v publikaci Hauner (1980).

3.3. Náhled do problematiky výzkumu zalednění

V této kapitole je nastíněna problematika výzkumu zalednění. Konkrétně jsou vybrána ta témata, která jsou aplikovatelná na výzkum zalednění středohorských systémů.

3.3.1. Tvary vzniklé zaledněním - Ad Cíl 1: Jaké tvary vznikly jako výsledek působení zalednění na reliéf a dá se na jejich základě určit jeho intenzita?

Středohorské systémy postižené horským zaledněním se od vysokohorských liší nejen co do spektra zastoupených glaciálních forem reliéfu, ale rozdíly lze nalézt ve velikosti, tvaru a počtu jednotlivých forem. I přesto však tyto rozdíly nemusí být nijak výrazné a pro kary existují určitá velikostní omezení, neboť jak uvádí Evans (2007, s. 841): „*Cirques are scale-specific forms, commonly between 200 m and 4 km broad and long with the upper limit dictated by valley spacing*“.

Na Šumavě byly popsány jak akumulární, tak erozní glaciální formy reliéfu. Z akumulárních to jsou různé typy morén (boční, čelní, bazální). Z erozních tvarů pak především kary a ledovcem přemodelované údolní uzávěry (viz kapitola 3.2.).

3.3.1.1. Morfometrické a morfologické charakteristiky používané k popisu karů

V řadě prací byly kary definovány a podrobně popsány celým spektrem morfometrických a morfologických charakteristik (Graf, 1976; Evans, 1977; Vilborg, 1977; Aniya et Welch, 1981; Davis, 1999; García-Ruiz et al., 2000; Federici et Spagnolo, 2004; Brook et al., 2006, Ruiz-Fernández et al., 2009). Mimo morfometrické charakteristiky a hodnocení jejich vzájemné závislosti byly v uvedených pracích často zkoumány vztahy mezi velikostními či tvarovými charakteristikami karů a expozicí, geologickými poměry, polohou zdrojových oblasti sněhu atd. Na základě výsledků těchto analýz se někteří autoři pokusily kary klasifikovat (García-Ruiz et al., 2000; Ruiz-Fernández et al., 2009). Jiné klasifikace vznikly pouze na základě víceméně subjektivního hodnocení stupně vyvinutosti tvaru karů (Zienert, 1967; Vilborg, 1977; Evans et Cox, 1995).

Cílem morfometrické analýzy karů v této práci není zkoumat všechny uvedené vztahy, ale zaměřit se pouze na problematiku stanovení míry přehlobení karu za použití funkce tzv. k-křivky (Haynes 1968), která popisuje podélný profil karem, a srovnání její vypovídací hodnoty s morfometrií karů. Po matematické stránce jsou rozebrány veličiny vstupující do rovnice k-křivky a rozebrána je její následná aplikace v reálném reliéfu, která dosud nebyla nikde v literatuře uspokojivě vysvětlena, ačkoli je zmiňována v několika publikacích (Benn et Evans, 1998; Rasemann et al., 2004; Bennett et Glasser, 2009; Vilborg, 1977, Martini et al., 2001; Brook et al., 2006). Nedostatečné vysvětlení konstrukce k-křivky včetně nesouladu mezi textem a vysvětlujícím obrázkem v článku Haynes (1968) je jednou z možných příčin malého nebo dokonce chybného užití této metody.

Kary lze podle hodnot veličiny-k rozdělit do tříd a tuto klasifikaci konfrontovat s dělením založeným na obvykle používaných morfometrických charakteristikách. Jinými slovy vybranou skupinu karů lze kategorizovat na základě morfologického (morfologické indexy ve smyslu Evans et Cox, 1995), ale i genetického hlediska (k-křivka sensu Haynes, 1968). Správné stanovení k-křivky jakožto součást analýzy erozních glaciálních tvarů může přispět k upřesnění vývoje a intenzity horského zalednění. Gordon (1977, s. 192) uvádí, že jestliže je platný předpoklad, že z časoprostorového hlediska je vývoj karu funkcí jeho velikosti, pak vztah mezi velikostí karu a proměnnými popisujícími jeho tvar má důležitý dopad na způsob vývoje karu.

3.3.2. Faktory ovlivňující bilanci hmoty ledovce - Ad Cíl 2: Jaké podmínky přispěly ke vzniku zalednění na Šumavě? Do jaké míry variabilita polohových a mikroklimatických podmínek ovlivnila výslednou podobu zalednění?

Ledovec je složitým systémem s celou řadou vstupů, které v konečném důsledku přímo či nepřímo ovlivňují bilanci ledovcové hmoty, resp. její tok, a tím rozhodují o vzniku, stagnaci či zániku zalednění. Proto je linie mezi akumulací a ablační zónou ledovce nazývaná „čára rovnováhy“ - *equilibrium line*. Poloha této linie, tzn. její nadmořská výška (*equilibrium line altitude, ELA*), diktuje velikost ablační a akumulací zóny ledovce a tím

rozsah zalednění dané oblasti (Siegert, 2007, s. 865). Změny její polohy jsou nejen mezisezónní, ty však nemají pro paleoenvironmentální výzkumy takový význam, ale především indukované klimatickými a neklimatickými faktory. Mimo to lze faktory rozdělit i podle toho zda mění ablaci nebo akumulaci. Změny v obou případech způsobují fluktuaci čela ledovce. Nicméně v případě akumulace, kdy musí být signál přenesen z akumulační oblasti až k čelu ledovce, je její odraz v postupu či ústupu zalednění vůči klimatickým změnám opožděn (Benn et Evans, 1998, s. 243). Doba odezvy je delší pro dlouhé a pomalu se pohybující ledovce. Na základě modelu (model lineární teorie kinematických vln, Jóhannesson et al., 1989), který vypočítává dobu odezvy údolního ledovce na klimatické změny projevující se změnou bilance hmoty, je předpovídaná doba odezvy v řádu stovek až tisíců let. Ačkoli pozorování z dnešní doby ukazují kratší reakční dobu (Menzies, 2002, s. 60).

Obecně patří mezi faktory ovlivňující vývoj ledovce, resp. ELA a bilanci ledovcové hmoty, faktory topografické a klimatické. Pro účel této práce byly rozděleny následovně:

- nadmořská výška, orientace, sklon a tvar reliéfu
- preglaciální reliéf, topografická poloha (vliv na mikroklima)
- geologické podmínky (litologie, geomorfologická hodnota hornin, tektonika, strukturní poměry)
- makroklimatické faktory (nadregionální změny teplot, srážek, atmosférické cirkulace)

3.3.2.1. Nadmořská výška, orientace, sklon, tvar reliéfu - insolace

Celá řada faktorů ovlivňujících bilanci ledovcové hmoty se mění s orientací ke světovým stranám a nadmořskou výškou (Evans, 2006b). Orientace ke světovým stranám ovlivňuje zalednění především tím, že ve spojení s dalšími topografickými faktory (zejména sklony svahů) určuje množství dopadajícího slunečního záření – insolaci. Množství insolace je ovlivněno dvěma aspekty: globálním (změny orbitálních charakteristik Země, Hays et al., 1976; kolísání sluneční aktivity, Rind, 2002; makroklimatické změny – např. sopečné výbuchy) a lokálním (topografická poloha). Jinými slovy, solární radiace je funkcí zeměpisné šířky, času a zároveň z lokálního hlediska funkcí členitosti reliéfu, sklonu svahů, orientace a

zastínění (Chueca et Julián, 2004). Rozložení a změny insolace v závislosti na zeměpisné šířce jsou v globálním měřítku dobře známy. Výsledkem lokálních změn insolace je vysoká prostorová a časová heterogenita v lokální distribuci energie a vodní bilance, které mají vliv na mikroklimatické faktory jako je evapotranspirace či teplotní režim.

Při hodnocení orientace svahů karů a insolace je relevantní sledovat poměr zastoupení svahů s teplou a chladnou orientací. Potenciální přímá radiace dopadající na zemský povrch je symetrická podél osy sever-jih, teploty ovšem nikoli. Svahy s osvětlené odpoledním sluncem budou mít vyšší maximální teploty než odpovídající svah s ranním osvitem (McCune, 2007). Maxima, resp. minima tudíž leží ve směru JZ a SV. Relativní rozdíl radiace (tj. poměr mezi radiací na J svazích a na S svazích) je největší uprostřed zimy, absolutní rozdíl radiace (tj. rozdíl mezi radiací na J a na S svazích) je naopak největší na jaře a na podzim (Evans, 1977).

Efekt chladné orientace je dále ovlivňován sklonem svahů a zakřivením reliéfu (McCune, 2007). Existence příkrých vysokých svahů zvyšuje zastínění a snižuje tak radiaci ještě více. Přítomnost konkávní části reliéfu pod příkrým svahem pak umožňuje akumulaci sněhové hmoty. Nejnižší hodnoty solární radiace během ablačního (letního) období vykazují příkré karové stěny s orientací v S-V kvadrantu, které poskytují lepší podmínky pro delší depozici sněhu, vznik ledovce a s tím spojené procesy. Obecně se tedy pro akumulaci sněhu a rozvoj zalednění na severní polokouli ukazují být nejvýhodnější severně až severovýchodně orientované polohy na úpatích pod příkrými svahy a s plochými vrcholovými částmi hřbetů v zázemí (Graf, 1977; Evans, 1977; Evans, 2006b). Tento koncept je ovšem platný za předpokladu, že jsou sněhové srážky vertikálního charakteru a mají navíc možnost ukládat se na plochém reliéfu vrcholových částí pohoří. V případě, že se současně se srážkami vyskytují i vysoké rychlosti větrů, srážky mohou mít horizontální charakter a akumulovat se na návětrných svazích (Evans, 2006b).

Nadmořská výška ovlivňuje výškový teplotní gradient. Rozhodující je především ve smyslu nadmořské výšky sněžné čáry (ELA). Za určitých podmínek může ovšem v pohoří dojít ke vzniku lokální symetrie v rozložení. Děje se tak v případech, kdy panují velmi příznivé podmínky pro rozvoj zalednění. Jde především o situaci, kdy je poloha sněžné čáry o hodně níže, než je nadmořská výška horského hřebene, nebo když není přespříliš vysoký počet

jasných a větrných dní zalednění (Evans, 2006b; Hughes et al., 2007). Ukazuje se tedy, že jakmile jsou klimatické podmínky na hranici možnosti vzniku a udržitelnosti zalednění (ledovec v nadmořské výšce blízko polohy sněžné čáry), vzrůstá vliv topografických faktorů (zastínění reliéfu) a ledovce jsou zatlačovány do lokálně topograficky příznivých poloh, většinou se severní až východní orientací (Olyphant, 1977; Chueca et Julián, 2004; Hughes et al., 2007). Převažující jižní orientace karů reprezentuje pravděpodobně vliv lokální variability v rozložení srážek (Federici et Spagnolo, 2004; Hughes et al., 2007). Naopak u rozsáhlejších ledovců se zdá být jejich rozmístění převážně nezávislé na výše uvedených lokálních faktorech (Chueca et Julián, 2004). Negativní vlivy vyšší insolace na povrchu ledovce či nižší nadmořské výšky mohou ovšem kompenzovat další faktory.

3.3.2.2. Preglaciální reliéf, topografická poloh

Velký vliv na umístění a vývoj karů může mít i preglaciální reliéf (např. zarovnané povrchy, lavinové dráhy, prameniště, rokle, závrtý), ovšem je velmi složité oddělit dlouhou a komplexní historii preglaciálního reliéfu od izolovaného vlivu nadmořské výšky, orientace, nebo litologie, když do hry vstupuje i remodelace glaciálními a postglaciálními procesy (Ruiz-Fernández et al., 2009; Hughes et al., 2007).

Na výzkumech z oblasti Vogéz (Klein uvedeno v Rovéra, 1995), Schwarzwald (Huguet, 2007) a Krkonoš (Jeník, 1961; Šebesta et Treml, 1976; Migoń, 1999) se ukazuje, že vliv preglaciálního reliéfu na výslednou podobu zalednění a vzniklé glaciální tvary reliéfu (především kary) rozhodně nebyl v těchto oblastech zanedbatelný.

Důležitá pro rozvoj zalednění byla především přítomnost plochého reliéfu ve vrcholových částech pohoří, který sloužil jako vyživovací oblast pro ledovce vznikající v jeho zázemí. Tyto plošiny jsou označovány jako deflační plošiny. Na jejich okrajích se akumuloval sníh, který byl buď větrem svívan do karu nebo byl do karu transportován v podobě lavin. Ve výše uvedených hercynských pohořích lze nalézt několik úrovní reliktů těchto starých denudačních povrchů. Huguet (2007) na masivu Feldberg ve Schwarzwaldu popisuje souvislost mezi polohou tří stupňů zarovnaných povrchů a výskytem karů, stejný počet stupňů se uvádí i pro Vogézy. Krkonošské kary jsou asociovány kolem dvou zarovnaných

povrchů - Pančavské a Bílé louky. Migoň (1999) též uvádí, že jsou krkonošské kary často, ne však výlučně, umístěny v údolních uzávěrech. Zalednění nezřídka kopírovalo preglaciální údolní síť a to právě především v uvedených údolních uzávěrech (Šebesta et Trembl, 1976), ty poskytovaly vhodné prostory pro akumulaci sněhu (zavětří, zastínění). Samotná existence zarovnaných povrchů však nestačila, důležitá byla kompaktnost a tvar těchto povrchů (Migoň, 1999). Dlouhé a úzké povrchy nedokázaly nahromadit dost sněhu pro vznik ledovce, kdežto i mnohem menší, ale kompaktní plošiny měly jasně definované místo akumulace sněhu, který pak mohl být transportován do míst vzniku ledovce. Sníh se akumuloval především v závětrných, zastíněných polohách.

Důležité byly tedy i převládající směry větrů. Jako nejvýhodnější se jeví přítomnost vůči ledovci na západ umístěných plochých částí reliéfu, z kterých byl sníh svíván. Tento předpoklad vychází z modelů proudění vzduchu, které předpokládají pro oblast střední Evropy západní proudění (Isarin et Renssen, 1997). Větry, které ovlivňují umístění ledovce, nejsou pouze ty v zimním a jarním období, ale také ty v ablačním (letní) období (Evans, 1977). Jejich turbulentní pohyby zvyšují tepelnou výměnu a tím i ablaci (zvyšují výpar) na exponovaných návětrných svazích. Evans (1977) upozorňuje na nadhodnocování důležitosti sněhu svívaného větrem a jako další významné faktory uvádí právě: větší ablaci na exponovaných návětrných svazích, rozdíly mezi východními a západními svahy v souvislosti s pravidelným denním chodem počasí (ranní a večerní režim).

Je třeba uvažovat i vliv regionálního a lokálního uspořádání reliéfu na vzdušné proudění. Tímto fenoménem se zabýval J. Jeník (1959), který vypracoval tzv. *teorii anemoorografického systému*. Všiml si klimaticky podmíněného výskytu alpské vegetace v závětrných polohách Vysokých Sudet. Jako anemoorografický systém je třeba chápat systém vodících návětrných údolí západovýchodního směru, navazujících návětrných svahů, zrychlujících vrcholových částí a turbulentních závětrných poloh. Západní větry jsou tímto systémem přetvořeny v orografické větry značné rychlosti a stálosti, které přecházejí přes vrcholové části pohoří a v zavětří se mění ve výrazné turbulentní proudění, důsledkem čehož dochází ke gradientovému uspořádání prvků přízemního klimatu, půd a vegetace (Jeník, 1961).

Sofron a Štěpán (1972) popisují anemoorografický systém Bílé Řezné (Weisser Regen), který ovlivňuje klimatické poměry v oblasti Černého a Čertova jezera. Podél hřbetu Královského hvozdu jsou údolím řeky Bílá Řezná vedeny převládající západní větry, které dále přecházejí sníženinou řeky Svarožná do Železnorudské kotliny. Kar Černého jezera sice stojí mimo hlavní směr proudění tohoto systému, podle autorů je však zasahován pravděpodobně některou z bočních větví tohoto vzdušného proudění nebo horními částmi proudů hlavního směru, které pak přechází přes hřbet Královského hvozdu. V závětrných polohách systému, v tomto případě v karech, dochází ke vzniku výrazného turbulentního proudění, jehož složitost odráží uspořádání sněhu v karech. Nejvíce sněhu se akumuluje pod karovou stěnou, kde dochází při přechodu větru přes hřeben k náhlému poklesu rychlosti (Sofron et Štěpán, 1972).

3.3.2.3. Geologické poměry

Vedle výše uvedených faktorů je třeba uvažovat i roli geologických podmínek při vzniku zalednění a formování erozních glaciálních tvarů. Efektivnost glaciální eroze ovlivňují konkrétně rozdíly v odolnosti hornin, puklinatosti a vrstevnatosti. Zjišťováním vlivu geologických podmínek na morfometrii karů se zabývala řada studií (Haynes, 1968; Evans et Cox, 1995; García-Ruiz et al., 2000; Hughes et al., 2007; Ruiz-Fernández et al., 2009). Vliv litologie se ovšem nemusí vždy projevit (Aniya et Welch, 1981; Evans et Cox, 1995). Určit jasný vztah mezi nezávislými (přírodní podmínky) a závislými proměnnými (morfometrické charakteristiky) je velmi obtížné.

Glaciální procesy a struktura podloží jsou vzájemně komplexně propojeny (Haynes, 1968). Velká podobnost tvaru karů je výsledkem stejného působení pohybu ledovce na podloží a jednotlivé variace v tvarech jsou pak spojeny se strukturou podloží. Taktéž se struktura a reliéf zdají být hlavním faktorem určujícím, jaká deprese je vhodná pro rozvoj typického tvaru vzniklého rotačním pohybem ledovce. Na výzkumu skotských karů (Haynes, 1968) se ukázalo, že v karu nedominuje žádná určitá struktura, maximálně jsou zvýrazněny ty struktury, které se vztahují k pohybu ledu. Vertikální poruchy jsou důležité pro karovou stěnu a jiné strmé svahy, ale už nemají obvykle význam pro tvar karového dna.

Vliv typu horniny na vznik zalednění lze uvažovat ve smyslu geomorfologické hodnoty a tím náchylnosti ke vzniku strukturních poruch. Jako příklad lze uvést srovnání v rozmístění karů v Řecku, kde Hughes et al. (2007) zmiňují, že ve vápencové oblasti Mount Tymphi (Řecko) mohla být pro akumulaci sněhu důležitá existence závrťů a rozsáhlý vliv struktury na topografii. Opět to poukazuje na vliv preglaciálního reliéfu na akumulaci sněhu. Mimoto rozčleněné (porušené) podloží vykazuje mnohem větší náchylnost k mrazovému zvětrávání než masivní horniny, s čímž souvisí další faktor ovlivňující bilanci hmoty ledovce a to množství sutě na jeho povrchu, která má snižuje míru ablace a činí tak ledovec výrazně méně citlivý ke klimatickým změnám (Benn et Evans, 1998, s. 228). Už souvislý pokryv o mocnosti 10 mm zpomaluje ablaci (Østrem, 1959; Mattson et al., 1993) a umožňuje vznik ledovců na svazích s teplejší orientací (Hughes et al., 2007).

3.3.2.4. Makroklimatické faktory – globální náhled

Makroklimatické faktory ovlivňující bilanci hmoty zalednění lze chápat z pohledu globálního (planetárního) a regionálního (kontinentálního). Kvartévní globální změny klimatu jsou velmi složitým systémem mechanismů zpětných vazeb ovlivňujících např. vztah teploty a albeda, obsahu vodní páry nebo vegetace (Berger, 2009). Věda se těmito vztahy začala intenzivně zabývat již v polovině 20. století, což souviselo hlavně s uveřejněním Milankovičovy teorie (1920, resp. 1941) a záhy s rozvojem moderních datovacích metod (především radiokarbonové datování). Dá se říci, že největší boom poznatků o vývoji klimatu Země začal v roce 1971, kdy byl zahájen vědecký projekt GISP (Greenland Ice Sheet Project, <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/gisp/gisp.html>). Tento projekt ukázal, jaký význam mají data zaznamenaná v ledovcích pro interpretaci vývoje klimatu. Na tento projekt navázala celá řada dalších v Grónsku a Antarktidě (např. GRIP, GISP-2, NEEM, Vostok, EPICA, WAIS Divide).

Jak bylo již uvedeno, za nejvýznamnější, ovšem ne jedinou, složku v tepelné bilanci většiny ledovců je považována **radiace**, která ovlivňuje teplotu vzduchu a albedo ledovce. Příčinami výrazných změn sezónního a šířkového rozložení **dopadajícího slunečního záření (insolace)** jsou astronomické příčiny - změny v orbitálních parametrech Země. Stejně příčiny ovšem kvaziperiodického charakteru v řádu desítek až tisíců let měly i změny radiace

v kvartéru (Berger, 2009). Extraterrestrická solární radiace je tedy jediným nezávisle proměnným parametrem ovlivňujícím tok energie do glaciálního systému (Kaser, 2006). Během pozdního glaciálu byla insolace v Evropě velmi odlišná od dnešní, s vyšším dopadajícím zářením v létě a nižším v zimě, přičemž maximální rozdíly od dnešních hodnot byly dosaženy na začátku preboreálu (cca 11 tis. let BP) (Renssen et Isarin, 2001). Takové změny globálního charakteru ovlivnily v první řadě bilanci hmoty rozsáhlých ledovcových štítů kontinentálního zalednění.

Mimo velkých **Milankovičových cyklů** existují ještě kratší oscilace o tisíciletých periodách, které zásadním způsobem ovlivnily klima v Evropě. Tato období byla charakteristická rychlými dočasnými změnami klimatu vyvolávajícími komplexní nelineární odezvu v oceánech a ledovcových štítech. Jedná se o dva typy cyklů – **Dansgaard-Oeschgerovy cykly (D-O cykly) a Heinrichovy eventy** (Bond et al., 1999). Oba cykly jsou zdokumentovány v mořských sedimentech nejen v severní části Atlantského oceánu, ale i u Antarktidy a to přítomností tzv. ice rafted debris (IRD), ledovcovými krami transportovaným materiálem sedimentovaným na mořském dně po roztátí ledu. Dansgaard-Oeschgerovy cykly (délka trvání 1 – 5 tisíc let) představovaly cyklus, který začal náhlým (pár dekád) výrazným oteplením o několik stupňů, po kterém následovalo období sedimentace ice-rafted debris a poté postupné ochlazování do podmínek vrcholného stadiálu (Bond, 2006). Heinrichovy eventy měly periodicitu 7 – 10 tisíc let a objevovaly se náhle na konci chladných částí D-O cyklů. V těchto obdobích došlo k ochlazení povrchové vrstvy oceánu a teplota na kontinentě přesahovala hodnoty z D-O cyklů. Každý Heinrichův event byl následován výrazným oteplením na téměř holocénní teploty. Tyto dva typy cyklů byly součástí globální reorganizace klimatu oceánů a atmosféry. Na přesnou povahu těchto výkyvů není jednotný názor. Šlo buď o narušení vnitřní dynamiky ledovcového štítu, který byl přimrzlý k podloží a pomalu narůstal, pak došlo tlakem ledovcové hmoty k tání báze následované kolapsem a masivním odlamováním icebergů. Druhá hypotéza počítá s klimatickými příčinami neznámého původu, které zapříčinily nárůst výskytu icebergů buď přímým působením na bilanci ledovcové hmoty, nebo na hlubokomořskou cirkulaci severního Atlantiku (Bond, 2006). Každopádně v obou případech bylo následkem ochlazení povrchové vrstvy oceánu a snížení salinity, díky čemuž došlo k redukci či úplnému zastavení tvorby severoatlantské termohalinní cirkulace. Ani jedna z těchto teorií však nemůže vysvětlit existenci D-O cyklům

podobných událostí v holocénu, kdy neexistovaly tak rozsáhlé ledovcové štíty jako v pleistocénu (Bond et al., 1999).

3.3.2.5. Makroklimatické poměry v evropském prostoru

Jak je z předchozího vidět, principiálně všechny výrazné klimatické změny v Evropě během pleistocénu byly ovlivněny 3 hlavními faktory - skandinávským ledovcovým štítem, severoatlantskou povrchovou vrstvou vody (cirkulací) a podmínkami na kontinentě (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Magnitudo klimatických oscilací se díky odlišnostem přírodních podmínek měnilo s geografickou polohou (Renssen et Isarin, 2001). Obecně oscillovalo klima würmského pleniglaciálu mezi dvěma extrémy (Tab.1) – chladnými a teplými výkyvy. Chladné klima bylo spojeno s expanzí skandinávského ledovcového štítu směrem na jih a to v kombinaci s rozsáhlým zámrzem severního Atlantiku a Severního moře (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Následkem zámru se k pobřeží severozápadní Evropy nedostaly relativně teplé povrchové vrstvy vody z nižších zeměpisných šířek, polární fronta se posunula více na jih (nejníže v období LGM mezi 42 – 46° s. š.) a s ní i západní proudění přinášející obvykle srážky (COHMAP Members in Florineth et Schlüchter, 2000). Nad pozicí polární fronty se ustavilo suché chladné kontinentální klima s velkou roční teplotní amplitudou a severojižním klimatickým gradientem. Naopak během méně chladných období a teplých oscilací, kdy zámrz hladiny moří ustoupil více na sever a posunula se i polární fronta, byl ochlazující vliv skandinávského zalednění převážen vlivem relativně teplého severního Atlantiku, čímž došlo ke zvýšení zimních teplot a obecně zvýšení srážek a byl nastolen západovýchodní klimatický gradient (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Podle modelu Florineth et Schlüchtera (2000) došlo k přerušení západní cirkulace a nástupu suchého kontinentálního klimatu v oblasti kolem 50° s. š. během würmského glaciálu pouze před cca 76 - 72 tis. lety a mezi 30 - 13 tis. lety, což koresponduje s obdobími vrcholu glaciálu a tedy i pravděpodobného růstu ledovců (Tab. 1).

Tab. 1. Odhady teplot, intenzity větrů a srážek během würmského glaciálu pro oblast střední a severozápadní Evropy založené na multiproxy datech (upraveno podle Huijzer et Vandenberghe, 1998, s. 392 a 396).

Období (tisíc let BP)	Teplota nejteplejšího měsíce (°C)	Průměrná roční teplota (°C)	Teplota nejchladnějšího měsíce (°C)	Roční amplituda (°C)	Klimatický gradient	Aktivita větru	Srážky	Oxygen Isotop Stage	Charakteristika
74 - 59	10 až 13	-8 až -4	-26 až -20	30 - 39	S-J	++	-	4	menší postup zalednění
50 - 41	≥ 7 až ≥ 10	≤ -4 až ≤ -1	≤ -20 až ≤ -13	23 - 27	Z-V	-	+		interstadiál
41 - 38	10 až 11	-9 až -4	-27 až -20	30 - 37	S-J	+	-	3	chladný interval
36 - 32	10	-7 až -2	-20 až -16	26 - 30	-	-	+		interstadiál
27 - 20	4 až 8	-8 až -4	-25 až -20	28 - 33	S-J	+	±	2	LGM
20 - 13	7 až 11	-9 až -4	-26 až -20	28 - 36	S-J	++	-		termination

I podle ostatních globálních modelů cirkulace (Hall et al., 1996; Bradley, 1999) převažovalo ve střední Evropě během posledního glaciálu západní proudění. Západní směry větrů potvrzuje i podrobnější model vzdušné cirkulace pro oblast střední Evropy vycházející z geologických paleoindikátorů směru větrů (vnitřní struktury eolických sedimentů, morfologie dun, prostorové distribuce eolických akumulací)(Meyer et Kottmeier, 1989; Isarin et Renssen, 1999). Určování směru větrů pro období konce pozdního pleniglaciálu (20 – 13tis. let BP) je komplikováno tím, že se písek v tomto období ukládal ve formě souvislých pokryvů a ne dun (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Model vzdušného proudění pro období Mladšího Dryasu založený na eolických proxy datech (Isarin et Renssen, 1997) potvrdil názor o převažujícím západním proudění, které se zesilovalo během zimních období a směrem na východ do nitra kontinentu zeslabovalo.

Ve střední Evropě tedy během posledního glaciálního maxima vládly drsné silně kontinentální podmínky, vyvinut byl souvislý, nesouvislý a ostrůvkovitý permafrost a tundrová vegetace (Huijzer et Vandenberghe, 1998; Kutzbach et al., 1998; Florineth et Schlüchter, 2000). Následující období (20 – 13 tisíc let BP) však bylo charakteristické rychlou degradací skandinávského ledovcového štítu. Především však šlo o období náhlých a výrazných prostorových a časových klimatických změn. Deglaciace postihla nejen oblasti kontinentálního zalednění, ale především menší horské ledovce, přičemž některá pohoří o ledovcový pokryv přišla úplně. K deglaciaci ovšem podle proxyzáznamů nedošlo současně. Florineth et Schlüchter (2000) vysvětlují asynchronní dataci rozpadu zalednění v Pyrenejích a Vogézách posunům polární fronty a tím i srážek.

3.3.3. Záznamy deglaciace a holocenního vývoje v oblasti střední a západní Evropy. Ad Cíl 3: Jak vypadalo přírodní prostředí v okolí Černého jezera v období deglaciace a následně v holocénu? Jaké procesy formovaly přírodní prostředí a jak velký regionální rámec postihují jednotlivá získaná proxy data?

Modelování historických klimatických změn pomocí teorie astronomických příčin nám neumožňuje jenom lépe pochopit, jak funguje klimatický systém, ale pokouší se i o predikci budoucího vývoje klimatu. Proxy záznamy klimatických změn jsou důležitým pomocným nástrojem sloužícím k nastavení a ověřování klimatických předpovědních modelů. Dynamické změny při přechodu z pleistocénu k teplejšímu holocennímu klimatu jsou velice dobře zaznamenány v přírodních archivech lakustrinních a rašelinných uloženin. Záznamy proxy dat z oblasti střední a západní Evropy mohou zasahovat až do období Eemu (La Grande Pile, Vogézy – Seret et al., 1992). Většinou však pokrývají část posledního glaciálu a holocén (Tab. 2) často se totiž jedná o území, která ležela pod kontinentálním či horským zaledněním. Výzkum těchto sedimentárních záznamů představuje souhrn celé řady sedimentologických, biologických, geochemických a datovacích metod. Proxy data získaná z uvedených analýz je možné srovnat vzájemně mezi sebou nebo se záznamy z vrtů z Grónského ledovce či mořských sedimentů. Na základě těchto dat si lze vytvořit představu o charakteru a chronologii vývoje přírodního prostředí evropského kontinentu během posledního maxima zalednění, deglaciace a holocénu.

Tab. 2. (následující strana) Přehled nejvýznamnějších lokalit se sedimentárním záznamem dokumentujícím vývoj přírodního prostředí ve střední a západní Evropě.

Lokalita	Poloha	Dnešní prostředí	Typ dat	Záznam od	Literatura
La Grande Pile	jižní Vogézy, Francie 47°44'N, 6°30'E, 330 m n. m.	rašeliníště	palynologie, sedimentologie (obsah organiky a spraší, jílové minerály), brouci (Coleoptera)	OIS 6 (135 tis. BP)	Woillard, 1978; Beaulieu et Reille, 1992; Seret et al., 1992; Guiot et al., 1993; Ponel, 1995
Meerfelder Maar	Eifel, Německo 50°06'N; 6°45'E, 336 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie (varvy, TOC, biogenní opál), palynologie, radiokarbonové datování, varvová chronostratigrafie	14,6 tis. va BP (varvy); 14 tis. cal BP	Brauer et al., 1999a; Brauer et al., 1999b; Litt et Stebich, 1999; Litt et al., 2001
Holzmaar	Eifel, Německo 50°07'N; 6°53'E, 425 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie (varvy, org. uhlík), palynologie, dendrochronologie, varvová chronostratigrafie, radiokarbonové datování	14,1 tis. va BP (varvy); 12,6 tis. ¹⁴ C BP	Hajdas et al., 1995; Litt et Stebich, 1999; Leroy et al., 2000; Litt et al., 2001; Lücke et al., 2003
Gościąż	údolí střední Visly, Polsko 52°35'N, 19°20'E,	jezerní sedimenty	sedimentologie (varvy), palynologie, Cladocery, varvová chronostratigrafie, radiokarbonové datování	12,8 tis. BP (varvy), 13 240±120 ¹⁴ C BP	Pazdur et al., 1995; Litt et al., 2001; Starkel, 2002
Perespilno	SV od Lublinu, Polsko 51°25'N, 23°34'E, 165 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie (obsah organiky, obsah karbonátů, prvková analýza, magnetická susceptibilita), palynologie, varvová chronostratigrafie, radiokarbonové datování	12,9 tis va BP (varvy); 13,7 tis. cal BP	Goslar et al., 1999; Litt et al., 2001
Gerzensee	kanton Bern, Švýcarsko 46°50'N, 7°33'E, 603 m n. m.	jezerní sedimenty	palynologie, makrozbytky, pakomáři (Chironomidae), Cladocera, izotopy kyslíku	13,8 tis. ¹⁴ C BP	Birks et Ammann, 2000; Brooks, 2000; Hofmann, 2000; Tobolski et Ammann, 2000; Lotter et al., 2000; Magny et al., 2007
Mondsee	Salzkammergut, Rakousko 47°49'N, 13°24'E, 481 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie (mikrofacie, geochemické analýzy), palynologie, izotopy kyslíku,	starší než 14,5 tis. cal BP	Lauterbach et al., 2011
Labský důl	Krkonoše, Česká republika 50°45'N, 15°34'E, 1039 m n. m.	rašeliníště	sedimentologie (magnet. susceptibilita, obsah uhlíku, granulometrie), palynologie, radiokarbonové datování, OSL	30,6 tis. cal BP	Engel et al., 2010
Stará jímka	Šumava, Česká republika 49°4'N, 14°24'E, 1110 m n. m.	rašeliníště	palynologie, radiokarbonové datování	starší než 12,8 tis cal BP	Mentlík et al., 2010
Plešné jezero	Šumava, Česká republika 48°47'N, 13°52'E, 1087 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie, palynologie, geochemie, Cladocery, pakomáři (Chironomidae), radiokarbonové datování	9,3 tis. cal BP; 14,6 tis BP (korelace Rb s ⁸ ¹⁸ O z GISP2)	Jankovská, 2006; Pražáková et al., 2006; Tátosová et al., 2006; Štefková, 2008
Hůrecká slať, Rokytecká slať, Rybářská slať, Velká a Malá niva	Šumava, Česká republika Hů - 49°9'N, 13°19'E, 860 m n. m.; Ro - 49°1'N, 13°24'E, 1120 m n. m.; Ry - 49°2'N, 13°27'E, 1060 m n. m.; Vn - 48°55'N, 13°49'E, 750 m n. m.; Mn - 48°54'N, 13°49'E, 755 m n. m.	rašeliníště	palynologie	13 tis. let BP (pyly); 10 320±70 ¹⁴ C BP	Svobodová et al., 2002
Kleiner Arbersee	Bavorský les, Německo 49°08'N, 13°07'E, 917 m n. m.	jezerní sedimenty	sedimentologie (zrnitost, org. uhlík, jílové minerály), palynologie, radiokarbon. datování	12,470±202 ¹⁴ C BP	Raab, 1999; Raab et Völkel, 2003

va - stáří ve varvových letech, které odpovídají siderickým rokům

cal BP - kalendářní roky, kalibrovaná radiokarbonová data

¹⁴C BP - nekalibrovaná radiokarbonová data

4. METODIKA PRÁCE

V této části jsou stručně představeny použité metodické přístupy. Ty jsou také shrnuty v přehledu v následující tabulce, blíže jsou pak rozebrány v textu. Podrobněji je věnována pozornost těm postupům, které byly buď originálně upraveny pro použití v tomto konkrétním studovaném území, nebo se nejedná o běžně používané metody.

Tab. 3. Přehled metodických přístupů použitých v této práci.

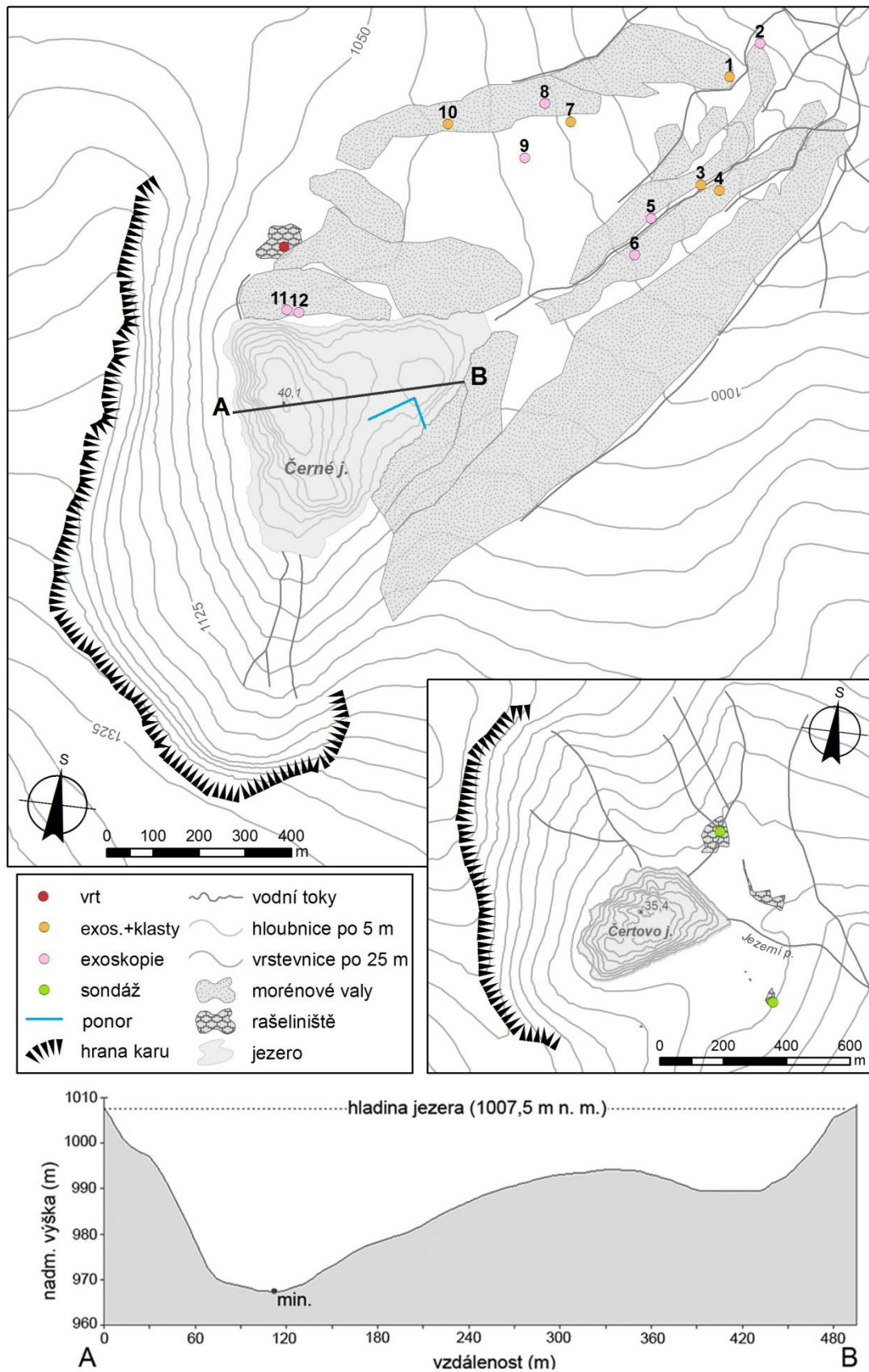
Metody	Použitá metodika	Charakteristiky, získaná data, využití	Literatura
terénní výzkum	geomorfologické mapování profilování vrtné práce, výkopové práce sondáž mocnosti rašelinišť	rekonstrukce zalednění morfologie reliéfu rašeliniště, morény - analýzy potenciální odběrová místa	
analýza DMR morfometrie morfologie	planimetrické, hyspometrické charakteristiky k-křivka	H, L, W, E_{\min} , E_{\max} , E_{mean} , 2D, 3D, V, L/H, L/W, W/H, 3D/2D, orientace stř. osy, průměrný sklon, míra přehloubení karů, k_{tr} , k_s	Graf, 1976; Gordon, 1977; Anyia et Welsch, 1981; Evans et Cox, 1995; Davis, 1999; García-Ruiz et al., 2000; Federici et Spagnolo, 2004; Haynes, 1968
ostatní analýzy DMR	insolace sněžná čára - ELA deflační plošiny	heat load index CFA, MELM, THAR poloha, velikost, TP-ELA	McCune, 2007; Nesje et Dahl, 1992; Porter, 2001; Demek, 1969; Šebesta et Trembl, 1976
sedimentologické metody	laserová granulometrie magnetická susceptibilita množství organiky exoskopie křemenných zrn geochemie morfologie klastů, vnitřní makrostavba sedimentů	zrntostní frakce (kumulativ. četnosti) mass-specific magnetic susceptibility loss-on-ignition geneze a typ transportu sedimentu rentgen. fluorescenční spektrometrie tvar, zaoblení a velikost klastů, sklon a orientace osy a	Gale et Hoare, 1991; Karlén et Matthews, 1992; Heiri et al, 2001; Whaley, 1996; Grygar et al., 2010; Bábek et al., 2011; Evans et Benn, 2004; Hubbard et Glasser, 2005
biologické metody	pylová analýza makrozbytková analýza	vegetační skladba regionální vegetační skladba lokální	Moore et al., 1991; Walanus et Nalepka, 2003; Pearshall, 1989; Jacomet et Kreuz, 1999
geofyzikální metody	ground penetrating radar	morfologie pánve rašeliniště	Jol (Ed.), 2009
chronologie	radiokarbonové datování optický stimul. luminescence	kalibrace, age-depth model	Bronk Ramsey, 2010; Blaauw, 2010; Preusser et al., 2008
statistický aparát	popisná statistika vícerozměrná statistika analýza rozptylu	průměr, medián, kvartily, percentily clusterová analýza, Pearsonův korel. koeficient, diskriminační analýza, cross- validation one-way ANOVA	Huberty, 1994; Manley, 2005; Manley, 2005

4.1. Geomorfologické mapování

V rámci geomorfologického mapování byla provedena klasifikace a prostorové rozmístění glaciálních tvarů reliéfu v **okolí Čertova jezera**. Terénní práce probíhaly v letech 2007-2009. K mapování bylo využito přístroje GPS (Garmin GPSmap 76, CS) a to metodou mapování hranic tvarů a příčného traverzování. Mapování bylo zaměřeno glaciální destrukční a akumulční segment reliéfu. Vymapovány byly hranice výskytu glaciálních akumulací, hranice a hřbety morénových valů, stupně v morénách, hrana karové stěny, rašeliniště, erozní zářezy. Morénami Čertova jezera byly vedeny 4 příčné profily. Ke konstrukci profilů bylo využito laserového dálkoměru LASER ACE a analogového sklonoměru SILVA.

Při terénním geomorfologickém výzkumu glaciálních forem reliéfu v **okolí Černého jezera** bylo navázáno na výzkum proběhlý v rámci zpracování diplomové práce autorky (Vočadlova et Křížek, 2005; Vočadlova, 2006; Vočadlova et al., 2007). Zejména bylo podrobně zmapováno místo a širší okolí provedeného vrtu. Toto místo se nachází ve středu zalesněného rašeliniště cca 100 m severně od Černého jezera (49°10'57"N, 13°10'48"E, 1028 m n. m.) (Obr. 5). Pro zjištění mocnosti rašelinné výplně a následnou tvorbu mapy hloubek rašeliniště byla sondáží lavinovými sondami vytvořena hustá síť 113 bodů. Na základě této sítě byla vytvořena mapa mocnosti rašeliniště (interpolační metoda – kriging, izolinie vyhlazeny) a spolu s geofyzikálním výzkumem bylo vytipováno nejhlubší místo vhodné pro odběr sedimentů. Průzkum mocnosti rašelinišť lavinovými sondami byl proveden i v okolí Čertova jezera (Obr. 5). V létě 2006 byl uskutečněn též rekognoskační ponor při levém břehu jezera, který měl ověřit hypotézu existence zatopené jezerní morény. Ponor provedli členové týmu zabývajícího se výzkumem vodní rostliny šídlatky jezerní z Univerzity Palackého v Olomouci (M. Čtvrtlíková, P. Hekera). Dále byly na 12 místech v morénách Černého jezera z kopaných profilů odebrány vzorky pro exoskopickou analýzu a z toho na 5 místech byla provedena analýza klastů (Obr. 5).

Na základě prostorového rozmístění morén byla spočítána teoretická mocnost ledovce (sensu Mentlík, 2006; Mentlík et al., 2010).



Obr. 5. Odběrová místa vzorků pro exoskopii, analýzu klastů, trasu ponoru, sondovaná rašeliniště, profil dnem Černého jezera s viditelnou elevací mezi 200 a 380 m.

V červnu 2007 byl uskutečněn výjezd na **bavorskou stranu** Šumavy za účelem rekognoskačního průzkumu a vymapování hranic karů vybraných lokalit s relikty zalednění, které popsal Hauner (1980). Jmenovitě šlo o kar Grosser Arbersee, údolní uzávěr Höllbachschwelle ve východním svahu Gr. Falkenstein, kary v údolí potoka Hirschbach (pravostranný přítok vodní nádrže Frauenau), kar Rachelsee s karem Altersee, kar na sever od vrcholu Kleiner Rachel, údolí potoka Schwarzbach (pravostranný přítok Reschwasser na V okraji masivu Lusen a Velké Mokrůvky). (Obr. 7, kapitola 5.1)

4.2. Morfometrické analýzy a modely

Všechny morfometrické analýzy a tvorba map byla vytvořena v programu ArcGIS 9.3 a ArcGIS 10. Jako vstupní topografická data byl použit digitální model reliéfu (DMR) o velikosti pixelu 3x3 m vytvořený z vrstevnicového podkladu DMÚ 25 - báze vojenských topografických map v měřítku 1:25 000 s intervalem vrstevnic po 5 m a základní polohovou přesností řádově do 10 m. Tato hypsometrická báze byla zvolena z důvodu přesahu za státní hranice a zachycení reliéfu i v požadované bavorské části Šumavy. Hloubnice Černého a Čertova jezera byly získány geokódováním a následnou ruční vektorizací z batymetrických map vytvořených Janským a kol. (2005). Vstupní data pro morfometrické analýzy – hranice karů byla získána mapováním v terénu, z publikovaných geomorfologických prací, z leteckých snímků a z digitálního modelu reliéfu. K morfometrické analýze karů bylo z důvodu statistické významnosti použito celkem 27 karů Českého masivu. Pět karů na české straně Šumavy, 8 karů na německé straně Šumavy, 7 karů na české straně Krkonoš (Engel, 2006), 6 karů na polské straně Krkonoš (Engel, 2006; Traczyk, 2009) a 1 kar v Hrubém Jeseníku. Všechny uvedené šumavské kary na české i německé straně byly vymezeny v terénu. Linie vymezující kar je určena karovou hranou a karovým stupněm, případně hřbetnicí morény, pokud pokrývá karový stupeň. Stupňovité kary byly hodnoceny jako celek se dnem v nejnižší úrovni nebo byly uvažovány nejnižše ležící kary (Kleiner Arbersee, Grosser Arbersee, Grosser Rachel–Altersee, Prášílské jezero). Tímto způsobem je zajištěno, že jsou posuzovány tvary odpovídající maximálnímu rozsahu zalednění na dané lokalitě. Základní metody použité k morfometrické analýze byly výpočty spojené s určením planimetrických a hypsometrických

indexů popisujících kary. Vybrány byly v literatuře nejčastěji používané indexy hodnotící kary.

Dále byla na digitálním modelu reliéfu zkonstruována řada příčných a podélných profilů, které sloužily k doplnění informací o zkoumaném území a k výpočtům spojeným s určením stupně přemodelování karu (k-křivka). Analýzy sklonitosti a orientace svahů ke světovým stranám byly zhotoveny z DMR v rastrové podobě a byly využity pro vymezení potenciálních deflačních plošin a k statistickému zpracování morfometrie karů. Na vytvořeném digitálním modelu reliéfu byl v programu ArcView 3.2 proveden výpočet tzv. tepelného požitku (heat load index sensu McCune, 2007).

4.2.1. Planimetrické a hypsometrické charakteristiky karů

V rámci morfometrické analýzy byly zjištěny následující parametry karů popisující jejich velikost: výškové rozpětí (H), délka (L), šířka (W), plocha (2D), objem (V), průměrný sklon, orientace střední (mediánové) osy karu, surface area (3D). Z těchto parametrů byly vypočítány další indexy popisující tvar karů: poměr délky karu a výškového rozpětí (L/H), poměr délky a šířky karu (L/W), poměr šířky a rozmezí výškového rozpětí (W/H), poměr surface area a plochy karu (3D/2D), alometrické indexy (a, b, c).

Výškovým rozpětím karu (H) se rozumí výškový rozdíl zjištěným z DMR mezi nejvýše a nejnižše položeným místem karu (sensu Aniya et Welsch, 1981; García-Ruiz et al., 2000; Federici et Spagnolo, 2004). Délka karu (L) byla ve shodě s jinými pracemi (Evans et Cox, 1995; Federici et Spagnolo, 2004) měřena podél střední (mediánové) osy karu, což je linie vycházející ze středu (nazývaného ohnisko, angl. focus) karového stupně směrem k hraně karové stěny, přičemž dělí kar na dvě plošně stejně velké části. Šířka karu (W) byla měřena podél nejdelší linie vedené karem a kolmé k ose karu. Nadmořské výšky (E_{min} , E_{max} , E_{mean}), plocha karu (2D a 3D) a průměrný sklon karu byly automaticky odvozeny z DMR pomocí nástrojů GIS. Objem karu byl spočten jako součin výšky (H), šířky (W) a délky (L) karu vydělený dvěma (Gordon, 1977; Davis, 1999). Jako doplněk při hodnocení vzájemného vztahu tří základních rozměrových charakteristik karu byla vypočítána i tzv. průměrná velikost karu a to jako třetí odmocnina „objemu“, objem je součin L, W a H (Evans et Cox,

1995). Orientace karu je určena jako orientace jeho střední osy přidělené k 8 kategoriím S, SV, V, JV, J, JZ, Z, SZ. Rozloha karu (2D) byla určena z DMR a je plochou kolmému průmětu karu do roviny. Rozloha karu (3D) byla určena z DMR a představuje skutečnou plochu reliéfu v karu. Poměr 3D/2D pak odráží výškovou členitost uvnitř karu (Mentlík, 2006). Poměr L/H (gradient) vyjadřuje tvar karu ve vertikálním řezu, poměr L/W (planimetric shape) cirkularitu respektive protáhlost karu a poměr W/H otevřenost karu (Graf, 1976; García-Ruiz et al., 2000). Indexy alometrie (a, b, c) vychází z konceptu používaného především v biologických oborech a vyjadřují závislost změny tvaru objektu (ve smyslu poměru jeho jednotlivých částí) s měnící se velikostí (Church et Mark, 1980; Evans, 2006a). Aplikaci tohoto konceptu na kary provedl jako první Olyphant (1981). Zavedl indexy a, b, c, které lze vypočítat ze vztahu $L = V^a$, $W = V^b$, $H = V^c$, přičemž V je součin všech tří charakteristik. Po dosazení do vzorce pro výpočet objemu ($V = V^a \times V^b \times V^c = V^{(a+b+c)}$) je jasné, že součet mocnin je roven jedné. V ideálním případě, tzn. v případě, že jsou kary izometrické, jsou koeficienty mocnin rovny 1/3. V opačném případě je vývoj karů alometrický.

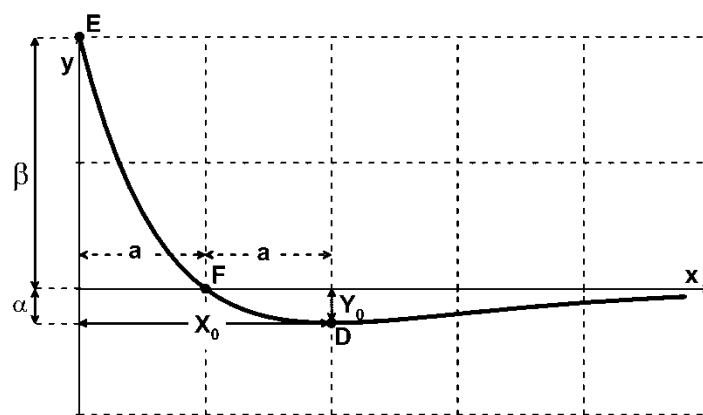
4.2.2. Míra přehloubení karů a aplikace tzv. k-křivky

Při určení přehloubení karů se v této práci vychází z článku V. M. Haynes z roku 1968. Publikovala rovnici funkce, tzv. *k-křivky*, ve tvaru

$$y = k \cdot (1 - x) \cdot e^{-x}, \quad [\text{R. 1}]$$

která vystihuje tvar podélného profilu karem. Na základě odvození koeficientu *k* z rovnice křivky (R. 1) lze kvantifikovat stupeň přehloubení karu a to tím způsobem, že čím vyšší hodnota koeficientu, tím vyšší stupeň přehloubení. Hodnoty koeficientu *k* se pohybují v rozmezí 0,5 – 2, kary s hodnotami v intervalu *k* (0 – 0,5) mají karové stěny s příliš malým sklonem, který neumožňuje rotační pohyb ledovce. Naopak kary s hodnotou blížící se 2 představují formy s extrémními sklony karové stěny a přehloubeným dnem pod úrovní skalního prahu (Haynes, 1968). V publikovaném článku (Haynes, 1968) nebyly blíže vysvětleny vstupní hodnoty rovnice - *x* a *y*. Tyto hodnoty byly odvozeny z matematického rozboru funkce (podrobněji Křížek et al., in review). Vyplynulo z něj, že lze hodnotu *k* vypočítat ze znalosti dvou z následujících tří údajů: poloha hrany karové stěny (*E*), poloha

paty karové stěny (F), poloha nejhlubšího bodu karu (D) (Obr. 6). Vstupními hodnotami x a y pro dosazování do rovnice k-křivky jsou souřadnice nejnižšího bodu karu. Lokální minimum funkce R. 1 (X_0, Y_0) má souřadnice $[2; 0]$. Nejnižší bod karu (D) tudíž leží vždy v dvojnásobné vzdálenosti, než je horizontální vzdálenost mezi body E a F, neboť souřadnice paty karové stěny jsou $[1; 0]$. Další důležitou vlastností vyplývající z charakteru funkce (VR. 1) je poměrový vztah mezi α a β , které představují zahloubení dna karu a výšku karové stěny. Poměr těchto dvou parametrů k-křivky je konstantní a je roven 0,13534. Tato konstanta slouží k přepočtu reálných, v terénu či mapě změřených, hodnot do metriky k-křivky a následnému výpočtu hodnoty k .



Obr. 6. Funkce k-křivky s vyznačenými vstupními parametry. Přerušované čáry značí jednotkové vzdálenosti; α , β , a – parametry funkce k-křivky; X_0, Y_0 – souřadnice nejhlubšího bodu v podélném profilu naměřené v reálném reliéfu.

Jedna z možností, jak lze hodnotu k určit v případě, že není známa poloha nejhlubšího bodu (často dno pokryto sedimenty o neznámé mocnosti či jezerem bez podrobné batymetrické mapy), je výpočtem použitým také v této práci. Ten vychází ze znalosti polohy hrany a paty karové stěny. Ze zkonstruovaného podélného profilu karem se určí horizontální vzdálenost mezi hranou a patou karové stěny a dále rozdíl jejich nadmořských výšek. Pomocí těchto hodnot a se vypočte poloha nejnižšího bodu karu (X_0 – dvojnásobek vzdálenosti mezi body E a F; Y_0 – neboli α je vertikální vzdálenost bodů E a F vynásobená koeficientem 0,13534, udává se v záporné hodnotě, neboť jde o zahloubení). Tyto hodnoty se převedou do metriky k-křivky a výsledná hodnota k se vypočte jako:

$$k = -(\alpha) \cdot e^2 \quad [\text{R.2}]$$

Pro každý kar ze zkoumané skupiny karů Českého masivu byly z rovnice k-křivky vypočteny dvě hodnoty k v závislosti na volbě polohy podélného profilu. První koeficient k_s byl vypočten na základě profilu vedeného nejstrmější částí karové stěny a ve druhém případě byl koeficient k_h vypočten na základě profilu vedeného bodem karové hrany s maximální nadmořskou výškou (Křížek et al. 2008; Křížek et al., in review). Linie obou profilů byly vedeny ve směru spádu kolmo k vrstevnicím tak, aby procházely co nejbližší nejhlubšího místa karového dna. Pozice paty karové stěny jako rozhraní mezi karovou stěnou a dnem karu je indikována nápadnou změnou sklonu. Z důvodu častého výskytu úpatních akumulací v karech byla v některých případech poloha paty určena extrapolací průběhu skalního podloží v místech úpatí karové stěny, popř. dna karu (více diskuze v kap. 6.1.1.)

4.2.3. Index tepelného požitku, analýza deflačních plošin, nadmořská výška čáry rovnováhy

Index tepelného požitku (heat load index, HLI) slouží k výpočtu potenciální přímé radiace dopadající na zemský povrch (McCune, 2007). Tento index bere v potaz sklonitost terénu, jeho zaoblení a orientaci vůči světovým stranám. Index byl využit při analýze míst vhodných k akumulaci sněhové hmoty, tzn. vytipování nejchladnějších částí zemského povrchu ve studovaném území (okolí karů Černého a Čertova jezera). Vstupními parametry byl digitální model reliéfu, zeměpisná šířka a max. výška slunce nad obzorem (v době letního slunovratu). K výpočtu průměrné hodnoty indexu tepelného požitku byl použit volně stažitelný ArcScript programu ArcView 3.2 (Parks, 2004).

Samozřejmě je potřeba si uvědomit, že analyzované sklonové poměry karů a z nich vycházející analýzy např. HLI je nutné brát pouze jako informativní. Nejedná se o formy reliéfu jednotného stáří a geneze, ale vznikaly během dlouhého období za rozličných klimatických podmínek a byly modelovány různými geomorfologickými procesy. Jejich současná podoba tudíž do detailu neodpovídá přesně stavu v období zalednění. Dále je nutné upozornit, že se i hodnoty insolace, resp. HLI, vztahují k dnešnímu reliéfu, který je v některých ohledech odlišný od toho pleistocenního. Tehdy byly údolí a kary vyplněny

ledovci tvořícími nový topografický povrch, který byl tím skutečným a rozhodujícím příjemcem slunečního záření, a insolace mohla dosahovat odlišných hodnot.

Deflační plošiny např. definovali v Krkonoších Šebesta et Tremml (1976) a to jako vrcholovou vyživovací oblast o sklonu do 5 – 7° zahrnující i přilehlé odvrácené svahy. V případě, že byly zarovnané povrchy postiženy kryoplanací, mohou podle Demka (1969) dosahovat sklonu 1 - 12°, nejčastěji však kolem 7°. Jako deflační plošiny mající funkci zdrojových oblastí sněhu ledovců, byly vymezeny vrcholové partie přilehlých hřbetů se sklony 0 – 12°. S ohledem na anemoorografický systém údolí Weisser-Regen (Sofron et Štěpán, 1971) v úvahu přicházejí ty plošiny, které se nacházejí severozápadně až západně od karů Černého a Čertova jezera.

Obecně je **čára rovnováhy (equilibrium line)**, někdy v širším pojetí označována pojmem sněžná čára, pomyslná linie (zóna) na hranici mezi akumulací a ablační zónou ledovce, nad jejíž úrovní převažuje akumulace nad ablací a pod ní naopak. Poloha čáry rovnováhy je často závislá nejen na klimatických, ale též topografických faktorech, především na poloze deflačních plošin, zastínění. Poloha a velikost deflační plošiny má význam pro výpočet výšky *regionální klimatické čáry rovnováhy* (temperature/precipitation ELA, TP-ELA) (Nesje et Dahl, 1992; Mentlík, 2006), kdy se počítá s jejich průměrnou nadmořskou výškou (MEDP). Tento typ čáry rovnováhy odráží teploty v ablačním a srážky v akumulacím období. K určení nadmořské výšky lokální čáry rovnováhy (temperature/precipitation/wind ELA, TPW-ELA) ovlivněné mimo klimatu i svíváním větru z deflačních plošin byly použity následující metody: cirque floor altitude (CFA); maximum elevation of the lateral moraine (MELM); toe-to-head altitude ratio (THAR) (Nesje et Dahl, 1992; Benn et Lehmkuhl, 2000; Hubbard et Glasser, 2005, s. 294-295).

4.3. Sedimentologické metody

4.3.1. Odběr sedimentů

Z místa vytipovaného pro odběr sedimentů v rašeliništi sevřeného mezi morénami a karovou stěnou Černého jezera bylo odebráno 520 cm dlouhé vrtné jádro. K odběru svrchní části profilu (v hloubce 0 – 400 cm) byl použit komorový rašelinný odběrák Eijkelkamp (průměr jádra 5 cm, délka odebíraného jádra - 50 cm). Zbývající spodní část profilu (400 – 520 cm) byla odebrána motorovým žlábkovým odběrákem (průměr jádra 6 cm, délka odběráku 200 cm). Následně bylo v laboratoři vrtné jádro navzorkováno pro určení zrnitosti sedimentů, magnetickou susceptibilitu (MS), určení množství organického materiálu (loss-on-ignition, LOI), exoskopickou analýzu, pylovou analýzu, makrozbytkovou analýzu, prvkovou analýzu (XRF), radiokarbonové datování (AMS ^{14}C) a datování opticky stimulovanou luminiscencí (OSL).

Z dvanácti lokalit v morénách Černého jezera byly odebrány vzorky pro exoskopickou analýzu křemenných zrn.

4.3.2. Fyzikální vlastnosti sedimentů

Bezprostředně po odběru byla v terénu u vrtného jádra systematicky popsána jeho hrubá litostratigrafie, barva (podle Munsellových tabulek) a obecné texturní charakteristiky.

Zrnitost byla určena v třicentimetrovém kroku pro sedimenty ve spodní části odebraného vrtného jádra (418 – 520 cm). Pouze tato část profilu byla vhodná pro tento typ analýzy a to z důvodu absence rostlinných makrozbytků a celkově nízkého obsahu organického materiálu, které by zkreslily výsledky analýzy. Předpříprava vzorků zahrnovala vysušení vzorků při teplotě 105 °C a odstranění organického materiálu za použití peroxidu vodíku (metodika podle Gale et Hoare, 1991). Zrnitostní kategorie byly měřeny pro materiál o frakci < 2 mm laserovým difrakčním granulometrem Sympatec Helos/KF-MAGIC s dispergační jednotkou Quixel. Použity byly dva objektivy: 0,4-200 μm a 1-3500 μm . Výsledná data byla analyzována pomocí platformy programu Excel GRADISTAT 8.0 (Blott et

Pye, 2001), kde byla zrnitost každého vzorku automaticky kategorizována podle modifikované Udden-Wentworthovy stupnice, která poskytuje podrobnější členění a posouvá jílovou frakci na velikost zrn 0 - 2 μm , což odpovídá i normě ČSN EN ISO 14688-1). Dále byla u každého vzorku určena souhrnná textura (texturní skupina podle sand-silt-clay diagramu) a spočítány základní zrnitostní parametry: průměrná velikost zrna (mean, \bar{x}), vytříděnost (sorting, σ), symetrie (šikmost, skewness, Sk), špičatost, (vrcholovitost, charakteristickou četnost, kurtosis, K) (Blott et Pye, 2001). Tato analýza přispěla k popisu odebraného vrtu a jeho ročlenění na jednotlivé litologické jednotky.

Magnetická susceptibilita (MS) byla zjišťována u vzorků odebraných z jádra v intervalu 3 cm v hloubce 230-520 cm. Použit byl přístroj Kappabridge KLY-2. Data byla normalizována na hmotnostní specifickou magnetickou susceptibilitu (mass-specific magnetic susceptibility) v $\text{m}^3 \text{kg}^{-1} 10^{-9}$. Měření provedla autorka pod dohledem Mgr. Leony Koptíkové v Laboratoři geologických procesů, GÚ AV ČR, v. v .i. Měření nebylo prováděno v horní části profilu. Tato část profilu byla tvořena organogenním materiálem (rašelina, gyttja), který obecně vykazuje monotónní velmi nízké hodnoty MS bez interpretační hodnoty. Magnetická susceptibilita poskytuje informace o erozi v povodí a přísunu materiálu do jezera způsobených glaciální erozí a transportem klastických sedimentů nebo přísunem sedimentů při povrchovém splachu během bouřek a svahových procesů z okolních svahů (Karlén et Matthews, 1992; Shakesby et al., 2007).

Množství organického materiálu v sedimentu bylo určeno metodou loss-on-ignition (LOI). LOI byla měřena na vzorcích odebraných z vrtného jádra v intervalu po 3 cm v hloubce 230 – 520 cm a v intervalu po 5 cm v hloubce 0 – 225 cm. Vzorky byly 24 hodin sušeny při teplotě 105 °C a pak spáleny při 550 °C po dobu 3 hodin (Heiri et al., 2001). LOI ukazuje na míru alochtonní produkce organického materiálu v povodí a v jezeře (Hormes et al., 2009).

Celkem na 12 vzorcích odebraných z kopaných profilů v morénách Černého jezera a jednoho vzorku z báze vrtu v hloubce 514 cm byla provedena **exoskopická analýza**. Princip exoskopie spočívá v oddělení malých částic sedimentu, nejčastěji křemenných zrn, a pozorování jejich povrchu za mnohonásobného zvětšení pod elektronovým mikroskopem. Na povrchu zrna jsou zkoumány tvary a přítomnost mikrotextr, které určují jeho genezi (Whaley, 1996, pp. 357-375). Křemenná zrna jsou nejdříve z odebraného vzorku oddělena

promýváním na sítích o velikosti 250 - 500 μm . Pak se vzorek vaří v koncentrované HCl, následně se propláchne destilovanou vodou a vysuší se. 50 zrn vybraných pod binokulárním mikroskopem se nalepí na uhlíkovou pásku, pozlatí se a vyfotografuje pod elektronovým skenovacím mikroskopem (použit typ Cameca SX 100). Poté se zaznamenává výskyt mikrotvarů na povrchu zrn, především pak textur náležejících glaciálnímu prostředí (Fitzpatrick et Summerson, 1971; Cremer et Legigan, 1989; Mahaney, 2002). Analýzu provedla Mgr. Lenka Křížová (Katedra fyzické geografie a geoekologie, PŘF UK v Praze) a výsledky zahrnula do své diplomové práce (Křížová, 2010).

Analýza morfologie klastů (clast morphology) a **vnitřní makrostavby sedimentů** (macrofabric) představuje v terénu prováděnou analýzu sedimentů z kopaných profilů či přirozených odkryvů, které slouží k určení geneze sedimentu na základě tvaru klastů a jejich uspořádání (Evans et Benn, 2004). V glaciálním akumulacním segmentu reliéfu autorka provedla tuto analýzu na celkem pěti kopaných profilech na odběrových místech (č. 1, 3, 4, 7, 10; viz Obr. 6), ze kterých byly současně odebrány i vzorky pro exoskopickou analýzu. V případě **analýzy morfologie klastů** byl hodnocen tvar a zaoblení 50 klastů. Změřena byla délka osy a, b a c klastů a vizuálně podle etalonu (Hubbard et Glasser, 2005, s. 235) bylo zařazeno jejich opracování do jedné z následujících 6 kategorií: velmi ostrohranné (very angular, VA), ostrohranné (angular, A), poloostrohranné (subangular, SA), polozaoblené (subrounded, SR), zaoblené (rounded, R), dokonale zaoblené (well rounded, VR). Zastoupení klastů v třídách zaoblenosti je znázorněno histogramy a hodnotou RA, která představuje procentuální podíl klastů v kategorii A a VA dohromady. Tvary klastů byly zhodnoceny za použití platformy Tri-plot 1.4 (Graham et Midgley, 2000) pracující v programu Excel, kde byly výsledky zobrazeny v trojúhelníkovém (ternárním) diagramu s vyznačeními kategoriemi tvaru klastů definovaných podle Sneed et Folk (1958) (Evans et Benn, 2004). Spočítána byla hodnota C_{40} , která je procentuálním vyjádřením množství klastů s poměrem os $c:a \leq 0,4$.

Analýza makrostavby sedimentů zahrnovala změření sklonu a orientace a-osy 50 klastů za použití sklonoměru a buzoly (Evans et Benn, 2004). Výsledky byly analyzovány v trialové verzi programu RockWorks15 (RockWare Inc., 2009). Směry a-osy byly zobrazeny pomocí růžicového diagramu za použití nástroje Linears/Rose diagrams... (zaznamenány četnosti v intervalu 15°). Směry a sklony a-osy byly zobrazeny konturovým stereogramem (contoured stereonet) pomocí nástroje Planes/Stereonet... (typ dat - liniový prvek, projekce -

plochojevná Schmidtova), který zobrazuje 3D data. Automaticky byla v programu vygenerována i základní statistika. Na základě této analýzy se autorka pokusila zrekonstruovat směr transportu klastů.

4.4. Geochemické metody

Prvková analýza vzorků z vrtného jádra byla provedena metodou rentgenové fluorescenční spektrometrie (energy dispersive X-ray fluorescence spectrometry, XRF) za použití MiniPal 4.0 (PANalytical, the Netherlands) s Rh lampou a Si PIN detektorem chlazeným Peltierovým článkem. Vzorky byly změřeny za asistence Dr. Tomáše Matyše Grygara v Analytické laboratoři Ústavu anorganické chemie AV ČR, v.v.i, ve spolupráci s ním byla též provedena interpretace výsledků. Vzorky rozmělněné na jemný prach byly vysypány do plastových kivet o průměru 25 mm se dny tvořenými fólií Mylar a změřeny. Tato analýza byla provedena pro vzorky odebrané v intervalu 3 cm v hloubce 302 – 520 cm. Celkem byla analyzována koncentrace 20 prvků. Prvková analýza pomáhá při určení provenience sedimentu, zrnitosti, procesů probíhajících během sedimentace a některé prvky lze využít při korelaci klimatických změn.

4.5. Biologické metody

Pylová analýza byla provedena u vzorků z odebraného vrtu v rozmezí hloubek 5 – 400 cm, přičemž z hloubky 5 – 230 cm u vzorků odebraných v intervalu 5 cm a z hloubky 230-400 cm v intervalu 3 cm. Pylové vzorky byly zpracovány standardní acetylační metodou včetně použití kys. fluorovodíkové (Moore et al., 1991). Počítáno bylo vždy nejméně 500 pylových zrn, determinace byla provedena podle Moore et al. (1991), Beug (2004), Reille et al. (1995, 1998). Pylový diagram, včetně numerických analýz a stanovení lokálních pyloanalytických zón (LPZ) byl sestaven v programu POLPAL (Walanus a Nalepka, 2003). Pylový diagram byl dle analýzy CONSLINK rozdělen na 4 lokální pylové zóny (LPZ). Vzorky hlubší než 400 cm obsahovaly jen malé množství špatně zachovalého pylu, proto nejsou zahrnuty do diagramu. Analýzu provedl Mgr. Libor Petr, Katedra botaniky PŘF UK v Praze.

Pro část profilu v hloubce 0 – 400 cm byla provedena **analýza rostlinných makrozbytků**. Každý vzorek obsahoval 150–300 ml sedimentu. Vzorky byly rozmáčeny ve vodě, pokud bylo nutné, byly povařeny v 5 % KOH. Separace makrozbytků ze sedimentu proběhla standardním plavením a síťováním za vlhka přes síta s velikostí ok 250 μm (Warner, 1988; Pearshall, 1989; Jacomet et Kreuz, 1999). Vzorky botanických makrofosilií byly vybrány z oddělené frakce a zkoumány pod stereoskopickým mikroskopem (x 8-56). K určování byly použity atlasy semen a plodů (Katz et al., 1965; Beijerinck, 1947; Cappers et al., 2006; Velichkevich et Zastawniak, 2006, 2009) a současný referenční materiál ze sbírek Katedry botaniky PŘF UK v Praze. Kvantitativní i kvalitativní výsledky jsou prezentovány makrozbytkovým diagramem vykresleným v programu POLPAL (Nalepka et Walanusz, 2003). Na základě statistické analýzy Coslink (POLPAL program) byly vymezeny lokální makrozbytkové zóny (L MAZ). Analýzu provedla Mgr. Pavla Žáčková z Katedry botaniky PŘF UK v Praze.

4.6. Geofyzikální metody

Pro zjištění morfologie pánve rašeliniště, ze kterého byl odebrán vrt, byl použit ground penetrating radare RAMAC CU II s 250 MHz a 50 MHz anténou. Skrz rašeliniště bylo vedeno celkem 6 geofyzikálních profilů (4 profily s 50 MHz anténou a 2 profily s 250 MHz anténou) za účelem zjištění mocnosti sedimentární výplně deprese a tvaru pánve rašeliniště. Záznam horizontální vzdálenosti z 50 MHz antény je udáván v sekundách, z 250 MHz antény v metrech. Radargram byl filtrován (Automatic gain control; Ground velocity – 36 m/ μs ; Adjustment velocity – 100 m/ μs) a výsledky zhodnoceny v programu RAMAC Ground Vision 1.4.5 (Malá GeoScience AB, 2005).

4.7. Datování, kalibrace radiokarbonových dat, age-depth model

Chronologie odebraného vrtu byla sestavena na základě datování pomocí dvou metod, radiokarbonového AMS datování a opticky stimulované luminescence (OSL). **Radiokarbonová metoda** byla použita pro datování celkem 10 vzorků. Provedena byla v laboratoři „Center for Applied Isotope Studies“ na Univerzitě v Georgii v USA. Stanovená

nekalibrovaná data byla uvedena v radiokarbonových letech před rokem 1950 s chybou měření 1 sd, která odráží jak statistickou tak experimentální odchylku. Naměřená data byla opravena o izotopovou frakcionaci. Kalibraci dat provedla autorka pomocí programu OxCal v4.1.7 (Bronk Ramsey, 2010) s kalibračním křivkou IntCal09 (Reimer et al., 2009). Kalibrovaná data jsou uváděna v kalendářních letech před současností a je použito zkrácené označení kal. let BP.

K zjištění rychlosti a změn v sedimentaci byl použit klasický age-depth model generovaný pomocí kódu *clam* (Blaauw, 2010) pracujícím v open-source statistickém prostředí *R* verze 2.12.1 (R Development Core Team, 2010; dostupné z <http://www.r-project.org>). Zmiňovaný kód využívá vnitřního kalibrovaného rozložení dat a použití techniky nazývané *Monte Carlo sampling* nebo též *bootstrap* (blíže v Blaauw, 2010). Jako nejvhodnější byl vybrán model využívající metody lineární interpolace mezi datovanými hloubkami. Jako bodový odhad hodnoty kalendářních let v datovaných úrovních posloužil vážený průměr, který je nejvhodnějším způsobem převedení intervalové hodnoty kalibrovaného radiokarbonového data na hodnotu bodovou (Telford et al., 2004). Age-depth model spočítal stáří v kalendářních letech pro každou hloubku v intervalu 1 cm. Interval spolehlivosti byl nastaven na 2 σ .

Pro každou část modelu vymezenou datovanými úrovněmi byla určena rychlost sedimentace a to jako podíl mocnosti usazeného materiálu a časového období, po které materiál sedimentoval. Jako stáří byl dosazován rozdíl vážených průměrů zjištěných z age-depth modelu.

Opticky stimulovaná luminescence byla použita pro datování dvou vzorků v minerogenní části vrtného jádra, kde nedostatek organického materiálu znemožnil použití metody radiokarbonového datování (Preusser et al., 2008). Analýza byla provedena v laboratoři „Research Laboratory for Archaeology and the History of Art in Oxford“ ve Velké Británii.

4.8. Statistický aparát

Ke statistickému vyhodnocení výsledků byly použity nástroje popisné a vícerozměrné statistiky a analýza rozptylu. Veškeré statistické operace vícerozměrné statistiky a analýzy rozptylu byly provedeny v programu STATISTICA Standard 9 (StatSoft, 2009). Tyto nástroje byly použity především pro hodnocení výsledků morfometrické analýzy.

Pro popisnou statistiku byly využity následující základní nástroje: průměr, medián, horní kvartil, percentily.

Pearsonův korelační koeficient posloužil k zjištění vzájemné korelace morfometrických charakteristik karů. Signifikance Pearsonovy korelace byla testována t-testem.

Jednocestná analýza rozptylu (one-way ANOVA) (Manley, 2005) byla použita k nalezení signifikantních rozdílů mezi: přehloubením karů Šumavy a Vysokých Sudet, nadmořskou výškou a velikostí karů, orientací a velikostí karů.

Clusterová analýza (tree clustering) byla použita k rozdělení studovaných karů Českého masivu do skupin, přičemž vstupními proměnnými byly příslušné hodnoty přehloubení karu k_h a k_s za použití normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti (sensu Meloun et al., 2005).

Diskriminační analýza byla provedena na vybrané podmnožině všech sledovaných morfometrických charakteristik (bázi). Báze morfometrických charakteristik byla jednoznačně definována jako soubor maximálního počtu morfometrických charakteristik, které *nejdou* navzájem korelované. Prvním krokem v procesu výběru báze bylo nalezení charakteristiky s nejmenším množstvím signifikantních korelací s ostatními morfometrickými znaky. Tato charakteristika se pak stala prvním členem báze. Následně byla tato charakteristika spolu s korelovanými charakteristikami odstraněna z množiny všech morfometrických charakteristik (S). Ze zbytku (RS) této původní množiny charakteristik (S) byl opět vybrán znak s nejmenším množstvím vzájemných korelací a začleněn do báze. Opět byl takto vybraný znak spolu s korelovanými charakteristikami odstraněn ze zbytku původní množiny (RS) a cyklicky se opakoval postup na zbývajícím souboru morfometrických charakteristik, dokud ve zbytkovém souboru nezůstal poslední nekorelovaný znak.

Pozorovaná klasifikace karů (observed classification) byla pro potřeby diskriminační analýzy určena na základě rozdělení karů do skupin dle výše popsané clustrové analýzy. Jako prediktory klasifikace v diskriminační analýze byly použity členy báze. Přesnost klasifikace byla určena použitím metody **cross-validation** (Huberty, 1994). Ze souboru karů 27 zkoumaných karů jich bylo náhodně vybráno 14 pomocí metody náhodných čísel. Na tomto souboru byly definovány koeficienty standardizované kanonické diskriminační funkce (Manly, 2005). Stejně, takto odvozené koeficienty, byly v souladu s metodou cross-validation použity i na druhou část souboru. Dále byly pro oba podsoubory vytvořeny klasifikační matice, které ukazují přesnost klasifikace při použití stejných koeficientů diskriminační funkce. Obdobně byly vytvořeny klasifikační matice pro jednotlivé objekty (kary), které vyjadřují jejich příslušnost k dané třídě na základě posteriorní pravděpodobnosti (sensu Meloun et al., 2005).

5. VÝSLEDKY

5.1. Analýza karů

5.1.1. Morfometrické charakteristiky a přehloubení

Sledována byla minimální, maximální a průměrná **nadmořská výška** karů. Šumavské kary dosahují minimální nadmořské výšky 907 – 1085 m. Ze 13 šumavských karů leží dno pěti z nich v nadmořské výšce pod 1000 m. Všechny kary na české straně Šumavy dosahují průměrné nadmořské výšky nad 1100 m, výjimkou je pouze kar Černého jezera. Vůbec nejvyšší průměrnou nadmořskou výšku má kar Alter See pod vrcholem Grosser Rachel v Bavorsku. Kary Vysokých Sudet leží ve vyšší nadmořské výšce než ty šumavské (průměrná nadmořská výška karů Vysokých Sudet přesahuje až na Labský důl 1200 m)(viz Tab. 4).

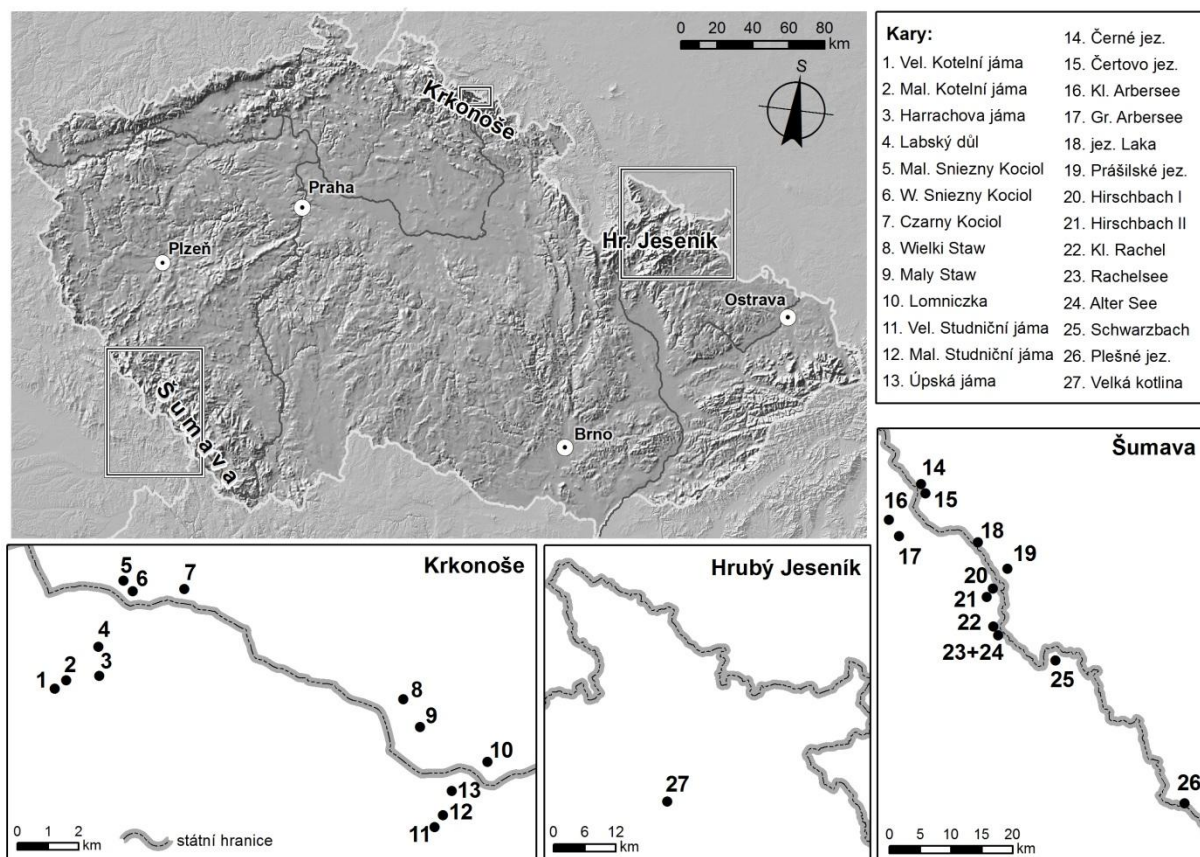
Orientace šumavských karů se pohybuje od severu přes východ až k jihu. Kary na české straně Šumavy jsou výhradně orientovány na SV a V. Na německé straně je 5 z 8 karů orientováno k jihu a jihovýchodu. Obecně jsou kary Českého masivu nejčastěji orientované k severovýchodu (7 karů), jihovýchodu (7 karů) a východu (4 kary) (Tab. 4).

U karů byly sledovány **rozměrové charakteristiky** (výška (H), délka (L), šířka (W), plocha (2D, 3D), objem (V), průměrný sklon) a **tvarové charakteristiky** (poměr délka/výška (L/H), poměr délka/šířka (L/W), poměr šířka/výška (W/H), poměr 3D/2D, koeficient k). Německá a česká část Šumavy se v hlavních charakteristikách (H , L , W) v průměru prakticky neliší, ale jejich variabilita daná směrodatnou odchylkou (σ) je odlišná. Obecně je soubor německých karů variabilnější ve výšce ($\sigma_v = 94$), délce ($\sigma_d = 421$) i šířce ($\sigma_s = 330$) než soubor karů na české straně Šumavy ($\sigma_v = 82$; $\sigma_d = 231$; $\sigma_s = 232$). Největší variability je dosaženo v délce karu. Obecně mají kary české části Šumavy vůbec nejvyšší průměrnou délku (915 m) v rámci skupiny karů celého Českého masivu (Tab. 4). Průměrná šířka šumavských karů je 788 m (Vysoké Sudety 620 m) a maximální hodnoty 1798 m je dosaženo u karu Grosser Arbersee. Šumavské kary mají v průměru výrazně větší plochu než kary krkonošské (62 ha vs.

38 ha). Šumavské kary s jižně a jihovýchodně orientovanou mediánovou osou karu vykazují v průměru nižší hodnoty všech základních rozměrových charakteristik (H , L , W , $2D$, A , V), výjimkou je pouze sklon, který je nepatrně vyšší ($23,2^\circ$) než u karů se severní a severovýchodní orientací osy ($21,6^\circ$). Šumavské kary s východní orientací osy mají v průměru nižší relativní výšku H , délku, plochu a objem než kary se S a SV orientací osy, jediné v parametru šířky je převyšují. Severně orientované šumavské kary jsou spíše hlubší, delší a užší. Na východ orientované kary jsou cirkulárnější a otevřenější. Jižně orientované kary jsou spíše cirkulárnější a uzavřenější. Gradient karů reprezentovaný poměrem L/H se pohybuje mezi 1,5 – 5,3, přičemž 75 % karů dosahuje hodnoty do 3,68. Šumavské kary v tomto ukazateli dosahují vyšších hodnot o průměru 3,52. Kary Českého masivu obecně patří mezi mělké kary s délkou převyšující jejich výšku. Tři čtvrtiny karů má hodnoty L/W pod 1,33. Poměr W/H přesahuje pouze u čtvrtiny karů hodnotu 3,22, přičemž z toho právě 6 karů je šumavských. Poměr $3D/2D$ plochy karů vyjadřující jejich vertikální členitost se pohybuje v rozmezí 1,04 - 1,22 s průměrnou hodnotou 1,15. Šumavské kary jsou méně členité než krkonošské. Nejméně členitý kar z celého souboru je Laka a nejvíce Harrachova jáma.

Průměrné hodnoty indexů alometrie šumavských karů vychází následovně: $a = 0,358$, $b = 0,351$, $c = 0,292$ (srov. Český masiv - $a = 0,353$, $b = 0,348$, $c = 0,299$; Vysoké Sudety - $a = 0,349$, $b = 0,345$, $c = 0,306$). Je tedy vidět, že všechny kary Českého masivu vykazují alometrický vývoj, který je u šumavských karů nepatrně vyšší než u karů Vysokých Sudet.

Koeficienty k indikující míru přehloubení karů dosahují v případě šumavských karů hodnoty v rozmezí 0,35 - 0,89 pro k_h , resp. 0,30 - 0,79 pro k_s . Průměrná hodnota k_h pro kary na české straně Šumavy je 0,58, resp. k_s 0,61. Bavorské kary mají hodnotu k_h 0,54 a k_s 0,64. Tři čtvrtiny karů Českého masivu mají hodnotu k nižší než 0,77, resp. 0,82.



Obr. 7. Lokalizace karů Českého masivu podrobených morfometrické analýze. Pozn.: Podrobnější mapy jednotlivých karů jsou součástí příloh této práce.

Tab. 4. Morfometrické charakteristiky karů Českého masivu.

Kar	Poloha	k_h	k_s	$E_{max.}$	$E_{min.}$	E_{mean}	H (m)	L (m)	W (m)	L/H	L/W	W/H	Objem (10 ⁶ m ³)	2D (ha)	3D (ha)	3D/2D	Prům. sklon (°)	Orientace osy karu	Litologie
Černé jezero	49°10' 46" N, 13°10' 57" E	0,74	0,76	1321	968	1084	353	1111	887	3,15	1,25	2,52	173,74	86,32	100,09	1,16	25	SV	MS
Čertovo jezero	49°09' 54" N, 13°11' 48" E	0,54	0,60	1315	992	1116	323	901	1100	2,79	0,82	3,40	160,21	71,42	78,57	1,10	23	V	MS, PG
Laka	49°06' 37" N, 13°19' 40" E	0,39	0,39	1304	1081	1157	223	1080	803	4,84	1,34	3,60	96,70	68,92	71,93	1,04	15	SV	PG, GD
Prášilské jezero ¹	49°04' 31" N, 13°23' 59" E	0,55	0,58	1210	1062	1156	148	476	386	3,22	1,23	2,61	11,02	14,09	15,26	1,08	20	V	GR, PG
Plešné jezero	48°46' 35" N, 13°51' 54" E	0,70	0,70	1342	1068	1174	274	1008	760	3,68	1,33	2,77	104,95	53,66	60,90	1,13	25	SV	GR, PG
Grosser Arbersee	49°05' 54" N, 13°09' 03" E	0,89	0,79	1292	918	1062	374	1212	1467	3,24	0,83	3,92	332,49	154,53	171,49	1,11	22	V	GN
Rachelsee	48°58' 38" N, 13°24' 04" E	0,56	0,72	1263	1057	1150	206	809	608	3,93	1,33	2,95	50,66	37,26	41,41	1,11	23	J	GN
Grosser Rachel - Alter See	48°58' 28" N, 13°23' 36" E	0,62	0,58	1437	1077	1213	360	820	830	2,28	0,99	2,31	122,51	56,60	63,83	1,13	26	JV	GN
Kleiner Rachel	48°59' 19" N, 13°23' 09" E	0,51	0,64	1281	1070	1155	211	982	761	4,65	1,29	3,61	78,84	53,21	58,14	1,09	21	S	GN
Kleiner Arbersee	49°07' 28" N, 13°07' 10" E	0,35	0,41	1268	907	1059	361	1798	1090	4,98	1,65	3,02	353,75	148,09	162,99	1,10	22	S	GN
Hirschbach ²	49°02' 32" N, 13°22' 23" E	0,44	0,64	1237	1085	1165	152	407	382	2,68	1,07	2,51	11,82	11,01	12,24	1,11	25	J	MS
Hirschbach II ³	49°01' 47" N, 13°21' 48" E	0,42	0,30	1061	945	999	116	453	447	3,91	1,01	3,85	11,74	16,18	17,34	1,07	19	JV	GR
Schwarzbach ⁴	48°57' 17" N, 13°32' 08" E	0,56	0,72	1272	1016	1107	256	675	718	2,64	0,94	2,80	62,04	36,83	41,36	1,12	23	JV	GR
Malá Kotelní jáma	50°44' 52" N, 15°32' 03" E	0,61	0,64	1421	1097	1246	324	590	360	1,82	1,64	1,11	34,41	18,13	21,99	1,21	32	JV	PH, GN
Velká Kotelní jáma	50°45' 02" N, 15°32' 14" E	0,79	0,74	1406	1125	1275	281	502	640	1,79	0,78	2,28	45,14	25,39	30,64	1,21	32	J	PH, MS, GR
Labský důl	50°46' 07" N, 15°33' 07" E	0,80	0,77	1303	1018	1124	285	975	770	3,42	1,27	2,70	106,98	62,18	74,23	1,19	27	JV	GR
Harrachova jáma	50°45' 18" N, 15°33' 10" E	1,00	1,21	1353	1168	1270	185	278	555	1,50	0,50	3,00	14,27	11,84	14,42	1,22	34	SV	GR
Úpská jáma	50°43' 59" N, 15°43' 22" E	0,61	0,74	1498	1045	1250	453	782	1300	1,73	0,60	2,87	230,26	86,29	101,96	1,18	30	V	GR, GD
Velká Studniční jáma	50°43' 17" N, 15°42' 46" E	0,79	0,79	1500	1114	1266	386	724	367	1,88	1,97	0,95	51,28	21,62	25,63	1,19	30	J	PH, MS
Malá Studniční jáma	50°43' 30" N, 15°43' 01" E	0,74	0,78	1478	1222	1334	256	405	380	1,58	1,07	1,48	19,70	12,34	14,78	1,20	32	JV	PH, MS
Mały Śnieżny Kocioł	50°46' 56" N, 15°33' 25" E	0,64	1,15	1476	1181	1306	295	726	440	2,46	1,65	1,49	47,12	25,77	31,04	1,20	30	JV	GR
Wielki Śnieżny Kocioł	50°46' 47" N, 15°33' 39" E	0,83	0,85	1488	1246	1330	242	805	526	3,33	1,53	2,17	51,24	34,88	41,99	1,20	29	S	GR
Czarny Kocioł	50°46' 58" N, 15°35' 08" E	0,73	0,85	1346	1117	1202	229	473	413	2,07	1,15	1,80	22,37	14,91	17,73	1,19	30	S	GR
Wielki Staw	50°45' 31" N, 15°41' 33" E	0,72	0,82	1403	1200	1276	203	581	757	2,86	0,77	3,73	44,64	36,88	41,94	1,14	23	SV	GR
Mały Staw	50°44' 52" N, 15°42' 05" E	0,70	0,84	1391	1108	1225	283	1507	934	5,33	1,61	3,30	199,17	101,84	114,62	1,13	23	S	GR
Łomniczka	50°44' 30" N, 15°44' 02" E	0,56	0,74	1411	1051	1222	360	899	826	2,50	1,09	2,29	133,66	63,44	74,66	1,18	30	SV	GR
Velká kotlina	50°03' 18" N, 17°14' 19" E	0,82	0,83	1350	1156	1258	194	299	405	1,54	0,74	2,09	11,75	9,79	11,86	1,21	33	JV	PH

Litologie: MS - svory, PG - pararuly, GD - granodiorit, PH - fylit, GR - žula, GN - rula,

¹ V práci Mentlík et al. (2010) kar označován jako "nižší kar"; ² V práci Hauner (1980) kar označen jako Gruftbach; ³ V práci Ergenzinger (1967) a Hauner (1980) kar označen jako Wiesriegelkar, resp. jako Wiesfleck; ⁴ V práci Ergenzinger (1967) kar označen jako Bärenriegelkar.

5.1.2. Statistické zhodnocení a klasifikace karů

Na základě one-way ANOVA se ukázalo, že existuje signifikantní rozdíl (na hladině významnosti $p = 0,05$) mezi přehloubením (k -hodnotami) karů na Šumavě a karů Vysokých Sudet (k_h : $F(1; 25) = 12,161$; $p = 0,0018$), k_s : $F(1; 25) = 10,329$; $p = 0,0036$), přičemž šumavské kary dosahují průměrných hodnot k_h 0,56 a k_s 0,63 a kary Vysokých Sudet dosahují průměrných hodnot k_h 0,74 a k_s 0,84.

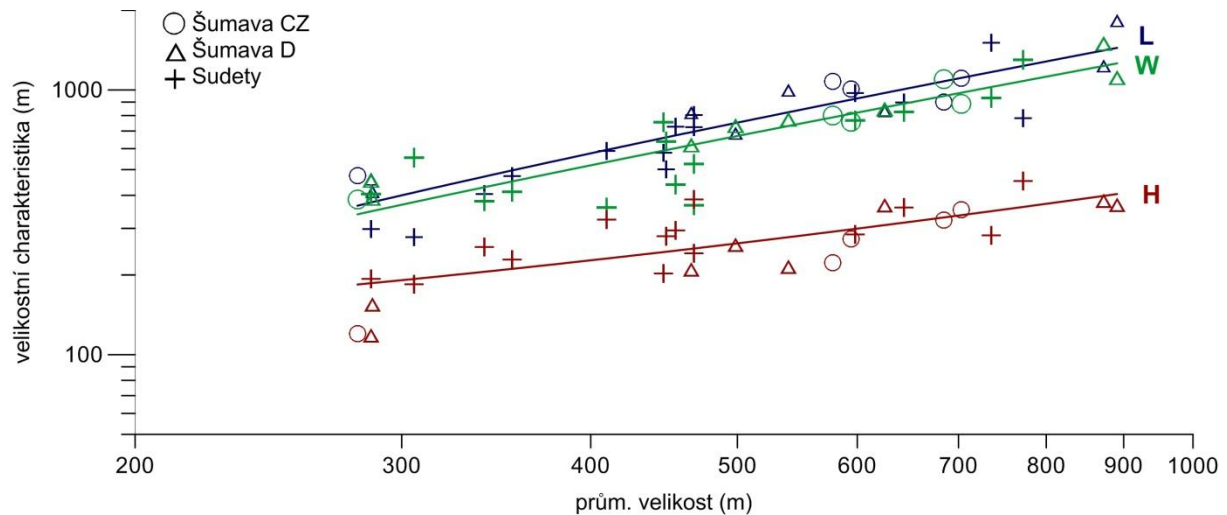
Mezi studovanými morfometrickými charakteristikami (které jsou spojitými proměnnými) byla provedena korelační analýza (Tab. 5), která ukázala, že nejvíce korelovanou charakteristikou je délka karu (L), která s výjimkou indexu W/H signifikantně koreluje se všemi ostatními morfometrickými znaky. Nejvyšší korelace je očekávaně mezi charakteristikami: plocha povrchu ($3D$), rozloha ($2D$) a objem karu (V). Vysokou pozitivní korelaci vykazuje index $3D/2D$, který představuje relativní převýšení, a průměrný sklon karu. Naopak nejmenší počet korelací vykazuje index (L/W) (Tab. 5).

Tab. 5. Korelační matice morfometrických charakteristik studovaných karů, tučně vyznačené korelace jsou signifikantní na hladině významnosti $p < 0,05$, testováno t -testem, $N = 27$.

Proměnná	H	L	W	L/H	L/W	W/H	V	2D	3D	3D/2D	Prům. sklon
H	1,00	0,51	0,61	-0,20	0,15	-0,28	0,69	0,60	0,62	0,27	0,27
L	0,51	1,00	0,69	0,70	0,44	0,33	0,85	0,89	0,89	-0,39	-0,46
W	0,61	0,69	1,00	0,30	-0,27	0,57	0,90	0,90	0,91	-0,32	-0,33
L/H	-0,20	0,70	0,30	1,00	0,42	0,63	0,38	0,50	0,48	-0,74	-0,82
L/W	0,15	0,44	-0,27	0,42	1,00	-0,40	0,05	0,07	0,07	-0,04	-0,14
W/H	-0,28	0,33	0,57	0,63	-0,40	1,00	0,36	0,46	0,44	-0,74	-0,75
V	0,69	0,85	0,90	0,38	0,05	0,36	1,00	0,98	0,98	-0,27	-0,28
2D	0,60	0,89	0,90	0,50	0,07	0,46	0,98	1,00	1,00	-0,36	-0,40
3D	0,62	0,89	0,91	0,48	0,07	0,44	0,98	1,00	1,00	-0,32	-0,37
3D/2D	0,27	-0,39	-0,32	-0,74	-0,04	-0,74	-0,27	-0,36	-0,32	1,00	0,96
Prům. sklon	0,27	-0,46	-0,33	-0,82	-0,14	-0,75	-0,28	-0,40	-0,37	0,96	1,00

Jsou-li porovnány korelační koeficienty základních rozměrových charakteristik H , L , W s velikostí karu vyjádřenou objemem, lze zjistit, že mezi nimi existuje podstatný rozdíl. Vertikální vývoj karů (H) vykazuje nižší míru korelace (0,69) než vývoj šířky (0,98) a délky (0,85) karu, přičemž objem je vypočten kombinací všech těchto parametrů. Situace je znázorněna i v Obr. 8, kde je ve shodě s Evans et Cox (1995) jako ukazatel velikosti karu

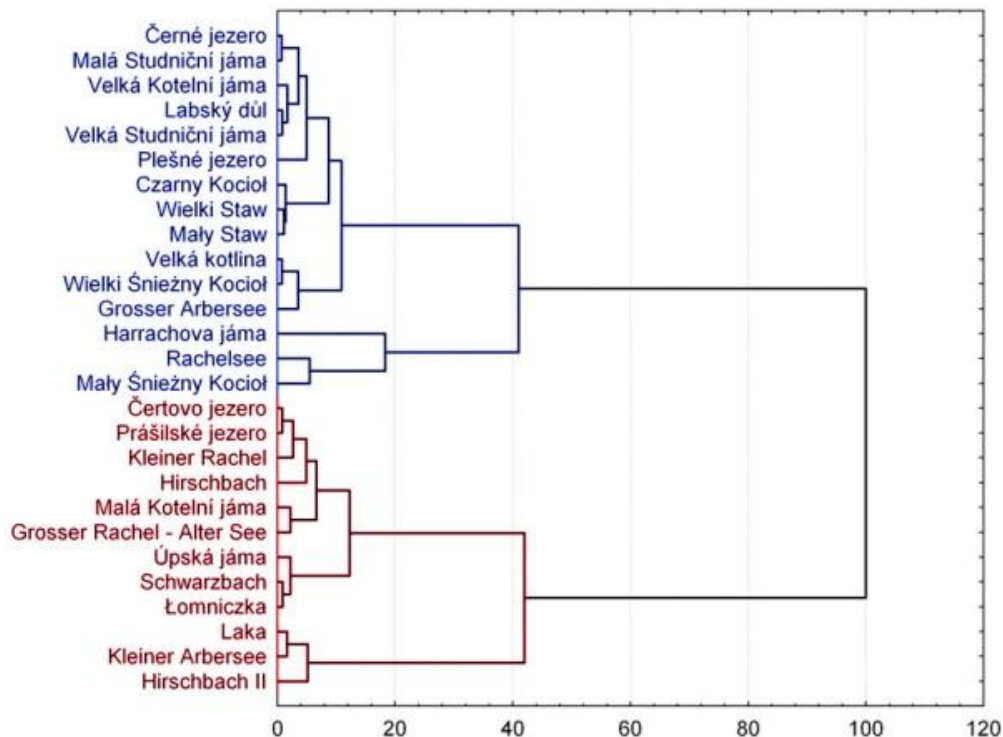
použita „průměrná velikost“ (mean size), která je vypočtena jako třetí odmocnina součinu délky, šířky, výšky. Tento nesymetrický vývoj karů je též projevem alometrie (Olyphant, 1981).



Obr. 8. Vztah délky, šířky a výšky karů k průměrné velikosti (třetí odmocnina „objemu“, objem je součin všech tří veličin). Přidány jsou křivky lineární regrese, obě osy jsou logaritmické.

Pro následnou klasifikaci karů tvoří bázi morfometrických charakteristik, jakožto souboru maximálního počtu morfometrických charakteristik, které nejsou navzájem korelované, následující ukazatelé: L/W, H, 3D/2D.

Kary byly rozděleny do skupin podle stupně přehloubení, tj. hodnot k_h a k_s . U hodnoty normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti mezi kary (Obr. 8) rovné 43 lze rozlišit dva hlavní shluky (clustery). Pomocí těchto clusterů byly kary rozděleny do dvou klasifikačních tříd (viz Obr.9 a Tab. 7).



Obr. 9. Dendrogram pro shlukování karů podle k_h a k_s (Euklidovské vzdálenosti a pravidlo shlukování podle Wardovy metody). Znáznorněny jsou dvě třídy karů.

Vzájemný vztah klasifikace založené na stupni přemodelování karu vyjádřeném koeficienty k_h a k_s a morfometrickými charakteristikami (H, L, W, L/H, L/W, V, 2D, 3D, 3D/2D, prům. sklon), přesněji s jejich bází (L/W, H, 3D/2D), byl určen diskriminační analýzou (Křížek et al., in review). Ukázalo se, že úspěšnost klasifikace karů postavené na k_h a k_s je vzhledem k morfometrické bázi velmi vysoká (Tab. 6): 93 % pro 1. podskupinu, resp. 69 % pro kontrolní podskupinu (cross-validation), resp. 81 % pro obě podskupiny dohromady. V 1. podskupině (Analysis), na niž byly diskriminační funkce definovány, byl zařazen jinak kar Grosser Arbersee (Tab. 7). V kontrolní podskupině (cross-validation) byly jinak zařazeny 4 kary (Malá Kotelní jáma, Kleiner Arbersee, Wielki Staw, Łomniczka).

Tab. 6. Klasifikační matice pro 1. podskupinu náhodně vybraných karů, na níž byly definovány koeficienty diskriminační funkce (1. podskupina), pro 2. poskupinu (cross-validation) a pro obě skupiny dohromady.

Třída	1. skupina (%)	Cross-validation (%)	Obě (%)
X	88,89	83,33	86,67
Y	100,00	57,14	75,00
Celkem	92,86	69,23	81,48

Tab. 7. Posteriorní pravděpodobnosti klasifikací. Nesprávné klasifikace jsou vyznačeny *. Kary 1. podskupiny definující koeficienty diskriminace jsou zaznačeny tučnou kurzívou.

Kar	Třída	X	Y
Černé jezero	X	0,88	0,12
Čertovo jezero	Y	0,10	0,90
Laka	Y	0,14	0,86
Prášilské jezero	Y	0,32	0,68
Plešné jezero	X	0,81	0,19
Velká kotlina	X	0,85	0,15
Malá Kotelní jáma*	Y	1,00	0,00
Velká Kotelní jáma	X	0,84	0,16
Labský důl	X	0,97	0,03
Harrachova jáma	X	0,71	0,29
Úpská jáma*	Y	0,42	0,58
Velká Studniční jáma	X	1,00	0,00
Malá Studniční jáma	X	0,93	0,07
Grosser Arbersee*	X	0,13	0,87
Rachelsee	X	0,66	0,34
Grosser Rachel-Alter See	Y	0,38	0,62
Kleiner Rachel	Y	0,44	0,56
Kleiner Arbersee*	Y	0,82	0,18
Hirschbach	Y	0,39	0,61
Hirschbach II	Y	0,10	0,90
Schwarzbach	Y	0,32	0,68
Mały Śnieżny Kocioł	X	1,00	0,00
Wielki Śnieżny Kocioł	X	0,99	0,01
Czarny Kocioł	X	0,94	0,06
Wielki Staw*	X	0,28	0,72
Mały Staw	X	0,92	0,08
Łomniczka*	Y	0,86	0,14

5.2. Faktory ovlivňující vznik zalednění na Šumavě

5.2.1. Nadmořská výška, orientace, litologie

Z analýzy vztahu nadmořské výšky (E_{min}) s vybranými velikostními charakteristikami karů Českého masivu (L, W, H, 2D, objem, prům. velikost karu) za pomoci Pearsonovy korelace a z ní vytvořené korelační matice se ukázalo, že ve všech případech existuje signifikantní korelace ($p < 0,05$, testováno t-testem, $N = 27$), výjimku tvoří jediné výška karu (H), která není závislá na změně nadmořské výšky. Závislost mezi nadmořskou výškou a skupinou zkoumaných charakteristik je ve všech případech negativní, s narůstající nadmořskou výškou karu se tedy snižuje šířka, délka, objem a průměrná velikost karů.

Na základě jednosměrné ANOVA se ukázalo, že v případě orientace mediánové osy karu existuje signifikantní rozdíl (na hladině významnosti $p = 0,05$) pouze mezi orientací a šířkou karů Českého masivu ($W: F(1; 9) = 6,2726; p = 0,03361$). Konkrétně tento signifikantní rozdíl v šířce existuje pouze mezi východně a severovýchodně orientovanými svahy.

Jednocestnou ANOVA bylo zjištěno, že neexistuje signifikantní rozdíl mezi litologií a morfometrickými charakteristikami karů. Závislost tvaru karů na směru puklin nemohla být ověřena, jelikož nejsou dostupné údaje o směrech puklin a foliace pro všechny šumavské kary.

5.2.2. Srovnání podmínek karů Černého a Čertova jezera

Srovnání morfometrických charakteristik karů, dna a karových stěn Černého a Čertova jezera, rozlohy deflačních plošin a množství solární radiace s výslednými relikty po zalednění má význam pro bližší specifikaci toho, do jaké míry mohly odlišnosti v podmínkách ovlivnit vývoj zalednění těchto dvou bezprostředně sousedících území.

5.2.2.1. Morfometrické charakteristiky karů, karových stěn a dna karů

V následujících tabulkách (Tab. 8 a 9) jsou uvedeny vybrané základní morfometrické charakteristiky popisující kary, dna a karové stěny Černého a Čertova jezera. Karové dno je v tomto případě ztotožněno se dnem jezer.

Tab. 8. Vybrané morfometrické a polohové charakteristiky karů Černého (ČN) a Čertova jezera (ČT).

Charakteristiky	ČN	ČT
k_h	0,74	0,54
k_s	0,76	0,60
E_{max}	1321	1315
E_{min}	968	992
E_{mean}	1084	1116
$E_{mean\ dna}$ (m n. m.)	1002	1016
H (m)	353	323
L (m)	1 111	901
W (m)	887	1 100
L/H	3,15	2,79
L/W	1,25	0,82
W/H	2,52	3,40
Objem ($10^6\ m^3$)	173,7	160,2
2D (ha)	86,3	71,4
3D (ha)	100,1	78,6
3D/2D	1,16	1,10
Prům. sklon ($^\circ$)	24,9	23,0
Orientace osy karu	SV	V
S-V orientace (%)	58,4	54,5
HLI - průměr	5386	6165

HLI – Heat Load Index – bezrozměrná veličina, rozmezí hodnot 0 - 10,000 (sensu McCune et Keon, 2002)

Kar Černého jezera je mírně protáhlejší, s vyšším stupněm přehloubení, s vyšší relativní výškovou členitostí (Tab. 8) a s vyšší karovou stěnou (Tab. 9), než kar Čertova jezera. Oproti tomu je kar Čertova jezera spíše širší než delší, má vyšší průměrnou nadmořskou výšku a téměř srovnatelný celkový průměrný sklon svahů. Naopak průměrný i maximální sklon karové stěny má výrazně vyšší Černé jezero. Co se týká sklonových poměrů v karových

dnech maximální hodnota je vyšší u dna Černého jezera, ale sklonitější a členitější reliéf má dno Čertova jezera (Obr. 9).

Tab. 9. Vybrané morfometrické a polohové charakteristiky karových stěn a dna Černého a Čertova jezera.

Charakteristiky	stěna		dno	
	ČN	ČT	ČN	ČT
E_{\min} (m n. m.)	1008	1027	967,4	991,6
E_{\max} (m n. m.)	1317	1305	1007,5	1027
E_{mean} (m n. m.)	1136	1140	992	1010
H (m)*	309,5	277,8	40,1	35,4
2D (ha)	63,4	51,6	18,8	10,7
S-V orientace (%)	86,4	55,8	30,7	39,1
Max. sklon (°)	62,6	51,6	49,6	41,4
Prům. sklon (°)	32,2	25,8	12,8	15,7

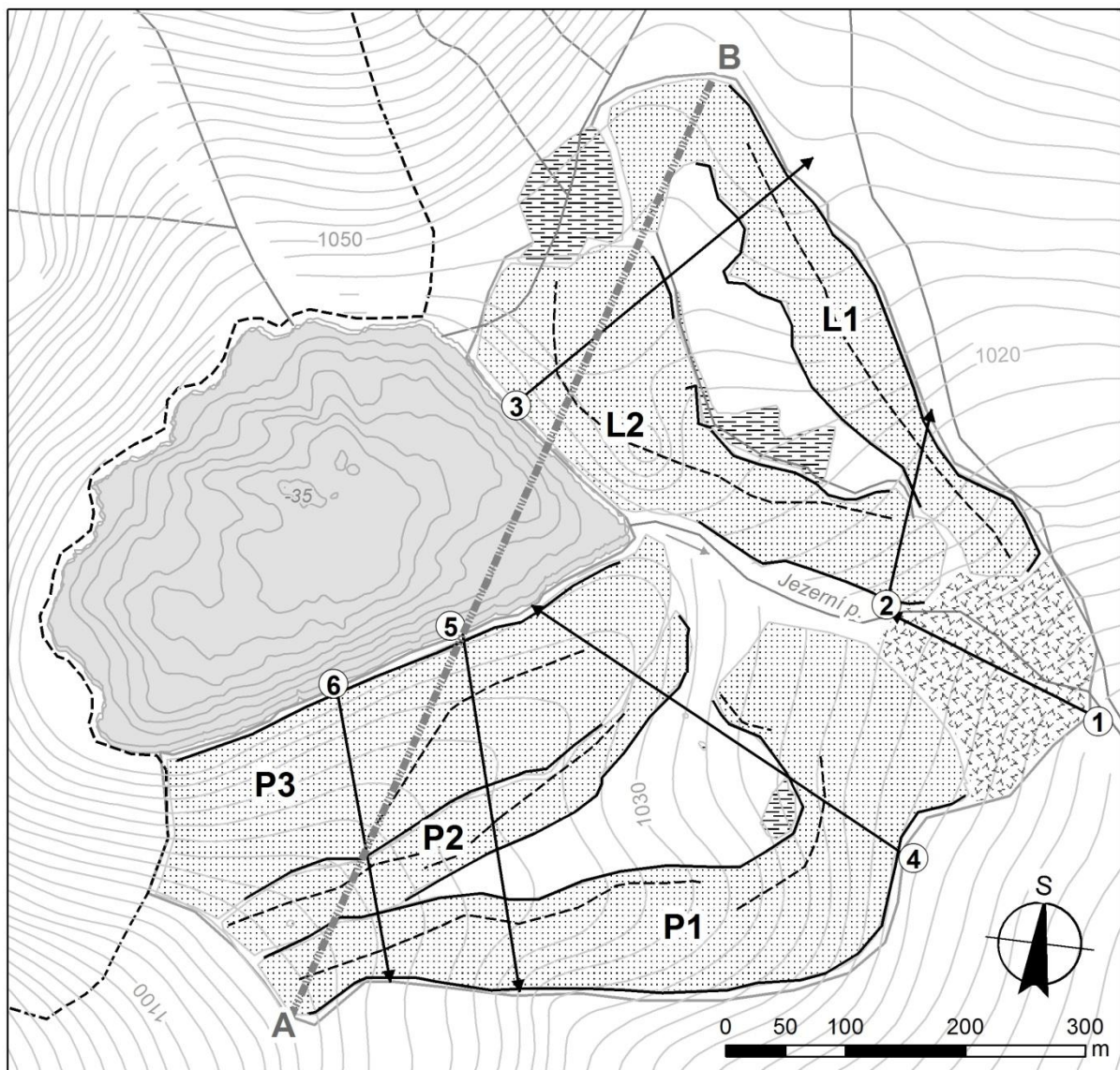
Pozn.: *rozdíl mezi E_{\min} a E_{\max} .

U karu Černého jezera převládají svahy s orientací k S, SV, E a SZ, u karu Čertova jezera svahy s orientací k V, JV a J. Svahy orientované v S-V kvadrantu pokrývají 58,4 % karu Černého jezera a 54,5 % karu Čertova jezera. U karových stěn je podíl svahů s chladnou orientací v S-V kvadrantu ještě výraznější (viz. Tab. 9), svahy s chladnou orientací tvoří dokonce 86,4 % svahů v karové stěně Černého jezera. Situace je poněkud odlišná v případě orientace dna karů, kde se jeví dno Čertova jezera chladnějším (S-V orientované svahy tvoří 39 % povrchu).

5.2.2.2. Glaciální akumulace a mocnost zalednění

Glaciální akumulace **Černého jezera**, jak bylo zmíněno v úvodu této práce (viz kap. 2.3., Obr. 3), představují 5 generací bočních morén ve dvou oscilačních fázích (Vočadlova et Křížek, 2005; Vočadlova et al., 2007). Oproti tomu byly v **okolí Čertova jezera** identifikovány celkem pouze tři generace bočních morén. Ty se rozkládají po obou stranách jezera a Jezerního potoka a mají převážně charakter více či méně výrazných valů. Maximální naměřená výška bočních morén Čertova jezera je 13 m a jejich průměrný sklon je 15°.

V segmentu glaciálních akumulací je i několik částí s plošším reliéfem, kde lze nalézt deprese vyplněné rozsáhlejšími rašeliništi (Obr. 10).



map. podklad: ZABAGED

- | | | |
|-----------------------|-------------------|------------------------------------|
| pata - výrazná | vrstevnice po 5 m | linie pro výpočet mocnosti ledovce |
| hřbetnice valu | hloubnice po 5 m | linie příčného profilu |
| hranice karové stěny | vodní tok | |
| glac. akumul. segment | jezero | |
| morény - valy | rašeliniště | |

Obr. 10. Mapa glaciálních akumulací v okolí Čertova jezera s vyznačenými příčnými profily měřenými laserovým dálkoměrem a linií profilu využitého pro výpočet mocnosti ledovce (A – B).

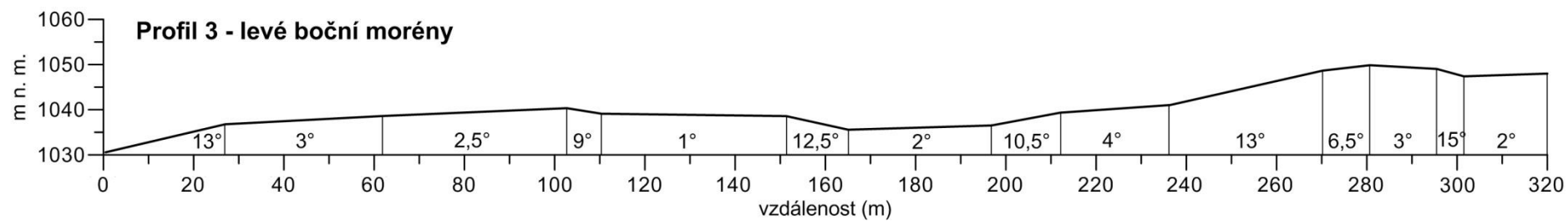
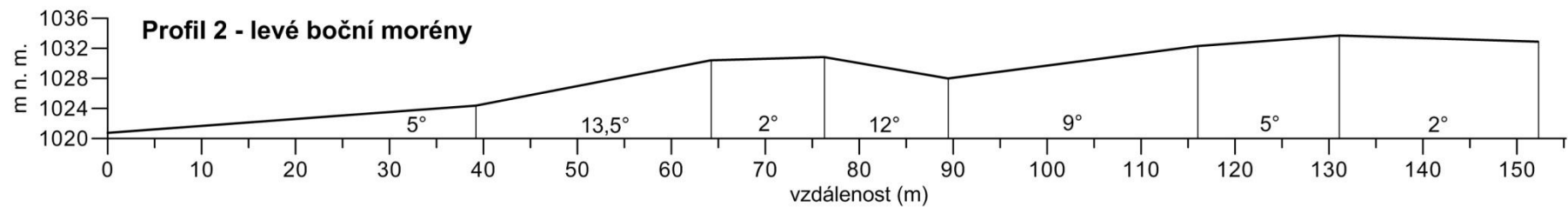
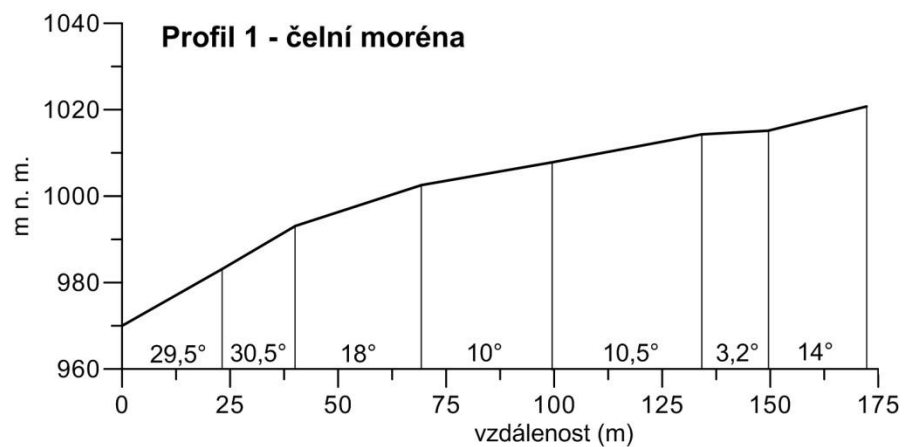
Nejzažší část **čelní morény** se nachází ve vzdálenosti 300 m od hráze Čertova jezera nad svahem s maximálním naměřeným sklonem v glaciálním akumulacním segmentu reliéfu (30°). Morény jsou po tomto svahu o výšce až 50 m (Profil 1, Obr.11) zčásti rozvečeny (přítomnost velkých bloků na svahu a pod ním). Dokladem toho, že se nejedná čistě o distální část mohutné čelní morény, je ve sklonitostní mapě viditelné pokračování tohoto pravděpodobně strukturního svahu s vysokým sklonem (15°- 25°) dále kolem rozsochy Špičáku až k spodnímu okraji glaciálního akumulacního segmentu Černého jezera (Obr. 15). Čelní morény Čertova jezera jsou v místech toku Jezerního potoka mezi 1000 a 1025 m n. m. přerušeny až 100 m širokým a 12 m hlubokým erozním zářezem, který v 1000 m n. m. končí ostrým stupněm ve svahu (změna sklonu z cca 10° na 18° a níže až na 30°, viz Profil 1, Obr. 11), který Jezerní potok překonává v podobě kaskád.

Pravé boční morény Čertova jezera (bráno vzhledem ke směru toku Jezerního potoka) jsou tvořeny třemi valy. Prostřední val je méně výrazný a ve spodní části splývá s vnitřním valem, což je dobře zaznamenáno na průběhu profilů 4, 5 a 6 (Obr. 12). Na profilu 6 lze dobře rozeznat tři valy. Vnitřní val přiléhající k jezeru dosahuje výškového rozdílu cca 26 m vzhledem k hladině jezera, což je dáno nasunutím materiálu morény na příkrý svah vyznívajícího jižního okraje karové stěny. Prostřední val druhé generace je od předchozího oddělen nepříliš výraznou prohlubní (hloubka cca 1 m) a jeho hřbetnice leží o 5 m výše než předchozí val. Výška vnějšího valu je pouze o 1 – 2 m vyšší než výška vnějšího valu a valy k sobě v těchto místech těsně přiléhají. Pod úrovní profilu 6 (cca v 1055 m n. m.) směrem k linii profilu 5 se oba valy zvyšují na 3 – 4 m a úpatí obou valů se od sebe začínají oddalovat. Směrem po svahu dolů se dva vnitřní valy stáčí k hrázi jezera, zatímco vnější val se od jezera oddaluje směrem k severovýchodu, kde pak uzavírá depresi s rašeliništěm. Akumulační segment je v místech průběhu profilu 6 zakončen svahem o sklonu 10°, který se směrem k profilu 1 postupně mění na 13,5° a nakonec 30°. V místě průběhu profilu 5 je zřetelné, že vnitřní moréna přiléhající k jezeru má charakter stupně. Ve vzdálenosti 190 – 230 m od jezera je reliéf značně nepřehledná a nelze jednoznačně odlišit jednotlivé valy. V těchto místech lze nalézt množství velkých bloků s největším rozměrem až 6 m. Na profilu 4 jsou pak zřetelné už pouze dva valy oddělené až 110 m širokou plošinou, která se mírně svažuje směrem na východ k patě valu (sklon cca 4°). Na této plošině se nachází rašeliniště, jehož max. mocnost zjištěná sondážemi lavinovými sondami byla 225 cm.

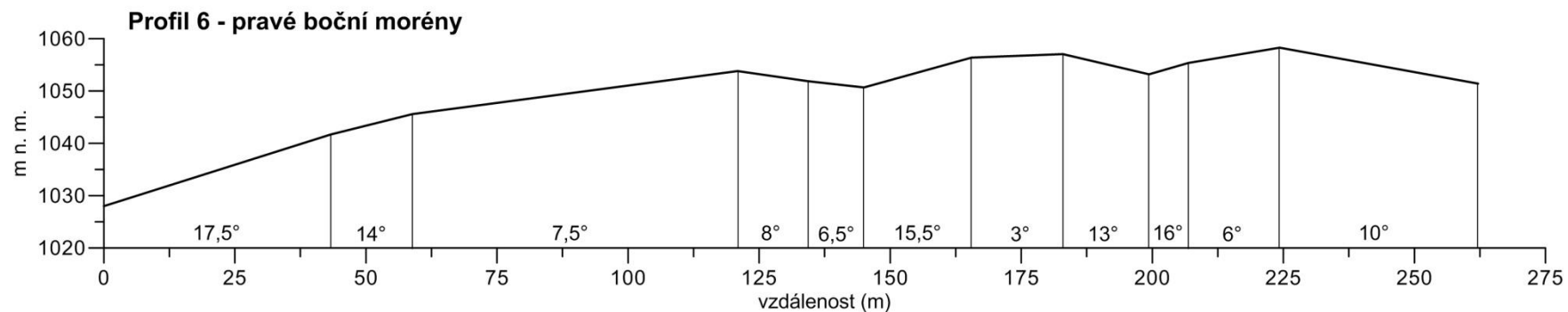
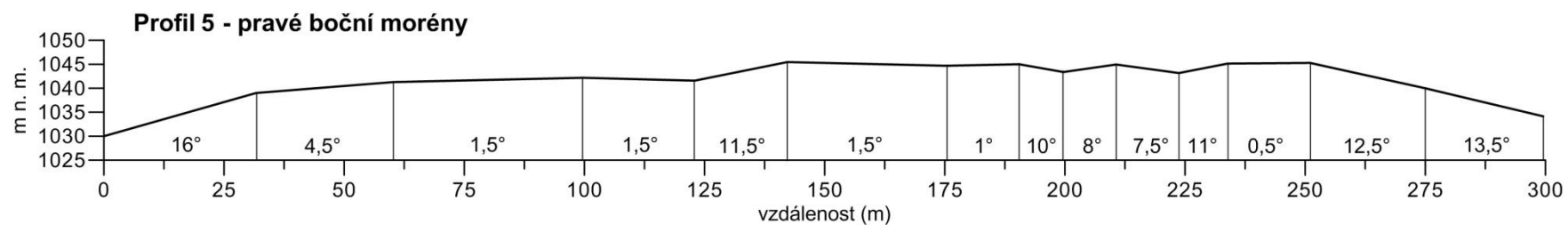
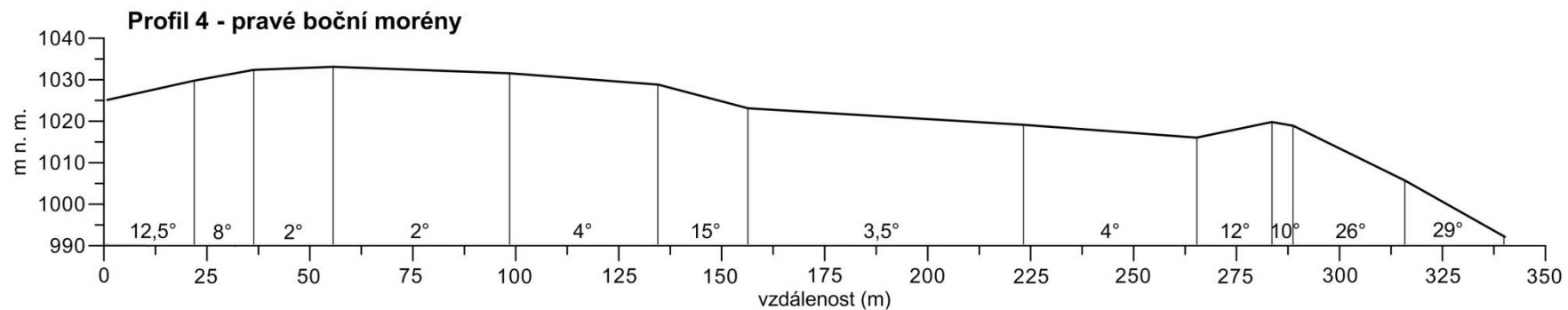
Levé boční morény Čertova jezera jsou vyvinuty ve formě dvou valů oddělených od sebe protáhlou depresí s rašelinnou výplní a zářezem levostranného přítoku Jezerního potoka. Vnější val přiléhající k Čertovu jezeru vede od úpatí karové stěny v místě výskytu vrchoviště dále podél jezera, kde v místech jezerní hráze dále pokračuje východním směrem nad strmý svah a splývá s vnějším valem. Výškový rozdíl mezi hladinou jezera a hřbetnicí valu v místech profilu 3 dosahuje až 10 m (Obr. 11). Maximální výška vnějšího svahu valu je mezi 4 – 6 m a to v jeho střední části (1027 – 1033 m n. m.) v místech rašeliniště. Vnější val je výraznější než předchozí. Dosahuje do výšky 13 m nad úroveň dna erozního zářezu v místech průběhu profilu 3. Na vnitřní straně (blíže k jezeru) vnějšího valu levých bočních morén mezi 1030 a 1040 m n. m. je patrný výraznější stupeň (na profilu 3 ve vzdálenosti 200 – 240 m, sklon povrchu 4°). Tento stupeň leží 3 m nad úrovní levostranného přítoku Jezerního potoka, podél něhož se vyskytuje rozsáhlé rašeliniště. Výškový rozdíl mezi povrchem stupně a nad ním ležícím valem dosahuje až 9 m. Pravděpodobně je tento stupeň pozůstatkem mezimorénové pánve mezi vnitřním a vnějším valem, která byla fluviální erozí rozrušena. Tuto hypotézu podporuje existence podobného stupně na protějším břehu zmiňovaného potoka v místech profilu 3 a pod ním. Směrem po svahu dolů se výška valu snižuje až na 2 m, načež tento val postupně splývá se sousedním vnějším valem. Rašeliniště mezi 1. a 2. valem levých bočních morén vyplňuje protáhlou depresi přemodelovanou fluviální erozí levostranného přítoku Jezerního potoka, který zde protéká. Směrem po toku dolů se pánev rašeliniště rozšiřuje a místy lze v rašeliništi nalézt i menší tůně. Na základě sondáže mocnosti rašelinišť v okolí Čertova jezera nebyla bohužel nalezena vhodná lokalita pro odběr o odpovídající mocnosti sedimentů jako v případě Černého jezera. Zjištěná maximální mocnost rašelinišť v mezimorénových depresích (225 cm) nedosahuje ani poloviny mocnosti profilu odebraného z rašeliniště u Černého jezera a tudíž nelze předpokládat ani na základě celkové konfigurace reliéfu, že by báze případného vrtu zachytila delší období než část holocénu.

Porovnáme-li glaciální akumulční segment reliéfu v okolí Černého i Čertova jezera, v obou případech se morénové akumulace nacházejí na relativně ploché části reliéfu se sklony do 10° (Obr. 15). Výjimku představují pravé boční morény. Ty jsou u Černého jezera všechny natlačeny na příkrý svah o sklonech 25-30° (Vočadlova et Křížek, 2005; Vočadlova et al., 2007). U Čertova jezera se na příkrém svahu o sklonu 18° nachází pouze nejmladší k jezeru nejbližší položená pravá boční moréna. Výsledkem této visuté polohy pravých

bočních morén je, že leží výše než levé. V případě Černého jezera činí tento rozdíl až cca 85 m, u Čertova jezera cca 30 m (odráží se to v hodnotě TPW-ELA metodou MELM, viz Tab. 10). V obou případech tvoří nejstrmější část glaciálního akumulčního segmentu jeho distální část, kde jsou čelní morény rozvlečeny po strmém svahu (slon až 30°). Glaciální akumulace (degradované čelní morény) zasahují do nadmořské výšky 850 m u Černého jezera a 965 m u Čertova jezera. Celková plocha glaciálního akumulčního segmentu reliéfu Černého jezera činí 88,4 ha, Čertova jezera pouze 33,2 ha.



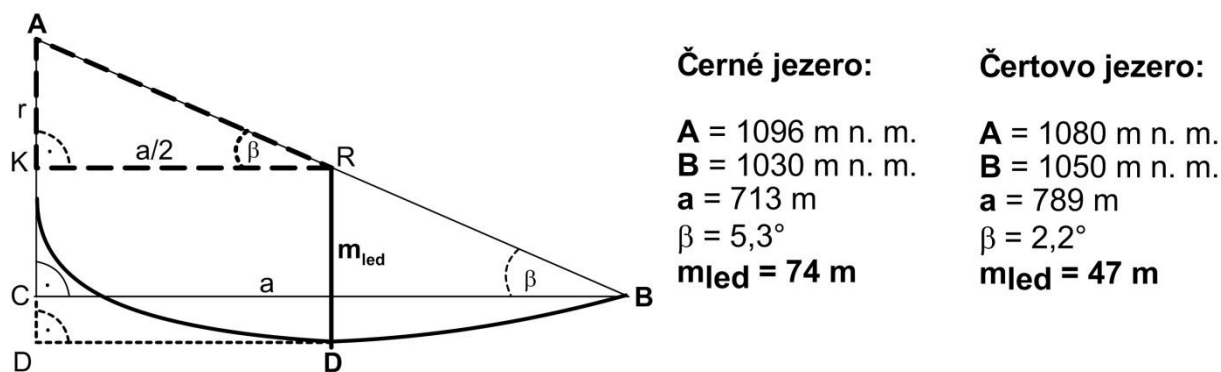
Obr. 11. Příčné profily čelní morénou a levými bočními morénami v okolí Čertova jezera (profily jsou nepřevýšené).



Obr. 12. Příčné profily pravými bočními morénami v okolí Čertova jezera (profily jsou nepřevýšené).

Mocnost ledovců

Na základě polohy morén byly spočítány rozměry ledovce Černého a Čertova jezera během nejstarší fáze dochovaných reliktnů zalednění (postup dle Mentlík, 2006; Mentlík et al., 2010). V obou případech byl pro výpočet použit rozdíl nadmořských výšek okraje pravé nejstarší boční morény a okraje protilehlé nejstarší levé boční morény (Obr. 10). Mocnost ledovce tak pro Černé jezero vychází 74 m a pro Čertovo jezero 47 m (Obr. 13). Sklon povrchu ledovce byl 5° v případě Černého a 2° v případě ledovce Čertova jezera. Délka ledovců určená na základě vzdálenosti mezi hranou karové stěny a nejzažším bodem výskytu glaciálních akumulací (čelních morén) (stejně určeno v Raab, 1999) je 2030 m u Černého jezera a 1370 m u Čertova jezera. Tento výpočet poskytuje pravděpodobně značně nadhodnocené údaje, jelikož ledovec zřejmě nezačínal na karové hraně a jeho splaz nedosahoval až k okraji čelních morén, které před sebou hrnul. Přesněji by mohla délce ledovce odpovídat vzdálenost mezi úpatím kolmé skalní části karové stěny (odhadovaná trimline, pod částí karové stěny o sklonu nad 35°) a hřbetem nejzažší čelní morény. Pak by byla délka ledovce Černého jezera 1700 m a Čertova jezera 1000 m. Což je o 27 %, resp. 14 % méně oproti předchozímu odhadu.



Obr. 13. Schéma výpočtu mocnosti ledovce v příčném profilu a výsledné hodnoty.

Je nutno brát v úvahu, že výpočty jsou jen orientační. Výsledek je zkreslen nepřesnostmi v určení vstupních hodnot, které jsou dány např. nezachovanými odpovídajícími morénami, odhadovanou polohou preglaciálního dna údolí nebo nepřesným určením trimline.

Nadmořská výška sněžné čáry

Poloha glaciálních akumulací a v předchozí části vymezených deflačních plošin posloužila též k určení nadmořské výšky sněžné čáry (equilibrium line altitude). ELA vypočtená (metoda THAR a CFA) pro Černé jezero je o 14-28 m níže než u Čertova jezera (Tab. 10), s výjimkou výpočtu metodou MELM, kde maximální hodnota ELA leží u Černého jezera o 45 výše než u Čertova jezera. Pro deflační plošiny v zájmovém území vychází regionální ELA 1250 m n. m.

Tab. 10. Nadmořská výška sněžné čáry pro Černé a Čertovo jezero určená na základě metod THAR, MELM, CFA a MEDP.

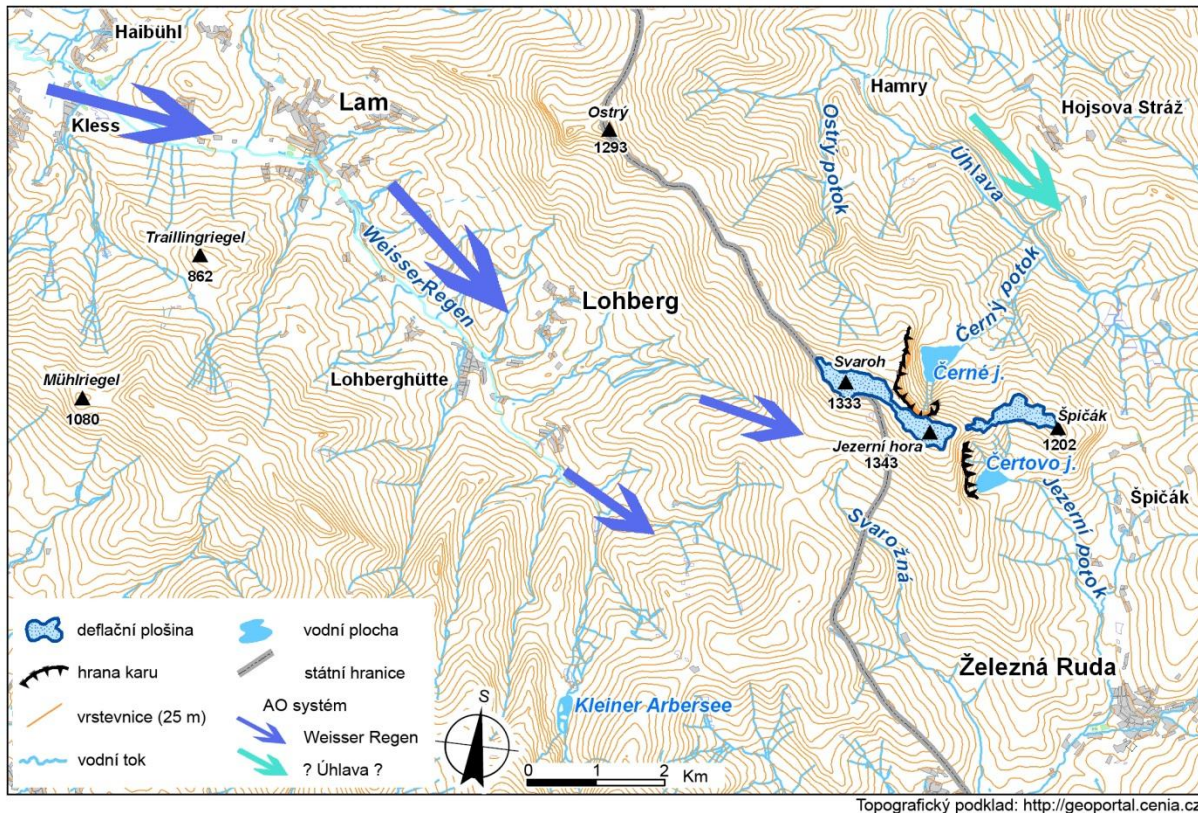
ELA (m n. m.)	metoda	Černé j.	Čertovo j.
	THAR	1082	1110
TPW-ELA	MELM	1115 - 1030	1070 - 1040
	CFA	1002	1016
TP-ELA	MEDP	1250	

Pozn.: MEDP – průměrná nadm. výška deflačních plošin

5.2.2.3. Deflační plošiny

Ve studovaném území posloužily jako zdrojová oblast sněhových hmot (deflační plošiny) reliktů starších zarovnaných povrchů mezi vrcholy Špičákem (1202 m n. m.), Rozvodím (1189 m n. m.), Jezerní horou (1343 m n. m.) a Svarohem (1333 m n. m.). V zázemí karů Černého a Čertova jezera byly vymezeny dva zarovnané povrchy o celkové rozloze cca 87 ha (Obr. 16), které mohly sloužit jako deflační plošiny pro kary Černého a Čertova jezera. Plošina mezi Svarohem a Jezerní horou o rozloze 57,6 ha pravděpodobně dotovala kar Černého jezera. Jedná se o dvě propojené úzké protáhlé vrcholové plošiny. Plošina v okolí Rozvodí a Špičáku o rozloze 29,3 ha mohla mít funkci deflační plošiny pro Čertovo jezero a to v případě, uvažujeme-li existenci vzdušného proudění s výstupnými proudy údolím Úhlavy. Tato plošina je propojenou vrcholovou plošinou Rozvodí a Špičáku se sedlovou plošinou

Rozvodského sedla a hřbetovou plošinou východního svahu Jezerní hory. Kar Čertova jezera mohl využívat i východní část plošiny kolem Jezerní hory o rozloze cca 19 ha.



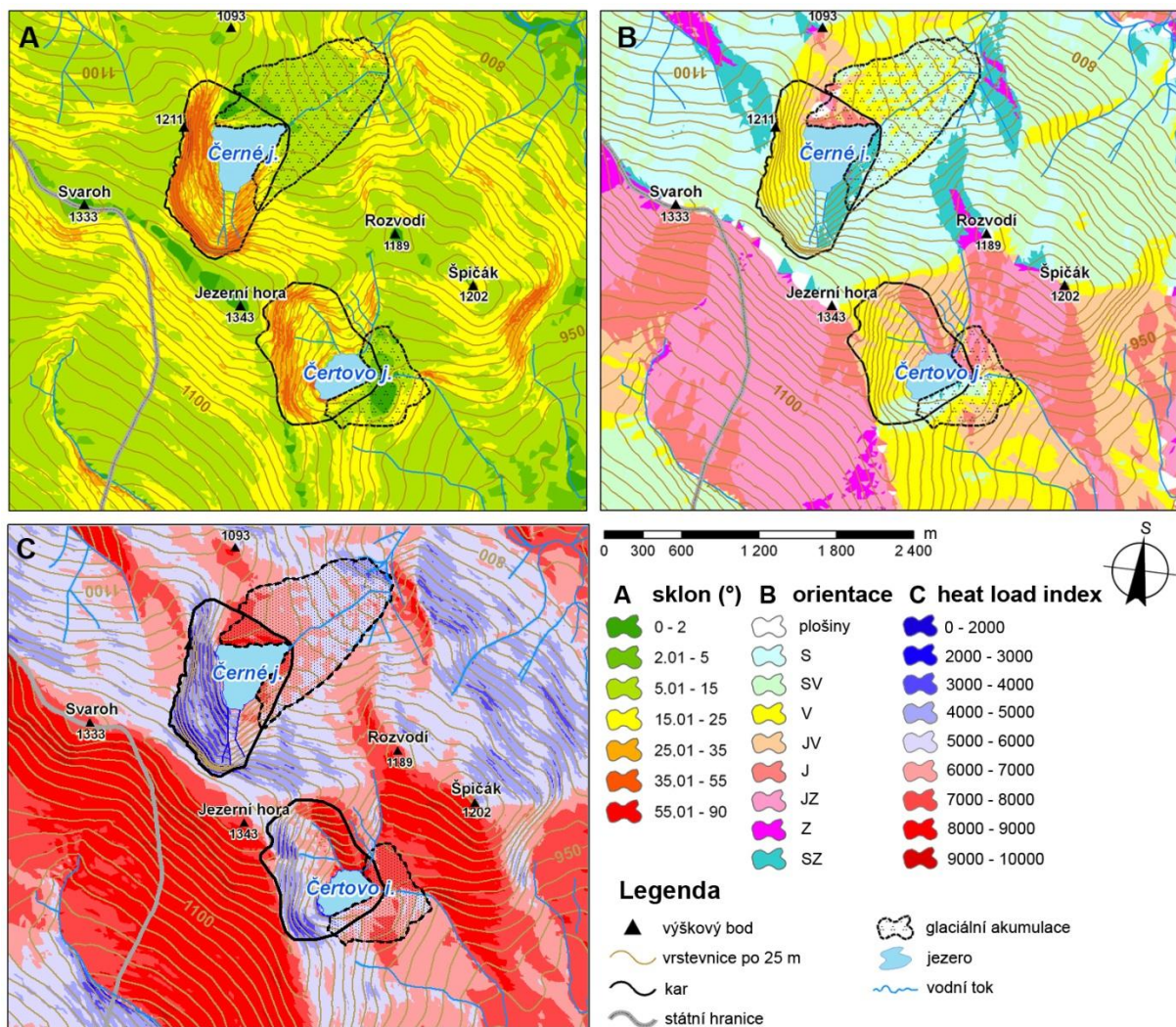
Obr. 14. Mapa znázorňující anemoorografický systém údolí řeky Weisser Regen a potenciální systém údolí Úhlavy.

5.2.2.4. Index tepelného požitku (HLI)

Průměrná hodnota HLI pro kar Čertova jezera je o 9 % vyšší než pro kar Černého jezera (Tab. 11). Dobře viditelný je nejen zřetelný pokles indexu HLI s rostoucím sklonem, ale i obecně nižší hodnoty indexu na svazích s orientací k severu až východu (Obr.15). Při pohledu na glaciální akumulační segment reliéfu (místo, kde se nacházel ledovcový splaz) je vidět, že oblast morén Černého jezera vykazuje nižší hodnoty tepelného toku než je tomu u morén Čertova jezera. Celkem byla oblast akumulací Čertova jezera dotována teplem o 15 % více než akumulační segment reliéfu Černého jezera.

Tab. 11. Hodnoty HLI pro jednotlivé části glaciálního reliéfu okolí Černého (ČN) a Čertova jezera (ČT).

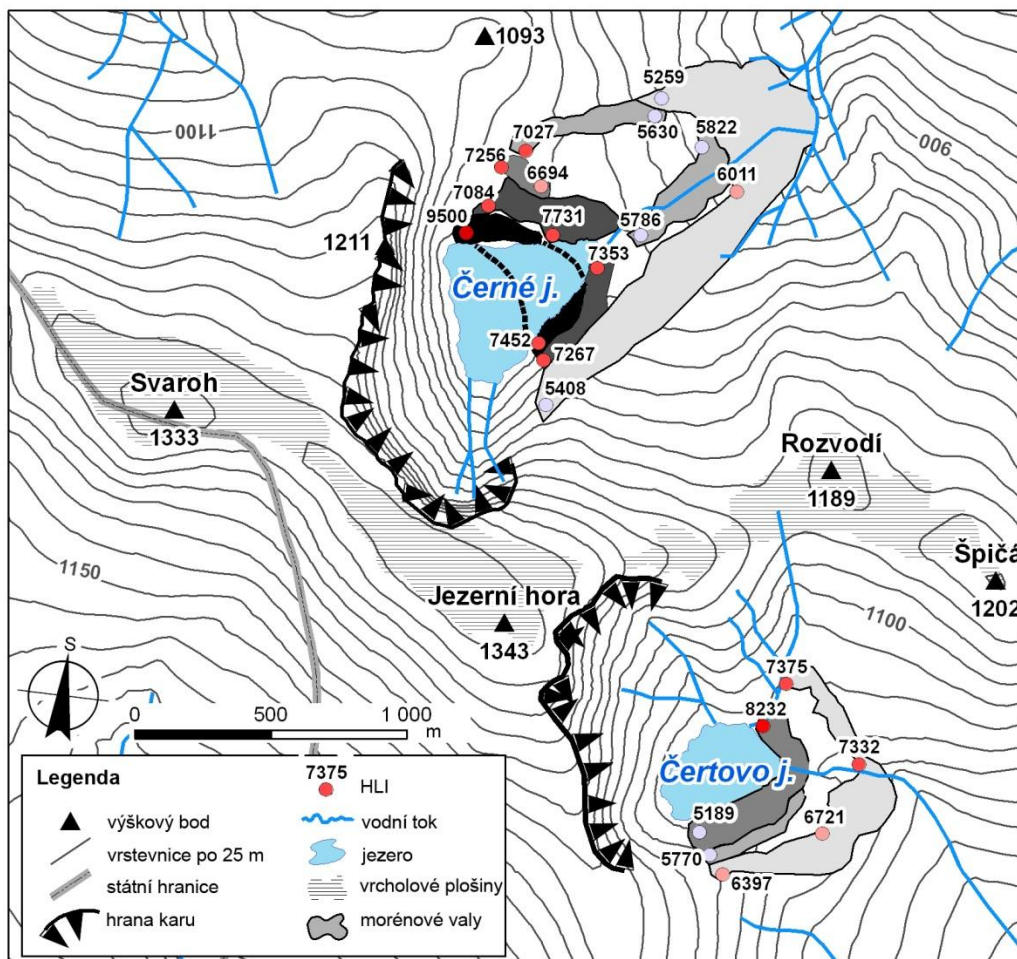
		Heat Load Index						
		Min	Max	Range	Mean	Std	Median	HLI/ha
morény	ČN	2483	10000	7517	6249	787	6174	70,7
	ČT	4402	9263	4861	7168	767	7342	100,4
kar	ČN	1171	10000	8829	5386	1833	5254	62,3
	ČT	2132	9968	7836	6165	1638	5971	86,4



Obr. 15. Sklonitost (A), orientace svahů (B) a indexu tepelného požitku (C) v okolí Černého a Čertova jezera.

Oblast pravých morén Černého a Čertova jezera má nižší hodnoty tepelného požitku (Obr. 15) než levých. V případě morén ledovce Čertova jezera je tento rozdíl viditelný v celém akumulačním segmentu reliéfu, u ledovce Černého jezera pouze v okolí současného

jezera, avšak tento rozdíl není nijak markantní. Stejný výsledek dostaneme, srovnáme-li poměr mezi hodnotou HLI ve vybraných bodech na pravých a levých morénách (Obr. 16). Index HLI_L/HLI_P pro morény ledovce Čertova jezera je ve všech případech vyšší než 1 a tento poměr směrem do prostoru karu pomalu roste. Hodnoty poměru mezi HLI levých a pravých morén ledovce Černého jezera se pohybuje kolem 1, vyjma morén nejstarších (nejvzdálenějších od jezera). (0,88). Morény 2. a 4. generace Černého jezera dosahují hodnot 0,97, resp. 0,98. Obecně lze tedy říci, že čím je moréna blíže ke karu, tím je hodnota HLI vyšší a o to levá moréna přijímá větší množství energie než pravá moréna (hodnota HLI_L převyšuje hodnotu HLI_P , tedy hodnota poměru HLI_L/HLI_P roste od hodnot menších než 1 k hodnotám větším než 1).



Obr. 16. Poloha potenciálních deflačních plošin spolu s polohou glaciálních akumulací a bodovými hodnotami HLI jednotlivých morén.

Celkově lze nalézt největší rozdíly ve sledovaných charakteristikách mezi Černým a Čertovým jezerem v orientaci karových stěn (55 % ve prospěch Černého jezera), hodnotách HLI (30 a 28 % ve prospěch Černého jezera) a obecně ve velikostních morfometrických charakteristikách (poměr L/W činí dokonce 52 %) (Tab. 12).

Tab. 12. Srovnání charakteristik prostředí v okolí Černého a Čertova jezera

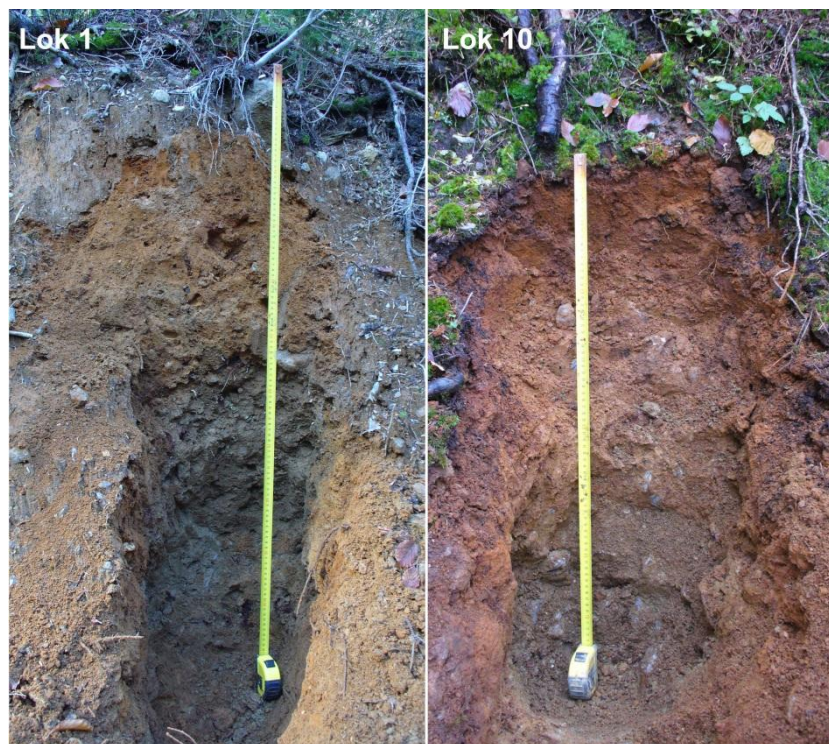
	Charakteristiky	Černé j.
morfometrie a morfologie	H (m)	+ 9 %
	L (m)	+ 23 %
	W (m)	- 19 %
	2D (ha)	+ 21 %
	L/H	+ 13 %
	L/W	+ 52 %
	W/H	- 26 %
	3D/2D	+ 5,5 %
	k_h	+ 37 %
	k_s	+ 27 %
	prům. sklon karu	+ 8 %
	prům. sklon kar. stěny	+ 25 %
	E_{mean} - dno karu	- 1,4 %
	S-V orientace - kar	+ 7 %
	S-V orientace - kar. stěna	+ 55 %
HLI	prům. HLI - kar	- 13 %
	prům. HLI - morény	- 13 %
	HLI/ha - kar	- 28 %
	HLI/ha - morény	- 30 %
ELA	THAR	- 2,5 %
	MELM	+ 4 %
	CFA	- 1,4 %

5.3. Paleoenvironmentální záznam deglaciace a vývoje prostředí v holocénu

5.3.1. Geneze akumulací v okolí Černého jezera

5.3.1.1. Exoskopická analýza a analýza klastů morén

Na základě exoskopické analýzy 13 vzorků sedimentů (12 z kopaných profilů v morénách, 1 z báze vrtu) odebraných z glaciálního akumulčního segmentu reliéfu v okolí Černého jezera byla ověřena geneze jeho jednotlivých částí. Potvrzen byl glacigenní původ všech akumulací. Dále bylo zjištěno, že jsou od sebe z pohledu exoskopické analýzy odlišitelné jednotlivé typy morén (čelní, boční, bazální). Ty jsou charakteristické především určitým zastoupením těchto diagnostických textur: ostrohrannost, velké lasturnaté lomy, nízký a střední reliéf, obloukové brázdy (Křížová, 2010; Křížová et al., v tisku). Všechny odebrané vzorky vykazují mimo přepracování v glaciálním prostředí i znaky fluviální činnosti a svahových pohybů o různé intenzitě.



Obr. 17. Kopané profily (Lok 1 – čelní moréna a Lok 10 – boční moréna, Obr. 6) v morénách v místech odběru vzorků na exoskopickou analýzu a analýzu klastů.

Na pěti místech odběru sedimentů morén pro exoskopickou analýzu byla provedena též analýza velikosti a tvaru klastů a orientace jejich a-osy.

Lokalita č. 1 se nacházela ve svahu čelní morény nejstarší fáze zalednění (Obr. 5). Na směrové růžici a-os klastů je patrné chaotické uspořádání klastů a mírnou preferencí jejich os ve směru S – SV sektoru (vector mean 25,4°) (Obr. 18). Průměrný sklon a-os klastů je cca 33° (mean lineation plunge). Největší procento klastů se nachází ve skupině subhorizontálně ukloněných k severu usměrněných částic. Klasty jsou poloostrohranné (sa) a ostrohranné (a), ukazatel RA je 36 %. Většina klastů (62 %) má tvar v kategorii „very bladed“ a „bladed“.

Na lokalitě č. 3, která se nacházela ve svahu valu pravé boční morény (2Pb) na levém břehu Černého potoka (Obr. 5), se vyskytují dva dominantní směry os klastů (15 - 35°, 95 - 105°). Průměrný směr (vector mean) je 52° (Obr. 19). Průměrný sklon a-os klastů je 36,5°. Na stereogramu jsou patrné 4 shluky klastů. Dva shluky s klasty s orientací a-osy k severu a jejím sklonem kolem 3° a 25°. Třetí s orientací a-os k východu a sklonem cca 4,5° a poslední s orientací a-os 165° a sklonem kolem 35°. V charakteristice zaoblení klastů dominují poloostrohranné klasty s 20% podílem ostrohranných klastů a s ojedinělým výskytem polozaoblených klastů. Tvar většiny klastů spadá do kategorie „bladed“ (35 %), „compact bladed“ (16,3 %) a „platy“ (16,3 %).

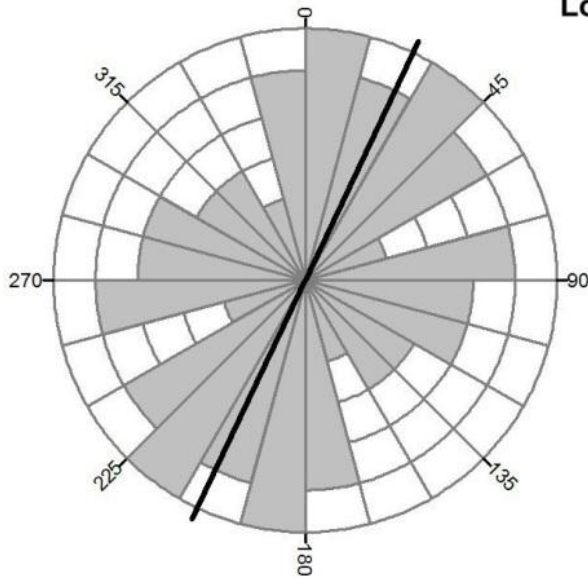
Lokalita č. 4 ležela naproti lokalitě č. 3 na pravém břehu Černého potoka ve svahu valu boční morény (2Pa). Dominantní směr a-osy klastů je 135 – 150°, průměrný směr cca 163° (Obr. 20). Průměrný sklon klastů je cca 13°. Ze stereogramu je patrný shluk klastů se směrem a-osy 140° a sklonem cca 33°. Největší procento klastů je poloostrohranných a ostrohranných s ojedinělým výskytem polozaoblených a zaoblených klastů. Tvar klastů spadá ve 26 % do kategorie „bladed“, 16 % tvoří kategorie „elongated“ a 14 % „platy“.

Lokalita č. 7 se nacházela v prostoru bazální morény (Obr. 5). Profil byl vykopán v místě obnaženého povrchu po vývratu. Výrazně dominuje orientace a-os ve směru 75 – 90° (vector mean = 90,7°) a průměrný sklon 15,4°. Téměř polovina klastů má tvar v kategorii „bladed“ (45 %), dále pak „platy“ (12 %), „elongate“ (10 %) a „very bladed“ (10 %) (Obr. 21).

Lokalita č. 10 se nacházela na hřbetu levé boční morény (2L, Obr. 5). Dominantní směr a-os je 135 – 150° s druhotnými maximy v 75 – 90° a 105 – 120° a průměrným směrem

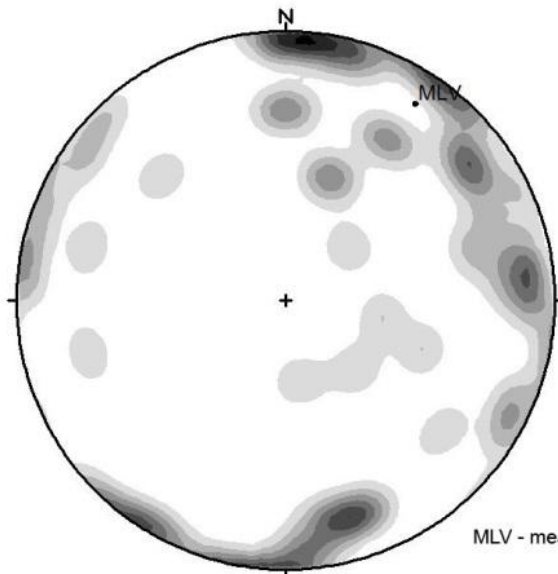
118,4°. Průměrný sklon a-osy klastů je 21,3°, přičemž na stereogramu jsou viditelné 3 shluky klastů se sklony kolem 6 – 8° (Obr. 22). Dominují poloostrohranné a ostrohranné klasty s minimální příměsí zaoblených a velmi ostrohranných klastů. Ukazatel RA je v tomto případě nejvyšší (42). Třetina klastů má tvar v kategorii „bladed“, dále pak „platy“ (19 %) a „very bladed“ (14,5 %).

Lok 1



směr a-osy

Calculation Method: Frequency
 Class Interval: 15.0 Degrees
 Data Type: Bidirectional
 Population: 50
 Total Length of All Lineations: 100.0
 Maximum Bin Population (%): 6.0
 Mean Bin Population (%): 4.17
 Standard Deviation of Bin Population (%): 1.37
 Vector Mean: 25.4 Degrees
 205.36 Degrees
 Confidence Interval: 94.5 Degrees
 (95 Percent)
 R-mag: 0.12

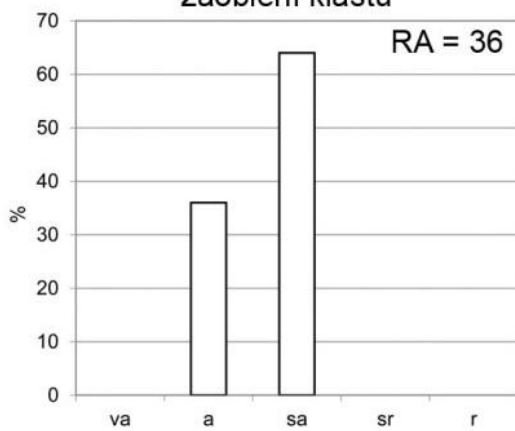


směr a sklon a-osy

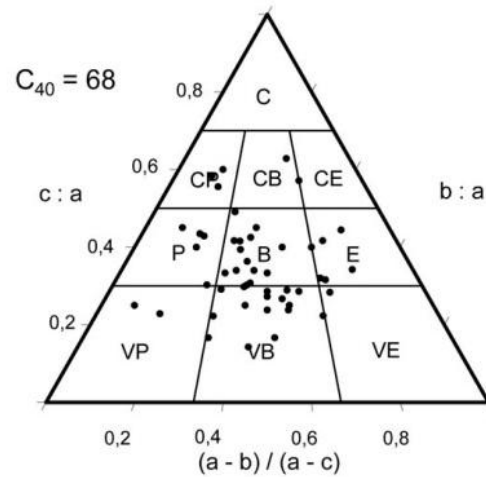
Projection: Schmidt (Equal Area)
 Number of Sample Points: 50
 Mean Lineation Azimuth: 33.4
 Mean Lineation Plunge: 13.5
 Great Circle Azimuth: 345.4
 Great Circle Plunge: 17.9
 1st Eigenvalue: 0.491
 2nd Eigenvalue: 0.377
 3rd Eigenvalue: 0.133
 LN (E1 / E2): 0.264
 LN (E2 / E3): 1.045
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)): 0.252
 Spherical Variance: 0.5371
 Rbar: 0.4629

MLV - mean lineation vector

zaoblení klastů

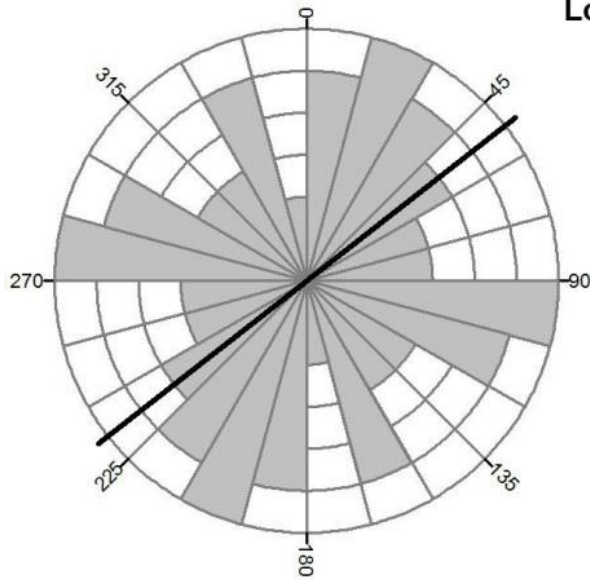


tvar klastů



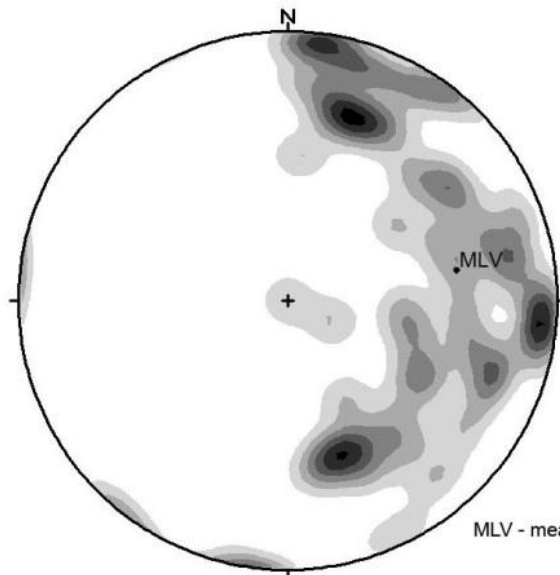
Obr. 18. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 1 (n = 50).

Lok 3



směr a-osy

Calculation Method: Frequency
 Class Interval: 15.0 Degrees
 Data Type: Bidirectional
 Population: 50
 Total Length of All Lineations: 100.0
 Maximum Bin Population (%): 6.0
 Mean Bin Population (%): 4.17
 Standard Deviation of Bin Population (%): 1.31
 Vector Mean: 52.0 Degrees
 232.0 Degrees
 Confidence Interval: 352.6 Degrees
 (95 Percent)
 R-mag: 0.03

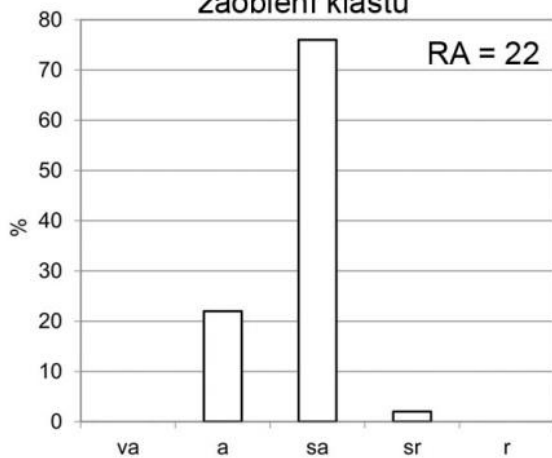


směr a sklon a-osy

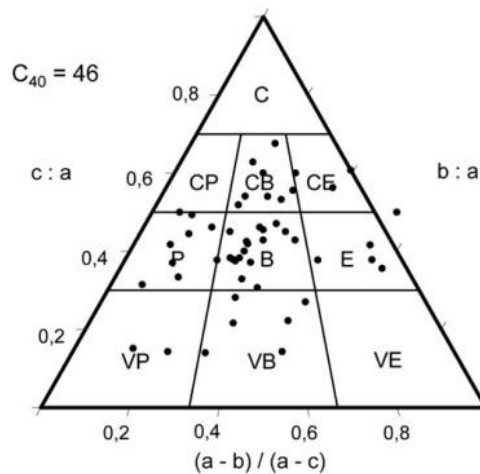
Projection: Schmidt (Equal Area)
 Number of Sample Points: 50
 Mean Lineation Azimuth: 79.8
 Mean Lineation Plunge: 36.5
 Great Circle Azimuth: 4.9
 Great Circle Plunge: 37.4
 1st Eigenvalue: 0.532
 2nd Eigenvalue: 0.375
 3rd Eigenvalue: 0.093
 LN (E1 / E2): 0.35
 LN (E2 / E3): 1.396
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)): 0.251
 Spherical Variance: 0.3029
 Rbar: 0.6971

MLV - mean lineation vector

zaoblení klastů

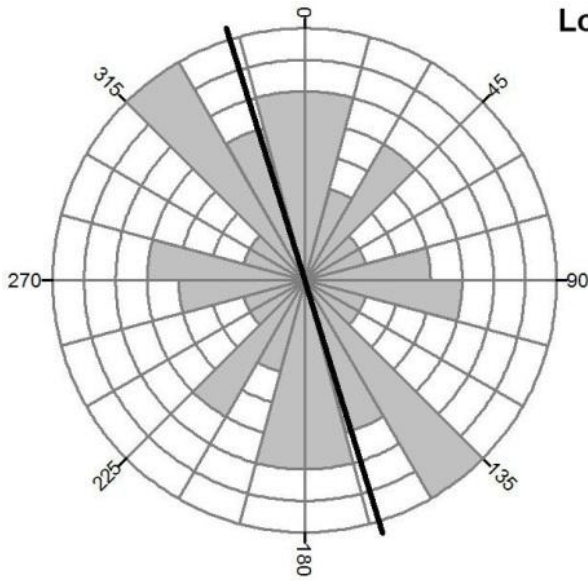


tvar klastů



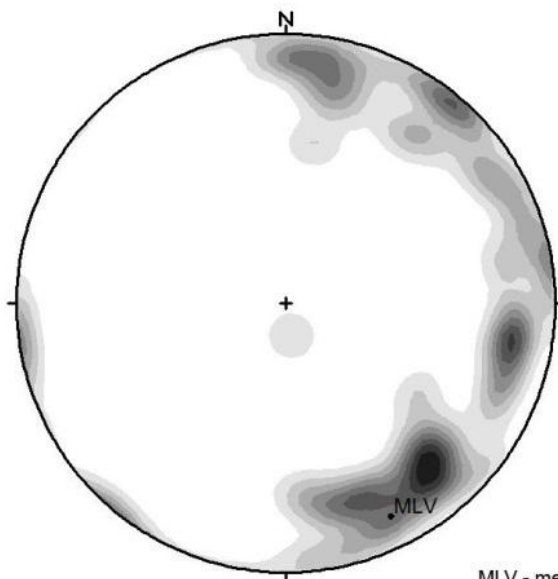
Obr. 19. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 3 (n = 50).

Lok 4



směr a-osy

Calculation Method: Frequency
 Class Interval: 15.0 Degrees
 Data Type: Bidirectional
 Population: 50
 Total Length of All Lineations: 100.0
 Maximum Bin Population (%): 8.0
 Mean Bin Population (%): 4.17
 Standard Deviation of Bin Population (%): 1.95
 Vector Mean: 162.7 Degrees
 342.74 Degrees
 Confidence Interval: 62.0 Degrees
 (95 Percent)
 R-mag: 0.18

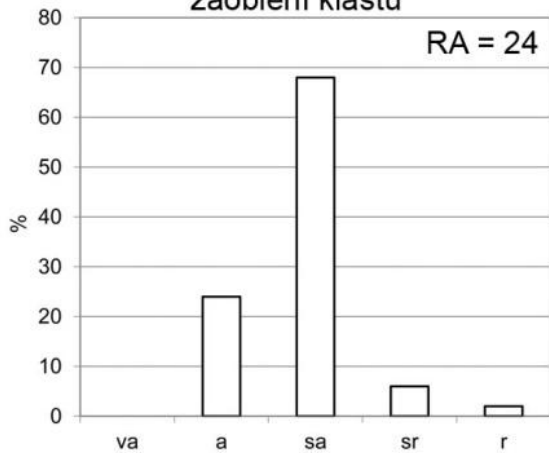


směr a sklon a-osy

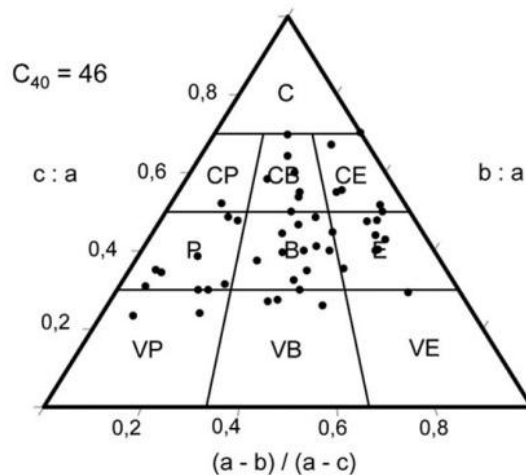
Projection: Schmidt (Equal Area)
 Number of Sample Points: 50
 Mean Lineation Azimuth: 153.7
 Mean Lineation Plunge: 12.7
 Great Circle Azimuth: 10.2
 Great Circle Plunge: 20.8
 1st Eigenvalue: 0.527
 2nd Eigenvalue: 0.416
 3rd Eigenvalue: 0.057
 LN (E1 / E2): 0.236
 LN (E2 / E3): 1.979
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)): 0.119
 Spherical Variance: 0.3903
 Rbar: 0.6097

MLV - mean lineation vector

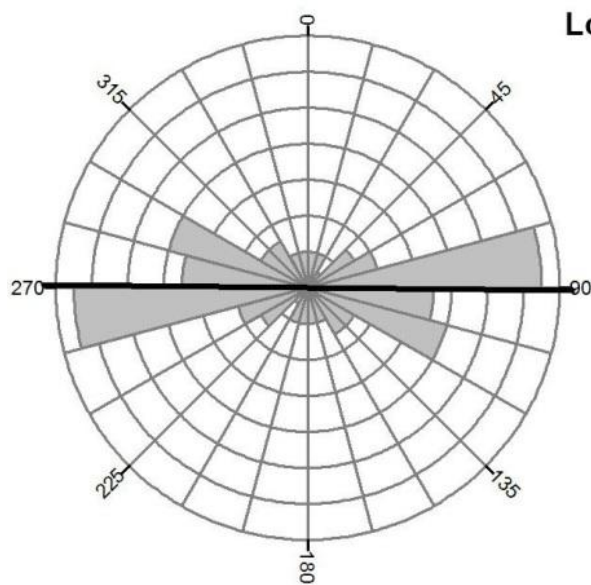
zaoblení klastů



tvar klastů

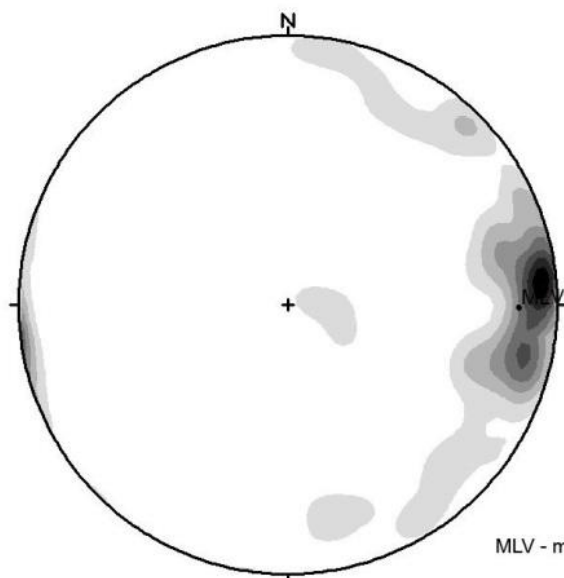


Obr. 20. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 4 (n = 50).



směr a-osy

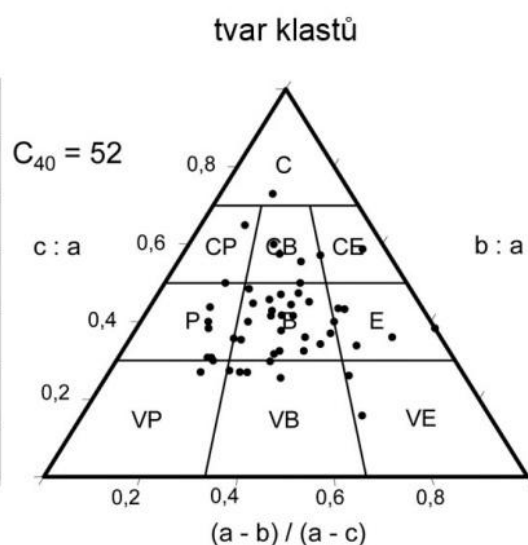
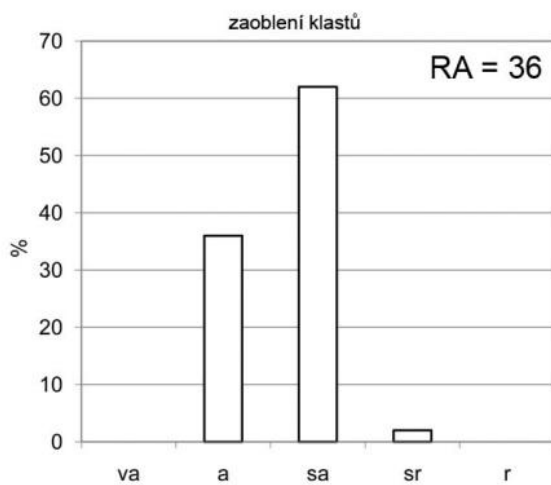
Calculation Method: Frequency
 Class Interval: 15.0 Degrees
 Data Type: Bidirectional
 Population: 50
 Total Length of All Lineations: 100.0
 Maximum Bin Population (%): 13.0
 Mean Bin Population (%): 4.17
 Standard Deviation of Bin Population (%): 3.41
 Vector Mean: 90.7 Degrees
 270.66 Degrees
 Confidence Interval: 23.1 Degrees
 (95 Percent)
 R-mag: 0.46



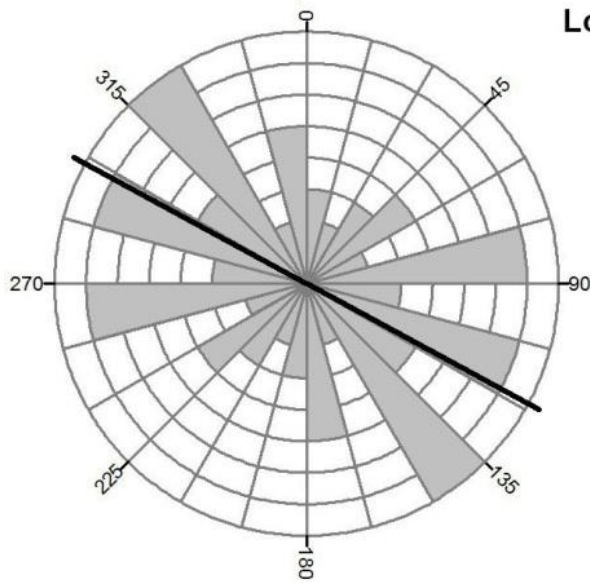
směr a sklon a-osy

Projection: Schmidt (Equal Area)
 Number of Sample Points: 50
 Mean Lineation Azimuth: 90.7
 Mean Lineation Plunge: 15.4
 Great Circle Azimuth: 18.9
 Great Circle Plunge: 16.2
 1st Eigenvalue: 0.682
 2nd Eigenvalue: 0.249
 3rd Eigenvalue: 0.069
 LN (E1 / E2): 1.007
 LN (E2 / E3): 1.285
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)): 0.784
 Spherical Variance: 0.2137
 Rbar: 0.7863

MLV - mean lineation vector

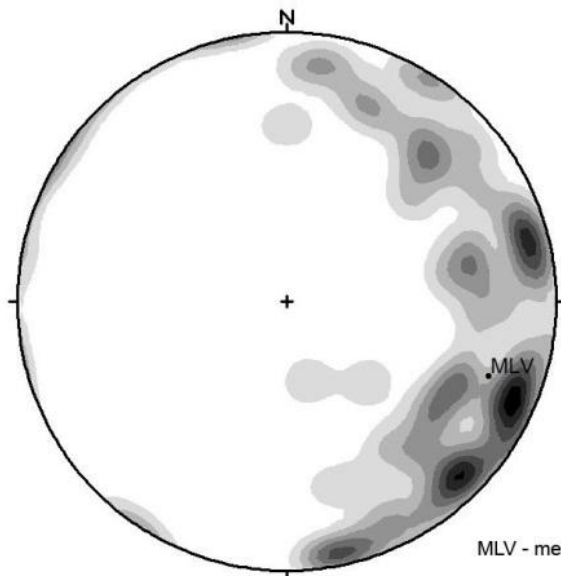


Obr. 21. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 7 (n = 50).



směr a-osy

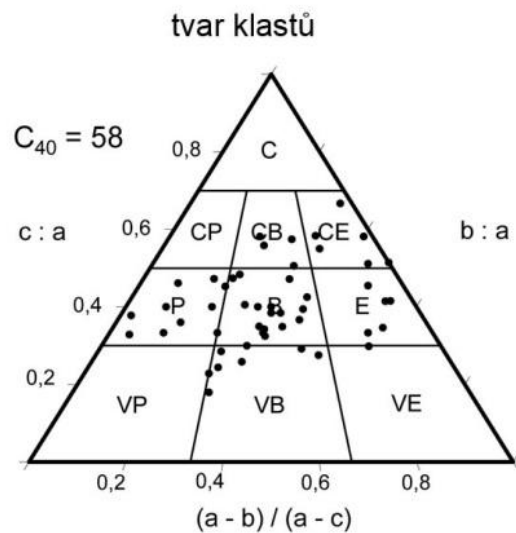
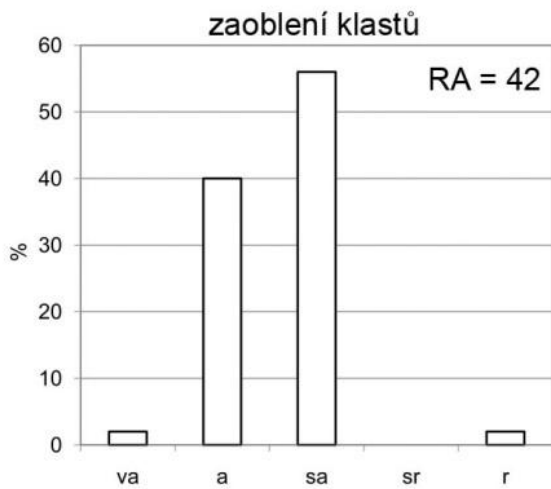
Calculation Method: Frequency
 Class Interval: 15.0 Degrees
 Data Type: Bidirectional
 Population: 50
 Total Length of All Lineations: 100.0
 Maximum Bin Population (%): 8.0
 Mean Bin Population (%): 4.17
 Standard Deviation of Bin Population (%): 2.08
 Vector Mean: 118.4 Degrees
 298.4 Degrees
 Confidence Interval: 58.7 Degrees
 (95 Percent)
 R-mag: 0.19



směr a sklon a-osy

Projection: Schmidt (Equal Area)
 Number of Sample Points: 50
 Mean Lineation Azimuth: 110.3
 Mean Lineation Plunge: 21.3
 Great Circle Azimuth: 354.5
 Great Circle Plunge: 23.4
 1st Eigenvalue: 0.578
 2nd Eigenvalue: 0.359
 3rd Eigenvalue: 0.064
 LN (E1 / E2): 0.477
 LN (E2 / E3): 1.727
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)): 0.276
 Spherical Variance: 0.2894
 Rbar: 0.7106

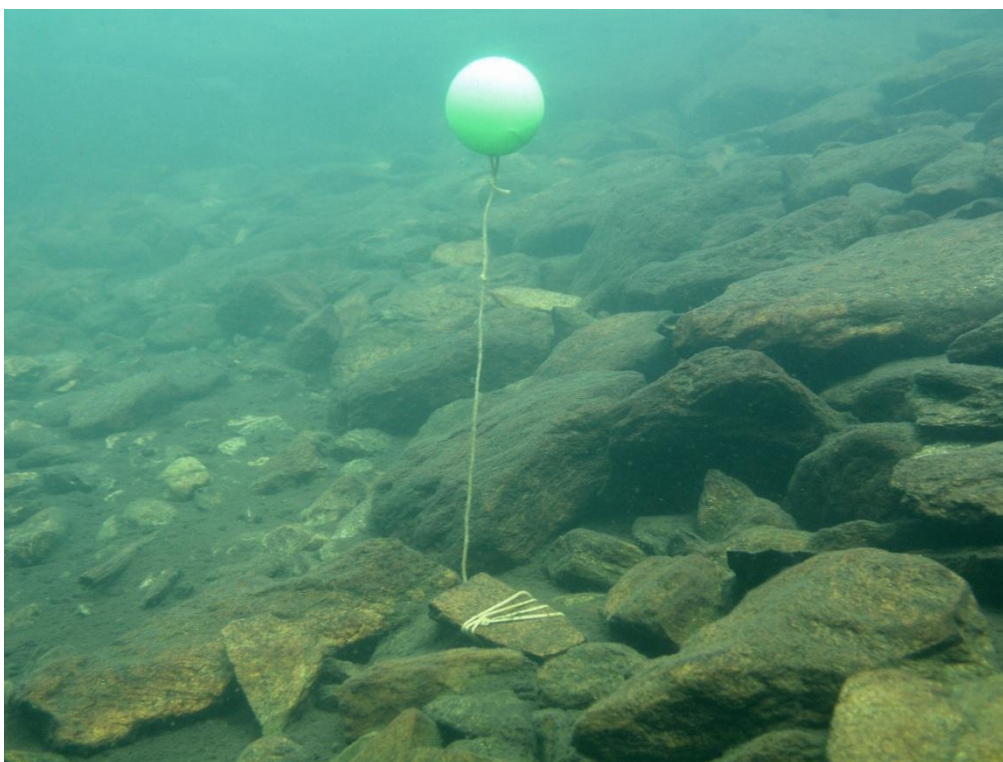
MLV - mean lineation vector



Obr. 22. Výsledky analýzy klastů na odběrové lokalitě č. 10 (n = 50).

5.3.1.2. Ověření hypotézy zatopené morény na dně Černého jezera

Potápěčským průzkumem (provedla M. Čtvrtlíková a P. Hekera, PŘF UP v Olomouci) byla prozkoumána zóna při jižním břehu jezera (Obr. 5). Popsána byla široká akumulace tvořená bloky o velikosti přesahující 1 m (Obr. 23 a 24), plošší části a místa mezi bloky jsou pokryty relativně kyprým jemným sedimentem (Obr. 25) s velkým podílem organického materiálu o mocnosti přesahující až 1 m. Vizuální zhodnocení struktury a směru průběhu akumulace procházející napříč jezerním dnem tímto potvrzuje hypotézu o pokračování valu 5. generace morén pod hladinu dnešního jezera.



Obr. 23. Bloková akumulace při jižním břehu Černého jezera (foto P. Hekera).



Obr. 24. Detail blokové akumulace na dně Černého jezera.

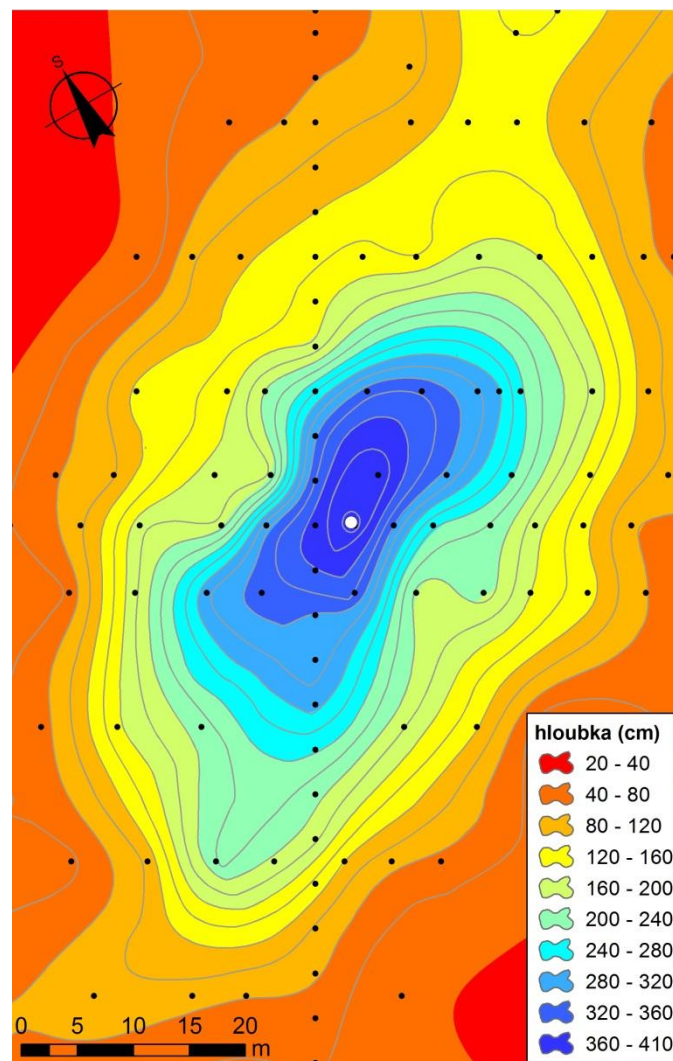


Obr. 25. Detail jemného dnového sedimentu (foto P. Hekera).

5.3.2. Analýza vrtu v rašeliništi mezi morénymi Černého jezera

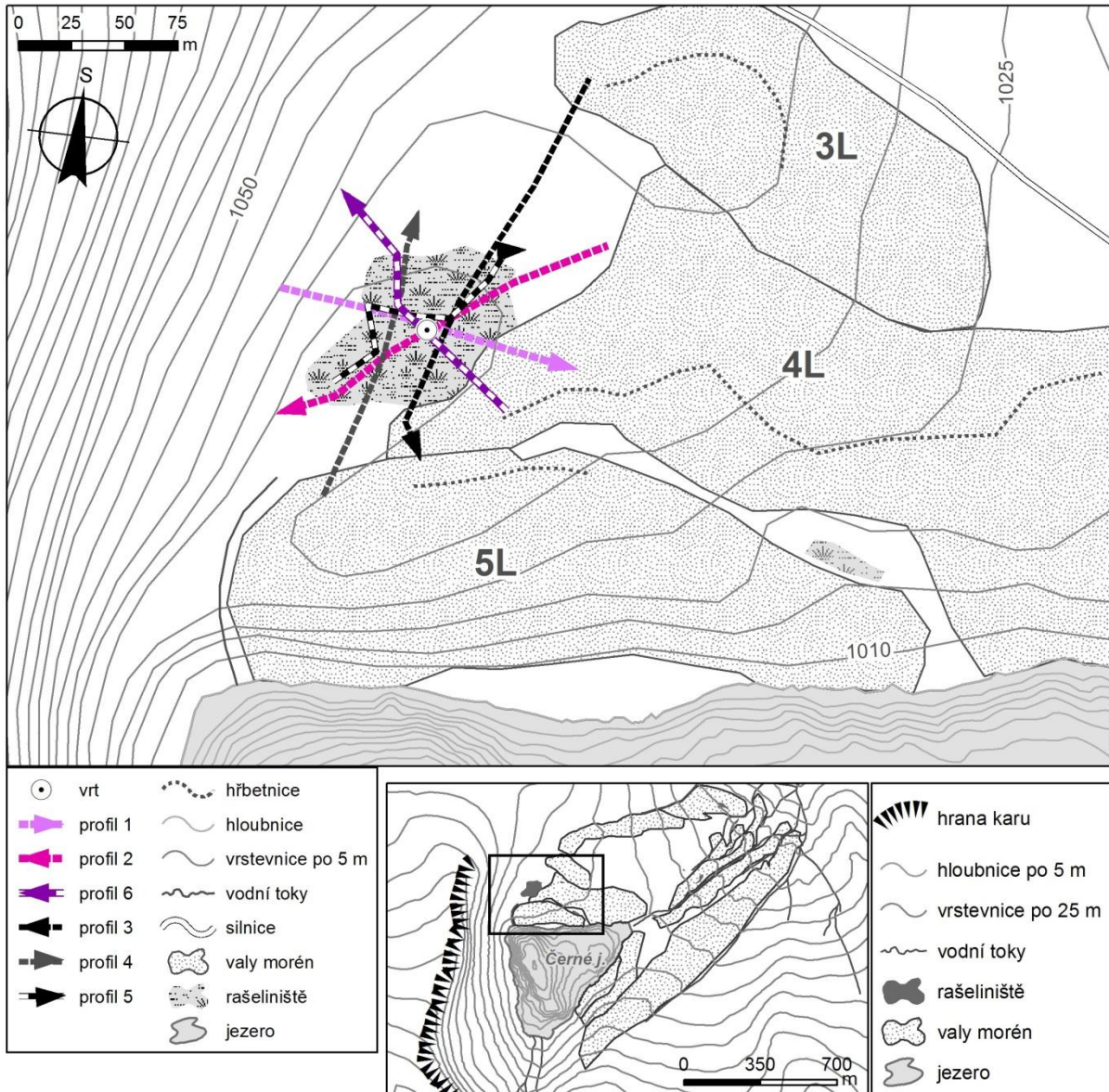
5.3.2.1. Morfologická charakteristika pánve rašeliniště

Rašeliniště, ve kterém byl uskutečněn vrt je umístěno v mělké depresi ze tří stran ohraničené valy morén (3L, 4L, 5L) a ze západní strany karovou stěnou. Povrch rašeliniště je v současnosti odvodněn a porůstají ho vzrostlé smrky s podrostem borůvčí. Maximální mocnost sedimentární výplně rašeliniště zjištěná sondáží lavinovými sondami byla 410 cm (Obr. 26). Maximální hloubka navrtaná motorovým odběrákem byla 520 cm, pod touto úrovní se už nacházelo velké množství klastů a větších bloků.



Obr. 26. Mapa mocnosti sedimentární výplně pánve s vyznačenými body vpichů (černé) a místem odběru (bílé).

Prostorem rašeliniště bylo vedeno 6 profilů georadarem. Z vyhodnocených radargramů lze odhadnout rozsah a mocnost sedimentární výplně pánve. Radargram z 250 MHz antény zachycuje profil do hloubky cca 2 m a umožňuje detailněji sledovat okraje pánve. Ke kalibraci radargramu posloužil vrt.



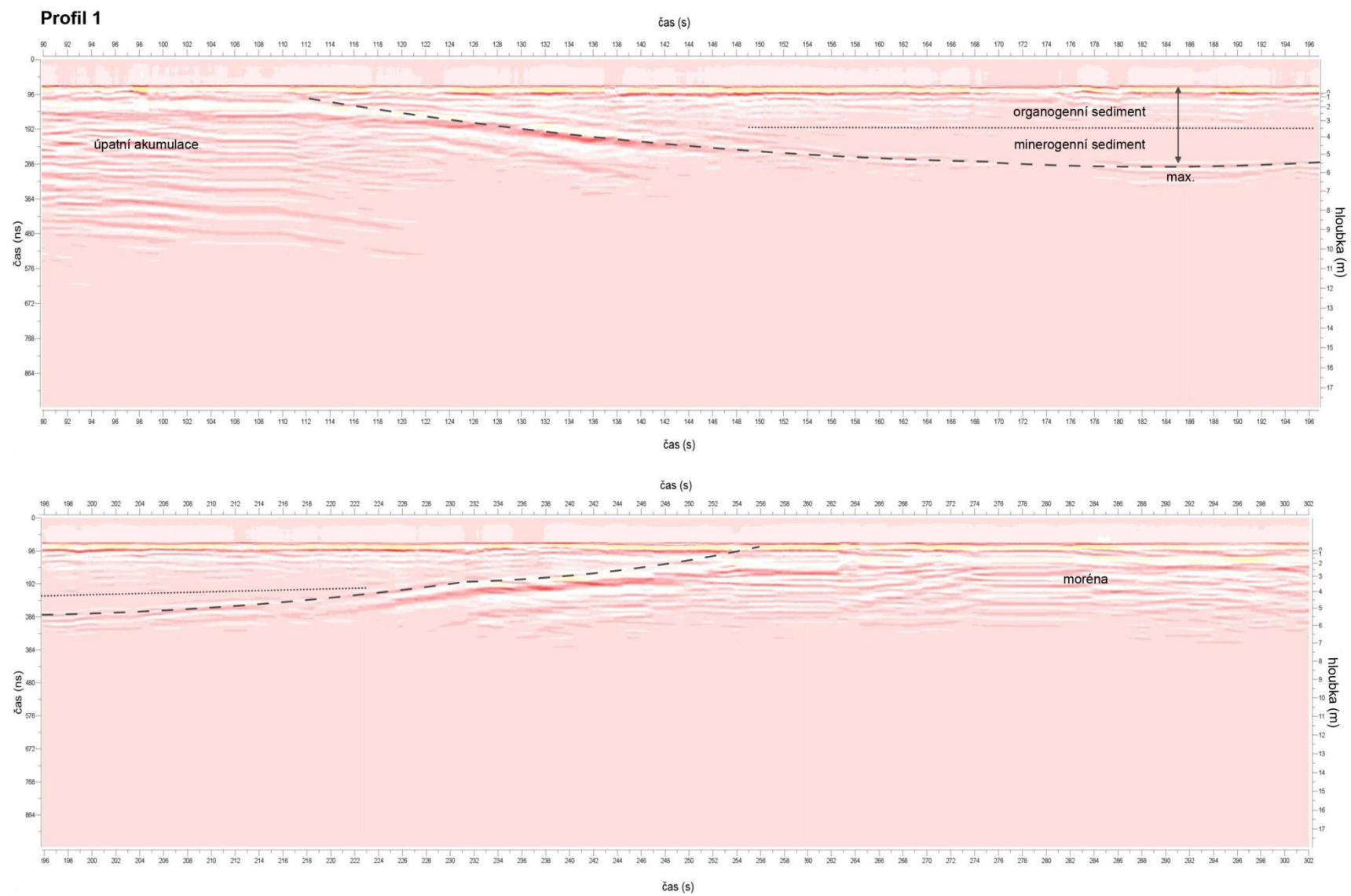
Obr. 27. Mapa polohy sondovaného rašeliniště s liniemi georadarových profilů.

Tab. 13. Charakteristiky georadarových profilů a rozměry pánve rašeliniště určené z radargramů.

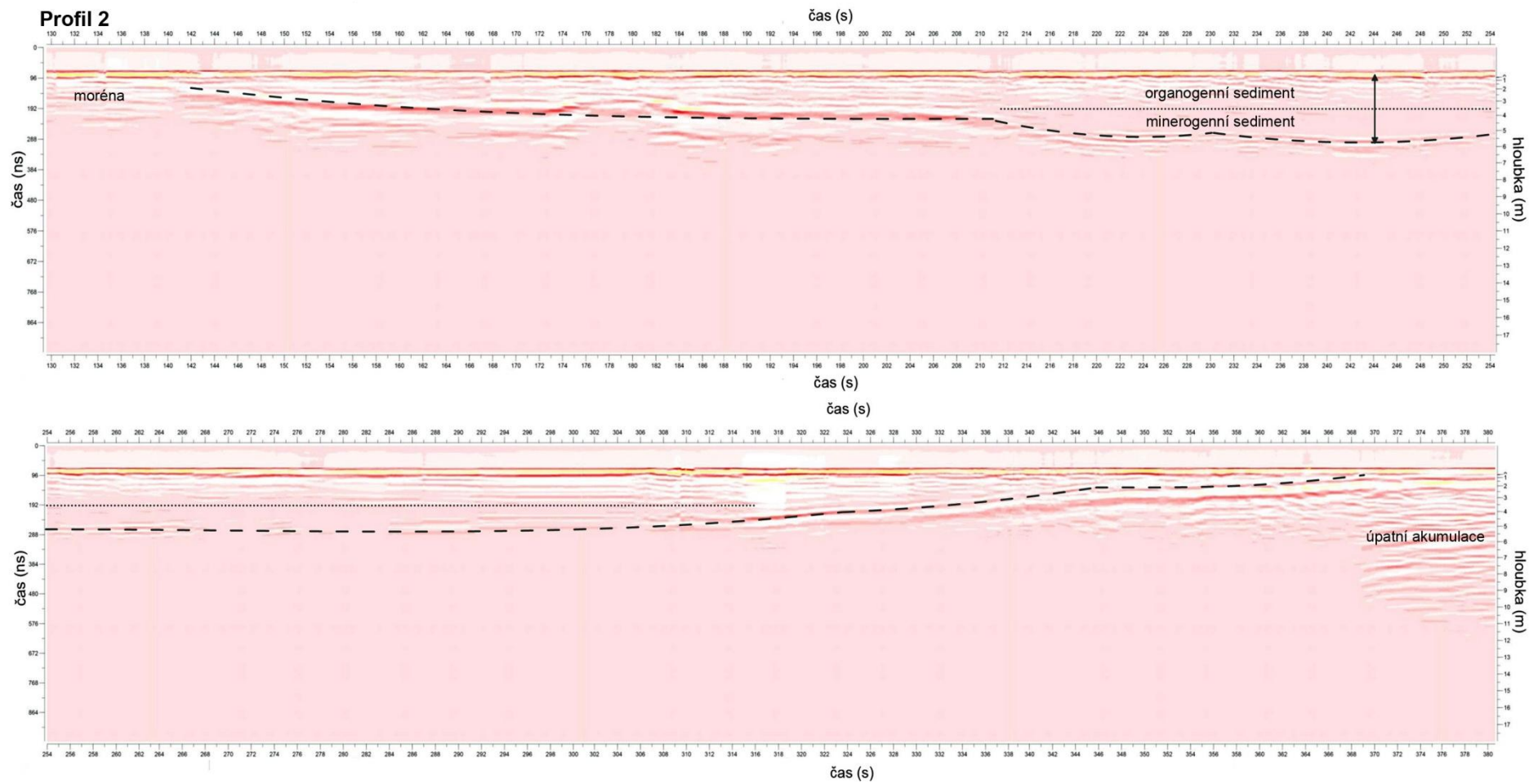
profil	prof1	prof2	prof6
použitá anténa georadaru	50 MHz	50 MHz	250 MHz
délka profilu	146 m	177 m	136 m
azimut linie profilu	93°	55°	128°
max. mocnost výplně pánve	5,4 m	5,4 m*	2 m**
rozhraní organog./minerog. výplň	3,2 m	3,5 m	nezachyceno
rozsah minerogenní výplně	150 - 224 s	210 - 316 s	nezachycen
rozsah pánve	104 - 253 s	142 - 369 s	2 - 71 m

* nastaveno podle max. navrtané hloubky jako referenční profil; ** anténa dosah pouze do hloubky 2 m, rozhraní ani dno nezachyceno; s – sekundy;

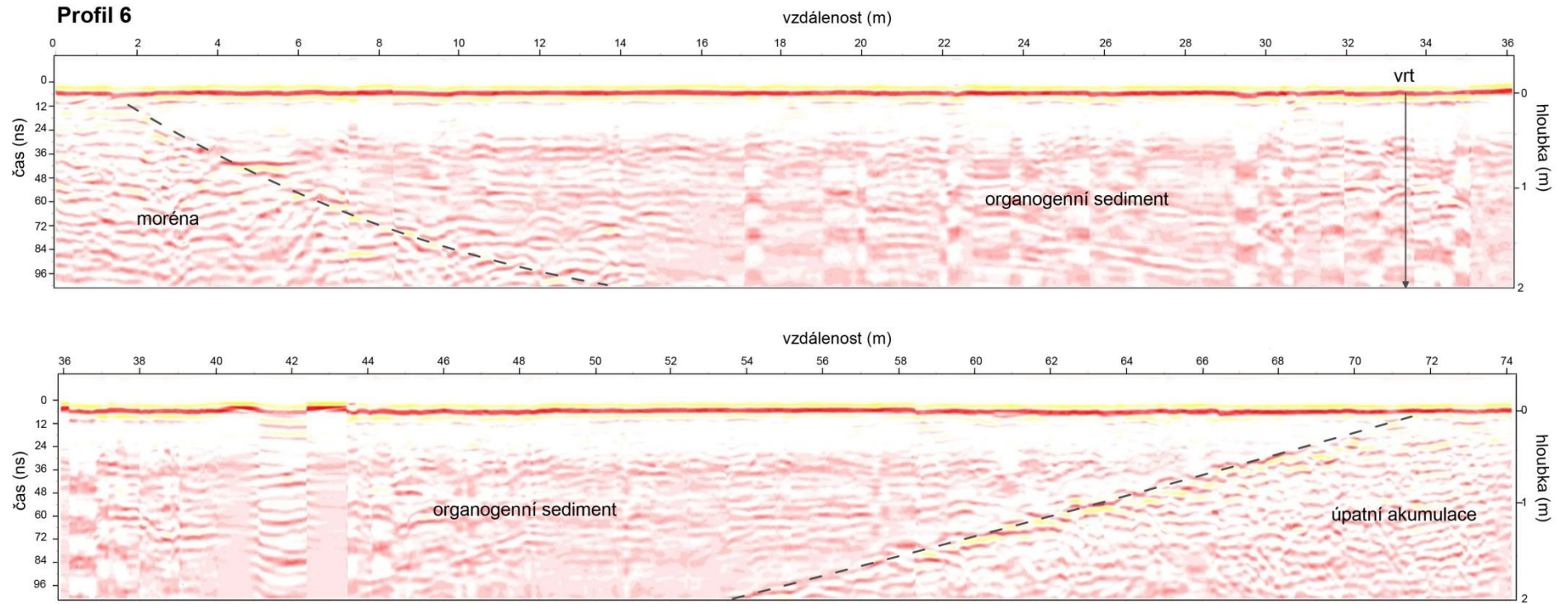
Jako nejnázornější byly vybrány radargramy tří profilů (Profil 1, Profil 2, Profil 6, Obr. 27). Profil 1 (Obr. 28) zachycuje pánev ve směru od karové stěny k levé boční moréně (4L). Dobře viditelná je výrazná úpatní akumulace karové stěny přecházející do pánve s rašelinnou a minerogenní výplní, která dosahuje maximální hloubky cca 5,5 m. Profil 2 (Obr. 29) zachycuje pánev v podélném směru v transektu od levé boční morény (4L) směrem ke karové stěně. Oba zmiňované profily dobře zachycují rozhraní mezi výplní pánve a podložím. Taktéž dobře odlišují rozhraní minerogenní a organogenní výplně pánve. Profil 6 (Obr. 30) je veden z boční morény (4L) do karové stěny. Zachycuje blokovou akumulaci morény, rašelinnou výplň pánve (zachyceny pouze svrchní 2 m) s odlišitelnými 3 vrstvami a výrazný přechod do úpatních akumulací karové stěny. Sklon podloží výplně pánve na straně přiléhající ke karové stěně dosahuje 4 – 7°, místy až 12°, strana přiléhající k bočním morénám má sklon kolem 8° a místy až 17°.



Obr. 28. Radargram profilu 1.



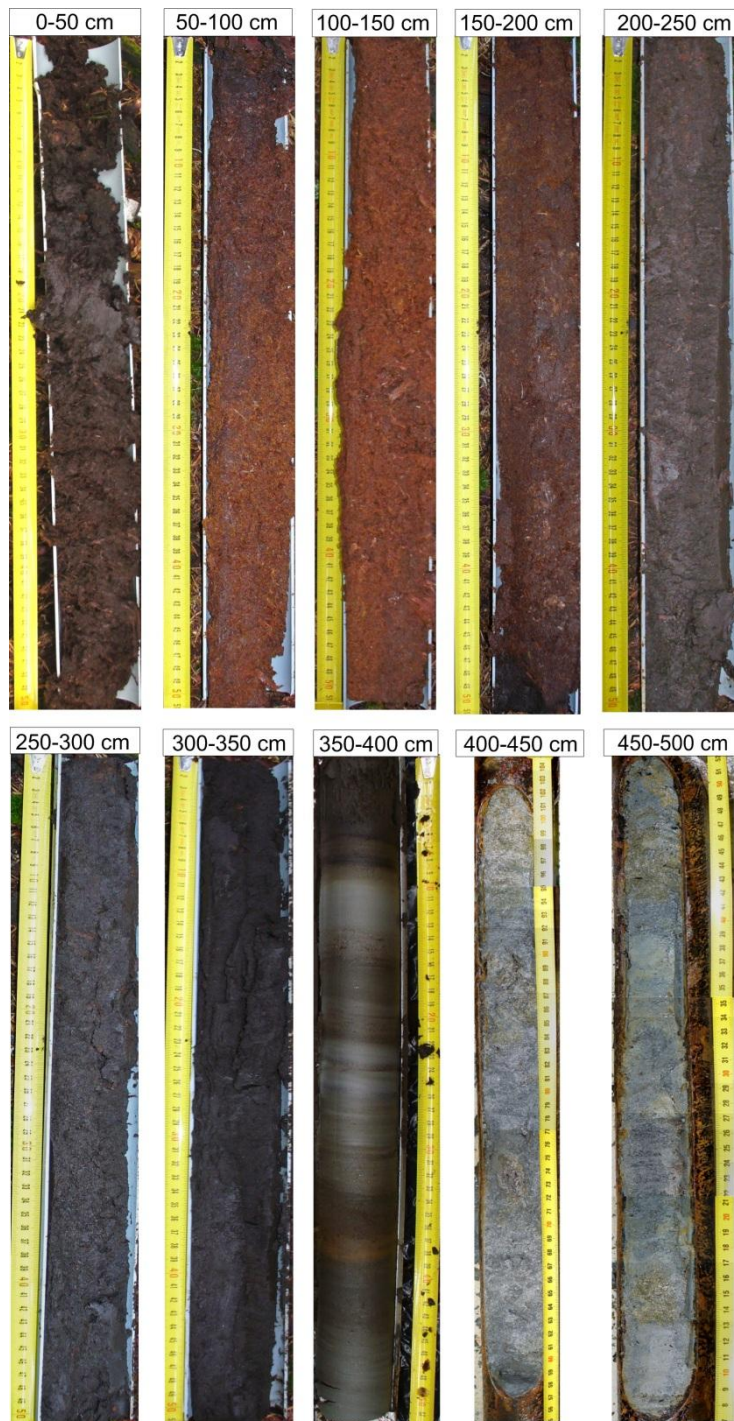
Obr. 29. Radargram profilu 2.



Obr. 30. Radargram profilu 6.

5.3.2.2. Litostratigrafie a geochemie

Sedimentární záznam odebraný z vrtu v rašeliništi mezi morénymi Černého jezera byl v terénu vyfotografován (Obr.31) a popsán z hlediska jeho barevnosti (odpovídá etalonu v Munsellových tabulkách) a charakteru (Obr. 32).



Obr. 31. Sekvence fotografií vrtu s údajem o hloubce.

	hloubka (cm)	barva (Munsell)	typ sedimentu
0	0 - 9	2.5Y 2.5/1	litter
25	9 - 26	10YR 2/1	rašelina, rozložená
50	26 - 50	2.5YR 2.5/2	rašelina, částečně rozložená
75	50 - 62	7.5YR 2.5/3	rašelina, rozložená
100	62 - 197	7.5YR 4/6	rašelina, částečně rozložená
125			
150			
175	197 - 200	7.5YR 2.5/1	rašelina, rozložená
200	200 - 238	10YR 2/2	rašelina, částečně rozložená
225	238 - 250	10YR 2/1	rašelina, rozložená
250	250 - 278	5Y 2.5/1	rašelina, částečně rozložená
275	278 - 350	10YR 2/1	rašelina, částečně rozložená
300			
325	359 - 367	10YR 2/1	rašelina, rozložená
350		2.5Y 5/1	minerogenní sediment
375		2.5Y 2.5/1	
400		2.5Y 3/1	
425	371 - 378	Glej 1 3/10Y	zvýšený podíl organiky, slída
450	382,5 - 389	Glej 1 3/N	minerogenní sediment
475	389 - 398	5Y 3/1	
500	398 - 419	2.5Y 3/1	rostlinné makrozbytky
525		2.5Y 4/1	minerogenní sediment
550		2.5Y 4/1	hrubozrnější minerogenní sed.
575	421 - 519	Glej 1 4/N	minerogenní sediment
600			

Obr. 32. Popis barvy a charakteru sedimentu odebraného profilu pořízený v terénu.

Na první pohled je profil tvořen dvěma, resp. třemi, částmi odlišujícími se nejen barvou, ale především množstvím rostlinných makrozbytků (Obr. 32). Svrchní část profilu (0 - 355 cm) je tvořena sedimentem s vysokým obsahem organického materiálu, tj. rašelinou v různém stupni dekompozice, zatímco spodních 164 cm profilu (hloubka 355 – 520 cm) se skládá z minerogenního sedimentu v naprosté většině bez patrné přítomnosti organického materiálu (obě části odlišil i geofyzikální průzkum viz předchozí kapitola). Přechod mezi oběma částmi v hloubce cca 350 – 400 cm je složen z velkého množství různorodých vrstev, odlišné barvy a obsahu organického materiálu.

Odvrtané jádro bylo pro zjednodušení rozděleno do 5 hlavních jednotek zohledňujících změny barvy, zrnitosti, obsahu organického materiálu a tím i změny sedimentačního prostředí, které popisují jednotlivé analýzy (Obr. 33). Číslovány a popsány jsou vzestupně směrem od báze profilu k povrchu terénu.

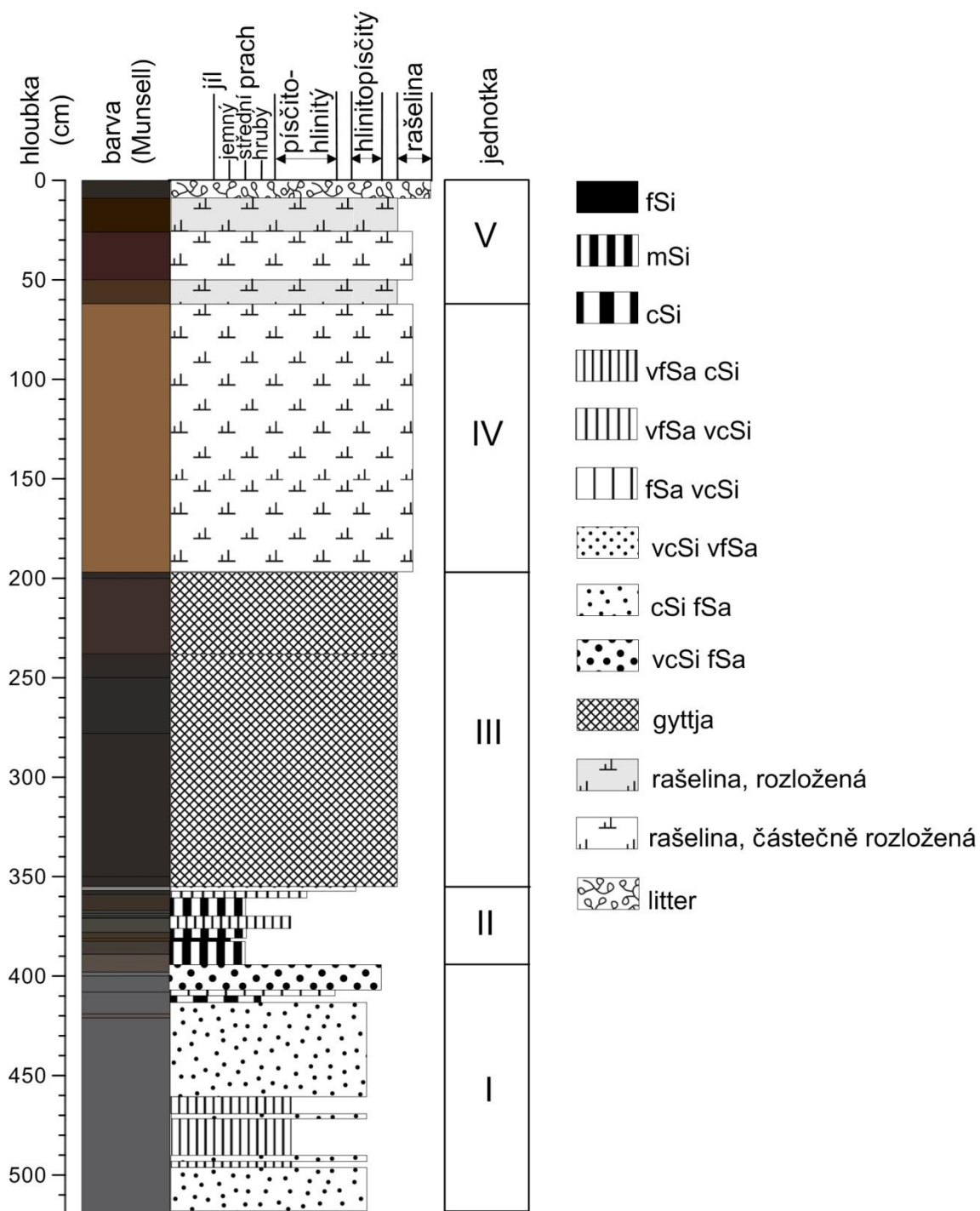
Spodní část profilu (**Jednotka I**, 520 – 394 cm) se skládá ze střídajících se vrstev slabě vytríděného šedého hlinitopísčitého a písčitohlinitého sedimentu s minimálním obsahem organického materiálu. Na povrchu křemenných zrn odebraných z báze profilu (514 cm) byly nalezeny mikrotvary indikující transport v glaciálním prostředí, např. ostrohrannost, zaoblenost, střední reliéf, nízký reliéf, lasturnatý lom, rovné stupně, paralelní rýhy, obloukové brázdy (Křížová et al., v tisku). Magnetická susceptibilita v této části profilu ukazuje střídavý pokles a nárůst, ale v hloubce 490 – 430 cm je v průměru rostoucí. Ve 412 cm následuje náhlý pokles ze 148 na $105 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-9}$, pak opět roste. Hodnota loss-on-ignition (LOI) je konstantně velmi nízká (cca 2 - 3 %), směrem k horní hranici jednotky viditelně roste.

Jednotka II (394 - 355 cm) je složitější částí tvořenou z různě zbarvených střídajících se vrstev střednozrnného siltu (v hloubkách 394 – 382,5 cm; 381 - 376 cm; 370 – 361 cm) a hlinitopísčitého sedimentu (v hloubkách 376 – 370 cm; 361 – 355 cm) s jednou výrazně odlišnou vrstvou jemnozrnného siltu v hloubce 382,5 – 381 cm. Podíl organického materiálu obecně roste. LOI se pohybuje mezi 3 a 14 %, výjimkou je vrstva v hloubce 387 - 375 cm, kde se v 381 cm dochází ke skokovému zvýšení obsahu organiky (LOI 30 %). Toto lokální maximum leží právě ve výrazné tmavohnědé vrstvičce jemnozrnného siltu (382,5 - 381 cm), která obsahuje velké množství rostlinných makrozbytků s nízkým stupněm

dekompozice. Tato vrstva je patrná nejen ve výsledcích LOI, ale i ve výsledcích geochemické analýzy a v hodnotách magnetické susceptibility (Obr. 33). Magnetická susceptibilita v této jednotce vykazuje velmi výrazné oscilace. Její nárůst v 400 - 383 cm je v 383 cm vystřídán velkým jednohodnotovým poklesem z 147,3 na 25,7 m³ kg⁻¹ 10⁻⁹, poté v 371 cm následuje opět peak. Od 230 cm je vidět kontinuální pokles hodnot magnetické susceptibility sedimentu (ze 146,7 na -4,8 m³ kg⁻¹ 10⁻⁹).

Jednotka III (355 - 197 cm) je oddělena od předchozí jednotky ostrým přechodem a je složena z kompaktního organického sedimentu typu gyttja. Křivka LOI má rostoucí charakter s hodnotami od 13 do 91 %. Magnetická susceptibilita má nízké záporné hodnoty.

Jednotka IV (197 - 62 cm) se od předchozí liší barvou a velmi nízkým stupněm dekompozice organického materiálu. Jednotku tvoří narezlá hrubě vláknitá rašelina. **Jednotka V** (62 - 0 cm) zahrnuje připovrchovou vrstvu z větší části nerozložené rašeliny skládající se z několika dílčích vrstev. V hloubce 62 - 50 cm je tvořena tmavěhnědou rašelinou, dále následuje mírná barevná změna (hloubka 50 - 26 cm) a vrstva tvořená hnědočervenou rašelinou s nízkým stupněm rozkladu. V hloubce 26 - 9 cm je velmi tmavá rašelina přecházející do vrstvy litteru.



Obr. 33. Nákres litologických jednotek a zrnitostního složení jednotlivých vrstev odebraného profilu. Vysvětlivky zkratk v legendě: Si – prach, Sa – písek, f – jemnozrnčný, m – střednozrnčný, c – hrubozrnčný, v – velmi (LMAZ). (Vočadlová et al., in prep.).

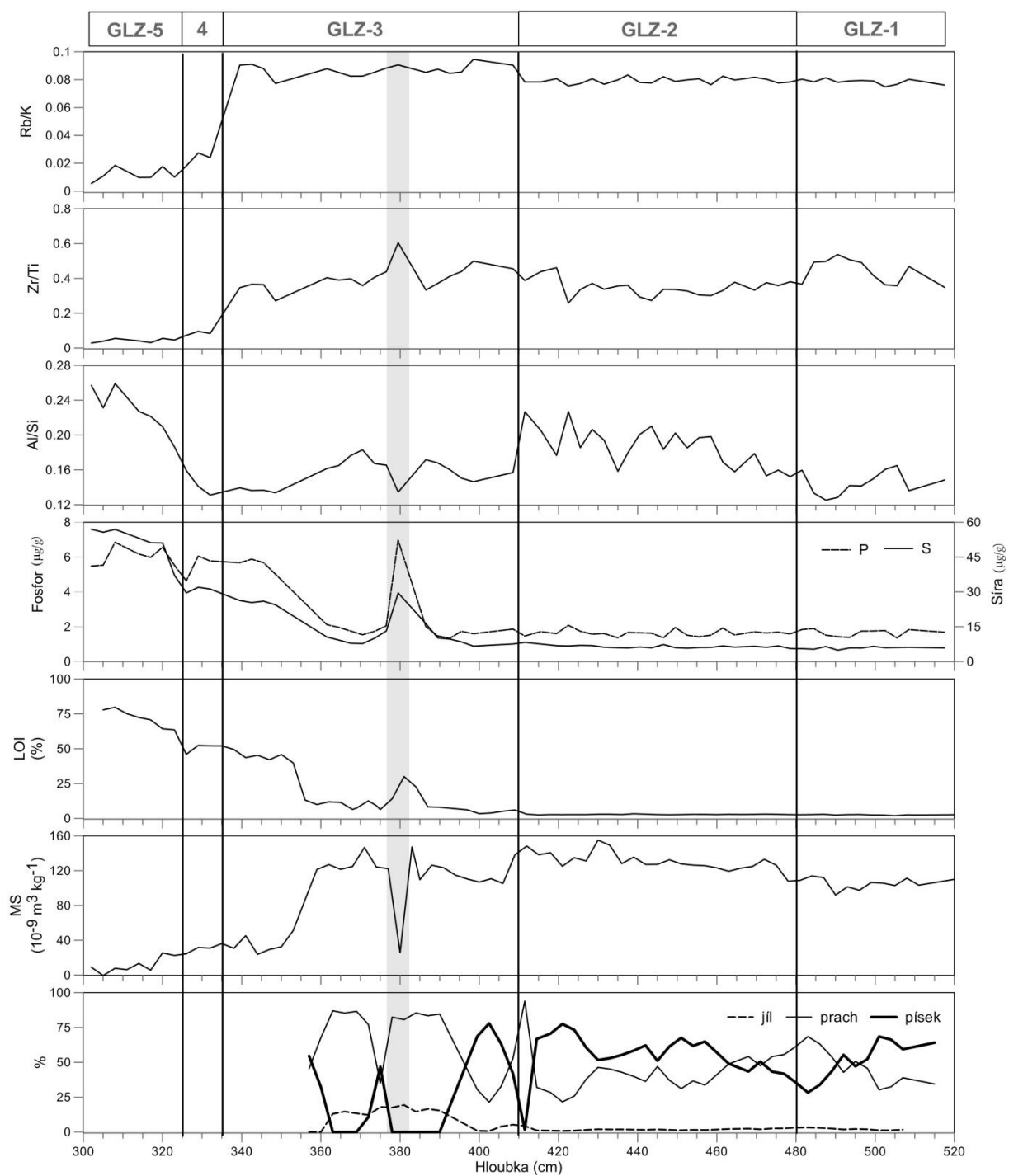
Z výsledků **geochemické analýzy** byly vybrány následující prvky a poměry prvků a to z důvodů nejvyšší vypovídací hodnoty v rámci zrnitostní frakce analyzovaného sedimentu: Al/Si, Rb/K, Zr/Ti, S, P (Vočadlova et al., in prep.).

V na organiku chudém sedimentu v hloubce 520 – 300 cm, pro které byla zpracována analýza lze odlišit celkem pět geochemických litologických zón (GLZ). Hranice těchto zón se většinou projevují skokovitou změnou v záznamu magnetické susceptibility, obsahu síry a fosforu a poměrů Al/Si, Zr/Ti a Rb/K, které indikují změny sedimentačního prostředí. Variabilita v poměrech prvků v zónách GLZ-1 až 3 je do určité míry spjata se změnami zrnitosti, např. zhrubnutí sedimentu v GLZ-2 je synchronní se vzrůstem Al/Si.

Tab. 14. Lokální geochemické zóny s vyznačeným trendem zrnitosti a vybraných poměrů prvků (Vočadlova et al., in prep.).

Zóna	Charakter sedimentu	Al/Si	Rb/K	Zr/Ti
GLZ1 (520 - 480 cm)	hlinitopísčítý, směrem vzhůru zjemňování	nízká 0,14	rostoucí od 0,077 do 0,080	vysoká 0,44
GLZ2 (480 - 410 cm)	písčítohlinitý, směrem vzhůru zhrubnutí	rostoucí od 0,16 do 0,21	vysoká 0,079	střední 0,35
GLZ3 (410 - 335 cm)	hlinitopísčítý, směrem vzhůru zjemňování	nízká 0,16	klesající od 0,088 do 0,085	klesající od 0,46 do 0,35
GLZ4 (335 - 325 cm)	-----	nízká 0,14	nízká 0,023	nízká 0,08
GLZ5 (325 - 300 cm)	-----	vysoká 0,20	nízká 0,014	nízká 0,05

V hloubce 340 a 320 cm je znatelný, téměř skokovitý pokles v obsahu Rb a Zr, resp. Rb/K a Zr/Ti. Pokles je soustředěný do GLZ-4. Pro tuto hloubku už nejsou k dispozici data o zrnitosti (z důvodu příliš vysokého obsahu organického materiálu znemožňujícího analýzu), ale poměr Al/Si, neboli zrnitostní proxy (Grygar et al., 2010; Bábek et al., 2011), je velmi podobný na konci GLZ-3 a v GLZ-4 a ani magnetická susceptibilita ani LOI neukazují v GLZ-4 výrazné faciální změny či změny prostředí.



Obr. 34. Výsledky geochemické analýzy ve vztahu se zrnitostními kategoriemi, magnetickou susceptibilitou (MS) a množstvím spalitelného uhlíku (LOI). Šedý pruh značí velmi výrazný extrém v hloubce 381 – 382,5 cm (Vočadlova et al., in prep.).

Hodnoty množství spalitelného uhlíku (LOI) a magnetické susceptibility vykazují vzájemnou velmi silnou negativní korelaci ($r = -0,9517$; na hladině významnosti $p = 0,05$), patrnou i v grafu (Obr.34). Taktéž spolu velmi silně koreluje množství spalitelného uhlíku a obsah rubidia ($r = -0,94$; na hladině významnosti $p = 0,05$) a magnetická susceptibilita s obsahem rubidia ($r = 0,94$; na hladině významnosti $p = 0,05$).

5.3.2.3. Pylová analýza

Vrtné jádro bylo na základě analýzy pylu rozděleno do 4 lokálních pylových zón (LPZ 1-4) očíslovaných ode dna vrtu směrem k povrchu (Vočadlová et al., in prep.) (Obr. 34).

LPZ-1 (400 – 391 cm) Poměr AP/NAP (arboreal/nonarboreal pollen) se v této zóně pohybuje kolem 25 %. V dřevinném pylovém spektru jsou dominantní pyly borovice (*Pinus*) a břízy (*Betula*) (po 10 %). Vrba (*Salix*) má podíl 5 %. Vzácně jsou přítomny smrk (*Picea*) a olše (*Alnus*). Ve spektru bylin dominují traviny, tvoří skoro 50 %. Významný podíl zauímají: pelyňky (*Artemisia*), ostřice (*Cyperaceae*), devaterník (*Heliantemum*), hvozdíkované (*Caryophyllacerae*), rmen (*Anthemis*-type), mořenovité (*Rubiaceae*), merlíkovité (*Chenopodiaceae*), žluťucha (*Thalictrum*). Vzácně jsou např. chvojník dvouklasý (druh *Ephedra distachia*), nebo krvavec menší (*Sanguisorba minor*).

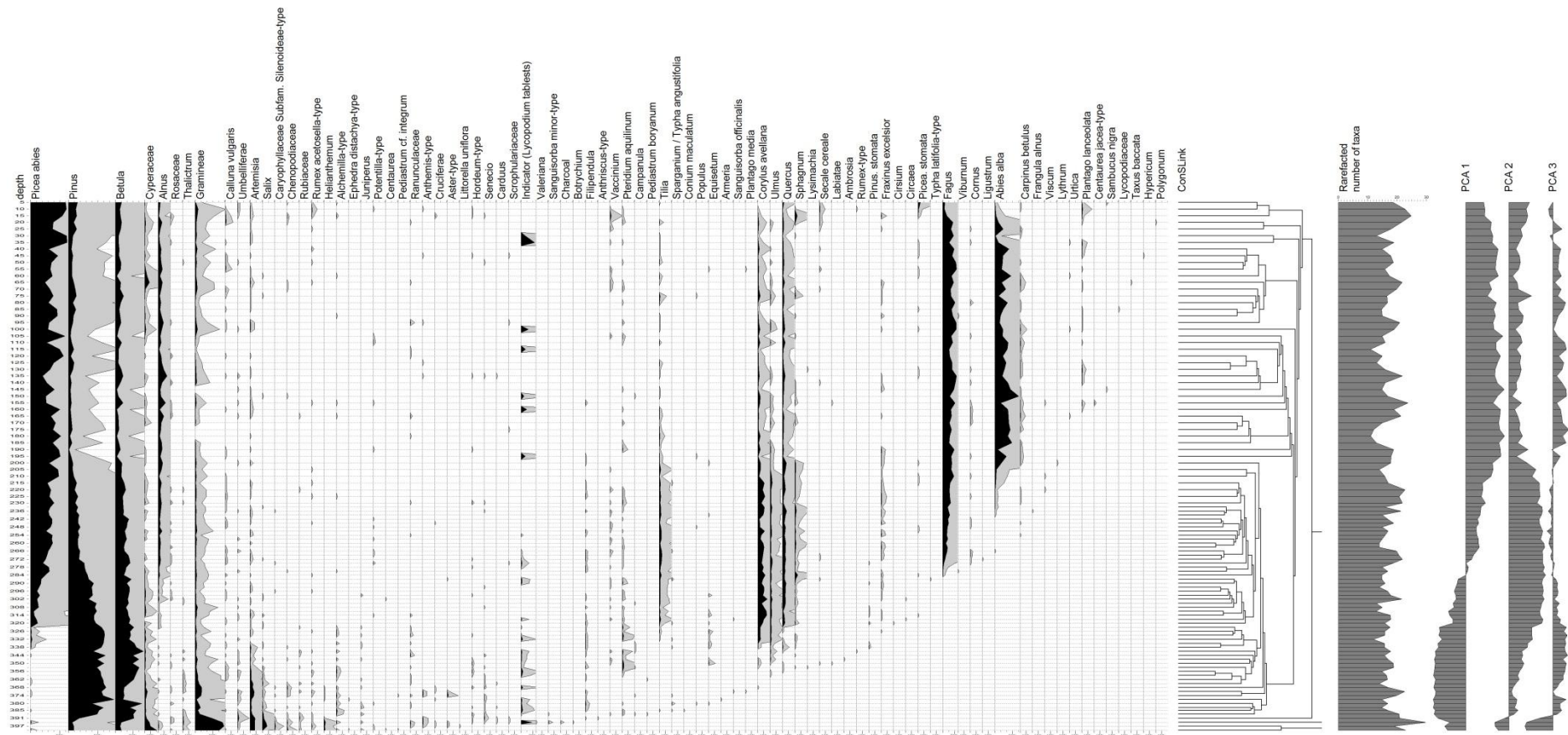
LPZ-2 (388 – 320 cm). Podíl AP/NAP 70 – 90 %. Ve spektru dřevin dominuje opět borovice (40 – 80 %) a bříza (15 – 50 %). Ve svrchní části zóny se vyskytuje výrazný podíl smrku, jilmu (*Ulmus*) a lísky (*Corylus*); v menším podílu dub (*Quercus*), lípa (*Tilia*) a olše (*Alnus*); naopak vrba (*Salix*) se vytrácí. Podíl bylin klesá z 30 % na 5 %. Trávy (*Poaceae*), ostřice (*Cyperaceae*) a pelyňky (*Artemisia*) stále dominují. Ostatní taxony jsou zastoupeny sporadicky, např. hvězdnicovité (*Asteraceae* Subfam. *Cichorioideae*), *Seneci*-type, *Rubiaceae*, druh *Hordeum/Glyceria*, tužebník (*Filipendula*), a hasivka orličí (*Pteridium aquilinum*). Vzácně se vyskytují spóry *Sphagnum* a stomata borovice.

LPZ-3 (317 – 195 cm) Poměr AP/NAP je konstantní a dosahuje hodnoty kolem 95 %. Pyly borovice klesají z 60 % na 5 %; obdobně je tomu i s pyly břízy (z 30 na 5 %). Naopak smrk roste z 5 na 50 %. V hloubce 280 cm se objevuje buk (*Fagus*) a v 239 cm jedle (*Abies*). Oba druhy dosahují až 20 %. Habr (*Carpinus*) se vyskytuje sporadicky. Líska (cca 10 %), dub (5 %),

lípa (méně než 5 %) a jasan (*Fraxinus*) mají konstantní podíl. Podíl pylu olše mírně roste. Bylinné spektrum je zastoupeno jen slabě a dominují v něm traviny a ostřice. Zřídka se objevují i kapradiny (hasivka orličí - *Pteridium aquilinum*), brusnice (*Vaccinium*), tužebník (*Filipendula*), mochna (druh *Potentilla*) a pryskyřníkovité (*Ranunculaceae*). Ve spektru nepylových objektů roste podí spór *Sphagnum*; objevují se i stomata borovice.

LPZ-4 (190 – 5 cm). Podíl AP/NAP kolísá od 80 do 95 %. Ve spektru dřevin dominuje především smrk (20 - 60 %), buk (cca 20 %) a jedle (5 - 35 %). Bříza a olše (cca 10 %), ale též líska a dub mají ucelené křivky. Habr, lípa, jasan a jilm jsou zaznamenány pouze sporadicky. Ve spektru bylin převažují trávy, dále pak ostřice. Ve větším počtu se objevují obilniny (*Cerealia*), jitrocel kopinatý (*Plantago lanceolata*) a pelyňky (*Artemisia*). Druhy jako kopřiva (*Urtica*), okoličnaté (*Umbeliferae*), pryskyřníkovité (*Ranunculaceae*), brusnice (*Vaccinium*) a hasivka orličí (*Pteridium aquilinum*) se vyskytují pouze sporadicky.

Druhová bohatost je v celém profilu neměnná. Výsledky PCA (Obr. 35) ukazují výrazné změny okolo 390 cm, poté postupný vývoj a od hloubky 200 cm prakticky setrvalý stav.



Vyhotovil: L. Petr

Obr. 35. Pylový diagram z vrtu v rašelinšti u Černého jezera (Vočadlová et al., in prep.)

5.3.2.4. Makrozbytková analýza

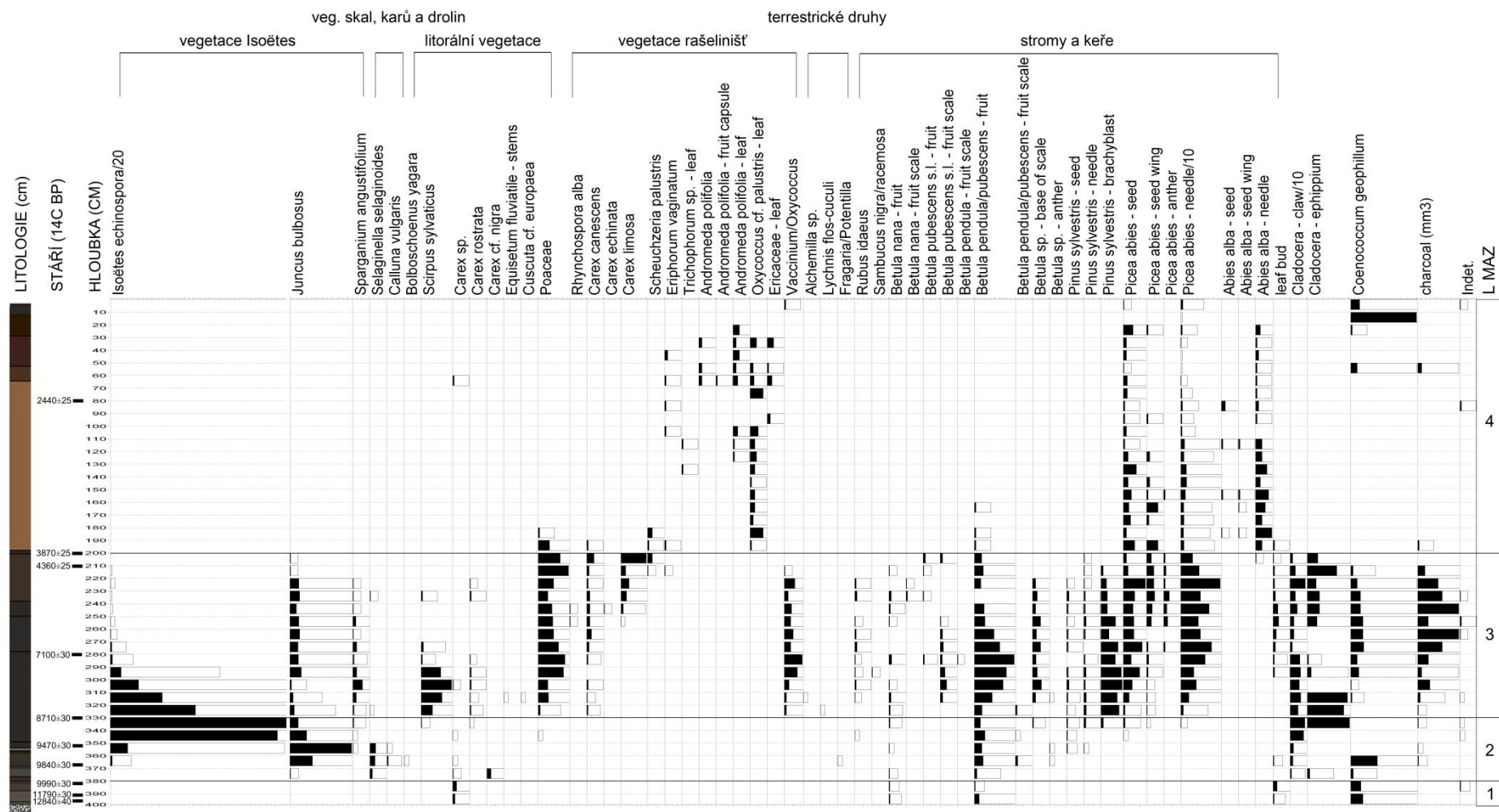
Diagram rostlinných makrozbytků (Vočadlová et al., in prep.) byl rozdělen do 4 lokálních makrozbytkových zón (L MAZ; CJ 1-4) číslovaných ode dna vrtu k povrchu. Zóny byly odlišeny podle statistické analýzy Conslink (v programu POLPAL, Nalepka et Walanusz, 2003). Výsledky analýzy makrozbytků a jejich interpretace jsou uvedeny i v Obr. 36 a přehledné tabulce (Tab. 15).

LMAZ -1 (400 – 380 cm) představuje druhy indikující nepříznivé chladné podmínky, lokální disturbance, blokovanou sukcesí, stanoviště na iniciálních půdách a skalních površích, zvýšenou míru eroze a obnažování povrchu.

Druhy LMAZ-2 (380 – 330 cm) poskytují doklad o výskytu oligotrofního horského předledovcového jezera (hloubka do 2 m) kolonizovaného arktickými druhy (Isoëtes echinospora, Cladocera) a rozvinutou litorální vegetací (*Carex rostrata*, *C. cf. nigra*, *Scirpus sylvaticus*). Dochází k rané fázi sukcese, hladina jezera kolísá (*Juncus bulbosus*, *Sparganium angustifolium*). Z dřevin byly přítomny nažky druhů *Betula nana*, *Betula pendula/pubescens*, semena borovice *Pinus sylvestris*. Poprvé se v této zóně objevují jehlice smrku *Picea abies*.

Druhy LMAZ-3 (330 – 200 cm) indikují pomalý zánik jezera (šlenky, tůně) v rašeliniště přechodového typu. Nejvíce jsou zastoupeny diaspory druhů osídlující biotopy s vysokou hladinou spodní vody: *Sparganium angustifolium*, *Scirpus sylvaticus*, *Carex rostrata*. Na povrchu rašeliniště se vyskytují šlenky (dočasně zatopené prohlubně) (*Scheuchzeria palustris*, *Carex limosa*). Z dřevin jsou zastoupeny druhy bříz, borovice a smrk.

V zóně LMAZ-4 (200 – 0 cm) došlo k definitivnímu zániku vodní plochy. Vegetace indikuje existenci rašeliniště vrchovištního typu napájené srážkovou vodou.



vyhotovila: P. Žáčková

Obr. 36. Makrozbytkový diagram s radiokarbonovým datováním (Vočadlova et al., in review).

Tab. 15. Lokální makrozbytkové zóny z vrtnu v rašeliništi u Černého jezera (vyhotovila P. Žáčková in Vočadlova et al., in prep.)

Zóna	Druhy	Paleovegetace	Prostředí		
LMAZ 1 (400 - 380 cm)	<i>Betula nana</i> (plod - nažka, plodní šupina) <i>Betula pendula/pubescens</i> (plod) <i>Carex</i> sp. - 2- a 3-boká (nažka) <i>Bryophyta</i> (stélka) <i>Cenococcum geophilum</i> (sklerócium)	Strestolerantní vegetace s porostem trpasličí břízy, travin a mechů	Glaciální krajina; blokováná sukcese Nízké teploty Disturbance indikovány sklerócii <i>Coenococcum geophilum</i>		
LMAZ 2 (380 - 330 cm)	<i>Isoetes echinospora</i> (megaspóra) <i>Sparganium angustifolium</i> (nažka) <i>Juncus bulbosus</i> (semeno)	Vegetace šídlatek: Isoëtion	Jezerní ekosystém: mělké oligotrofní horské jezero s kolísající hladinou Litorální zóna jezera s rákosinou a porosty vysoké ostřice; vysoká hladina podzemní vody		
	<i>Carex rostrata</i> (nažka) <i>C. cf. nigra</i> (nažka) <i>Scirpus sylvaticus</i> (nažka) <i>Bolboschoenus yagara</i> (nažka) <i>Poaceae</i> (obilka)	Rákosiny a porosty vysoké ostřice: <i>Phragmitio-Caricetea</i>			
	<i>Selaginella selaginoides</i> (megaspóra) <i>Calluna vulgaris</i> (semeno)	Acidofilní vegetace alpských skal, karů a drolin			
	<i>Betula nana</i> (nažka) <i>Betula pendula/pubescens</i> (nažka) <i>Pinus sylvestris</i> (semeno) <i>Picea abies</i> (semeno) <i>Vaccinium</i> (uhlík) <i>Rubus idaeus</i> (endokarp)	Rašelinný březoborový les v okolí jezera			
	<i>Cladocera</i> (efipium) <i>Cenococcum geophilum</i> (sklerócium)	Zoologické zbytky vodních koryšů Zbytky hub - eroze			
	LMAZ 3 (330 - 200 cm)	<i>Isoetes echinospora</i> (megaspóra) <i>Juncus bulbosus</i> (semeno)		Vegetace šídlatek: Isoëtion	Zánik jezerního ekosystému a utváření ekosystému rašeliniště
		<i>Sparganium angustifolium</i> <i>Scirpus sylvaticus</i> <i>Juncus bulbosus</i> (semeno)		Litorální vegetace a vegetace vlhkých luk	
		<i>Carex rostrata</i> (nažka) <i>Carex canescens</i> (nažka) <i>C. echinata</i> (nažka) <i>Rhynchospora alba</i> (nažka) <i>Eriophorum vaginatum</i> (nažka) <i>Vaccinium/Oxycoccus</i> sp. (nažka)		Porost rašelinišť: <i>Oxycocco-Sphagnetea</i>	
		<i>Scheuchzeria palustris</i> (semeno) <i>Carex limosa</i> (nažka)		Vegetace šlenků a tůní	
		<i>Picea abies</i> (semeno, semenná šupina, jehlice) <i>Pinus sylvestris</i> (semeno, semenná šupina, jehlice) <i>Betula pendula/pubescens</i> (plod, plodová šupina) <i>Betula pubescens</i> s.l. (plod, plodová šupina) <i>Cladocera</i> (efipium) <i>Cenococcum geophilum</i> (sklerócium) <i>Charcoal</i> - nejvyšší koncentrace		Rašelinný borobřezový les Zoologické zbytky vodních koryšů Zbytky hub - eroze	
LMAZ 4 (200 - 0 cm)		<i>Andromeda polyfolia</i> (semena, tobolka) <i>Eriophorum vaginatum</i> (nažka) <i>Trichophorum</i> sp. (tvrčka)	Vrchovištní vegetace	Ekosystém otevřeného vrchoviště obklopeného podmáčenou smrčínou	
		<i>Picea abies</i> (semeno, jehlice) <i>Abies alba</i> (semeno, jehlice)	Rašelinné a podmáčené smrčiny nacházející se podél okrajů horských rašelinišť		

5.3.2.5. Chronstratigrafie

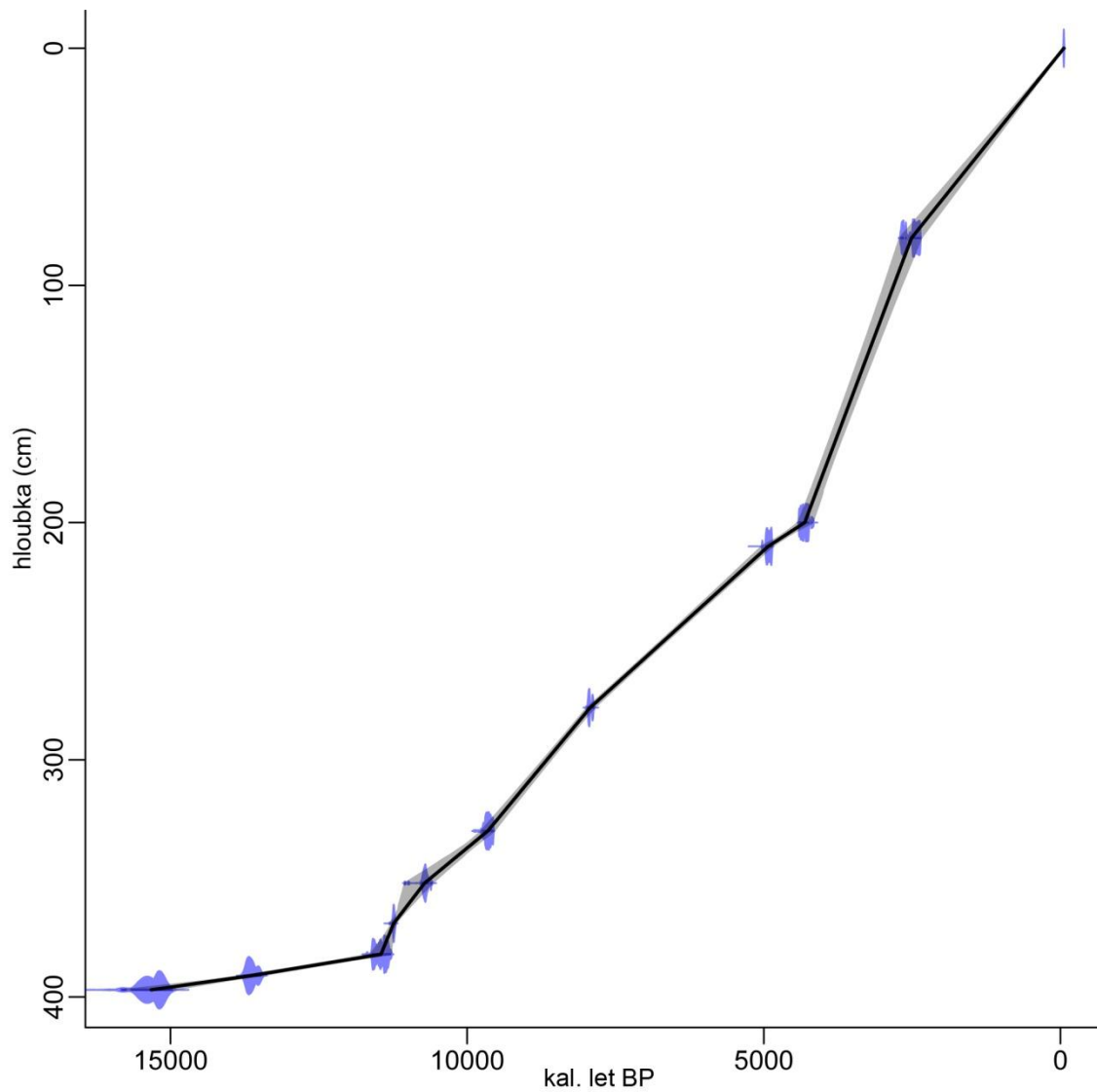
Nejstarší sedimenty byly analyzovány metodou opticky stimulované luminescence z hloubky 500,5 cm ($17,57 \pm 1,97$ tis. let BP) a 445,5 cm ($16,15 \pm 1,36$ tis. let BP), což indikuje svrchně pleistocenní stáří báze profilu spadající do období konce LGM. Nejstarší radiokarbonové datum (nekalib. $12\,840 \pm 40$ ^{14}C let) pocházející z hloubky 397 cm leží na přechodu mezi jednotkou I a II a ukazují po kalibraci na stáří 15 843 – 14 958 kal. let BP.

Tab. 16. Radiokarbonová data z vrtu v rašeliníšti (Vočadlová et al., in review)

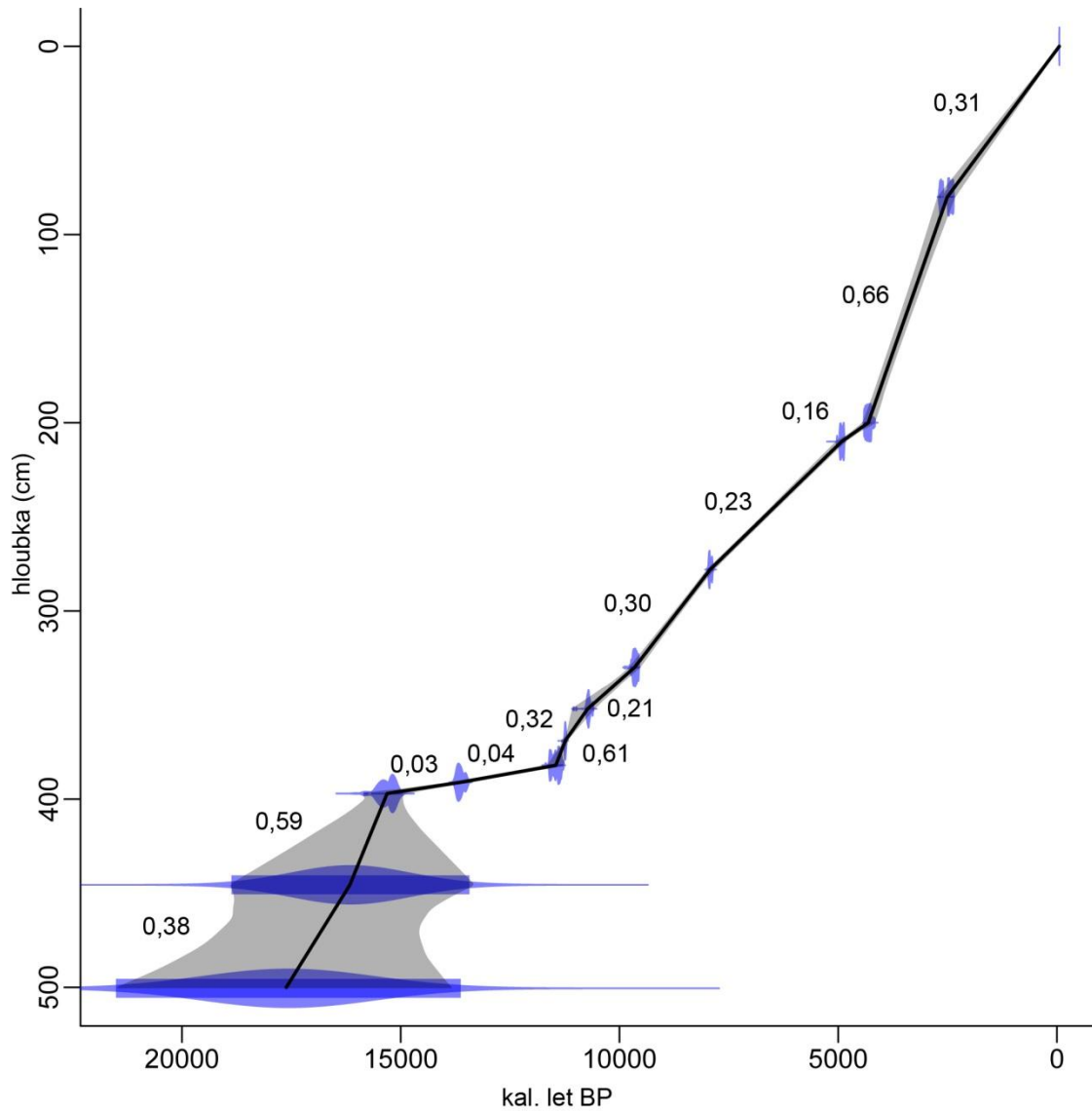
hloubka (cm)	lab. kód	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C stáří (roky BP)	kal. stáří BP (rozmezí 2 σ ; 95,4 %)	průměr (roky BP)	medián (roky BP)
80	UGAMS-3933	-29,9	2 440 ± 25	2 699 - 2 356	2 505	2 473
200	UGAMS-3934	-24,8	3 870 ± 25	4 413 - 4 184	4 311	4 312
210	UGAMS-3935	-28,7	4 360 ± 25	5 030 - 4 856	4 921	4 920
278	UGAMS-3936	-27,2	7 100 ± 30	7 996 - 7 854	7 926	7 938
330	UGAMS-3937	-28,3	8 710 ± 30	9 764 - 9 551	9 650	9 646
352,5	UGAMS-3938	-29,0	9 470 ± 30	11 060 - 10 587	10 722	10 710
369	UGAMS-3939	-27,0	9 840 ± 30	11 303 - 11 201	11 240	11 238
382	UGAMS-3940	-29,9	9 990 ± 30	11 613 - 11 283	11 454	11 447
391,5	UGAMS-3941	-22,8	11 790 ± 30	13 775 - 13 464	13 634	13 646
397	UGAMS-3942	-22,5	12 840 ± 40	15 843 - 14 958	15 320	15 294

Na základě 10 radiokarbonových dat byla zkonstruována křivka age-depth modelu (Obr. 37 a 38), kde je patrná měnící se rychlost sedimentace. Do druhého age-depth modelu (Obr. 38) byly zahrnuta i OSL data, která dosahují podstatně menší přesnosti a tak lze model chápat pouze jako ilustrativní. Z průběhu křivky je nejvyšší rychlost sedimentace patrná ve spodní minerogenní části profilu (520 – 397 cm), na kterou přímo nasedá vrstva s nejnižší rychlostí sedimentace (397 - 382 cm). Směrem od 382 cm k hloubce 80 cm se rychlost sedimentace zvyšuje, pak následuje směrem k povrchu nepatrný pokles.

Rychlost sedimentace dosahuje hodnot v rozmezí 0,03 – 0,66 mm/rok (Obr. 38). Úsek s nejvyšší rychlostí sedimentace (0,66 mm/rok) leží v hloubce 80 – 200 cm a náleží jednotce IV, která je tvořena hrubě vláknitou rašelinou s nízkým stupněm rozkladu a zhutnění (Obr. na začátku kapitoly s barvami). Další části s vyšší mírou sedimentace představují naopak úseky s velmi nízkým obsahem organického materiálu usazované v limnickém prostředí v hloubkách 369 – 382 cm a 397 - 500,5 cm. Absolutně nejnižší hodnoty rychlosti sedimentace jsou zaznamenány v hloubce 382 – 397 cm (Obr. 38), která je charakteristická rychlým střídáním vrtsev a též výraznou změnou řady sledovaných charakteristik jako např. LOI, magnetické susceptibility, zrnitosti, obsahu pylových zrn dřevin (Obr. 34, 35).



Obr. 37. Age-depth model (program clam; Blaauw, 2010) sestavený na základě radiokarbonových dat. Modrá barva značí histogram rozložení kalibrace. Šedý buffer kolem křivky značí 95 % interval spolehlivosti založený na 1000 opakováních (Vočadlova et al., in review).



Obr. 38. Age-depth model (program clam; Blaauw, 2010) vyhotovený z 10 radiokarbonových dat a ze dvou dat OSL (hloubka 445,5 cm a 500,5 cm). Čísla představují hodnoty rychlosti sedimentace v jednotlivých úsecích v mm/rok (Vočadlova et al., in review).

6. DISKUZE A INTEPRETACE VÝSLEDKŮ

6.1. Tvary karů

6.1.1 Diskuze morfometrických charakteristik

Výzkumy prováděné v dlouhodobě odledněných karech naráží na řadu problémů způsobených tím, že nejsou popisovány tvary v jejich původní podobě, ale postglaciálně remodelované (viz kap. 6.1.2.). K degradaci karů dochází už při samotné deglaciaci, kdy je svahovými pohyby, úpatními akumulacemi a lineární erozí snižován především sklon karové stěny a překrýváno dno karu, zatímco uzavření karu (plan closure) se nemění (Evans, 2004). Pro různé části světa jsou popisovány ideální podmínky pro vznik a vývoj zalednění (Graf, 1976, Evans, 1977; López-Moreno et al., 2006; Ruiz-Fernández et al. 2009), které vykazují větší či menší regionální odchylky ovlivňující konečnou podobu glaciálních tvarů.

Během vývoje karu dochází ke zvyšování sklonu karové stěny, uzavírání karu s postupujícím zahlubováním směrem do masivu, zplošťování jeho dna či jeho sklánění směrem ke karové stěně a jeho prodlužování, rozšiřování a prohlubování (Evans, 2004). Ovšem, co je odlišné, je rychlost těchto procesů. Gordon (1977), Olyphant (1981), Evans et Cox (1995), Brook et al. (2006), Evans (2006a) a Ruiz-Fernández et al. (2009) ve svých studiích zjistili, že pro vývoj karů je příznačná změna jejich tvaru se změnou velikosti. Lze tudíž říci, že kary jsou *alometrické*. Délka, šířka, výška, plocha, objem a jiné morfometrické charakteristiky karu se během jeho vývoje mění odlišnou měrou. V některých případech je v podélném profilu karem zaznamenán rychlejší ústup karové stěny (tzn. nárůst délky) než prohlubování dna karu (Evans et Cox, 1995; Ruiz-Fernández et al., 2009). V jiných případech

je např. rychlejší prodlužování a zahlubování karu než jeho rozšiřování (Brook et al., 2006). Platnost teorie alometrického vývoje karů na Šumavě, resp. v Českém masivu, podporuje i fakt, že u zkoumaných karů je až na jeden případ (Velká Studniční jáma) poměr L/H větší než poměr L/W. Názorně je to vyjádřeno v grafu na Obr. 5, kde má křivka lineární regrese závislosti průměrné velikosti a výšky menší sklon než křivky závislosti šířky a délky. Podobně je tomu tak i v případě skupiny karů v Lake District ve Velké Británii (Evans et Cox, 1995). Kary Českého masivu ukazují na alometrii statickou (statická proto, že se jedná o údaje pro jednu časovou rovinu, neznáme velikost pro jiné časové horizonty), tzn. šířky a délky karů se s jejich rostoucí velikostí zvětšují rychleji než jejich výška (Obr. 8) (Křížek et al., in review). Toto potvrzuje i velikost Pearsonova korelačního koeficientu (Tab. 5), kde délka i šířka popisovaných karů vykazují mnohem vyšší koeficienty vzhledem k velikosti karu reprezentovanou 3D plochou karu (+0,89 resp. +0,91) než výška (+0,62). Podobné hodnoty korelačních koeficientů jsou dosaženy mezi délkou a objemem (V) či 2D, resp. šířkou karu a objemem (V) či 2D.

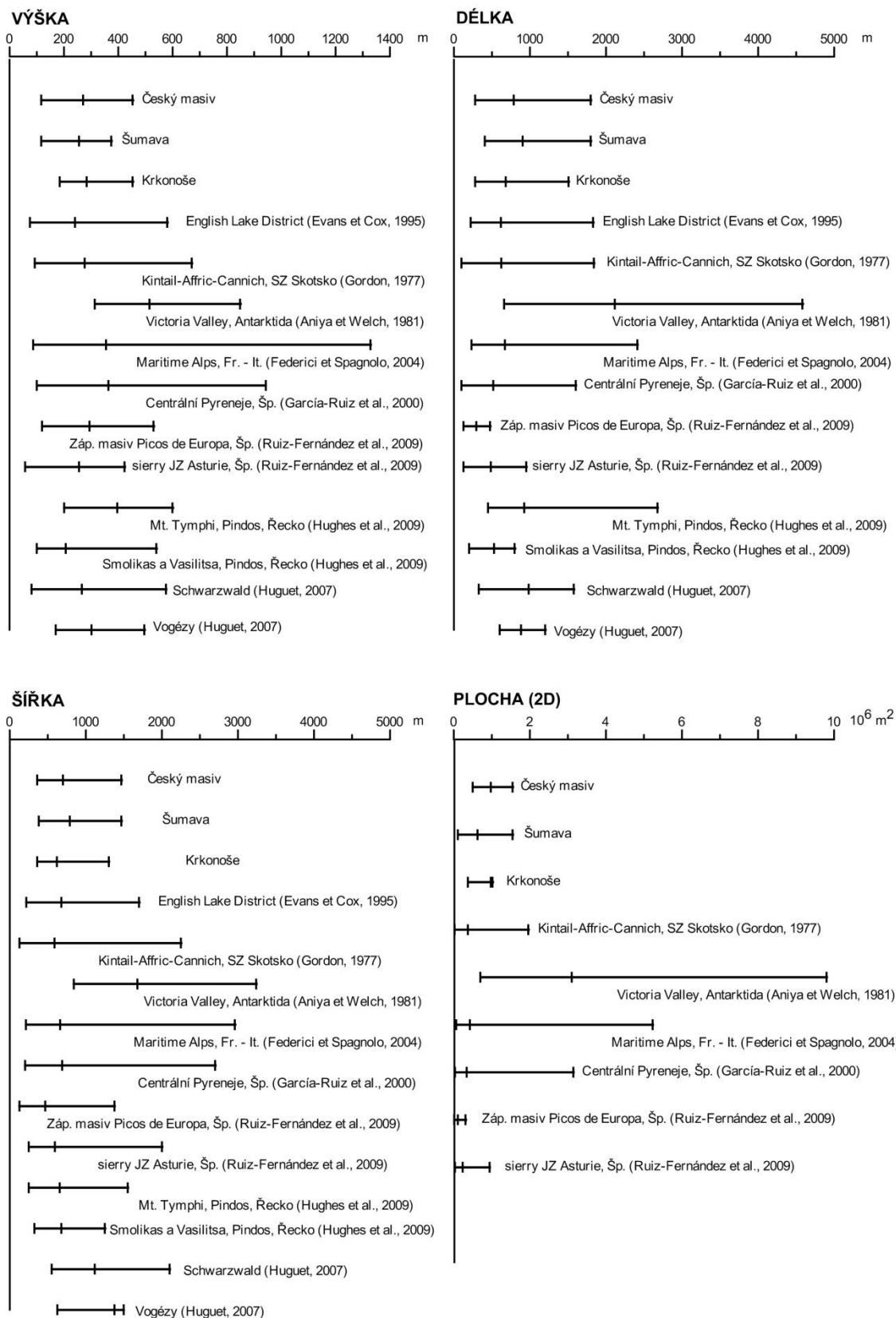
Porovnáme-li vzájemně rozptýly souboru vybraných morfometrických charakteristik Českého masivu s kary Britských ostrovů, Schwarzwaldu, Vogéz a některých evropských velehorských oblastí a Antarktidy (Obr. 39), pak zjistíme, že si jsou středohorské systémy z pohledu variability rozměrových charakteristik (L, H, W, A) vzájemně podobnější než s vysokohorskými či polárními systémy. Přičemž velmi podobné jsou středohorské kary ve výšce a šířce i s kary v teplejším klimatu Pyrenejského a Balkánského poloostrova. Průměry uvedených charakteristik jsou si však v souhrnu velice podobné a to bez závislosti na regionu. Podporuje to tak tvrzení Evans and Cox (1995, s. 187) (též v Evans, 2007), že kary patří mezi „...scale-specific landforms, with lower size limit related to the size of small glaciers and an upper limit related to limited opportunities for valley-head coalescence. Mountain glaciation produces a scale-specific, nonfractal land surfaces.“

Středohorské kary vznikaly v odlišných podmínkách než ty vysokohorské či kary vyšších zeměpisných šířek, kde panovaly a panují stabilnější podmínky příhodné pro vznik zalednění a jeho následné udržení. Ledovce v Českém masivu vznikaly v limitních podmínkách (malá nadmořská výška, vyšší kontinentalita klimatu), na hraně vzniku a udržitelnosti. Malé ledovce jsou obecně mnohem více rozkolísané, citlivěji reagují na změny podmínek (Bahr et al., 1998; Menzies et al., 2002, s. 58; Carrivick et Brewer, 2004). Je

zřejmé, že erozní účinek těchto ledovců na reliéf nemohl dosahovat takové síly, jako u rozsáhlého a dlouhotrvajícího vysokohorského zalednění a výsledkem byl pak vznik i morfologicky méně výrazných karů, zárodečných karů (karoidů) a nivačních depresí. Důsledkem toho je různorodost názorů na počet karů a glaciálně přemodelovaných údolních uzávěrů v Bavorském lese (viz Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980).

Morfometrické rozdíly v rámci karů Šumavy, resp. Českého masivu, a karů dalších evropských středohor Schwarzwald, Vogéz a Britských ostrovů existují, nicméně nejsou nijak zásadní (Obr. 39). Kary Vogéz mají z uvedené skupiny největší průměrnou výšku. Šumavské kary jsou hned po karech Schwarzwaldu nejdelší z pozorované skupiny středohorských systémů. Nejširší jsou kary Schwarzwald a Vogéz, přesahují v tomto rozměru i některé kary vysokohorských masivů. Kary Českého masivu jsou v průměru delší než širší, stejně jako kary oblasti Kintail-Affric-Cannich v severozápadním Skotsku (Gordon, 1977), oproti tomu kary Lake District (Anglie), Schwarzwald a Vogéz jsou naopak širší než delší. V délce i šířce přesahují průměrné hodnoty karů Českého masivu velikosti karů Lake District (Evans et Cox, 1995) i severozápadního Skotska (Gordon, 1977), přičemž šířka se liší v průměru méně než délka. Všechny kary shodně vykazují větší rozměry v horizontálním měřítku než ve vertikálním. Shodně s kary Lake District není ani jeden kar v Českém masivu v žádném rozměru (H, L, W) větší než 2 km. Rozdíl v délce a šířce britských karů oproti karům Českého masivu nepřesahuje 27%. Shodně se studií Evans et Cox (1995) z oblasti Lake District i v případě karů Českého masivu koreluje plocha karu ($2D A$) s délkou (+ 0.93 Evans et Cox, + 0.89 this study) a šířkou (+ 0.83 Evans et Cox, + 0.90 this study) karu. Naopak velmi málo či mírně podprůměrně koreluje v obou případech index L/W s ostatními sledovanými morfometrickými charakteristikami.

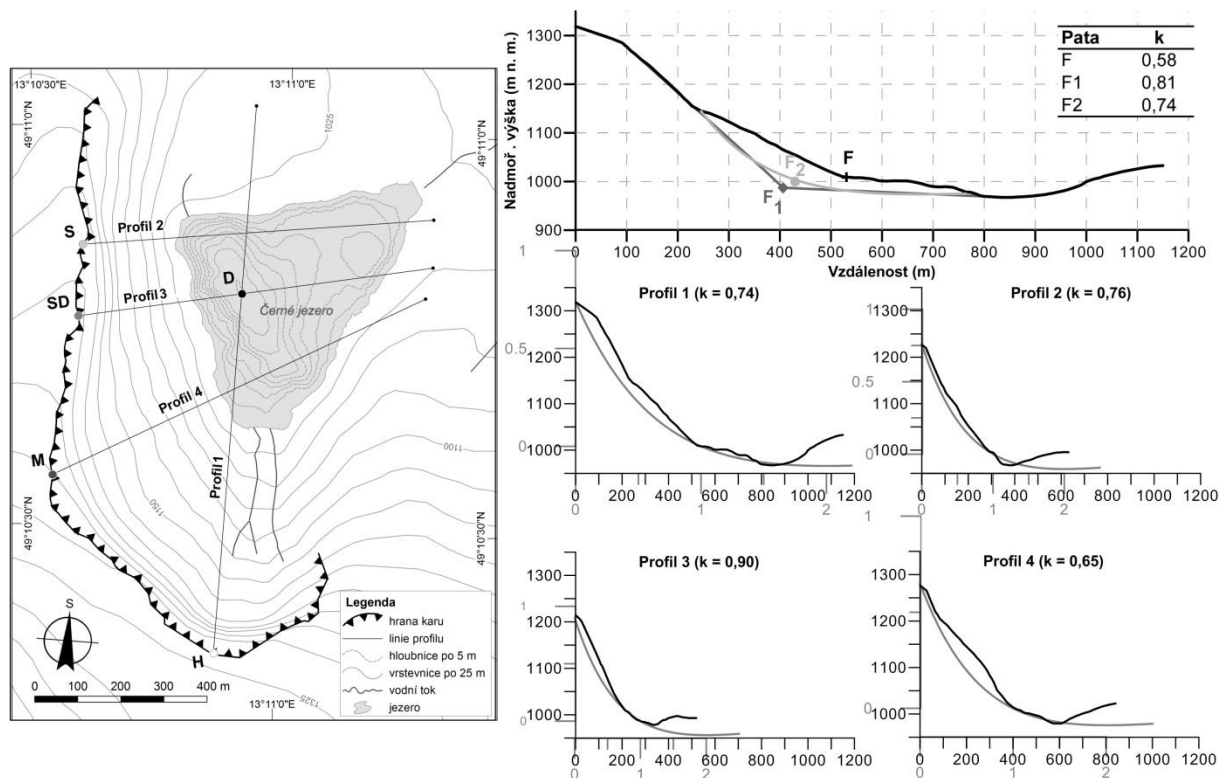
Při podrobnějším pohledu na skupinu karů v Českém masivu lze najít rozdíly mezi kary Šumavy a Vysokých Sudet. Kary Vysokých Sudet jsou hlubší, kratší a méně široké než kary šumavské (Křížek et al., in review). Nejvíce se průměrné hodnoty liší v délce (více než o 200 m). Šumavské kary jsou v průměru plošně méně rozsáhlé než sudetské a vykazují větší rozptyl hodnot. Společným rysem všech karů Českého masivu je jejich mírné protažení ve směru údolnice.



Obr. 39. Srovnání rozsahu (min a max tvoří krajní body úsečky) a průměru (bod uvnitř úsečky) vybraných morfometrických charakteristik světových pohoří (Křížek et al., in review)

6.1.2. Problém umístění profilu a úpatí karové stěny

Matematický rozbor funkce k-křivky a definování jejich proměnných x, y ukazuje na několik omezení souvisejících s aplikací k-křivky při morfologickém popisu karů. Hlavním problémem při aplikaci k-křivky je (viz metodika) správná volba průběhu podélného profilu, z nějž jsou generovány hodnoty pro výpočet koeficientu k , a správné určení polohy úpatí karové stěny. Je zřejmé, že průběh profilu determinuje výslednou hodnotu k (Obr. 40). Aby byl zaručen jednoznačný postup a srovnatelnost výsledků, byl vždy jeden profil veden nejstrmější částí karové stěny a druhý profil nejvýše položeným bodem karové hrany. Vycházíme-li z faktu, že k-křivka charakterizuje ledovcem modelovaný erozní reliéf (sensu Haynes, 1968), pak musíme volit umístění úpatí karové stěny tak, aby se minimalizoval vliv postglaciální remodelace reliéfu. Tedy je nutné abstrahovat akumulční glaciální i postglaciální formy (morén, osypů, mur atd.), které se v karu mohou nacházet a ovlivňovat průběh křivky podélného profilu a následně polohu úpatí karové stěny. Toto je možné provést extrapolací průběhu skalního podloží v místech úpatí karové stěny, popř. dna karu.



Obr. 40. Znázornění závislosti hodnoty k na umístění profilu karem a úpatí karové stěny - kar Černého jezera. S – bod nad nejstrmější částí karové stěny; SD – počáteční bod profilu vedeného strmou částí karové stěny skrz nejhlubší bod karu; M – bod ve středu hrany karové stěny; H – nejvyšší nadmořská výška hrany karové stěny. Šedá stupnice v Profilech 1 – 4 znázorňuje x a y hodnoty k -křivky.

6.1.3. k -křivka versus morfometrické charakteristiky – vypovídací hodnota

Míru přehloubení karu lze kromě k -koeficientu rovněž charakterizovat na základě některých morfometrických charakteristik. Z korelační analýzy (Tab. 5) zkoumaného souboru karů plyne, že k -hodnoty korelují s indexy L/H , $3D/2D$ a průměrným sklonem karu, přičemž nejvyšší hodnoty korelačního koeficientu (0,73) nabývá s indexem $3D/2D$. Z toho plyne, že nejlepším způsobem aproximace k -hodnot pomocí klasických morfometrických nástrojů je vyjádření pomocí poměru $3D/2D$.

Na základě teorií vývoje karů v čase (Gordon, 1977; Olyphant, 1981; Evans, 2006a; Brook et al., 2006) lze předpokládat, že s rostoucím stářím karu dochází i ke změně hodnot k .

Z diagramů vývoje podélných profilů karů v čase v Brook et al. (2006), případně v podobných pracích (Evans, 2006b; Gordon, 1977), lze jednoduchým výpočtem určit stupeň přehloubení za použití k -hodnoty a zjistit, že má změna hodnoty k v čase lineární charakter a to jak u karů v alpinském, tak i v středohorském typu reliéfu. Koeficient k se tudíž jeví být velmi silným prediktorem stupně vývoje karu.

Rozdíly mezi kary Šumavy a Vysokých Sudet lze vysledovat nejen v morfometrických charakteristikách (viz výše), ale i v hodnotě k . Kary Vysokých Sudet mají vyšší stupeň přemodelování než kary šumavské. Vyšší stupeň přemodelování karů Vysokých Sudet zřejmě souvisí s rozsáhlejším a intenzivnějším zaledněním, které je z této oblasti doloženo (Sekyra, 1964; Chmal et Traczyk, 1999; Engel, 2003; Engel et al., 2010). Podle výzkumů na krkonošských lokalitách došlo k jejich odlednění v některých místech později než na Šumavě. V Labském dole je předpokládána přítomnost ledovce ještě cca 10,9 kal. let BP (Engel et al., 2010), přičemž na Šumavě bylo dosud doloženo zalednění mladší než 14 tis. let pouze z okolí Prášílského jezera (Mentlík, 2011). Problémem ovšem je, že chybí datování přímo glaciálních sedimentů z karových den většiny šumavských lokalit a tak není známo přesné radiometrické datování odlednění karů a lze o něm jen polemizovat. Vyšší stupeň přemodelování může mít souvislost i s preglaciálním reliéfem a intenzitou extraglaciálního zvětrávání. Rozhodně však není možné tyto rozdíly zdůvodnit rozdílnou litologií, neboť one-way ANOVA neprokázala na 95 % hladině významnosti signifikantní vztah mezi typem litologie a hodnotami k_h a k_s . Ovšem strukturní podmínky (zlomy, uspořádání puklinového systému, foliace) mají obecně vliv na tvar karů (Benn et Evans, 1998) a nelze jejich roli vyloučit ani v případě šumavských karů, což ostatně řada autorů zdůrazňuje (Votýpka, 1979; Raab, 1999; Housarová et Mentlík, 2004; Mentlík, 2006).

6.1.4. Diskuze rozdělení karů do skupin

Klasifikace karů uváděné v literatuře byly buď čistě popisné zohledňující genezi spolu s topografií či geologií (Rudberg, 1954; Trenhaile, 1976; Vilborg, 1977; Gordon, 1977) a nebo, jak je tomu ve většině klasifikací z poslední doby, zohledňují základní morfometrické

rozměrové a tvarové charakteristiky dohromady spolu s geologií či orientací karů (García-Ruiz et al., 2000; Ruiz-Fernández et al., 2009). Například García-Ruiz et al. (2000) rozdělili na základě vybraných morfometrických charakteristik (L, W, H, A, L/W, L/H) a za použití clusterové analýzy (minimalizace euklidovských vzdáleností a výběru z dendrogramu) 194 karů centrálních španělských Pyrenejí do 4 skupin. Vyšlo najevo, že některé environmentální proměnné (nadmořská výška, orientace a litologie) mají omezený vliv na tvar a velikost karu. Z diskriminační analýzy se u pyrenejských karů ukázalo, že nadmořská výška, orientace a litologie vysvětlují klasifikaci pyrenejských karů v 66 % případů. Zbytek přisuzují vlivu jiných faktorů jako např. zlomům, odolnosti hornin a preglaciálnímu reliéfu. Taktéž Evans (2006b, s. 167) při analýze lokální asymetrie v orientaci horských ledovců z celého světa zjistil, že závislost mezi orientací ledovců a jejich velikostí je méně významná než mezi orientací a střední nadmořskou výškou karu či počtem ledovců. Velikostní charakteristiky ledovců jsou pravděpodobně závislé na lokální topografii více než střední nadmořská výška ledovců (Evans, 2006). Jak tedy ukazují studie morfometrie karů z různých částí světa (Aniya et Welch, 1981; Evans et Cox, 1995; García-Ruiz et al., 2000; Federici et Spagnolo, 2004; Hughes et al., 2007; Ruiz-Fernández et al., 2009), nelze vliv uváděných faktorů na velikost a tvar karů nijak zevšeobecňovat, neboť je ve hře vždy více faktorů, ačkoliv to nevylučuje, že některý z nich bude dominantní.

Ve skupině karů Českého masivu se na základě úspěšnosti klasifikace pomocí GDA (Tab. 3) ukazuje existence těsného vztahu mezi stupněm přehloubení a morfometrickými charakteristikami. Ukázalo se, že úspěšnost klasifikace karů postavené na k_h a k_s je vzhledem k morfometrické bázi 81 %. Jinými slovy klasifikace karů založená na genetickém hledisku (k-křivka sensu Haynes, 1968) je kompatibilní s tříděním dle morfologického hlediska (morfologické indexy sensu Evans and Cox, 1995). Klasifikace karů dle stupně přehloubení uváděná v této práci koresponduje více s morfometrií karů než s environmentálními proměnnými sensu García-Ruiz et al. (2000), Ruiz-Fernández et al. (2009).

Odchytky v klasifikaci karů či nesprávné zařazení do skupin (Tab. 7), lze vysvětlit několika způsoby:

1. I když se ukazuje, že k-křivka má vztah (tzn. existuje signifikantní korelace) k některým morfometrickým charakteristikám (k_h vs. L/H (-0.50), 3D/2D (0.70), průměrný

sklon (0,62); k_s vs. L/H (-0,42), 3D/2D (0,65), průměrný sklon (0,61)), nese jiné informace a nelze ji morfometrickými metodami zcela nahradit. Jinými slovy existuje rozdíl mezi čistě morfologickými charakteristikami (sensu Evans et Cox, 1995) a genetickým hlediskem karu, které reprezentuje k-křivka (sensu Haynes, 1968).

2. Soubor standardně užívaných morfometrických charakteristik není úplný, resp. chybí další nezávislé rozměry či indexy, které by dokázaly lépe charakterizovat kar z genetického hlediska.

3. Při větší šířce souboru zkoumaných karů s obdobnou genezí, by z hlediska statistiky došlo ke snížení vlivu anomálně vyvinutých karů, což by mohlo vést k lepšímu vymezení skupin.

6.2. Role faktorů ovlivňujících vznik zalednění na Šumavě

Aby došlo v nějaké oblasti k rozvoji zalednění, musí být sněžná čára (ELA) níže než je maximální nadmořská výška reliéfu dané oblasti. Toho je možno dosáhnout v případě, že dojde ke snížení letních teplot a je též dostačující i množství sněhových srážek. Takto je umožněn nejprve vznik malých karových ledovců. Obecně se podoba výsledných glaciálních forem, popř. charakter zalednění, vnímá jako výsledek vlivu klimatu, nadmořské výšky, orientace a geologie (Derbyshire, 1968). Evans (2006b) se domnívá, že je obecně nadhodnocována úloha směru paleo-větrů při determinaci orientace karů (Evans, 2007, s. 181), kterébyly během chladných období sice mnohem silnější než dnes. Přesto se v orientaci karů odráží vliv více faktorů, i když orientace svahů se zdá být nejsilnější (Evans, 1977). Zásadní vliv má i preglaciální podoba původních údolí (Evans et Cox, 1995). V případě, že je ELA snížena dlouhodoběji, dochází ke vzniku rozsáhlejšího zalednění (Siegert, 2007, s. 866), které už není prakticky ovlivněno neklimatickými faktory.

6.2.1. Míra vlivu morfometrických a morfologických vlastností reliéfu na zalednění

Obecně je vyšší počet ledovců na severní polokouli vázán na polohy se severovýchodní a východní orientací (Evans, 1977). Platí to i pro Šumavu, ovšem nachází se zde i 5 karů s teplou orientací. Existence na jih orientovaných ledovců, resp. karů, je pokládána za doklad lokální variability v rozložení srážek, které umožňují zalednění (Hughes et al., 2007). Případy existence velkých na jih orientovaných karů jsou popisovány např. z oblasti Středomořských Alp (Federici et Spagnolo, 2004) či z Řecku (Hughes et al., 2007). Tento jev je zde spojován se zvýšenými sněhovými srážkami na svazích s jižní orientací způsobených převládajícím směrem větrů přinášejících srážky (Federici et Spagnolo, 2004). Evans (2006b, s. 168) taktéž upozorňuje na to, že mimo svívání sněhu z vrcholových částí hřbetů může působit i protichůdný faktor, tedy že v případě horizontálních srážek (při velké rychlosti větrů) je jejich množství vyšší na návětrných svazích. Pohyb tlakových útvarů během posledního chladného období pleistocénu byl odlišný od toho dnešního v závislosti na poloze polární fronty determinované zámrzem severního Atlantiku (COHMAP Members in Florineth et Schlüchter, 2000). Polární fronta tehdy ležela jižněji než dnes (cca na 44° s. š.). Tlakové níže se podél této fronty pohybovaly západovýchodním směrem a např. v severozápadním Řecku, kde byl popsán výskyt jižně orientovaných karů, produkovaly frontální srážky přicházející z jihozápadu (Hughes et al., 2007). Obdobným případem tedy mohou být na západ a jihozápad orientované kary ve středohorách západní a střední Evropy, kde převažovalo západní proudění (Isarin et Renssen, 1999). Srážky přicházející od západu spadly už na návětrné straně pohoří, čímž došlo ke snížení ELA a rozvoji mohutnějšího zalednění (delší splazy ledovců), jak je zdokumentováno ve Vogézách (Mercier et Jeser, 2004). Naopak ve Schwarzwaldu, který ležel v závětří Vogéz, takové rozdíly popisovány nejsou.

Mezi čtyři šumavské kary s mediánovou osou orientovanou nejbližší k jihu a tím i s největší plochou svahů orientovaných k jihu patří Hirschbach (azimut mediánové osy - 166°), Rachelsee (160°), Hirschbach II (125°) a Gr. Rachel - Alter See (124°). Na základě poznatků o klimatu během pleistocénu a analogiích z dalších evropských pohoří uvedených v rešerši a předchozím textu, lze předpokládat, že existence na jih orientovaných karů na Šumavě mohla být výsledkem hned několika možných situací:

1. Ledovce v karech s jižní orientací vznikaly na Šumavě v období, kdy bylo klima tak chladné, množství srážek natolik dostačující a tím i sněžná čára v nízké nadmořské výšce, že došlo k posílení pozitivního vlivu na bilanci ledovcové hmoty takových faktorů, jako byla existence vhodných akumulčních prostor (preglaciální údolní uzávěry, rozlehlé deflační plošiny) a směr větru, které vykompenzovaly nevýhody spojené s teplotou, jižní orientací. Roli sehrála i velikost ledovce nebo jeho vyživovací oblasti, jelikož větší ledovce reagují na klimatické změny pomaleji a jsou stabilnější (Bennett et Glasser, 2009). Zienert (1970) si všiml, že s jižně orientovanými kary v Krkonoších a Tatrách jsou vždy spojeny i nejnižší položené morény z celého pohoří. Vysvětluje to tím, že velké ledovce byly mnohem méně ovlivněny faktory jako insolace. Neuvažuje ovšem, že by roli mohly sehrát právě i lokální podmínky jako rozloha deflačních plošin apod. Morény jižně orientovaných šumavských karů (Hirschbach – 870 m n. m., Hirschbach II – 960 m n. m., Rachelsee a Alter See – 900 m n. m., podle Hauner, 1980), zasahují např. u karu Hirschbach relativně nízko, ale především jsou napojeny na rozsáhlé akumulční oblasti (akumulační oblast Hirschbach, celková plocha 2,9 km², Hauner, 1980). V detailu je to vidět i při srovnání Černého a Čertova jezer, kde je plocha deflační plošiny teplejšího karu Čertova jezera v poměru k rozloze glaciálního akumulčního segmentu reliéfu o téměř 50 % větší. Je tedy zřejmé, že nelze zcela ignorovat lokální topografické faktory na úkor insolace. Jelikož z výše zmíněných šumavských lokalit chybí data, která by blíže specifikovala stáří glaciálních forem reliéfu a tím klimatické podmínky období, za kterých vznikaly, nelze přímo říci, že by zalednění vázané na kary s jižní orientací proběhlo pouze za optimálnějších chladnějších a vlhčích podmínek.

2. Dále je možné, že šumavské ledovce s jižní orientací vznikaly v období, kdy většina srážek přicházela od jihu, resp. jihozápadu a ledovce tak vznikaly na návětrných svazích. Efekt návětrí a závětrí pro vznik a vývoj ledovců byl v evropských středohorách pozorován (Vogézy, Schwarzwald) (Mercier et Jeser, 2004; Huguet, 2007). Každopádně díky zvyšující se kontinentalitě klimatu směrem na východ do nitra evropského kontinentu lze předpokládat, že srážkové rozdíly na návětrných a závětrných stranách Šumavy nebyly tak markantní, jako např. u Vogéz, kde byl na západní straně pohoří popisován ledovcový splaz o délce až 40 km (Mercier et Jeser, 2004). Ledovce na obou stranách Šumavy měly přibližně podobný charakter, i když na bavorské straně byly pravděpodobně delší, jsou zde totiž popisovány doklady ledovce se splazem o délce až 7 km (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980). Tuto variantu

podporuje výskyt všech karů s jižní (resp. jihovýchodní) orientací na bavorské straně Šumavy. Podle Haunera (1980, s. 92) má 31 lokalit s výskytem karů, „karoidů“ nebo nivačních sníženin z celkového počtu 44 popisovaných v oblasti Rachel – Lusen J, JV, či JZ orientaci. Avšak ne u všech středohorských systémů lze počítat s tímto efektem. Například v Krkonoších, kde se nejdelší ledovce nacházely na jižní (české) straně pohoří a jejich splazy stékaly údolními jižního směru, bylo prostorové rozmístění ledovců predisponováno preglaciálním uspořádáním údolní sítě a polohou zarovnaných povrchů směrem k převládajícímu směru větrů a ne návětrím. To je dáno odlišným směrem hlavního hřbetu Krkonoš, který je se západním prouděním téměř paralelní.

3. Poloha šumavských ledovců v částech reliéfu s teplou orientací byla determinována čistě lokálními faktory, jako byla: existence a poloha deflačních plošin, lokální větry usměrněné topografií (anemoorografické systémy). Ke vzniku ledovců s jižní orientací mohla přispět i existence pro akumulaci vhodných údolních uzávěrů či strukturně predisponovaných svahových depresí. Tato varianta se zdá být nejpravděpodobnější nejen pro kary s teplou orientací, ale globálně pro kary celé Šumavy. Důvodem pro toto tvrzení je, že nebyla nalezena žádná jednoznačná vazba prostorového rozmístění karů např. na nadmořskou výšku či orientaci. Poznatky z mapování a morfometrické analýzy zájmové lokality karů Černého a Čertova jezera či z dalších lokalit (Prášilské jezero, jezero Laka, Mentlík 2006; Mentlík et al., 2010) ukázaly, že vznik ledovce na daném místě ovlivnila vždy kombinace několika faktorů a šumavské kary jsou výsledkem kombinovaného působení klimatických a neklimatických faktorů, jak naznačuje i koncept „šumavského karu“, (Mentlík, 2007). Často lze tedy velmi těžko odhadnout podíl jednotlivých vlivů, žádný nemusí být výrazně dominantní a podíl jednotlivých faktorů se navíc může měnit i v čase. Hughes et al. (2007) pro ledovce v severozápadním Řecku zjistili, že během mladších období pleistocénu (MIS 6 a MIS 5d - 2), kdy panovaly pro zalednění mezní klimatické podmínky, postupně získala větší vliv na utváření zalednění orientace svahů než v optimálních podmínkách, kdy dominovaly geologické poměry.

6.2.2. Kolísání nadmořské výšky sněžné čáry

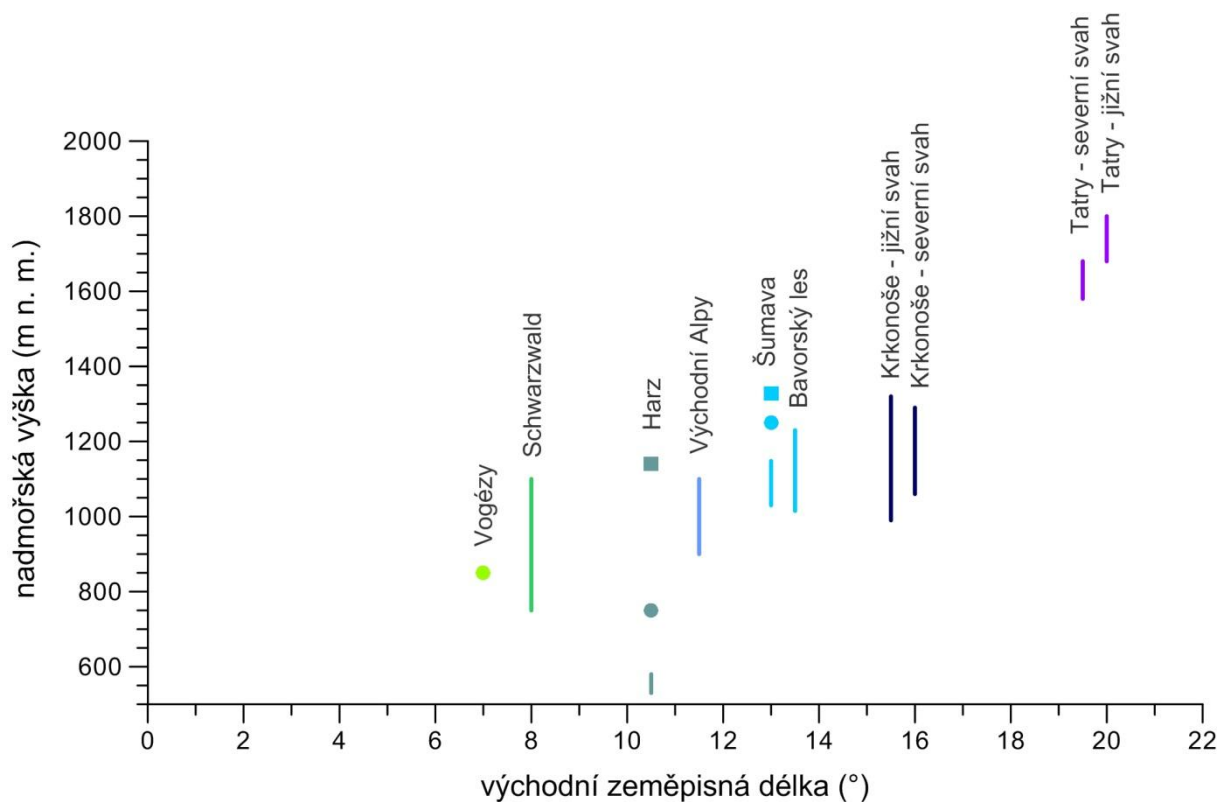
Diversifikace faktorů ovlivňujících bilanci ledovců se odráží v nadmořské výšce sněžné čáry, resp. čáry rovnováhy (ELA), a jejím kolísání.

ELA určená na základě reliktních glaciálních akumulací v zájmovém území Černého a Čertova jezera a v dalších částech Šumavy a uváděná v literatuře (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980; Mentlík, 2006; Vočadlova et Křížek, 2009) se pohybuje v rozmezí od 1015 m n. m. (Höfrova metoda, Hauner, 1980) do 1177 m n. m. (Höfrova metoda, Hauner, 1980). Na základě metod pracujících s jinými hodnotami než glaciálními relikty vychází výška ELA odlišněji. Vyšší hodnoty jsou dosaženy pro TP-ELA (vypočtena jako průměrná nadmořská výška deflačních plošin) a to 1240 m n. m. (oblast Prášilského jezera, Mentlík, 2006), 1250 m n. m. (oblast Černého a Čertova jezera, Vočadlova et Křížek, 2009) a 1328 m n. m. (oblast jezera Laka, Mentlík, 2006). Sněžná čára určená na základě průměru minimální nadmořské výšky dna šumavských karů je 1019 m n. m.. Hauner (1980) udává polohu firnové čáry pro bavorskou část Šumavy v oblasti Rachel-Lusen na 1030 – 1130 m n. m.. Na základě předchozích údajů, lze tedy předpokládat, že se ELA na Šumavě nacházela s největší pravděpodobností mezi 1050 a 1140 m n. m.. Plocha reliéfu Šumavy nacházející se nad úrovní 1050 m n. m. tvoří 440 km² se třemi hlavními centry: oblast SZ okraje Šumavy (masiv Grosser a Kleiner Arber, hřbet Královského Hvozdu, Pancíř), centrální Šumava (linie Falkenstein – Rachel - Lusen) a jižní okraj Šumavy (Třístoličník – Plechý – Smrčina). Velká plocha pohoří nacházející se nad úrovní odhadované pleistocénní sněžné čáry vedla k domněnce (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980; Raab, 1999; Mentlík, 2006, Reuther, 2007), že se ve vrcholových částech Šumavy nacházely malé firnové či ledovcové čapky, přičemž v jejich zázemí se ve výhodných polohách rozvinuly karové ledovce nebo ledovce alpského typu se splazy o délkách několika set metrů až prvních kilometrů. Na od Černého jezera 8 km vzdáleném sedle Arbersattel (1214 m n. m.) mezi vrcholy Kleiner Arber (1384 m n. m.) a Grosser Arber (1456 m n. n.) byly nalezeny subglaciálně deformované tilly (Raab, 1999) a glaciálních ohlasy (Reuther, 2007). Část vrcholové plošiny Grosser Arber (1456 m n. m.) nesoucí znaky glaciální eroze byla dle datování kosmogenními nuklidy ¹⁰Be obnažena před 61,5 ± 3,1 tis. lety, přičemž část bez těchto znaků před více než 98 tis. let (Reuther, 2007). Dle nejpravděpodobnějšího scénáře byla vrcholová část Grosser Arber během ranného würmu pokryta rozsáhlou ledovcovou čapkou s erozním působením na povrch, přičemž

během pozdního würmu už k eroznímu působení ve vrcholové části nedocházelo, neboť zde ležela už jen méně mocná firnová pokrývka (Reuther, 2007). Mentlík (2006) váže výskyt náhorních ledovců na relikty etchplénu s minimálním výskytem skalních útvarů a ležících nad pleistocénní klimatickou sněžnou čarou. Vrcholové partie zájmového území sice ležely v pleistocénu nad úrovní klimatické sněžné čáry, ovšem zatím zde nebyly nalezeny žádné doklady působení náhorního ledovce na reliéf. Ve vrcholových částech hřbetu Svaroh – Jezerní hora - Špičák se hojně vyskytují kryogenní formy reliéfu (kamenná moře, tory, kryoplanační stupně, skalní hradby), které vznikaly v periglaciálních podmínkách a nepodporují existenci náhorního ledovce v okrajových částech potenciálních deflačních plošin vymezených pro kary Černého a Čertova jezera. Výskyt ledovcových, resp. firnových a sněhových čapek je některými autory předpokládán i v Krkonoších (Šebesta et Tremel, 1976; Sekyra et Sekyra, 2002). Konkrétně byly popsány na Bílé louce na severním svahu Luční a Studniční hory (Sekyra et Sekyra, 2002). Na řadě míst vrcholových plošin Krkonoš lze ovšem nalézt doklady periglaciálního prostředí, např. strukturní půdy, soliflukční pokrývy (Tremel et al., 2010) a proto v těchto místech nelze předpokládat přinejmenším během pozdního würmu výskyt náhorního ledovce či firnové čapky.

Regionální nadmořskou výšku ELA lze zrekonstruovat i ze znalosti toho, která pohoří nesou pozůstatky po pleistocénním zalednění a která už ne. Prokazatelné pozůstatky po horském zalednění lze nalézt v pohoří Harz (Duphorn, 1967; Semmel, 1996) s nejvyšším vrcholem Brocken (1141 m n. m.), o zalednění Krušných hor (Klínovec - 1241 m n. m.) už existují pochybnosti a v severovýchodním Bavorsku ležící pohoří Fichtelgebirge (Smrčiny, nejvyšší vrchol Schneeberg – 1051 m n. m.) nebo Český les (Čerchov – 1042 m n. m.) už prokazatelně zaledněny nebyly. Z toho lze usuzovat, že se regionální sněžná čára nacházela v nadmořské výšce kolem 1050 – 1100 m a pohoří s výškou pod 1000 m n. m. už nebyla zaledněna.

Západovýchodní gradient würmské ELA byl určen zvyšující se kontinentalitou klimatu směrem na východ. Lze ho zrekonstruovat na základě polohy würmské sněžné čáry v jednotlivých pohořích řetězce evropských středohorských systémů (Vogézy, Schwarzwald, Harz, Šumava, Jizerské hory, Krkonoše) a srovnat s přilehlými velehorami (Tatry, Alpy). V systému evropských středohor (Obr. 41) lze vysledovat vzestupný západo-východní gradient v nadmořské výšce sněžné čáry.



Obr. 41. Srovnání nadmořské výšky pleistocénní ELA ve vybraných pohořích západovýchodního gradientu.

Pozn.: Kruhy a čtverce označují bodové hodnoty ELA, přímky rozmezí. Použity jsou hodnoty uváděné v literatuře a získané na základě rozdílných metod výpočtu. **Vogézy**: Wenzens (1987, metoda neuvedena); **Schwarzwald**: metody neuvedeny, Pfannenstiel et Rahm (in Ergenzinger, 1967), Erb (in Ergenzinger, 1967), Zienert (1967), Schreiner (1995); **Harz**: přímka - rozmezí nadmořských výšek nejnižší položených morén (Duphorn, 1968), kruh – nadmořská výška dna údolního uzávěru s glaciálními relikty, čtverec – nadmořská výška nejvyššího vrcholu Brocken; **Východní Alpy**: různé metody, syntéza podle Reuther (2007); **Šumava**: přímka - metoda MELM (Mentlík, 2006; Vočadlova et Křížek, 2009), kruh – TP-ELA pro Černé, Čertovo a Prášílské jezero, čtverec – TP-ELA pro jezero Laka (Mentlík, 2006; Vočadlova et Křížek, 2009); **Bavorský les**: Ergenzinger (1967, metoda neuvedena), Hauner (1980, Höfrova metoda, vlastní metoda), Reuther (2007, CFA, MELM, AAR); **Krkonoše**: Vitásek (1924, Höfrova metoda, CFA), Kuský (1948, poloha morén a okraj karu), Šebesta et Tremil (1976, Höfrova metoda), Migoň (1999, metoda neuvedena), Engel (2003, MELM, THAR); **Tatry**: Lukniš (1973, Höfrova metoda).

6.2.3. Charakter zalednění Černého a Čertova jezera

Dva v bezprostřední blízkosti ležící kary Černého a Čertova jezera jsou z pohledu paleoenvironmentálního zajímavé tím, že na nich lze pozorovat vliv odlišnosti podmínek (orientace, poloha vůči zdroji sněhu) na vznik a charakter zalednění. V Českém masivu nejde o ojedinělou lokalitu. V Krkonoších se nachází celá řada dvojic karů (Sněžné jámy, Studniční jámy, Kotelní jámy, Wielki a Mały Staw), ale žádná z nich nemá odlišné expoziční poměry a zdrojové oblasti sněhu.

Zalednění Černého jezeramělo větší intenzitu než u Čertova jezera, což dokládá větší počet akumulací (5 morénových valů oproti 3), výraznější morény a rozsáhlejší glaciální akumulací segment reliéfu. Nižší počet dochovaných morén v okolí Čertova jezera mohl být způsobený tím, že během chladných období nebylo množství srážek dostačující k tomu, aby méně mocný ledovec zvětšil svůj objem a získal tak erozní a akumulací potenciál na vytvoření nových morén, a tak došlo pouze ke zpomalení jeho ústupu. Tomuto by odpovídalo, že malé ledovce jsou obecně mnohem senzitivnější na klimatické změny a tak i malý vzestup ELA může vést k jejich výraznému ústupu. Obzvlášť pokud se nacházejí ledovce např. na svazích s menšími sklony, kdy se při zvýšení nadmořské výšky regionální sněžné čáry ocitne v ablační zóně větší plocha ledovce (Bennett et Glasser, 2009). V případě ledovce Čertova jezera jeho ústup posílil i fakt, že se jeho podstatná část nacházela na svazích s teplou orientací a ledovec byl znevýhodněn vyšší insolací (morény Čertova jezera o 15 % vyšší HLI než morény Černého jezera). V případě plochých částí reliéfu (sklon cca do 15°) s jižní orientací je přímá insolace vyšší u na sever orientovaných svahů, pakliže jsou svahy příkřejší, je insolace vyšší u jižně orientovaných svahů (Isard, 1983). Znevýhodnění akumulací částí ledovců v na jih orientovaných karech je tedy evidentní. Problémem mohla být též krátká doba trvání chladné oscilace, která nebyla dostačující k tomu, aby ledovec expandoval. Jak je známo z oblasti Kleiner Arbersee, k tvorbě morén mohlo na Šumavě docházet i během relativně krátkého období pár set let (Reuther, 2007). Další možností je, že ledovec nemusel vytvořit novou morénu, ale mohl přepracovat nějakou starší. V literatuře jsou popsány případy, kdy mladší moréna překryje nebo kompletně pohltí části starší morény a to v případě, kdy je letní ústup malý a/nebo zimní postup mnohem výraznější než obvykle (Evans, D.J.A., 2007). Bohužel bez údajů o stáří jednotlivých morén, jde pouze o hypotézu.

Morény Černého i Čertova jezera vznikly během dvou oscilačních fází. Nejdříve došlo k vytvoření vnějších (tzn. nejstarších) čelních a bočních morén, pak následoval výrazný ústup ledovce (vznik pravděpodobně „hummocky moraine“ ve smyslu morén s kopečkovitou nepřehlednou topografií), načež se v poslední fázi postupu ledovce vytvořily morény hradící jezero. Velmi podobnou situaci lze vypořádat i u rozložení morén Kleiner Arbersee, kde se mezi valy WII a WIII nachází prostor bez valů popisovaný právě jako hummocky moréna o délce kolem 400 m (Raab, 1999).

Pozice morén Černého a Čertova jezera, kdy se pravé boční morény nacházejí výše než levé boční morény (až cca 30 m u Čertova a až cca 85 m u Černého jezera) poukazuje na asymetrii v mocnosti ledovce (opět obdobná situace i u Kleiner Arbersee). Ta by mohla být vysvětlena nerovnoměrnou distribucí tepelného požitku (HLI, resp. insolací reliéfu) na obou lokalitách umocněné asymetrií ve sklonech bočních svahů karů. Pravá strana glaciálního akumulčního segmentu reliéfu má výhodnější chladnější orientaci a nižší HLI. Ledovce v těchto místech měly lepší podmínky pro svou existenci, dosahovaly vyšší mocnosti a mohly tudíž zatlačit morény vysoko do strmého svahu. Oproti tomu levé části glaciálního akumulčního segmentu reliéfu měly vyšší hodnoty tepelného požitku, ledovce zde byly vystaveny většímu tepelnému zatížení a nemohly dosáhnout takové mocnosti jako ve své pravé části. Pravé morény Černého jezera jsou spojeny s částí karu vykazující nejvyšší stupeň přehloubení a mající nejvýhodnější polohu vůči deflační plošině. Shodně u obou karů nejvíce ustoupila ta část karové stěny, která leží nejbližší k deflační plošině. U karu Čertova jezera bylo ovšem nevýhodou, že část karu nejbližší k deflační plošině měla jižní a jihovýchodní orientaci. Vrcholové plošiny působící jako zdrojové oblasti sněhové hmoty v zájmovém území nezaujímají takovou rozlohu, jako je tomu např. v Krkonoších (Migoń, 1999), a mají spíše protáhlý tvar. Je pravděpodobné, že rozloha deflačních plošin byla v době vzniku ledovce ještě o něco málo větší než dnes, kdy jsou do zbytků zarovnaných povrchů zahloubeny kary. Ledovec Černého jezera byl dotován z deflační plošiny s rozlohou o 19 % vyšší než ledovec Čertova jezera. Vztáhneme-li však rozlohu odpovídajících plošin k rozloze jednotlivých karů, zdrojová oblast ledovce Černého i Čertova jezera byla o 1/3 menší než samotné kary. Poměr plochy deflačních plošin a glaciálního akumulčního segmentu reliéfu Černého jezera vychází obdobně, ale u Čertova jezera je tento poměr zcela opačný a deflační plošina je o 46 % větší než rozloha glaciálních akumulací. Rozloha glaciálních akumulací Černého jezera je řádově

vyšší (166 %) než je tomu u Čertova jezera. Výraznější rozdíl je i v přísunu HLI na hektar, oblast karu a glaciálních akumulací Čertova jezera má o 1/3 vyšší hodnoty. Znamenalo by to, že relativně malý rozdíl v rozloze deflačních plošin a srovnatelný rozdíl ve velikosti karů by zapříčinil tak diametrální rozdíl v rozloze glaciálních akumulací. Nabízí se tudíž vysvětlení, že rozdíl v akumulaci sněhu (bilanci ledovcové hmoty) byl způsoben rozdílem v insolaci a umocněn o rozdíl v plochách deflačních plošin obou karů.

Jakým způsobem ovlivňují různé faktory prostorové rozmístění zalednění, lze demonstrovat na následujícím příkladu. Sofron a Štěpán (1972) zmínili v oblasti Černého a Čertova jezera existenci anemoorografického systému Bílé Řezné (Weisser Regen). Dá se předpokládat, že tento systém zde fungoval při západním proudění i v chladných obdobích pleistocénu. Nabízí se však otázka, zda zde nemohl fungovat ještě jeden takový systém a to v údolí Úhlavy. Toto údolí je velice hluboké (přes 500 m výškového rozdílu mezi Jezerní horou a dnem údolí v jeho horní části) a má totožný směr s údolím Bílé Řezné. Překážkou ovšem mohlo být, že je ve své dolní části, tedy v místech, kde mohly být „nasávány“ vzduchové hmoty, otevřené k severu, tedy mimo hlavní směr větrů. Oproti tomu údolí Bílé Řezné má na dolním toku převážně západovýchodní směr. Navážeme-li na předchozí kapitolu, vyjdeme z analogie situace v okolí Čertova jezera a předpokládáme existenci anemoorografického systému údolí Úhlavy, pak by měl například i závětrný svah hřbetu s vrcholem Pancíř (1214 m n. m.) vykazovat znaky glaciální modelace. Vrchol Pancíře dosahuje dostatečné nadmořské výšky nad úrovní sněžné čáry předpokládané pro tuto oblast (viz Tab. 10), je vzdálený jen 4,5 km vzdušnou čarou od karu Čertova jezera, závětrný svah má totožnou orientaci vůči světovým stranám jako kar Čertova jezera, ve vrcholové partii hřbetu se nachází plochá část reliéfu, která by se dala považovat za malou deflační plošinu, geologicky se jedná o stejnou jednotku. Z digitálního modelu reliéfu jsou sice ve východním svahu hřbetu Pancíře v místech prameniště Slatinného potoka a Řezné vidět výrazně zařízlé svahové deprese, ale zalednění na tomto místě nebylo nikdy popisováno. Je možné, že se jedná o nivačně přemodelované sníženiny, což by mohl potvrdit terénní výzkum. Samotná existence příhodného vzdušného proudění, orientace, morfologie, deflační plošiny tedy nestačí. Důležitá je „správná“ kombinace těchto podmínek. Například, jak uvádí Migoň (1999), u deflačních plošin není rozhodující jejich plocha, ale též jejich kompaktnost, tzn. jejich tvar – poměr mezi délkou a šířkou. Čím je tento poměr vyšší, tím je plošina kompaktnější a vhodnější pro akumulaci

sněhu. Migoń uvádí dvě krkonošské plošiny (Śmielec, Kotel), které i přes svou malou plochu (0,35 a 0,3 km²) mají ve svém zázemí vyvinuty kary. Jejich koeficient poměru délky a šířky je ovšem ze sledovaných krkonošských plošin nejvyšší (0,58, 0,8). Deflační plošiny nad Černým a Čertovým jezerem mají plochy srovnatelné (0,58 a 0,3 km²), ale poměr délky a šířky je o polovinu nižší a odpovídá spíš kategorii krkonošských plošin, na které je vázán nevýrazný glaciální reliéf či glaciální modelace chybí (sensu Migoń, 1999). Ovšem plošina nad Velkou kotlinou v Hrubém Jeseníku, kde se nachází glaciální reliéf, je na tom podobně, jako oba šumavské kary. Tato zjištění podporují tvrzení Evanse (1977) o nadhodnocování role sněhu svívaného z deflačních plošin do karu jako hlavního faktoru determinující vznik ledovce a dávají větší váhu na míru radiace a další faktory. Při formování šumavských karů byl z hlediska jejich vývoje například nezanedbatelný též puklinový systém a foliace (Votýpka, 1979; Raab, 1999; Housarová et Mentlík, 2004; Mentlík, 2006).

Rozdíly mezi kary Černého a Čertova jezera lze nalézt i v morfologii jejich pánve. Černé jezero má pánev členěnou do dvou částí podobně jako Rachelsee a Grosser Arbersee. Zatímco Čertovo jezero má pánev nečleněnou. Hauner (1980) rozčlenění pánve v případě Rachelsee vysvětluje tím, že v distální části pánve (blíže k jezerní hrázi) ležel ledovcový splaz a část blíže ke karové stěně byla akumulací oblastí ledovce. Zároveň zmiňuje, že se na dně jezera mezi oběma částmi nacházejí velké bloky. V případě Černého jezera, kde je předpokládána existence ponořené morény rozdělující pánev Černého jezera (Vočadlová et al., 2007), se v nejmladší fázi zalednění zřejmě nacházela akumulací oblast ledovce v části pánve blíže ke karové stěně a mělká pánev už zaledněna zřejmě nebyla. Odběr a datování dnových sedimentů prozatím nebylo provedeno a tudíž se jedná pouze o domněnku.

6.3. Lokální a regionální paleoenvironmentální záznamy vývoje přírodního prostředí na Šumavě

Z publikovaných prací z oblasti Šumavy je zřetelné, že se zde nacházejí čtyři typy přírodních archivů proxy dat, ze kterých je možno vycházet při interpretaci vývoje přírodního prostředí pozdně glaciální a holocenní přírody: **glaciální sedimenty a tvary reliéfu (morény), horská rašeliniště, sedimenty ledovcových jezer a zazemněná jezera (dnes rašeliniště)**. Právě posledně zmiňovaná zazemněná jezera v sobě skrývají velký potenciál pro paleoenvironmentální výzkumy a to ať už se jedná o rašeliniště na dnech karů nebo v mezimorénových depresích.

6.3.1. Glaciální sedimenty a akumulční tvary reliéfu na Šumavě

Ledovcové akumulace představují složitý systém odrážející působení různorodých procesů transportu, sedimentace a degradace mrtvého ledu. V glaciálním akumulčním segmentu reliéfu lze kromě toho vysledovat stopy postglaciálních remodelačních procesů, které fungovaly a fungují několik tisíc let po deglaciaci. Primární údaje, které výzkumy zalednění na Šumavě poskytly, byly také polohové a morfologické charakteristiky glaciálních akumulčních forem reliéfu. Popis prostorového rozmístění morén umožnil vznik základních představ o chronologii a charakteru šumavských ledovců. Na Šumavě byly popsány především morény würmského zalednění, relikty risského zalednění (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980), jak je diskutováno v kap- 3.2.1., jsou při absenci absolutního datování značně spekulativního charakteru. Relikty glaciálních akumulací v nadmořských výškách 720 – 840 m n. m. a vzdálenosti několik kilometrů od karů popisované některými autory (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980) by nemusely být risského stáří, ale z období MIS 3.

6.3.1.1 Morény

Na základě analogie s morénami z oblasti Kleiner Arbersee (Raab, 1999; Reuther, 2007), Prášílského jezera a jezera Laka (Mentlík, 2006; Mentlík, 2010 a 2011) a morfologie morén (ve smyslu „čerstvosti“ forem) v zájmovém území lze s téměř stoprocentní jistotou

tvrdit, že i akumulace v okolí Černého a Čertova jezera pochází z období LGM a mladšího. Stáří morén Černého jezera bylo určováno pouze relativním datováním, kdy byla ověřena časová souslednost jednotlivých valů (Vočadlova, 2006). Absolutní datování glaciálních sedimentů v zájmových územích nebylo dosud provedeno. Výzkum sedimentů v rašelinšti mezi levými bočními morény a karovou stěnou Černého jezera ovšem poskytl rámcovou představu o vývoji přírodního prostředí během deglaciace. Na bázi profilu odebraného ve zmiňovaném rašelinšti byly nalezeny limnické sedimenty s exoskopickými znaky glaciálního transportu a stářím $17,57 \pm 1,97$ tis. let BP. V podloží limnických sedimentů byly navrtány zvětralé svorové klasy. Z profilů GPR vedených pánví rašelinště nelze přesně rozeznat, zda se v podloží sedimentární výplně nachází skalní podloží, morény či jen vrstva zvětralin. Vzhledem k poloze rašelinště vůči bočním morénám Černého jezera, se lze domnívat, že pánev vznikla sevřením plošší části karového stupně mezi morény a karovou stěnu. Zajímavá je podobnost Černého a Čertova jezera nejen v rozložení morénových valů, ale i v existenci velkých rašelinšť na kraji levých bočních morén pod karovou stěnou na obou lokalitách. V případě rašelinště u Čertova jezera se jedná o aktivní vrchoviště na mírném svahu při úpatí karové stěny s porostem mladých smrků, přičemž jeho max. hloubka zjištěná sondáží byla pouze 140 cm.

Při bližším pohledu na prostorové rozmístění morén v okolí Černého a Čertova jezera a dalších šumavských lokalit, pomineme-li akumulace připisované ledovcům o délce několika kilometrů (Ergenzinger, 1967; Hauner, 1980), si lze u většiny z nich všimnout nápadných společných rysů: 1. Ve všech dosud podrobně zmapovaných oblastech Šumavy lze nalézt morény max. několik set metrů od karového stupně, resp. jezera. 2. Lze odlišit dva základní prostorové shluky morénových valů - skupina vzdálenějších čelních morén (resp. s přidruženými valy ústupových morén) a skupinu morén uzavírajících karu (jezerní pánev). Mezi těmito dvěma skupinami se často nachází prostor bez výrazných valů někdy popisovaný jako „hummocky moraine“ (Raab, 1999; Vočadlova et al., 2007), který zřejmě značí fázi rychlé degradace ledovce a jeho ústup směrem do karu. Toto prostorové rozmístění, které je viditelné u morén Černého jezera (Vočadlova et al., 2007), Čertova jezera, Kleiner Arbersee (Raab, 1999), Rachelsee (Hauner, 1980) a Schwarzbach (Reschwasser, Hauner, 1980), poukazuje na dvojfázové zalednění velkých šumavských karů. V souvislosti s datováním morén v okolí Kleiner Arbersee (Reuther, 2007), by se dalo tvrdit, že vzdálenější čelní a

ústupové morény odpovídají období LGM a krátce po něm a karové morény jsou výsledkem stadiálního výkyvu nejstaršího dryasu (Oldest Dryas). Takovouto chronologii předpokládal již Hauner (1980), jehož „Steigenhütte-Serie“ odpovídá čelním morénám a „See-Serie“ jezerním morénám, jejichž stáří odhadoval podle chybějícího soliflukčního pokryvu na mladší dryas. Nejasnosti do celého konceptu vnesly poslední výsledky podrobného geomorfologického výzkumu provedený v okolí Prášílského jezera a jezera Laka. Zde bylo Mentlíkem (2006) na základě geomorfologického mapování, relativního datování bloků morén (Schmidt hammer test, stupeň zvětrání skalního povrchu) a vrtu v rašeliništi Stará jímka vytvořena chronologie deglaciace, která byla korelována s fázemi deglaciace Alpské a severoatlantské oblasti (Mentlík, 2006; Mentlík et al., 2010). Tato chronologie v základních rysech odpovídala výsledkům Reuther (2007) z Kleiner Arbersee a záznamu ze sedimentů Plešného jezera (Pražáková et al., 2006), tedy konceptu navrženému výše. Ovšem po provedení datování nuklidů ^{10}Be na morénách v okolí Prášílského jezera (Mentlík, 2011) se však ukázalo, že morény nejstarší fáze (malý údolní ledovec) jsou minimálně z období před 15,2 tis. lety BP, akumulace kamenného ledovce hradícího Starou jímku z období před cca 14 – 15 tis. lety, vnější val hradící jezero ze staršího dryasu a vnitřní val z první poloviny mladšího dryasu. Zdá se tedy, že otázka společné chronologie Šumavy jako celku bude podstatně složitější a oscilace jednotlivých ledovců budou závislé nejen na klimatických faktorech, ale i čistě lokálních. Podobně se i při výzkumů zalednění v Krkonoších ukázalo, že při aplikaci moderních metod absolutního a relativního datování reliktní zalednění, často dochází k zásadnímu přeformulování starších představ o charakteru vývoje reliéfu (Chmal et Traczyk, 1999; Braucher et al., 2006; Carr et al., 2007; Engel et al., 2011). Je nutné brát v úvahu, že údaje získané datováním nuklidů ^{10}Be většinou nedosahují takové přesnosti jako radiokarbonové datování. Pro zevšeobecnění a vytvoření chronologie morén pro celé pohoří je tedy třeba získat data z dalších oblastí a moderními metodami ověřit původ akumulací popisovaných ve starších pracech.

6.3.1.2. Glaciální sedimenty

S výzkumem věnovaným glaciálním akumulacím a jejich prostorovému a časovému zařazení souvisí i analýzy vnitřního uspořádání morén, které umožňují na jedné straně ověřit genezi glaciálních tvarů, na druhé straně definovat společné znaky jejich sedimentů. K tomu slouží především sedimentologické metody - morfologie klastů a exoskopie křemenných zrn.

Na křemenných zrnech všech vzorků odebraných z morén Černého jezera byly identifikovány signifikantní znaky glaciálního opracování. Navíc bylo prokázáno, že je možné od sebe odlišit jednotlivé typy morén (čelní, boční, „hummocky“) a vytvořit tak exoskopické standardy pro určování typů šumavských morén (Křížová et al., in review).

Podle usměrnění klastů je možno rekonstruovat tok ledu během ukládání materiálu (Evans et Benn, 2004). Směr klastů na pěti odběrových místech potvrdil, že se ledovec pohyboval podél toku dnešního Černého potoka, jehož údolím pak odtékaly tavné vody. Po ustoupení ledovce do karu, odtékaly tavné vody prostorem mezi pravými a levými bočními morénami. Klasty v čelní moréně mají relativně chaotické uspořádání, které zřejmě odráží procesy související s rozplavováním a degradací čelní morény po ústupu ledovce směrem ke karu a v postglaciálním období. Klastová analýza z odběrových míst v pravých bočních morénách (lok. č. 3 a 4) ukazuje sice velkou shodu v opracování částic (RA) i tvaru klastů (C_{40}), přičemž v shodu ve směru klastů není tak jednoznačná. Vzorky z valu na pravém břehu Černého potoka (lok. 4, val 2Pa) jsou spíše subhorizontálně uloženy (sklony a-osy max. 15°) a více usměrněné než vzorky na protějším břehu. Lze tedy připustit, že by se v případě valu 2Pa a 2Pb mohlo jednat o stejnou akumulaci, ovšem jednoznačně to nelze potvrdit.

Morén Černého jezera mají obecně zploštělé ostrohranné a poloostrohranné klasty. Trojúhelníkové diagramy tvarů klastů a hodnoty indexu C_{40} odpovídají spíše pasivně (např. englaciálně, supraglaciálně, subaericky) transportovaným klastům (vysoký index C_{40}) s částečnými znaky aktivního (subglaciálně modifikovaného) transportu (sensu Benn et Ballantyne, 1994). Stejně tak i zaoblení klastů (vysoký podíl subangulárních a angulárních klastů) odpovídá spíše klastům vzniklým mrazovým zvětráváním. Takovéto výsledky nejsou na Šumavě ojedinělé. Nižší stupeň zaoblení ve srovnání se skandinávskými ledovci (Benn et Ballantyne, 1994; Evans et Benn, 2004) vykazovaly analyzované klasty morén nejen Černého jezera, ale i Prášílského jezera (Mentlík, 2006), jezera Laka (Mentlík, 2006) a Kleiner Arbersee (Raab, 1999). Rozdíly v zaoblení klastů jsou obecně vysvětlovány různou délkou transportu a odlišnou částí ledovce, ve které jsou klasty transportovány (např. subglacial till, melt out till, sensu Bennet et Glasser, 2009). Na Černém jezeře prošly klasty jen velmi krátkým transportem (max. několik set metrů) a tak si zachovaly zčásti původní charakteristiky klastů vzniklých mrazovým zvětráváním. Hauner (1980, s. 108) na vzorku klastů z morén v oblasti Roklanu (údolí Kleiner Regen) a Luzného (údolí Reschwasser) porovnával, jak se mění stupeň

zaoblení, s délkou transportu. Podíl ostrohranných (něm. kantig) a poloostrohranných (něm. kantengerundet) klastů klesl po transportu na vzdálenost 3 – 4 km z 90 % na 70 %. Také klasty z glaciálních sedimentů transportovaných údolním ledovcem Labského dolu v Krkonoších vykazovaly mnohem větší stupeň opracování, s nízkými hodnotami ^{40}C a s hodnotami RA pod 20 (Engel et al., 2010). Tvar klastů je mimo délky transportu a transportního média navíc ovlivněn i litologií (Benn, 2007). V případě Černého i Kleiner Arbersee byly všechny analyzované klasty tvořeny svory, které mají tendenci štěpit se podél ploch foliace na plošší a ostrohrannější části. Z výše uvedených důvodů (krátký transport, typ horniny) je třeba k srovnávání tvarových charakteristik klastů přistupovat obezřetně.

6.3.2. Horská rašeliniště, zazemněná jezera a sedimenty ledovcových jezer

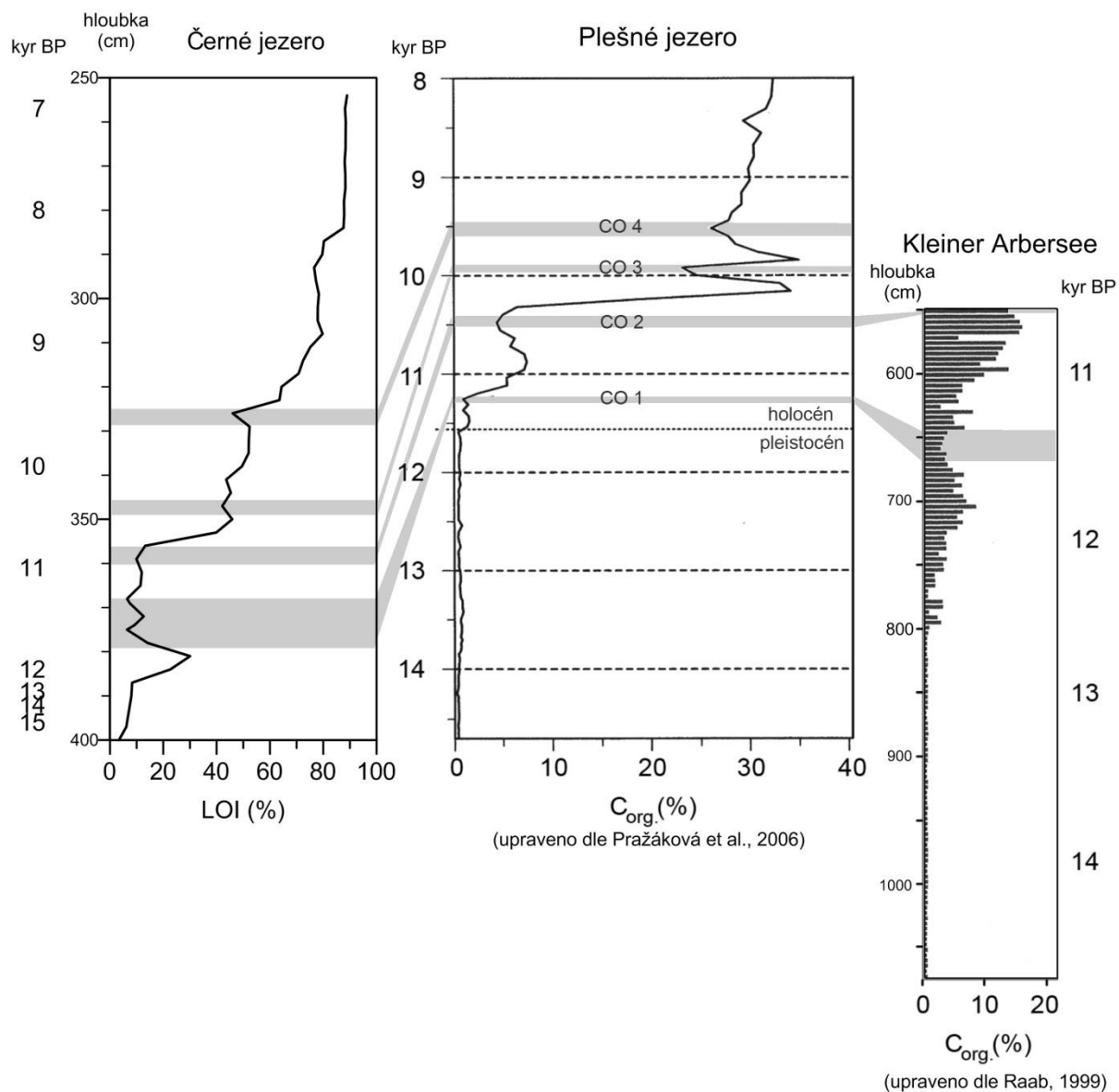
Doplňujícími informacemi k datům získaným z glaciálních akumulací jsou záznamy pocházející z organogenních sedimentů. Horská rašeliniště, a především dnové sedimenty šumavských ledovcových jezer a zazemněných jezer představují nejzajímavější záznamy vývoje glaciálního a postglaciálního přírodního prostředí na Šumavě. Rašeliniště nacházející se v glaciálních akumulacích segmentech reliéfu a na plošinách v karových stěnách poskytují data z bezprostředního okolí pleistocenních ledovců. V zájmovém území okolí Černého a Čertova jezera byla provedena sondáž hloubek pánví pokrytých rašeliništi v glaciálním akumulacím segmentu reliéfu. Většina rašelinišť byla rozlohou velmi malá (řádově pár metrů čtverečních), mělká (hloubky do 1 m) nebo jimi protékala vodoteč, která mohla narušit kontinuitu sedimentárního záznamu epizodickým proplachováním pánve rašeliniště. Jako nejzajímavější se nakonec ukázalo rozsáhlé rašeliniště v pánvi o ploše cca 0,5 ha v levých bočních morénách Černého jezera s bází tvořenou limnickými sedimenty. Na Šumavě lze nalézt několik takových lokalit a jistě jich bude mnohem více, především na bavorské straně. Za zmínku stojí následující: dno karu Alter See (JV svah Grosser Rachel), rašeliniště Rachelbach (předpolí karu Alter See), dno karu Kleiner Rachel (Nördlicher Rachelkar sensu Hauner, 1980, s. 97), dno karu Hirschbach II (Gruftbach sensu Hauner, 1980), dno karu Schwarzbach (Bärenriegelkar sensu Hauner, 1980, s. 97), Stará jímka (Mentlík et al., 2010), nebo mezimorénové deprese v předpolí Kleiner Arbersee (Raab, 1999). To, že jsou tyto lokality důležitým zdrojem informací doplňujícím záznamy z limnických

sedimentů šumavských ledovcových jezer, se ukázalo i na případě záznamu z rašeliniště v morénách Černého jezera.

Nejstarší doklady organogenní sedimentace v rašeliništích na Šumavě spadají již do období před 13 tis. lety, kdy začaly vznikat nejdříve rašeliniště v okrajových částech pohoří (Malá niva, údolí Vltavy, 755 m n. m., starší dryas/Bølling) a pak postupně i ta ve vyšších polohách (např. Rokytecká slať, 1120 m n. m., báze v hloubce 620 cm, stáří cca 10,75 – 11,17 tis. kal. let BP; Svobodová et al., 2002). Tvorba rašelinišť byla odezvou na výrazné oteplení (o $4 \pm 1,5$ °C během několika let, před 11 270 lety) po skončení chladné suché preboreální oscilace (cca 11 400 – 11 270 kal. let BP), která se projevila v sedimentárních záznamech na řadě evropských lokalit a v křivce $\delta^{18}\text{O}$ v grónském ledovci (Björck et al., 1998; Birks et Ammann, 2000; Bohncke et Hoek, 2007; Kobashi et al., 2008). Tato chladná oscilace (PBP) je zachycena i v záznamu z profilu v rašeliništi u Černého jezera analyzovaném v této práci. Projevuje se výrazným poklesem na křivce LOI, ale např. i v průběhu křivky MS či Rb, začíná v hloubce kolem 380 cm a následuje po silně organické vrstvě (381 – 382,5 cm). Podle age-depth modelu odpovídá tato výrazná změna stáří 11,4 tis. kal. let BP. K depozici organického materiálu v limnických sedimentech na dně rašeliniště u Čertova jezera došlo už dříve, na křivce LOI nárůst začíná před 15,6 – 14,9 tis. kal. lety BP (hloubka 400 cm). Do tohoto období spadá i nárůst množství pylů zachycených v sedimentu. Nárůst produktivity jezer během mladšího dryasu souvisel zřejmě s obohacováním povodí o nutrienty pocházející z eroze (Brauer et al., 1999). Báze profilů odvrtných v Plešném jezeře a Kleiner Arbersee jsou jen o něco málo mladší než v rašeliništi u Černého jezera, u Plešného jezera byla báze odebraného jádra datována na 14,6 tis. let BP (v hloubce 5,4 m; Pražáková et al., 2006), v téměř v dvojnásobné hloubce sedimentů Kleiner Arbersee bylo zjištěné stáří $14\,653 \pm 578$ let BP (Raab, 1999). Přejít mezi minerogenní částí profilu rašeliniště Černého jezera a nad ním ležícím sedimentem obsahujícím větší podíl organických látek (tzn. počátek vzestupného trendu obsahu uhlíku – LOI, Obr. 42) leží u rašeliniště Černého jezera v hloubce cca 368 cm (11,2 tis. kal. let BP). Ukládání vysoce organogenního sedimentu (gyttja) začalo u Černého jezera cca před 10,8 tis. lety BP (hloubka 355 cm, LOI > 40 %). Rozhraní minerogenních a organogenních sedimentů (tzn. počátek kontinuálního nárůstu C_{org} ve směru od báze k povrchu profilu) bylo v Plešném jezeře zaznamenáno shodně před 11,2 tis. kal. let BP (hloubka 307 cm; Pražáková et al., 2006). V období před 10,4 tis. lety se začal v Plešném

jezeře vytvářet sediment silně obohacený o organický uhlík (nárůst C_{org} na 35 %). U profilu z Kleiner Arbersee se podíl organického materiálu v sedimentu kontinuálně zvyšoval směrem k povrchu od hloubky cca 640 cm, která z age-depth modelu (sestaven na základě radiokarbonových dat in Raab, 1999) odpovídá 11,3 tis. kal. let BP. V hloubce 570 cm (stáří $10\,515 \pm 375$ kal. let BP, datování in Raab, 1999) se začala ukládat silně rozložená rašelina („stark zersezter Torf“, popis profilu in Raab, 1999), spíše se však jednalo o gyttju (obsah $C_{org} > 15$ %). Existence sedimentu tohoto typu na dně Kleiner Arbersee by mohla dokládat to, že na začátku holocénu měla část Kleiner Arbersee, obdobně jako rašeliniště u Černého jezera, charakter mělkého jezera, resp. mokřadu a nevylučuje možnost, že se po určitou dobu vyvíjela v suabaerickém prostředí. Dokládá to i výrazný pokles pylů vodních rostlin a výskyt mokřadních druhů zaznamenaný v pylovém diagramu Kleiner Arbersee (Raab, 1999). Menší rozloha Kleiner Arbersee než je ta dnešní, je zdokumentována i v historickém období (v r. 1885 plocha jezera navýšena z 2,7 na 9,4 ha, Raab, 1999). Toto jezero je i přesto poměrně mělké (max. 7,3 m) a v jižní části blízko karové stěny dochází k jeho zazemňování, uvnitř jezera se také nachází tzv. plovoucí rašelinné ostrůvky.

U všech tří zmíněných sedimentárních záznamů se počátek zvyšování obsahu organického materiálu shoduje s výrazným oteplením na přelomu mladšího dryasu a preboreálu (o $10 \pm 4^\circ\text{C}$ během cca 250 let), které bylo před 11,2 tis. lety následováno chladnou PBO (Björck et al., 1997; Kobashi et al., 2008). Ze srovnání křivek obsahu organického materiálu v Kleiner Arbersee, Plešném jezeře a rašeliništi u Černého jezera vychází, že sedimentace vysoce organogenního materiálu započala na všech lokalitách přibližně ve stejnou dobu, cca před 10,5 tis lety. Ta spadá do období ohraničeného dvěma ranně holocénními epizodami ochlazení (10,8 – 10,9 a 10,2 – 10,4 tis. let BP) způsobenými změnami v cirkulaci severního Atlantiku (Seppä et al., 2002). Už jen ze srovnání obsahu organického materiálu v limnických sedimentech Plešného jezera, Kleiner Arbersee a pánve rašeliniště v morénách Černého jezera je vidět synchronnost ve vývoji všech tří lokalit a to i přesto, že se Plešné jezero nachází téměř 70 km směrem na JV od zbývajících dvou lokalit.



Obr. 42. Korelace záznamů obsahu uhlíku v rašeliništi u Černého jezera, v limnických sedimentech Plešného jezera (upraveno dle Pražáková et al., 2006) a Kleiner Arbersee (upraveno dle Raab, 1999). CO 1 – CO 4 chladné oscilace identifikované v Plešném jezeře (Pražáková et al., 2006).

6.3.3. Klimatické oscilace v šumavských proxy datech

Z pohledu klimatických změn a změn přírodního prostředí v okolí Černého jezera bylo nejdynamičtější období cca 8 – 17,5 tis. let BP zachycené zhruba v hloubce 300 – 520 cm odebraného profilu. Tato část se projevuje největší rozkolísaností naměřených charakteristik (pyly, zrnitost, magnetická susceptibilita, LOI, geochemická data) (Obr. 43). Sedimentární

profil, který by sahal až do období na konci LGM jako v tomto případě nikde na Šumavě zpracován není. Podobné takto dlouhé sedimentární záznamy spojené se zaledněním v horských oblastech lze nalézt na našem území jedině v Krkonoších (Engel et al., 2010). V odebraném profilu v hloubkách 300 – 520 cm lze rozlišit pět úseků markantních změn v trendu naměřených charakteristik (zrnitost, magnetické susceptibility, LOI, obsahu prvků: Rb, P, S, Al/Si, Zr/Ti, Rb/K) a to kolem hloubky 330 - 355 cm, 380 cm, 410 cm, 440 cm a 480 cm (Obr. . Dva nejsvrchnější úseky v ranně holocénní části profilu jsou korelovatelné i s botanickými proxy (např. s indikátorem Pinus+Betula či Quercetum mixtum). Jak se ukázalo, tyto náhlé změny (poklesy i nárůsty) byly indukované událostmi dvojího prostorového rozsahu – lokálního (místní disturbance v rámci povodí) a regionálního, resp. nadregionálními (klimatické změny). Zbývající tři výrazné změny v nejspodnější části profilu (410 cm, cca 440 cm, 480 cm) spadají do období posledního glaciálního maxima (LGM) ještě před počátkem oteplování (T1, Termination 1 sensu Björck et al., 1998). Z tohoto období se v profilu nezachovalo dostatečné množství pylů ani makrozbytků použitelných k další interpretaci a tak lze vycházet pouze z dat MS, LOI, geochemických a zrnitostních charakteristik. Na základě analogie s ¹⁰Be datováním reliktního zalednění v oblasti Prášilského jezera (Mentlík, 2011), Kleiner Arbersee (Reuther, 2007) se lze domnívat, že je minimálně ve spodních 120 cm profilu (cca 17,5 – 15,5 tis. kal. let BP) zachyceno období, kdy se v karu Černého jezera zřejmě ještě nacházel ledovec. Toto období se projevilo vysokou variabilitou MS i geochemických proxy dat, která indikovala chladné podmínky a velkou rozkolísanost klimatu zájmového území spojené pravděpodobně s postupy ledovce Černého jezera.

Nejstarší část odebraného profilu v hloubce **400 – 520 cm** vznikla v prostředí stojaté vody. Dokládá to laminární uspořádání jemnozrnného sedimentu tvořeného především prachem a jemnozrnným pískem, přičemž hrubozrnný materiál v něm chybí (Obr. 44). Laminárnost sedimentu v hloubce 410 - 480 cm je doložena kolísáním poměru Al/Si, který se uplatňuje jako zrnitostní proxy (Grygar et al., 2010). Dalším znakem dokládajícím sedimentaci spodní části odebraného profilu v podmínkách stojaté vody jsou znaky vytřídnosti sedimentu (viz Příloha X – XIX). Nízký obsah fosforu, síry, nízká hodnota LOI a nepřítomnost organických zbytků poukazují na téměř nulovou primární produkci organického materiálu. Na základě těchto charakteristik lze říci, že se v období před více než 17,6 tis. kal. lety (podle age-depth modelu) nacházelo v pánvi dnešního rašeliniště chladné

oligotrofní jezero, které se muselo nacházet v zázemí ledovce. Černého jezera. Vzniklo pravděpodobně jako ledovcové očko v mělké depresi po roztátí mrtvého ledu (bohužel z radargramu nebylo možno zjistit, zda se na dně pánve nachází moréna) nebo zahrazením plošší části reliéfu při úpatí karové stěny morénami. Úroveň dna tehdejšího jezera se nachází cca 15 m nad úrovní dnešní hladiny Černého jezera, nelze proto předpokládat, že by mohly být obě jezera propojena. Změny zrnitosti v sedimentech odebraného vrtu mohou být spojeny s fluktuací hladiny jezera a tím i měnicí se vzdáleností od zdroje materiálu nebo mohou odpovídat období intenzivnější eroze a splachu, kdy se do povodí uvolňuje větší množství klastického materiálu (sensu Karlén et Matthews, 1992; Koinig et al., 2003; Schmidt et al., 2006). K intenzivnější povrchové eroze a zvýšení eroze mohlo docházet během teplejších a vlhčích interstadiálů, kdy byly svahy po odtátí sněhové pokrývky a rozmrznutí povrchové vrstvy půdy značně nestabilní. V sedimentech z odebraného vrtného jádra nebyla zaznamenána přítomnost nevytříděného klastického materiálu, což ovšem neznamená, že by se v zájmovém území nevyskytovaly období se zvýšenou erozí na přilehlých svazích. Je to především proto, že se místo vrtu nachází už ve značné vzdálenosti od úpatí karové stěny (cca 80 m) a hrubší materiál sedimentoval tam.

První výrazná změna v chodu naměřených parametrů v hloubce kolem 480 cm (cca 17 tis. kal. let BP) má právě charakter změny v zrnitosti sedimentu. V bazální části profilu postupně směrem vzhůru se materiál zjemňuje (zvýšení podílu prachové frakce na úkor písčité v 495 cm) a v hloubce 480 cm dochází k jeho opětovnému hrubnutí (Obr. 43, medián zrnitosti). Ve střední a západní Evropě v období těsně po LGM mezi 20 – 16 tis. kal. let BP stále panovalo velmi chladné a aridní klima (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Podle stratigrafie grónského ledovce se jedná o období předposledního stadiálu v MIS 2 označovaný GS-2 (Björck et al., 1998). Minimum mediánu zrnitosti a Al/Si, zvýšený obsah Rb a mírně zvýšená MS v hloubce 480 cm se tedy shodují s chladným obdobím zmiňovaného stadiálu označovaného jako GS-2a. Minimum v mediánu velikosti zrn (tzn. zvýšený podíl jemnozrnných částic) znamená, že se do jezera dostával materiál pouze v podobě suspenze, jelikož díky nízkým teplotám byla většina vody vázána ve sněhu a ledu a voda v kapalném skupenství neměla unášecí sílu na transport hrubšího materiálu. Na základě analogie s nedaleko ležící oblastí Kleiner Arbersee, kde se v tomto ledovci nacházel, je velmi pravděpodobné, že byl zaledněn i kar Černého jezera. Po tomto chladném výkyvu došlo

k mírnému oteplení. V oblasti Kleiner Arbersee se v té době (kolem 17- 18 tis. lety BP) stabilizovaly čelní morény (WI sensu Raab, 1999; Reuther, 2007) a ledovec začal ustupovat směrem do karu. Zalednění ustoupilo i v Alpách (Ivy-Ochs et al., 2006) a mírné oteplení je v rámci stadiálu GS-2 zaznamenáno v $\delta^{18}\text{O}$ v grónském ledovci (sensu Björck et al., 1998). Zvyšování podílu písčitých částic v odebraných sedimentech v hloubce 450 – 480 cm zřejmě odráží zvýšený přínos materiálu uvolněného po roztátí sněhové, firnové či ledové pokrývky v okolí Černého jezera a tím zrychlení odtoku a zvýšení eroze. Další minima ve velikosti zrn korelující se zvýšenou MS a obsahem Rb jako v hloubce 480 cm lze identifikovat v 430 – 445 cm ($16,15 \pm 1,36$ tis. ^{10}Be let BP) a v 410 cm (cca 15,5 tis. kal let BP). Stejně jako první chladný výkyv zaznamenaný v 480 cm, lze i tyto dva korelovat s chladnými výkyvy zaznamenanými v grónském ledovci a postupem ledovce Kleiner Arbersee ($15,5 \pm 1,7$ tis. kal. let BP, Reuther, 2007). Toto období odpovídá i postupu alpského zalednění nazývaného Gschnitz, který je součástí nejstaršího dryasu (Ivy-Ochs et al., 2006). Na základě malé vzdálenosti a chladné expozici karu Černého jezera a Kleiner Arbersee lze předpokládat, že postupy a ústupy obou ledovců byly synchronní. Kdy ovšem došlo k definitivnímu ústupu ledovce Černého jezera nelze říci. Prostor pánve, ze které byly odebrány analyzované sedimenty, nebyl zaledněn minimálně už v době před $17,57 \pm 1,97$ tis. let.

Část vrtu deklarující nejdynamičtější období z pohledu změn sledovaných charakteristik (tzn. největší výkyvy v hodnotách) je rozmezí hloubek **330 – 410 cm** zahrnující konec pleistocénu - interstadiálu (GI-1) a stadiál (GS-1, mladší dryas) a ranný holocén - preboreál. Z většiny tohoto období už je pro studovanou lokalitu dostupná pylová a makrozbytková analýza (od 400 cm výše). Po konci stadiálu GS-2 (14,7 tis. let BP, Björck et al., 1998) došlo v rámci interstadiálního komplexu Bølling/Allerød (GI-1) k výraznému oteplení. To je v odebraném profilu zaznamenáno již na konci stadiálu GS-2 prvním zvyšováním obsahu organického materiálu (LOI) v hloubce cca 410 cm. V tomto období se výrazně změnil i charakter sedimentace. Uložila se vrstva jemnozrnného materiálu obohaceného o organické látky (360 – 395 cm) a značně se zpomalila rychlost sedimentace. V hloubce 400 – 520 cm byla rychlost sedimentace 0,6 mm/rok a v hloubce 400 klesla jen na 0,03 mm/rok, skokově se opět změnila v cca 388 cm na 0,6 mm/rok (Obr. 38). Záznam v hloubce 380 – 400 cm je tedy velmi zhuštěný a proto v něm lze klimatické oscilace na přelomu pleistocénu a holocénu, které trvaly často jen několik stovek let, těžko přesně

identifikovat. Nicméně nejvýraznější zaznamenaná změna trendu křivek prakticky ve všech sledovaných charakteristikách (LOI, MS, P, S, Rb, Al/Si, Zr/Ti) je viditelná v hloubce cca 382 cm. Na tomto místě se nachází 1,5 cm tenká vrstva s vysokým obsahem špatně rozloženého organického materiálu (LOI cca 25 %, vysoké hodnoty fosforu a síry, velmi nízká MS). Je možné, že tato vrstva (stáří 11610 – 11 280 kal. let BP) vznikla během výrazného oteplení, které v Evropě následovalo po konci mladšího dryasu (Kobashi et al., 2008). V té době se pravděpodobně výrazně zvýšila primární produkce rostlinných společenstev a mohlo tedy dojít k usazení organické vrstvy. Během následujícího ochlazení a zvlhčení klimatu během PBO cca před 11,3 tis. lety (Magny et al., 2007) byla vrstva pohřbena mladšími sedimenty, přičemž v anoxickém prostředí (indikováno zvýšeným obsahem P a S v hloubce kolem 382 cm) nedošlo k rozložení organických zbytků. Zajímavé je, že se podobná vrstva našla i v profilu odvrtném ze dna Kleiner Arbersee (Raab, 1999). Jedná se o vrstvu v hloubce 670 - 674 cm vrstva, kterou Raab (1999, s. 239) popsal jako „bei 670 – 674 cm Band mit weniger stark zersetzter Organik“, přičemž v souvrství, ve kterém se tato organická vrstvička nachází (650 – 700 cm) převažuje minerální podíl. Z age-depth modelu, sestaveného v programu clam na základě 4 radiokarbonových dat uvedených Raabem, je stáří této vrstvy cca 11,5 kal. let BP, tedy téměř shodně jako u Černého jezera. Nabízí se též varianta, že mohlo u obou jezer na konci mladšího dryasu dojít k jejich zániku (vyschnutí), během výrazného oteplení na přelomu pleistocénu a holocénu zarostly litorální vegetací a během chladné a vlhké preboreální oscilace došlo opět k vyplnění jejich pánví vodou. Pro tuto teorii by hovořil fakt, že v tomto období (hl. 382 – 397 cm; 15,3 – 11,4 tis. kal. let BP) došlo k výraznému poklesu rychlosti sedimentace u nádrže v morénách Černého jezera (Obr. 43), která je obecně v terestrickém prostředí nižší než ve stojatých vodách. Dále nebyly v makrozbytcích v sedimentu v hloubce 380 – 400 cm nalezeny žádné indikátory vodního prostředí (Cladocera, Isoëtes se objevují až od hloubky 380 cm), ale pouze doklady litorální vegetace. V případě Kleiner Arbersee nemuselo dojít k úplnému vyschnutí jezera, ale pouze ke snížení vodní hladiny a zarůstání litorální zóny. Kleiner Arbersee je i v současnosti relativně mělkou vodní nádrží, která je navíc v části blíže ke karové stěně, kde byl učiněn odběr sedimentů, hluboká pouze kolem 2 m (Raab, 1999). Během chladné a vlhké preboreální oscilace (cca 11,3 tis. let BP) došlo k opětovnému napuštění obou jezer a pohřbení vrstvy organiky pod mladší limnický sediment. Toto chladné období se projevilo i ve změně rychlosti sedimentace, která se opět zvýšila na úroveň, jako měla v období před 15 tis. lety (cca na 0,6 mm/rok).

Způsobeno to bylo tím, že se do vodní nádrže dostával materiál, který sem byl transportován splachem z okolních svahů a morén, které nebyly zatím porostlé vegetací. Materiál obohacoval jezerní ekosystém o živiny. Zhruba před 10,5 tis. lety (v hl. 355 cm) došlo k výraznému zlomu ve vývoji indikovaném snížením MS a obsahu Rb na poloviční hodnotu a zvýšení hodnoty LOI téměř na čtyřnásobek. Byl to pravděpodobně právě důsledek kontinuálního obohacování vodního prostředí o minerální látky za současného zvyšování teploty, což vytvořilo vhodné podmínky pro rozvoj vegetace, v jezeře převážila sedimentace organogenního materiálu nad minerogenním a na dně se začala vytvářet vrstva subhydrického vysoce organického materiálu – gyttja. Do období před 10,5 tis. lety je kladena klimatická oscilace, která se projevila zvýšením srážkových úhrnů a snížením kontinentality klimatu (Bakke, et al., 2005). Tato klimatická oscilace se projevila nárůstem primární produkce Plešného jezera signalizované maximální hodnotou v sedimentace cladocer (Pražáková et al., 2006). V sedimentárním záznamu z Labského dolu se tato oscilace neprojevila, k oteplení indikovanému několikanásobným zvýšením obsahu uhlíku a snížením MS došlo až před 9,4 – 9,2 tis. kal. lety, což bylo způsobeno tím, že se zde v období před 10,8 tis. lety nacházel ledovec (Engel et al., 2010). V hloubce kolem 330 cm (cca 9,6 tis. kal. let BP) došlo téměř úplnému vymizení Rb ze sedimentů a výše v profilu už se neobjevilo.

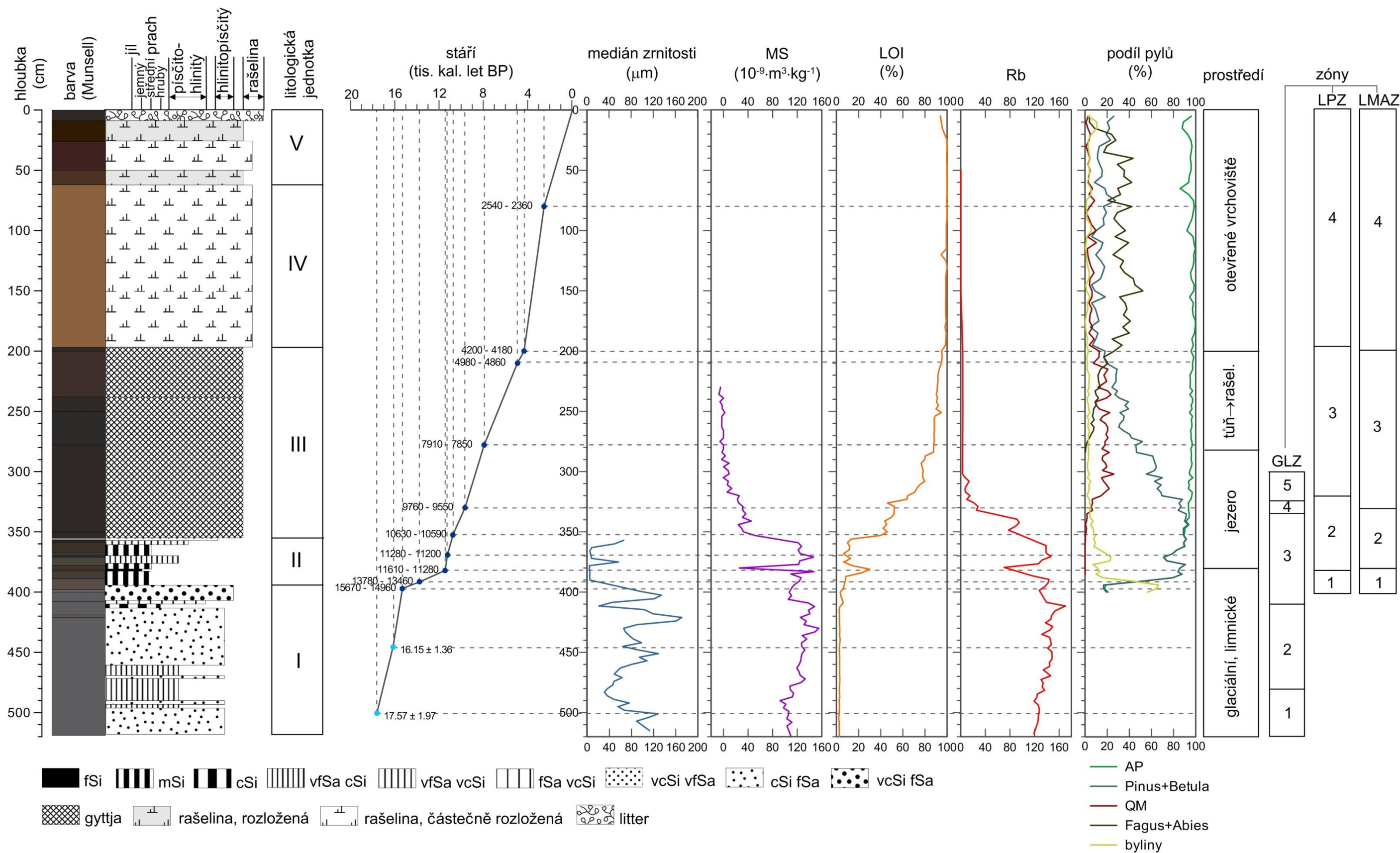
6.3.3.1. Původ Rb v sedimentárních záznamech z šumavských jezer a jeho význam pro paleoenvironmentální rekonstrukci

Korelace obsahu rubidia s křivkou $\delta^{18}\text{O}$ a tím využitelnost při paleoenvironmentálních rekonstrukcích byly ověřeny J. Veselým (in Pražáková et al., 2006) na příkladu sedimentů Plešného jezera. Maxima v koncentraci Rb koreloval s minimy křivky $\delta^{18}\text{O}$ z vrtu GISP2 z grónského ledovce. Tato korelace byla ověřena i v případě limnických sedimentů z báze rašeliniště v morénách Černého jezera, kde křivka Rb koreluje i s křivkou magnetické susceptibility, LOI a obsahem prachové frakce.

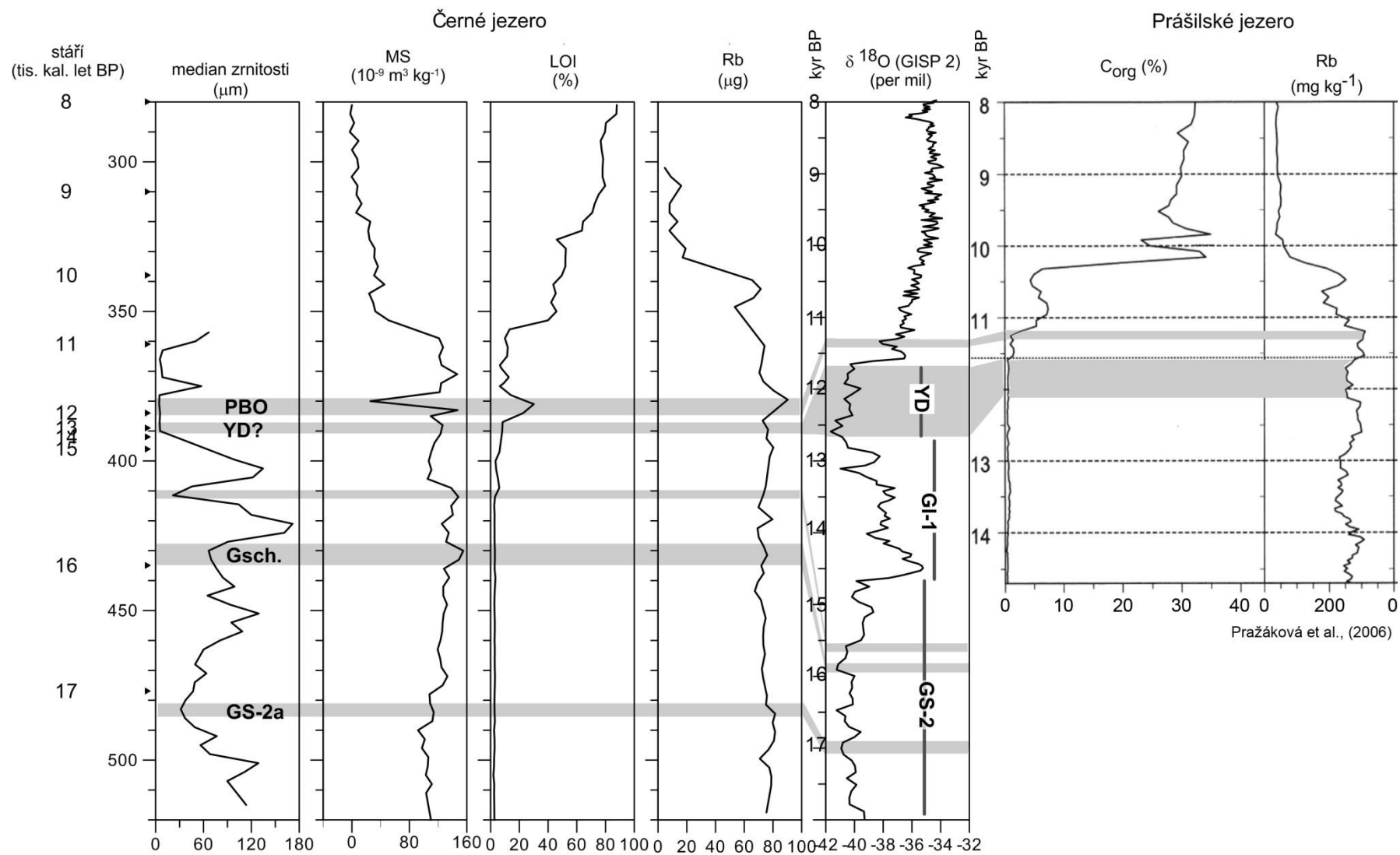
Variace v obsahu Rb v sedimentárních záznamech jsou obvykle interpretovány z hlediska změn obsahu siliciklastického materiálu v závislosti na obsahu vápníku (Koinig et al., 2003; Schmidt et al., 2006; Bábek et al., 2011) nebo z hlediska změn relativního poměru chemického a fyzikálního zvětrávání (Pražáková et al., 2006; Bábek et al., 2011). V případě

sedimentů odebraných na studované lokalitě byl ovšem obsah Ca minimální. Druhé vysvětlení souvisejícími se změnami v typu zvětrávání nelze v zájmovém území též použít, jelikož změny obsahu Rb nejsou synchronní se změnami v obsahu K, u něhož se očekává, že bude postižen zvětráním ve stejné míře jako Rb, neboť se jedná o chemicky a mineralogicky spjaté prvky. Téměř stejného měřítka, jako v případě studované lokality, byly změny v obsahu Rb popsány v sedimentech jezera Sägistalsee v Bernských Alpách, ovšem s tím rozdílem, že směrem k povrchu jeho množství oproti období před 9 tis. lety zvýšilo (Koinig et al., 2003; Schmidt et al., 2006). V případě tohoto alpského jezera docházelo k fluktuaci obsahu Rb v závislosti na fyzikálním zvětráním v povodí jezera, dále pozitivně korelovalo s obsahem jílové a prachové frakce a zvyšovalo se v obdobích zvýšené eroze. Ovšem jako zdroj rubidia byly v tomto případě označeny jílové břidlice tvořící část povodí alpského jezera (Koinig et al., 2003). Možnost, že by Rb v sedimentech u Černého jezera pocházelo z místních hornin lze vyloučit, neboť Plešné jezero je tvořeno jiným typem hornin a obsahuje Rb také. Vymizení Rb v sedimentu 330 cm se projevilo též ve skokovité změně poměru Rb/K. Tento poměr spolu s poměrem Zr/Ti v odebraných sedimentech je jen velmi slabě vázán na změny zrnitosti, což ukazuje spíše na to, že by příčinou mohla být změna ve zdrojovém materiálu ukládaném v sedimentární pánvi. Navíc Zr a Ti nejsou jako imobilní prvky postihovány zvětráním v chladném temperátním klimatu, které na zájmové lokalitě v období pře 9,5 tis. lety panovalo. Hypotéza lokálních důvodů změn v obsahu Rb nepřímo podporuje velmi podobný výrazný pokles v obsahu tohoto prvku v sedimentech Plešného jezera, který proběhl ve stejném období (Pražáková et al., 2006). Pokles poměru Rb/K v 330 cm evidentně neodráží čistě klimatické změny, jak bylo předpokládáno u variací Rb v sedimentech Plešného jezera (J. Veselý in Pražáková et al., 2006), ale i změny v provenienci zdrojového materiálu. Na základě významné korelace Rb s obsahem $\delta^{18}\text{O}$ se ovšem muselo jednat o materiál, který nějakým způsobem s klimatickými změnami souvisel. Tím zdrojem by mohl být eolický materiál. Na to lze usuzovat z toho, že obsah Rb v sedimentu z odebraného vrtu u Černého jezera pozitivně koreluje s obsahem prachové frakce a že se jeho podíl zvyšuje v chladných obdobích (negativní korelace s $\delta^{18}\text{O}$). Během chladných klimatických výkyvů pleistocénu se eolická činnost podílela ve velkém měřítku na transportu materiálu a to i na značné vzdálenosti (Huijzer et Vandenberghe, 1998). V německé literatuře je na Šumavě popisován výskyt zvětralinových pokryvů pleistocénního a ranně holocénního stáří tzv „Hauptlage“, které se při holocénní pedogenezi uplatnily jako půdotvorný substrát

(Völkel, 1995; Raab, 1999). Tyto pokryvy jsou tvořeny vysokým podílem jemnozrnné matrix (obsah částic menších 0,063 mm přes 50 %), jsou výrazně ochuzeny o jemnozrnný a střednězrnný štěrk, ale často obsahují velké valouny (Raab, 1999). Völkel (1995) u jemnozrnné frakce v Hauptlage předpokládá eolický původ (odpovídající frakce, odpovídající geochemické a mineralogické parametry). Lze se tedy domnívat, že Rb pochází z prachu transportovaného během suchých a chladných období pleistocénu eolickou činností. Při snížení rychlosti větrů při překonávání horské překážky se usadil na vrcholových plošinách Šumavy, odkud byl pak svíán spolu se sněhem do závětrných poloh, kde byl zachytáván na hladině jezera, odkud se vodním sloupcem dostal na dno a uložil se. Po oteplení a ústupu zalednění se ještě nějakou dobu dostával splachem do nižších částí povodí, dokud nedošlo ke stabilizaci svahů způsobených rozvojem souvislého vegetačního pokryvu. Právě výrazný pokles Rb (pokles i poměru Rb/K) v hloubce 320 - 340 cm v sedimentech analyzovaného vrtu výrazně koreluje se začátkem poklesu podílu pylů borovice a břízy a nástupem termofilní vegetace smíšených doubrav (*Quercetum mixtum*). Průběh křivky Rb v odebraném profilu během pleistocénu značí klimatické oscilace spojené se zvýšenou eolickou činností a po začátku holocénního oteplování značí změny v erozi a stabilizaci svahů.



Obr. 43. Souhrnný náčrt litologických, chronologických a vybraných geochemických a botanických dat získaných z odebraného profilu spolu s členěním do lokálních geochemických (GLZ), pylových (LPZ) a makrozbytkových zón. Vysvětlivky zkratk v legendě: Si – prach, Sa – písek, f – jemnozrný, m – střednozrný, c – hrubozrný, v – velmi (LMAZ). (Vočadlova et al., in review).



Obr. 44. Korelace proxy dat z Černého jezera, křivky $\delta^{18}\text{O}$ (GISP2) a Prášílského jezera (upraveno podle Pražáková et al., 2006)

6.3.4. Vývoj vegetace jako odraz změn přírodního prostředí

Botanické analýzy (pyly, rostlinné makrozbytky) patří mezi nejvyužívanější zdroje proxy dat pro rekonstrukci vývoje přírodního prostředí. Analýza rostlinných makrozbytků a pylová analýza ze vzorků odebraných v rašeliništi v morénách Černého jezera poskytují představu o sukcesi v krajině po ústupu pleistocénního zalednění. Kombinace lokálního záznamu z rostlinných makrozbytků a pylové analýzy s větším regionálním dosahem, umožňuje odlišit lokální disturbance od změn regionálního charakteru, ke kterým docházelo v okolí studovaných karů, resp. na Šumavě (Obr. 45).

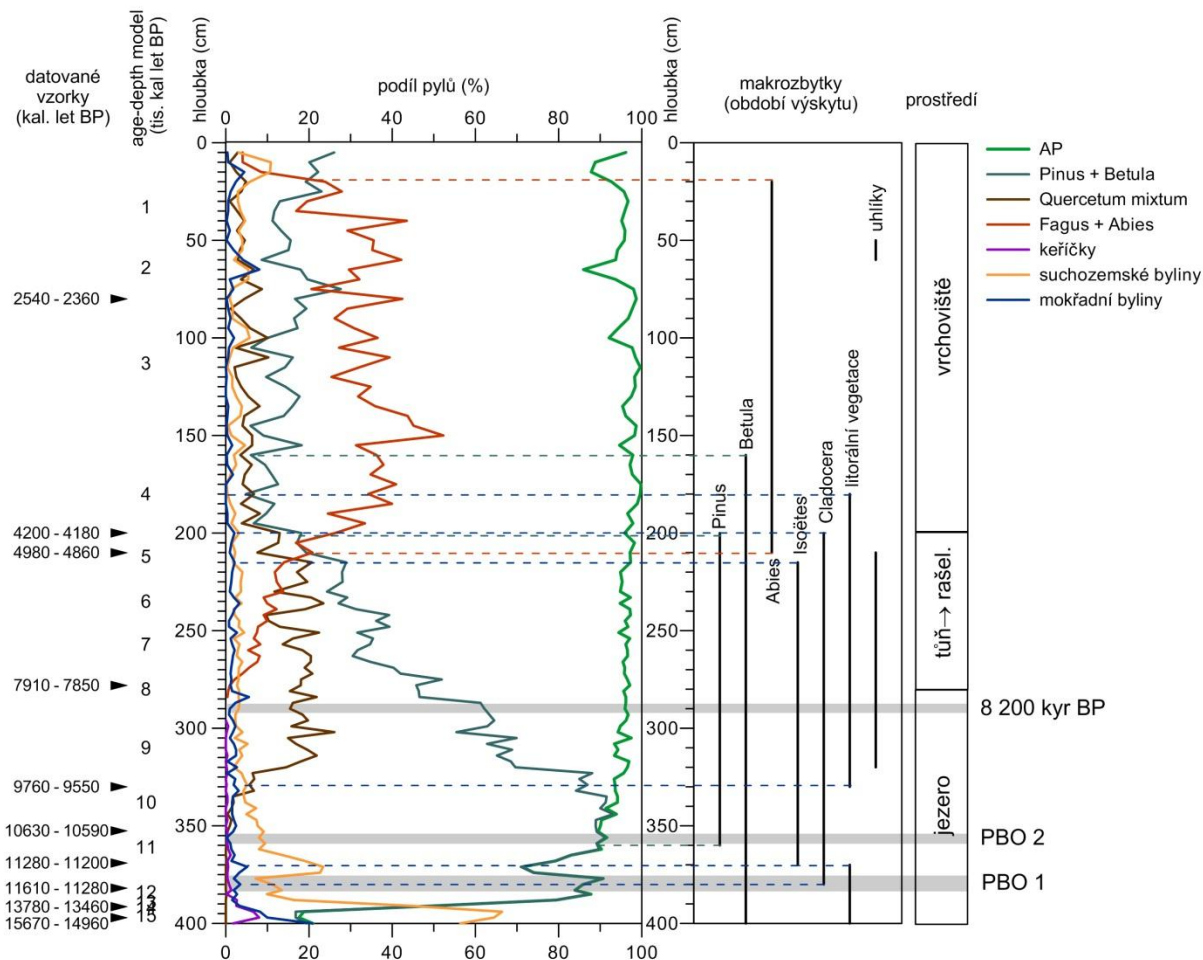
Během chladných výkyvů posledního **pleniglaciálu** se ve vrcholových částech Šumavy pravděpodobně nacházela mrazová pustina, kde primárním geomorfologickým procesem bylo mrazové zvětrávání (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Hřbety a zbytky zarovnaných povrchů byly pokryty souvislou firnovou pokrývkou, svahové výklenky a údolní uzávěry vyplňovaly firnoviště a místy ledovce. Pylové nebo makrozbytkové záznamy, které by dokládaly podobu přírodního prostředí během LGM na Šumavě neexistují, ale na základě analogie s pylovými záznamy ze střední a západní Evropy, kde i v nižších a středních nadmořských výškách panovalo velmi chladné a suché klima s převažující stepní vegetací (De Beaulieu et Reille, 1992; Seret et al. 1992; Goslar et al., 1999; Birks et Ammann, 2000), se lze domnívat, že ve vrcholových částech Šumavy panovaly arko-alpínské podmínky. Se začátkem oteplování v interstadiálu **Bølling** před 14,7 tis. lety došlo k postupné degradaci sněhové a firnové pokrývky a k obnažování povrchu krytého převážně chudým zvětralinovým pláštěm, mrazovými sutěmi, glaciálními akumulacemi a svahovinami. Díky zvyšování teploty půdy a jejímu přesycování vodou, byly svahy nestabilní a docházelo k častým svahovým pohybům, které spolu s nízkými teplotami blokovaly sukcesi. Pylové záznamy z báze Plešného jezera (Jankovská, 2006), Staré jímky (Mentlík et al., 2010) a Kleiner Arbersee (Raab, 1999) shodně ukazují dominanci pylu travinných společenstev (NAP > 50 %, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*) s nízkým podílem pylů pionýrských druhů dřevin (především vrba, dále bříza, borovice, olše), které sem byly šířeny pravděpodobně z větších vzdáleností. Během oteplení v interstadiálu **Allerød** se začal zvyšovat podíl AP, především šlo o keříčkovité formy např. *Betula nana*, *Alnus viridis*, *Salix*, *Juniperus* (Jankovská, 2006). Sedimentární záznam z rašeliniště v bočních morénách Černého jezera z období komplexu Bølling/Allerød a mladšího dryasu (podle age-depth modelu v hloubce 383 – 395 cm) je

značně zhuštěný a tak je identifikace náhlých pozdnoglaciálních oscilací ztížena. Přesto lze v pylovém diagramu vidět výrazné zvyšování podílu pylů dřevin (*Pinus*, *Betula*) jako následek počátku oteplování, které se ovšem v makrozbytkovém záznamu objevují až po skončení PBO (Obr. 44). Nižší části pohoří byly v mladším dryasu pokryty stepo-tundrovou vegetací, pylly různých druhů dřevin pocházejí z dálkového transportu. Jak je ovšem patrné z makrozbytkového záznamu, lokální podmínky v bezprostředním okolí Černého jezera měly extrémnější charakter arкто-alpínské tundry. Na iniciálních půdách a skalních površích byly schopny vegetovat pouze stresolerantní druhy vegetace (traviny, ostřice, mechy). V pylovém spektru a makrozbytcích se objevují druhy indikující erozi narušená stanoviště (pyl *Sanguisorba minor*, sklerócia *Coenococcum geophilum*).

Preboreál a boreál. Do vyšších poloh Šumavy se začaly masivně šířit pionýrské druhy dřevin (*Pinus*, *Betula pendula/pubescent*, *Betula nana*) ve větší míře až v teplejší části preboreálu spolu se zvyšováním horní hranice lesa. Klimatické výkyvy ranného holocénu se projevíly v rozkolísanosti křivky AP/NAP, přičemž vysoký podíl AP v záznamu rašeliniště u Černého jezera koreluje s teplým výkyvem předcházejícím PBO (Obr. 45). Tato chladná oscilace je na druhou stranu zřetelně identifikovatelná poklesem podílu dřevin a nárůstem podílu pylů travinných společenstev. Okolí Černého jezera porůstal rašelinný březoborový les, výše na svazích byla stále ještě rozvolněná světlá vegetace (*Calluna vulgaris*, *Sellaginella selaginoides*, *Rumex acetosella*) a okolní příkré svahy byly proto stále náchylné k erozi (střídání vrstev písčitého a písčitohlinitého sedimentu v hloubce 350 – 400 cm). Z dřevin se v okolí Černého jezera objevila nejprve bříza (11,5 tis. kal. let BP), poté borovice (okolo 11 tis. kal. let BP) a smrk kolem 10 tis. kal. let BP. Pylový záznam expanze smrku je zpožděn za makrozbytkovou evidencí, což značí, že se smrk objevil díky vhodným mikroklimatickým podmínkám (přítomnost vodní nádrže) zpočátku lokálně a poté i v širším okolí (Obr. 45). V makrozbytkovém záznamu z období před 11,3 tis. lety se poprvé objevují doklady o výskytu oligotrofního horského jezera (hloubka do 2 m) kolonizovaného arktickými druhy (*Isoëtes echinospora*, *Cladocera*) a rozvinutou litorální vegetací (*Carex rostrata*, *C. cf. nigra*, *Scirpus sylvaticus*, *Juncus bulbosus*). Mimo to byly v rostlinných makrozbytcích nalezeny některé zajímavé druhy rostlin, např. kamyšník vrcholičnatý (*Bolboschenus yagara*) nebo dnes již vyhynulý zevar úzkolistý (*Sparganium angustifolium*). Porosty chladnomilných vodních rostlin šídlatek (*Isoëtes*) byly v boreálu zaznamenány i v Plešném jezeře (Jankovská,

et al. 2006) a ve Staré jímcce (Mentlík et al., 2010). Na přelomu preboreál/boreál došlo ke změně v hustotě zapojení lesa a jeho druhovém složení. Borovice a bříza postupně z pylového spektra mizely a začaly se objevovat pyly termofilních druhů smíšených doubrav (*Quercetum mixtum* – *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*)(Obr. 45), které se ovšem nacházely v podhůří a k Černému jezeru se nerozšířily. V průběhu boreálu les přesáhl nadmořskou výšku lokality a zalesnil se prostor vrcholových plošin, což mělo za následek utlumení eroze. K uzavření lesa došlo na Šumavě dle poměru AP/NAP okolo 8,5 tis. kal. let BP. Okolí Černého jezera v té době porůstal rašelinný březoborový les.

Atlantik. V tomto období postoupila sukcese do vyššího stádia, půdy se začaly obohacovat o živiny a tak na nich mohlo dojít k rozvoji bohatších lesních společenstev (indikováno křivkou *Quercetum mixtum*, Obr. 45). Vznikem zápojně vegetace došlo k utlumení eroze a svahových pohybů. Na počátku Atlantiku (cca 8 tis. kal. let BP) se objevil na Šumavě buk (Svobodová et al., 2002), ten je koneckonců přítomen i v pylovém záznamu studovaného profilu Černého jezera. Je to relativně brzo ve srovnání se severní částí české kotliny, což bylo způsobeno tím, že k jeho šíření na naše území došlo z Podunají (Magri et al., 2006). Jedle expandovala do nižších částí pohoří okolo 4,5 tis. kal. let BP (zachycena v pylu), lokálně je v makrozbytcích studovaného vrtu zachycena okolo 4,3 tis. kal. let BP. Ve stejném období se objevuje v pylu i habr (*Carpinus*), ale sotva dosáhl blízkosti studované lokality (nízký podíl pylu). Období klimatického optima znamenalo v zájmové lokalitě díky rostoucí primární produkci zánik ekosystému jezera (z makrozbytků mizí vodní indikátory *Isoëtes*, později *Cladocera*). Začaly převládat druhy litorálu a jezero se postupně začalo od okrajů zazemňovat. Zhruba před 4,5 tis. lety vodní plocha definitivně zanikla a nahradil ji nový biotop, který měl podle makrozbytkového záznamu charakter horského ombrotrofního rašeliniště, na jehož povrchu se se mohly zpočátku nacházet malé tůně či šlenky (tzn. dočasně zatopené prohlubně, v makrozbytcích *Scheuchzeria palustris*, *Carex limosa*). Rozšiřování buku a jedle (křivka *Fagus+Abies*, *Abies* v makrozbytcích později, Obr. 43) na konci Atlantiku značilo počínající degradaci půd a jejich okyselování spojené s ochlazením klimatu. Začaly se vyvíjet podzoly.



Obr. 45. Srovnání pylových a makrozbytkových záznamů hlavních rostlinných společenstev v profilu u Černého jezera spolu s vyznačením chladných holocénních oscilací. Pozn.: PBO 1 – preboreální oscilace 11,27 – 11,4 tis. kal. let BP; PBO 2 – preboreální oscilace 10,3 – 10,5 tis. kal. let BP zaznamenaná v Plešném jezeře (Pražáková et al., 2006); 8 200 kyr BP – chladná oscilace na přelomu boreálu a Atlantiku. AP – pylý dřevin, křivka Pinus + Betula (indikátory ranných sukcesních stádií, nevyvinutých půd, světlého lesa, spíše chladného klimatu), Quercetum mixtum (klimatické optimum, živinami bohaté lesní půdy, vyvinutá lesní společenstva), Fagus + Abies (podzoly, degradace půd, acidifikace), suchozemské byliny a keřičky (otevřená krajina, chladné klima, náchylnost k erozi).

Mladší holocén. V období subboreálu byla Šumava porostlá smrkovo-jedlovými lesy, v nižších polohách s příměsí buků. Jedle spolu se smrkem pronikala i do rašeliniště u Černého jezera. Po vytvoření korunového zápoje došlo vlivem nízké osluněnosti ke snížení jeho druhové diversity a změnila se také druhová skladba rašeliniště. Jak vyplývá z makrozbytků, mělo pravděpodobně charakter vrchoviště obklopeného podmáčenou smrčínou.

Subrecent. V nejsvrchnějších částech profilu se nacházely botanické antropogenní indikátory (*Cerealia*, *Plantago lanceolata*, případně i *Urtica*), kteří souvisí se středověkou kolonizací podhůří a novověkou kolonizací Šumavy (např. založení Železné Rudy v pol. 16. stol.). V levé boční moréně Černého jezera na okraji rašeliniště, kde byl proveden vrt, byly při vrtné kampani nalezeny střepy keramické nádoby, jejíž časové zařazení odhadl Doc. P. Vařeka (Katedra archeologie, FF ZČU v Plzni) na 14. - 15. století. V tomto období došlo k intenzivnějšímu osidlování Šumavy a v Železnorduské kotlině započala těžba železné rudy (Veselý, 1998). Nejsvrchnější vrstvy profilu byly degradovány novodobým odvodněním rašeliniště a vysázením smrkové monokultury.

7. ZÁVĚRY

Na začátku této studie byly definovány tři hlavní cíle, které se snažila tato práce splnit, a tři hlavní hypotézy, které se snažila ověřit. Těmto třem cílům a hypotézám odpovídá i struktura celého rukopisu včetně následujících závěrů. Lze konstatovat, že všechny vytyčené cíle byly splněny. Podařilo se morfometricky a morfologicky charakterizovat jednotlivé kary na Šumavě a na základě toho definovat jejich vzájemnou variabilitu, zákonitosti změn jejich velikosti a určit jejich přehloubení. Rozebrány a diskutovány byly jednotlivé faktory, které mohly hrát roli při vzniku zalednění, přičemž v případě Černého a Čertova jezera byl učiněn pokus o kvantifikaci míry vlivu jednotlivých faktorů determinujících vznik zalednění. V proxy datech získaných z odebraného vrtu se podařilo zachytit a zinterpretovat vývoj přírodního prostředí za posledních více než 17 tisíc let. Na základě srovnání těchto dat s výsledky výzkumů z dalších částí Šumavy, střední Evropy a záznamu z vrtu v grónském ledovci byl potvrzen lokální i regionální aspekt interpretace získaných dat.

7.1. Obecné závěry vyplývající z geomorfologického výzkumu

CÍL 1. Jaké tvary vznikly jako výsledek působení zalednění na reliéf Šumavy a dá se na jejich základě určit jeho intenzita? Lze nalézt odlišnosti mezi jednotlivými kary Českého masivu?

Hypotéza 1: Intenzitu zalednění lze určit na základě morfologických a morfometrických charakteristik karů a na základě těchto morfometrických charakteristik lze v rámci Českého masivu vymezit různé skupiny karů.

Pomocí morfometrických a morfologických charakteristik karů české i bavorské strany Šumavy a jejich porovnáním s ostatními kary Českého masivu, popř. i jiných oblastí

světa, byly definovány společné znaky šumavských karů a určena jejich variabilita. Na základě statistického vyhodnocení morfometrické analýzy karů na Šumavě bylo zjištěno, že jsou kary z pohledu základních rozměrových charakteristik (délka, šířka, výška) alometrické, tj. šířka a délka karů se s jejich rostoucí velikostí zvětšuje rychleji než jejich výška. Toto zjištění je ve shodě s poznatky z dalších glaciálně modelovaných oblastí Českého masivu (Vysoké Sudety) a světa (např. Vysoké Tatry, Skotsko, Pyreneje, Rocky Mts.). Šumavské kary jsou z pohledu velikosti podobné karům jiných středohorských systémů než karům vysokohorským. Porovnáním stupně přehloubení za použití tzv. k-křivky (sensu Haynes, 1968) bylo zjištěno, že se ve stupni přehloubení karů na Šumavě a ve Vysokých Sudetech odráží odlišná intenzita pleistocénního zalednění obou pohoří. Delší a rozsáhlejší zalednění Krkonoš dalo vzniknout karům s vyšší stupeň přehloubení. Při porovnání karů v české a bavorské části Šumavy lze říci, že soubor bavorských karů je z pohledu variability základních velikostních charakteristik (výška, délka, šířka) rozmanitější než soubor karů na české straně, přičemž největší variability dosahuje délka karu. Z prostorového rozmístění erozních a akumulacních glaciálních forem reliéfu na Šumavě lze usuzovat na to, že zalednění dosahovalo během svého maximálního rozsahu větší rozlohy na návětrné bavorské straně pohoří (hojnější výskyt glaciálních reliktnů).

CÍL 2. Jaké podmínky přispěly ke vzniku zalednění na Šumavě? Do jaké míry variabilita polohových a mikroklimatických podmínek ovlivnila výslednou podobu zalednění?

Hypotéza 2: Dominantní roli při vzniku zalednění na Šumavě hrály: nadmořská výška, orientace svahů a preglaciální reliéf. Nejvýraznější kary se nacházejí v nejvyšší nadmořské výšce a k severu orientovaných svazích v zázemí velkých deflačních plošin.

Ukázalo se, že vznik a charakter zalednění na Šumavě byl ovlivněn kombinací řady faktorů: strukturně geologickými podmínkami, podobou preglaciálního reliéfu, orientací svahů, rozlohou a polohou deflačních plošin, expozicí reliéfu vzhledem k převládajícímu větru a s tím spojeným efektem návětrí a závětrí ve smyslu srážkových úhrnů. Ani jeden z těchto faktorů se však neukázal být výrazně dominujícím a míru jejich vlivu na zalednění nelze jednoduchým způsobem kvantifikovat ani zevšeobecnit. Všechny uvedené faktory ovlivnily i vznik a vývoj zalednění v zájmovém území Černého a Čertova jezera. Na základě

srovnání morfometrických charakteristik, reliktní glaciálních forem reliéfu a z nich vycházejících analýz (ELA, HLI) těchto dvou bezprostředně sousedících lokalit bylo zjištěno, že intenzitu zalednění v tomto případě výrazně ovlivnila orientace svahů glaciálního segmentu reliéfu, která byla posílena rozdílem v rozloze zdrojových oblastí sněhu, tzn. deflačních plošin.

CÍL 3. Jak vypadalo přírodní prostředí v okolí Černého jezera v období deglaciace a následně v holocénu? Jaké procesy formovaly přírodní prostředí a jak velký regionální rámec postihují získaná proxy data?

Hypotéza 3: Ke kolísání zalednění a deglaciaci došlo na Šumavě synchronně s klimatickými změnami zaznamenanými v proxy záznamech střeoevropských lokalit, včetně přílehlého Alpského regionu.

Při bližším pohledu na prostorové rozmístění morén v okolí Černého a Čertova jezera a dalších šumavských lokalit si lze u řady z nich všimnout nápadných společných rysů: 1. Ve všech dosud podrobně zmapovaných oblastech Šumavy lze nalézt morény max. několik set metrů od karového stupně, resp. jezera. 2. Lze odlišit dva základní prostorové shluky morénových valů - skupina vzdálenějších čelních morén (resp. s přidruženými valy ústupových morén) a skupinu morén uzavírajících karu (jezerní pánev). Mezi těmito dvěma skupinami se často nachází prostor bez výrazných valů („hummocky moraine“), který zřejmě značí fázi rychlé degradace ledovce a jeho ústup směrem do karu. Časové zařazení jednotlivých oscilací ledovců na Šumavě a vytvoření společného stratigrafického konceptu zatím naráží na nízký počet dosud datovaných lokalit.

Během geomorfologického mapování bylo objeveno a následně odvrtno zazemněné jezero nacházející se v prostoru mezi morénami a severozápadní částí karové stěny Černého jezera. Odebrané vrtné jádro mělo celkovou mocnost 5,2 m. Na vzorcích z jádra byly provedeny sedimentologické, geochemické a botanické analýzy. Na základě radiokarbonového datování a datování opticky stimulovanou luminiscencí bylo zjištěno, že délka sedimentárního záznamu činí cca 17,5 tis. let a jedná se tudíž o nejstarší kontinuální sedimentární záznam na celé Šumavě. Data získaná z analýz sedimentů posloužila pro

vytvoření paleoenvironmentální rekonstrukce vývoje přírodního prostředí zájmové lokality. Při ní bylo zjištěno, že lze celou řadu získaných dat (LOI, MS, obsah Rb, změny zrnitosti, pylové záznamy) korelovat s daty z dalších šumavských lokalit (Plešné jezero, Prášílské jezero, Kleiner Arbersee), ale i se záznamem klimatických oscilací v grónském ledovci. Potvrdilo se, že záznamy z odebraného vrtu zachycují nejen lokální, ale i regionální vývoj přírodního prostředí.

7.2. Detailní závěry vyplývající z geomorfologického výzkumu

1. V rámci Českém masivu lze najít rozdíly mezi kary Šumavy a Vysokých Sudet. Kary Vysokých Sudet jsou hlubší, kratší a méně široké než kary šumavské. Nejvíce se průměrné hodnoty liší v délce (více než o 200 m). Šumavské kary jsou v průměru plošně méně rozsáhlé než sudetské a leží v nižší nadmořské výšce, což je dáno celkově nižší průměrnou nadmořskou výškou pohoří. Šumavské kary vykazují větší rozptyl hodnot sledovaných morfometrických charakteristik než kary ve Vysokých Sudetech a extrémní hodnoty jsou vázány na užší skupinu karů než ve Vysokých Sudetech (Tab. 17). V porovnání s kary Vogéz a Schwarzwaldu jsou šumavské kary protáhlejší.

2. S narůstající nadmořskou výškou karu se snižuje šířka, délka, objem a průměrná velikost karů Českého masivu. Signifikantní rozdíl v šířce existuje pouze mezi východně a severovýchodně orientovanými svahy. Dále bylo zjištěno, že neexistuje signifikantní rozdíl mezi litologií a morfometrickými charakteristikami karů. Závislost tvaru karů na směru puklin je však velmi pravděpodobná. Společným rysem všech karů Českého masivu je jejich mírné protažení ve směru údolnice.

3. Kary Českého masivu jsou nejčastěji orientovány k severovýchodu, jihovýchodu a východu, přičemž kary české části Šumavy jsou výhradně orientovány k východu a severovýchodu a kary v bavorské části mají převážně jižní a jihovýchodní orientaci. Na německé straně má 5 z 8 karů teplou jižní a jihovýchodní orientaci (Rachelsee, Grosser Rachel-Alter See, Hirschbach, Hirschbach II, Schwarzbach). Nepříznivá teplá jižní orientace

karů, resp. ledovců byla vyvážena přítomností rozlehlých deflačních plošin, míst vhodných k akumulaci svahů a návětrnou polohou vůči srážkám.

Tab. 17. Minima a maxima sledovaných morfometrických charakteristik karů na Šumavě a ve Vysokých Sudetech

Charakteristika	Šumava			
	min		max	
k_h	0,35	Kleiner Arbersee	0,89	Grosser Arbersee
k_s	0,30	Hirschbach II	0,79	Grosser Arbersee
$E_{max.}$	1061	Hirschbach II	1437	Grosser Rachel-Alter See
$E_{min.}$	907	Kleiner Arbersee	1085	Hirschbach
E_{mean}	999	Hirschbach II	1213	Grosser Rachel-Alter See
H (m)	116	Hirschbach II	374	Grosser Arbersee
L (m)	407	Hirschbach	1798	Kleiner Arbersee
W (m)	382	Hirschbach	1467	Grosser Arbersee
L/H	2,28	Grosser Rachel - Alter See	4,98	Kleiner Arbersee
L/W	0,82	Čertovo jezero	1,65	Kleiner Arbersee
W/H	2,31	Grosser Rachel - Alter See	3,92	Grosser Arbersee
Objem (10^6 m^3)	11,0	Hirschbach	353,8	Kleiner Arbersee
2D (ha)	11,0	Hirschbach	154,5	Grosser Arbersee
3D (ha)	12,2	Hirschbach	171,5	Grosser Arbersee
3D/2D	1,04	Laka	1,16	Černé jezero
Prům. sklon (°)	15	Laka	26	Grosser Rachel-Alter See
Charakteristika	Vysoké Sudety			
	min		max	
k_h	0,56	Łomniczka	1,00	Harrachova jáma
k_s	0,64	Malá Kotelní jáma	1,21	Harrachova jáma
$E_{max.}$	1303	Labský důl	1500	Velká Studniční jáma
$E_{min.}$	1018	Labský důl	1246	Wielki Śnieżny Kocioł
E_{mean}	1124	Labský důl	1334	Malá Studniční jáma
H (m)	185	Harrachova jáma	453	Úpská jáma
L (m)	278	Harrachova jáma	1507	Mały Staw
W (m)	360	Malá Kotelní jáma	1300	Úpská jáma
L/H	1,50	Harrachova jáma	5,33	Mały Staw
L/W	0,50	Harrachova jáma	1,97	Velká Studniční jáma
W/H	0,95	Velká Studniční jáma	3,73	Wielki Staw
Objem (10^6 m^3)	11,8	Velká kotlina	230,3	Úpská jáma
2D (ha)	9,8	Velká kotlina	101,8	Mały Staw
3D (ha)	11,9	Velká kotlina	114,6	Mały Staw
3D/2D	1,13	Mały Staw	1,22	Harrachova jáma
Prům. sklon (°)	23	Wielki Staw	34	Harrachova jáma

4. Ve skupině všech karů Českého masivu byla provedena analýza a porovnání klasifikace karů dle úrovně přehloubení a standardních morfometrických charakteristik. Kary byly na základě stupně přehloubení (hodnoty k) klasifikovány clusterovou analýzou do dvou skupin. Ukázalo se, že třídění karů založené na bázi morfometrických charakteristik má

vysokou shodu (81% celkem pro 1. podskupinu i kontrolní podskupinu dohromady) s klasifikací karů založenou na stupni přehloubení.

5. Kary na bavorské straně mají v průměru téměř stejné hodnoty přehloubení jako kary v české části pohoří. Kary s maximální (Grosser Arbersee) i minimální hodnotou přehloubení (Hirschbach II, Kleiner Arbersee) leží v bavorské části.

6. Ukázalo se, že kary Černého a Čertova jezera si jsou v řadě charakteristik velmi podobné. To se týká například výškových charakteristik (průměrné nadmořské výšky karu, relativní výškové členitosti), průměrných sklonů svahu. Největší rozdíly lze nalézt především v přísunu solární radiace (vyjádřeno indexem tepelného HLI), kdy oblast karu a glaciálních akumulací Čertova jezera vykazuje mnohem vyšší hodnoty (např. o třetinu vyšší HLI na hektar) než glaciální formy reliéfu v okolí Černého jezera. Další rozdíly mezi oběma územími jsou v rozloze potenciálních deflačních plošin (o 19 % větší plocha deflační plošiny u Černého jezera).

7. Zalednění Černého a Čertova jezera mělo, stejně jako v jiných glaciálně modelovaných částech Šumavy, charakter karových ledovců s maximálně několik set metrů dlouhými splazy (Tab. 18.). Zalednění se větší intenzitou projevilo v okolí Černého jezera, což dokládá: větší kar s vyšším stupněm přehloubení, větší rozloha glaciálního akumulčního segmentu, morfologicky výraznější morény, vyšší počet dochovaných morén.

8. Faktory pozitivně a negativně ovlivňující intenzitu zalednění v okolí Černého a Čertova jezera byly následující:

pozitivní zpětná vazba - přítomnost vyživovací oblasti deflačních plošin, závětrné polohy karů, tzn. snížení výparu v ablačním období, výhodná chladná orientace (platí jen pro kar Černého jezera, zastínění vysokou karovou stěnou,

negativní zpětná vazba - menší rozloha deflačních plošin, méně výhodná pozice vůči převládajícímu směru větrů (platí jen pro kar Černého jezera), zvýšený podíl svahů s teplou orientací (platí jen pro kar Čertova jezera),

Tab. 18. Charakteristiky zalednění v okolí Černého a Čertova jezera

	Černé jezero	Čertovo jezero
rozloha akumulčního segmentu reliéfu (ha)	88,4	33,2
rozloha karu (ha)	86,32	71,42
počet morén	5	3
min. nadmoř. výška čelní morény (m n. m.)	850	965
délka ledovce (m)	2030	1370
mocnost ledovce (m)	74	47
TPW-ELA (MELM, m n. m.)	1030-1115	1040 - 1070
TP-ELA (m n. m.)	1250	

9. Potápěčským průzkumem dna Černého jezera bylo potvrzeno, že se mezi jeho dvěma jezerními pánvemi nachází protáhlá akumulace morfologicky odpovídající moréně

10. Klasy v morénách Černého jezera vykazují nižší stupeň opracování než je běžné v morénách skandinávských ledovců (Benn et Ballantyne, 1994) nebo než bylo změřeno v klasech z vrtu na dně Labského dolu (Engel et al., 2010). Způsobeno je to kratší délkou transportu v glaciálním prostředí. Na základě směru a-os klastů lze říci, byl pohyb splazu ledovce Černého jezera souhlasný se směrem toku dnešního Černého potoka.

11. Na základě exoskopické analýzy 13 vzorků sedimentů odebráných z glaciálního akumulčního segmentu Černého jezera byl potvrzen glacigenní původ všech sledovaných akumulací. Zároveň bylo zjištěno, že každá moréna má jiné spektrum charakteristických mikrotvarů křemenných zrn a lze je takto průkazně odlišit.

12. V rašeliništi nacházejícím se cca 150 m na sever od Černého jezera, které je ze tří stran ohraničeno levými bočními morénami a ze západu karovou stěnou, byl odebrán vrt. Celková mocnost odebraného vrtného jádra byla 520 cm. Spodní část vrtu (400 – 520 cm) tvořil minerogenní sediment složený převážně z prachové a jemně písčité zrnitostní frakce s příměsí jílu. Svrchní část v hloubce 0 – 355 cm tvořil organogenní sediment (gyttja, rašelina). Mezi nimi (355 – 400 cm) se nacházela část složená jen z několik centimetrů mocných vrstev sedimentu s proměnlivým obsahem organického materiálu.

13. Sedimenty profilu byly odatovány deseti radiokarbonovými daty a báze tvořená minerogenním sedimentem dvěma daty získanými opticky stimulovanou luminescencí.

Nejstarší údaj byl získán z hloubky 500,5 cm a ukazoval OSL stáří $17,57 \pm 1,97$ tis. let BP a odebraný vrt je tedy nejstarším kontinuálním sedimentárním záznamem z celé Šumavy. Nejstarší radiokarbonové datum bylo získáno z 397 cm a odpovídalo stáří $12\,840 \pm 40$ ^{14}C let BP. Z radiokarbonových dat a OSL datování byl sestaven age-depth model.

14. Na základě přítomnosti laminárního zvrstvení a vytřídění materiálu bylo zjištěno, že se sedimenty minerogenní části profilu (400 – 520 cm) ukládaly ve vodním prostředí. V místě odebraného vrtu se během celé části zachyceného pozdního glaciálu nacházelo chladné oligotrofní jezero s velmi vysokou hodnotou rychlosti sedimentace v rámci profilu (0,4 – 0,6 mm/rok). Toto jezero postupně během ranného holocénu zarostlo vegetací a v průběhu atlantiku došlo k jeho zazemnění, přičemž posledních cca 4 tis. let se v prostoru popisované mezimorénové deprese nachází rašeliniště.

15. Bylo zjištěno, že naměřená proxy data jsou korelovatelná se záznamy z jezerních sedimentů Plešného jezera (Pražáková et al., 2006), Kleiner Arbersee (Raab, 1999; Reuther, 2007), Labského dolu (Engel et al., 2010) a křivkou $\delta^{18}\text{O}$ z vrtu v grónském ledovci (GISP2).

16. Chladné klimatické oscilace indikovalo snížení mediánu zrnitosti, zvýšení Al/Si (zrnitostní proxy), zvýšení MS, zvýšení obsahu Rb a v hloubce od 400 cm směrem k povrchu i zvýšený podíl pylů travin a vyšší podíl pylů borovice a břízy. Těmto změnám odpovídaly změny v rychlosti sedimentace, míře eroze a charakteru zvětrávání. Během oteplování klimatu v mezidobích zmíněných chladných oscilací zřejmě rozmrzala svrchní vrstvy zvětralinového pokryvu a tající voda aktivovala svahové a fluviální procesy, což se odrazilo v ukládání relativně hrubšího hlinitopísčitého materiálu na dně jezera.

17. V odebraném profilu bylo identifikováno 5 částí (v hloubce cca 330 – 355 cm, 380 cm, 410 cm, 440 cm, 480 cm), kde dochází k výrazným změnám v trendu křivek MS, LOI, zrnitosti, obsahu Rb, poměru prvků Al/Si, Zr/Ti, Rb/K a P, S, z nichž spodní 4 souvisí s chladnými oscilacemi.

18. V hloubce 480 cm (cca 17 tis. kal let BP) koreluje lokální minimum v mediánu zrnitosti a lokální maxima v MS a obsahu Rb s lokálním minimem $\delta^{18}\text{O}$ z GISP2, což odpovídá pravděpodobně stadiálu GS2-2a v rámci MIS 2, který je zachycen i v oblasti Kleiner Arbersee

jako postup ledovce (Reuther, 2007), lze tedy předpokládat, že v tomto období došlo i k postupu ledovce Černého jezera, přímo do popisované pánve však nezasáhl.

19. Dvě další lokální minima stejného charakteru jako v hloubce 480 se nacházejí v 430 – 445 cm ($16,15 \pm 1,36$ tis. ^{10}Be let BP) a 410 cm (cca 15,5 tis. kal. let BP) a opět korelují s chladnými výkyvy zaznamenanými v grónském ledovci a odpovídají období vzniku morén Kleiner Arbersee (Reuther, 2007). Výkyv zaznamenaný v 410 cm pravděpodobně odpovídá postupu alpského zalednění v nejstarším dryasu nazývaném Gschnitz. Na základě blízkosti Černého jezera a Kleiner Arbersee, je opět pravděpodobné, že došlo i v zájmovém území k postupu ledovce.

20. Zda došlo k postupu zalednění Černého jezera i v období mladšího dryasu a kdy došlo k úplnému zániku ledovce, není jasné, jelikož chybí datování reliktních morén či sedimentů ze dna karu. Začátek organogenní sedimentace a tím signalizované oteplování je se v profilu nachází v hloubce 400 cm (cca 15,6 – 14,9 tis. kal. let BP). Záznam mezi 380 a 400 cm, který by měl obsahovat i vrstvy z mladšího dryasu je však značně zhuštěn a jeho podrobná interpretace je problematická. V případě Kleiner Arbersee (Raab, 1999; Reuther, 2007) ani Plešného jezera (Pražáková et al., 2006) se v tomto období ledovec již na dně karu nenacházel, ovšem není vyloučeno, že se stáhl pouze do vyšších částí karové stěny s výhodnější chladnou orientací. V období staršího a mladšího dryasu je předpokládána přítomnost ledovce v karu Prášílského jezera (Mentlík, 2011).

21. Přelom pleistocénu a holocénu (cca 380 cm, stáří 11610 – 11280 kal. let BP) je v záznamu proxy dat signalizován výrazným vzrůstem LOI, nárůstem obsahu fosforu, síry a Zr/Ti, snížením obsahu Rb a snížením MS. V tomto období došlo k sedimentaci cca 1,5 cm mocné vrstvy obsahující nerozložené rostlinné makrozbytky. Tato vznikla zřejmě během výrazného oteplení, které v Evropě následovalo po konci mladšího dryasu a velice rychle po svém uložení byla překryta mladšími sedimenty. Bylo zjištěno, že stejná vrstva odpovídajícího stáří byla popsána i v profilu ze dna Kleiner Arbersee (Raab, 1999). Hypotézou je, že tato vrstva indikuje vyschnutí (v případě pánve v morénách Černého jezera) nebo snížení hladiny (pravděpodobnější u Kleiner Arbersee) těchto dvou vodních ploch na konci mladšího dryasu a rozvoj litorální vegetace během výrazné teplé oscilace na začátku holocénu. Tuto teorii podporuje fakt, že se v makrozbytcích studovaného vrtu pocházejících

z tohoto období nenašly žádné indikátory vodního prostředí (objevují se až ve vrstvě od 380 cm výše), ale našly se pouze zbytky litorální druhů. Během následující chladné a vlhké preboreální oscilace (cca 11,3 tis. let BP) došlo k opětovnému napuštění obou jezer a pohřbení vrstvy organiky pod mladší limnický sediment. Jelikož obě události následovaly v krátkém sledu za sebou, organické zbytky tvořících tuto vrstvu se nestihly rozložit.

22. Chladná preboreální oscilace (11,3 tisíc let BP) se v zájmovém území projevila zvýšením míry eroze a tím i trojnásobným zvýšením rychlosti sedimentace. Svahy v tomto období vykazovaly vysokou nestabilitu, jelikož po roztátí povrchové vrstvy zvětralin se v zájmovém území nacházel pouze sporý vegetační klid. Zvýšenou erozi v tomto období indikují i rostlinné makrozbytky obsahující zbytky druhů rostoucích na disturbovaných stanovištích.

23. Po skončení chladné části preboreálu se v zájmové lokalitě opět vytvořila vodní plocha, kterou dokládají nálezy vodní rostliny *Isoetes echinospora* (šídlatka ostnovýtrusá) a vodních korýšů *Cladocera* v makrozbytcích. Na základě preferenčních hloubek výskytu zmiňované vodní rostliny lze předpokládat, že hloubka vodní nádrže dosahovala cca 0,5 – 1 m.

24. Poslední výraznou změnu indikovanou rapidním poklesem obsahu Rb, resp. Rb/K a zvýšením poměru Al/Si, snížením obsahu pylů borovice a břízy a začátkem zvyšování obsah pylu dřevin smíšených doubrav, lze vysledovat v 330 cm (9,7 – 9,5 tis. kal let BP). Na základě korelace uvedených proxy dat lze tvrdit, že jde o záznam oteplení a stabilizaci klimatu během boreálu. V tomto období se v sedimentech poprvé objevily makrozbytky borovice, které značí, že do okolí Černého jezera postoupila horní hranice lesa. Následkem těchto změn došlo k stabilizaci svahů, snížení eroze a postupnému zarůstání vodní plochy.

24. Podobně jako v případě Plešného jezera (Pražáková et al., 2006), koreloval i u vrtu analyzovaného v této práci průběh křivky Rb s průběhem křivky $\delta^{18}\text{O}$ z vrtu GISP2 v grónském ledovci. Geochemickou analýzou a její korelací s granulometrickou analýzou bylo zjištěno, že obsah Rb studovaného vrtu vykazuje pozitivní korelaci s obsahem prachové frakce, ale nepochází ze zvětrávání materiálu místní provenience. V souvislosti s tím, že se obsah Rb pozitivně koreluje s chladnými oscilacemi a je vázán na prach, je možné se domnívat, že Rb pocházelo z eolického materiálu transportovaného a uloženého ve

vrcholových částech Šumavy během chladných výkyvů. Odtud se pak deflací spolu se sněhem dostával do závětrných poloh (karů) a byl zachycován na vodní hladině, přes vodní sloupec pak sedimentoval na dno nádrže. Výrazný pokles obsahu Rb, resp. Rb/K v období cca před 9,5 tis. kal let BP a skoro jeho úplné vymizení se shoduje s obdobím ukončení zvýšené eroze zvětralin a stabilizace svahů způsobených postupem horní hranice lesa na vrcholových oblastí Šumavy. Z důvodu nedostatku korelačních dat se zatím jedná pouze o domněnku, kterou by bylo třeba v budoucnu ověřit.

SEZNAM LITERATURY

- AMMAN, B., Birks, H.J.B, Brooks, S.J., Eicher, U., von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K., Wick, L. Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas — a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000, 159, S. 313-347.
- ANDRÉ, M.F. Les Vosges revisitées par Claude Klein. *Annales de Géographie*. 1996, 105 (590), s. 424 – 426 [online]. Persée – Revues scientifique, Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche, Université Lumière Lyon 2, 2011. [cit. 2011-03-26] Dostupné z: http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_1996_num_105_590_20750_t1_0424_0000_2
- ANDREOLI, R., ROSIQUE, T., SCHMIDT, M., CARROZA, J.M. La dernière phase glaciaire du haut bassin de la Fecht (Vosges, France): dynamique de l'englacement et chronologie relative de la déglaciation. *Géomorphologie: relief, processus, environnmen*. 2006, 1, s. 23-36.
- ANIYA, M., WELCH, R.. Morphometric Analysis of Antarctic Cirques from Photogrammetric Measurements. *Geografiska Annaler*. 1981, Series A, Physical Geography 63 (1/2), S. 41-53.
- BÁBEK, O., CHLACHULA, J., MATYS GRYGAR, T. Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. *Quaternary Science Reviews*. 2011, doi:10.1016/j.quascirev.2011.01.009
- BABŮREK, J. *Polymetamorfní vývoj jednotky Královského hvozdu*. In *Aktuality šumavského výzkumu II*. Srní, 4. - 6. října 2004, s. 9 - 15 [online]. Správa NP a CHKO Šumava, 2004. [cit. 2011-03-26]. Dostupné z WWW: <http://www.npsumava.cz/storage/str9-15.pdf>
- BAHR, D.B., PFEFFER, W.T., SASSOLAS, C., MEIER, M.F. Response time of glaciers as a function of size and mass balance: 1. Theory. *Journal of Geophys. Res.* 1998, 103 (B5), s. 9777-9782.

- BEIJERINCK, W. *Zadenatlas der Nederlandsche Flora ten behoeve van de botanie, palaeontologie, bodemcultuur en warenkennis*. 1. vydání. Wageningen : Veenman and Zonen, 1947, 316 s.
- BENN, D.I. Clast form analysis. In Elias, S.A. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Volume 1. 1. vydání. Amsterdam : Elsevier, 2007, s. 904-909.
- BENN, D.I., BALLANTYNE, C.K. Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. *Sedimentary Geology*. 1994, 91 (1-4), s. 215-227.
- BENN, D.I., EVANS, J. A. *Glaciers and Glaciation*. 1. vydání. London : Arnold, 1998. 734 s. ISBN 0-340-58431-9
- BENN, D.I., LEHMKUHL, F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*. 2000, 65 – 66, s. 15-29.
- BENNETT, M.R., GLASSER, N.F. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. 2. vydání. Chichester: Wiley-Blackwell, 2009, 364 s. ISBN 978 0 470 51690 4
- BERGER, A. *Astronomical theory of climate change*. In Gornitz, V. (Ed.) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 1. vydání. Dordrecht (Netherlands) : Springer, 2009, s. 51-57 . ISBN 978-1-4020-4411-3
- BIRKS, H.H., AMMANN, B. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial–Holocene transition (14,000–9,000 calendar years B.P.) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. 2000, 97, s. 1390–1394.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J.C., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B., INTIMATE Members. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE[†] group. *Journal of Quaternary Science*. 1998, 13 (4), s. 283-292.
- BLAUW, M. Methods and code for „classical“ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*. 2010, 5, s. 512-518.
- BLOTT, S.J., PYE, K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2001, 26, 1237-1248.
- BOHNCKE, S.J.P., HOEK, W.Z. Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in the calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26, s. 1965-1974.

- BOND, G. *The interaction of glaciers and oceans in the context of changing climate*. In KNIGHT, P.G. (Ed.) *Glacier Science and Environmental Change*. 1. vydání. Oxford : Blackwell, 2006, s. 126-132. ISBN 978-1-4051-0018-2
- BOND, G.C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G., JOHNSON, S. The North Atlantic's 1-2 kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrichs events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. In Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.) *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. Geophysical Monograph 112. Washington, DC. : American Geophysical Union, 1999, s. 35–58.,
- BRADLEY, R.S. *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. 2. vydání. San Diego : Harcourt Academic Press. 1999, 613 s. ISBN 0-12-124010-X
- BRAUCHER, R., KALVODA, J., BOURLÈS, D., BROWN, E., ENGEL, Z., MERCIER, J.-L. Late Pleistocene deglaciation in the Vosges and the Krkonoše mountains: correlation of cosmogenic ¹⁰Be exposure ages. *Geografické časopis*. 2006, 58(1), s. 3–14.
- BRAUER, A., ENDRES, CH., GÜNTER, CH., LITT, T., STEBICH, M., NEGENDANK, J.F.W. High resolution sediment and vegetation response to Younger Dryas climate change in varved lake sediments in Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews*. 1999, 18, s. 321-329.
- BRAUER, A, ENDRES, CH., NEGENDANK, J.F.W. Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*. 1999, 61, 1, s. 17-25.
- BROOK, M.S., KIRKBRIDE, M.P., BROCK, B.W. Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2006, 31, s. 1167-1175.
- BROOKS, S.J. Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000, 159, s. 261-279.
- CAPPERS, R.T.J., BEKKER, R.M., JANS, J.E.A. *Digital seed atlas of the Netherlands*. Groningen Archaeological Studies 4. Groningen : Barkhuis/Groningen University Library, 2006, 502 s. ISBN 9789077922118

- CARR, S. J., ENGEL, Z., KALVODA, J., PARKER, A. *Towards a revised model of Late Quaternary mountain glaciation in the Krkonoše Mountains, Czech Republic*. In Goudie, A.S., Kalvoda, J. (eds.), *Geomorphological Variations*. Praha : P3K, 2007, s.253–268.
- CARRIVICK, J.L., BREWER, T.R. Improving local estimations and regional trends of glacier equilibrium line altitudes. *Geografiska Annaler*. 2006, 86A (1), s. 67-79.
- CREMER, M., LEGIGAN, P. Morphology and Surface Texture of Quartz Grains from ODP site 645, Baffin Bay. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1989, Vol. 105, s. 21-28.
- CZUDEK, T. *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. 1. vydání. Brno : Moravské zemské muzeum, 2005, 238 s. ISBN 80-7028-270-3
- ČERNÁ, B. *Rozsah a morfologické účinky kvartérního zalednění v severním svahu Jizerských hor*. Praha, 2009. 133 s. Disertační práce (Ph.D.). Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- ČEŘOVSKÝ, J. et al. Červená kniha ohrožených a vzácných druhů rostlin a živočichů České republiky a Slovenské republiky: Díl 5, Vyšší rostliny. 1. vydání. Bratislava : Příroda, 1999, 453 s. ISBN 80-07-01085-8
- ČTVRTLÍKOVÁ, M. Soudobý výzkum šidlatek Isoëtes na Šumavě. In *Aktuality šumavského výzkumu II*. Srní, 4. - 6. října 2004, s. 124-128 [online]. Správa NP a CHKO Šumava, 2004. [cit. 2011-03-05]. Dostupné z:
<http://www.npsumava.cz/cz/1247/1595/clanek/konference-2004---sbornik/>
- DAVIS, P.T. Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and Surrounding Alpine Areas in the Northeastern United States. *Géographie Physique et Quaternaire*. 1999, 53 (1), s. 25-45.
- DE BEAULIEU, J.-L., REILLE, M. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*. 1992, 11, s. 431-438.
- DEMEK, J. K otázce výskytu pleistocénních ledovců s chladnou bází v České vysočině (Česká republika). *Geografický časopis*. 1998, 50, sv. 3-4, s. 211-219.
- DEMEK, J., KOPECKÝ, J. Mt. Králický Sněžník (Czech Republic): Landforms and problems of Pleistocene glaciation. *Moravian Geographical Reports*. 1998, 6, 2, s. 18-37.
- DERBYSHIRE, E. *Cirque*. In: Fairbridge, R.W. (Ed.), *The Encyclopedia of geomorphology*. 1. vydání. New York : Reinhold Book. Corp., 1968, s. 119-123.

- DUPHORN, K. Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1968, Bd. 19, s. 164-174.
- ENGEL, Z. *Pleistocénní zalednění české části Krkonoš*. Praha, 2003. 168 s. Disertační práce (Ph.D.). Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- ENGEL, Z. Late Pleistocene glaciation in the Krkonoše Mts. In: Goudie, A.S., Kalvoda, J. (Eds.), *Geomorphological Variations*. 1. vydání. Praha: P3K, 2007, s. 269-285.
- ENGEL, Z., JANKOVSKÁ, V., KŘÍŽEK, M., TREML, V. Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu. *Opera Corcontica*. 2007, 44, 1, s. 89-93.
- ENGEL, Z.; NÝVLT, D.; KŘÍŽEK, M.; TREML, V.; JANKOVSKÁ, V.; LISÁ, L. Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews*. 2010, Vol. 29, s. 913-927.
- ENGEL, Z., TRACZYK, A., BRAUCHER, R., WORONKO, B., KŘÍŽEK, M. Use of ¹⁰Be exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains, Poland/Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 2011, 55 (2), s. 175-196.
- ERGENZINGER, P. Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1967, Bd. 18, s. 152-168.
- EVANS, D.J.A. Moraine forms and genesis. In Elias, S.A. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Volume 1. 1. vydání. Amsterdam : Elsevier, 2007, s.772-784
- EVANS, D.J.A., BENN, D.I. *A practical guide to the study of glacial sediments*. London : Arnold, 2004, 265 s. ISBN: 0-340-75959-3
- EVANS, I.S. World-Wide variation in the direction and concentration of cirque and glacier aspect. *Geografiska Annaler*. 1977, Series A Physical Geography, 59, 3/4, s. 151-175.
- EVANS, I.S. *Cirque, glacial*. In: Goudie, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of geomorphology*. Volume 1. London : Routledge, 2004, s. 154-158. ISBN 0-415-32737-7
- EVANS, I.S. Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effect. *Geomorphology*. 2006a, 80, s. 245-266.
- EVANS, I.S. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*. 2006b, 73, s. 166-184.
- EVANS, I.S. *Glacial landforms, erosional features*. In Elias, S.A. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Volume 1. 1. vydání. Amsterdam : Elsevier, 2007, s. 838-852.

- EVANS, I.S., COX, N. J. The forms of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 1995, 39 (2), s. 175-202.
- FEDERICI, P.R., SPAGNOLO, M. Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geografiska Annaler*. 2004, Series A, Physical geography 86 (3), 235-248.
- FIEBIG, M., BUITER, S.H.J., ELLWANGER, D. Pleistocene glaciation of South Germany. In Ehlers, Gibbard., P.L. (Eds.). *Quaternary Glaciations Extent and Chronology - Part I: Europe. Developments in Quaternary science*. 2004, 2, s. 147-154.
- FITZPATRICK, K.T., SUMMERSON, C.H. Some observations on electron micrographs of quartz sand grains. *The Ohio Journal of Science*. 1971, 71 (2), s. 106-117.
- FLAGEOLLET, J.-C. Quartäre Vereisung in den lothringischen Vogesen: Anzahl, Ausdehnung und Alter. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1988, Bd. 38, s. 17-36.
- FLORINETH, D., SCHLÜCHTER, CH. Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*. 2000, 54, s. 295-308.
- GALE, S.J., HOARE, P.G. *Quaternary sediments: Petrographic Methods for the Study of Unlithified Rocks*. 1. vydání. London : Belhaven Press, 1991, 323 s. ISBN 0-470-21762-6
- GARCÍA-RUIZ, J.M., GÓMEZ-VILLAR, A., ORTIGOSA, L., MARTÍ-BONO, C.. Morphometry of Glacial Cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*. 2000, Series A, Physical Geography 82 (4), s. 433-442.
- GORDON, J.E., 1977. Morphometry of Cirques in the Kintail-Affric-Cannich Area of Northwest Scotland. *Geografiska Annaler*. 1977, Series A, Physical Geography 59 (3/4), s. 177-194.
- GOSLAR, T., BAŁAGA, K., ARNOLD, M., TISNERAT, N., STARNAWSKA, E., KUŹHNIARSKI, M., CHRÓST, L., WALANUS, A., WIĘCKOWSKI, K. Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland). *Quaternary Science Reviews*. 1999, 18, s. 899-911.
- GRAF, W.L. Cirques as Glacier Locations. *Arctic and Alpine Research*. 1976, 8 (1), s. 79-90.
- GRAHAM, D.J., MIDGLEY, N.G. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: An Excel spreadsheet method. *Earth Surface and Processes Landforms*. 2000, 25, 13, s. 1473-1477.
- GRYGAR, T., SVĚTLÍK, I., LISÁ, L., KOPTÍKOVÁ, L., BAJER, A., WRAY, D.S., ETTLER, V. MIHAJLEVIC, M., NOVÁKOVÁ, T., KOUBOVÁ, M., NOVÁK, J., MÁČKA, Z., SMETANA, M. Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the

- Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from the last millennium. *Catena*. 2010, 80, 2, s. 106-121.
- GUIOT, J., de BEAULIEU, J.L., CHEDDADI, R., DAVID, F., PONEL, P., REILLE, M. The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1993, 103, s. 73-93.
- HAJDAS, I., ZOLITSCHKA, B., IVY-OCHS, S., BEER, J., BONANI, G., LEROY, S., NEGENDANK, J., RAMRATH, M., SUTER, M. AMS radiocarbon dating of annually laminated sediments from Lake Holzmaar, Germany. *Quaternary Science Reviews*. 1995, 14, s. 137–143.
- HAUNER, U. Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. *Regensburger Geographische Schriften*. 1980, Bd. 14, s. 1-198.
- HAYNES, V.M. The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*. 1968, 50 A (4), s. 221-234.
- HAYES, J.D., IMBRIE, J., SHACKELTON, N.J. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Age. *Science*. 1976, 194, s. 1121-1132.
- HEIRI, O., LOTTER, A. F., LEMCKE, G.. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*. 2001, 25, s. 101-110.
- HOFMANN, W. Response of the Chydorid fauna to rapid climatic changes in four alpine lakes at different altitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000, 159, 281-292.
- HORMES, A., BLAAUW, M., DAHL, S.O., NESJE, A., POSSNERT, G. Radiocarbon wiggle-match dating of proglacial lake sediments – Implications for the 8.2 ka event. *Quaternary Geochronology*. 2009, 4, s. 267-277.
- HOUSAROVÁ, M., MENTLÍK, P. Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. *Miscellanea geographica Universitatis Bohemiae Occidentalis*. 2004, 10, S. 129-144.
- HÖVERMANN, J. Neues zur pleistozänen Harzvergletscherung. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1987, Bd. 37, s. 99-107.

- HUBBARD, B., GLASSER, N. Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. 1. vydání. Chichester : Wiley. 2005, 400 s. ISBN: 0-470-84427-2
- HUGHES, P.D., GIBBARD, J.C., WOODWARD, J.C. Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology*. 2007, 88, 242-253.
- HUGUET, F. Cirque glaciaires et étagement des formes dans le massif du Feldberg, dans le sud de la Fôret Noir (Allemagne). *Géomorphologie: relief, processus, environnmen*. 2007, 4, s. 309-318.
- HUIJZER, B., VANDENBERGHE, J. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science*. 1998, 13 (5), s. 391-417.
- HUSÁK, Š., VÖGE, M., WEILNER, C. Isoëtes echinospora and I. lacustris in the Bohemian Forest lakes in comparison with other european sites. *Silva Gabreta*. 2000, 4, s. 245-252.
- CHÁBERA, S. Přehled vývoje názorů na otázku zalednění Šumavy. *Šumava*. 1975, 5, s. 5-7.
- CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. *Geologická minulost České republiky*. 1. vydání. Praha : Academia, 2002, 436 s. ISBN 80-200-0914-0
- CHMAL, H.; TRACZYK, A. Die Vergletscherung des Riesengebirges. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 1999, Suppl. Bd. 113, s. 11-17.
- CHUECA, J., JULIÁN, A. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain). *Geografiska Annaler*. 2004, 86A (1), 81-89.
- CHURCH, M., MARK, D.M. One size and scale in geomorphology. *Progress in Physical Geography*. 1980, 4, 3, s. 342-390.
- ISARD, S.A. Estimating potencial direct insolation to alpine terrain. *Arctic and Alpine Research*. 1983, 15,1, s. 77-89.
- ISARIN, R.F.B., RENSSSEN, H., KOSTER, E.A. Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997, 134, 1-4, S. 127-148.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W., SCHLÜCHTER, C. Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*. 2006, 21, s. 115-130.

- JACOMET, S., KREUZ, A. *Archäobotanik. Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung*. UTB, Stuttgart, 1999, 368 s. ISBN 3-8252-8158-2
- JAHN, A. (Ed.). *Karkonosze polskie*. Wrocław : Ossolińskich, 1985, 566 s. ISBN 8304015862
- JANKOVSKÁ, V. Late Glacial and Holocene history of Plešné Lake and its surrounding landscape based on pollen and palaeoalgal analyses. *Biologia*. 2006, Section Zoology, 61 (Suppl. 20), s. 371-385.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M., KOCUM, J., ČESÁK, J. Nová batymetrická mapování glaciálních jezer na české straně Šumavy. *Geografie - Sborník ČGS*. 2005, roč. 110, č. 3, s. 176-187.
- JENÍK, J. Übersicht der Theorie der anemo-orographischen Systeme. *Preslia*. 1959, 30, s. 337-357.
- JENÍK, J. Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemo-orografických systémů. 1. vydání. Praha : Nakl. ČSAV, 1961, 409 s.
- JÓHANNESSON, T., RAYMOND, CH., WADDINGTON, E. Time-scale for adjustment of glaciers to change in mass balance. *Journal of Glaciology*. 1989, 35, 121, s. 355-369.
- JOL, H.M. *Ground penetrating radar: Theory and applications*. 1. vyd. Amsterdam : Elsevier. 2009, 524 s. ISBN 978-0-444-53348-7
- KARLÉN, W., MATTHEWS, J.A. Reconstructing Holocene glacier variations from glacier lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, southern Norway. *Geografiska Annaler*. 1992, 74 A (4), s. 327-348.
- KASER, G. *Mountain Glaciers*. In KNIGHT, P.G. (Ed.) *Glacier Science and Environmental Change*. 1. vydání. Oxford : Blackwell, 2006, s. 268-271. ISBN 978-1-4051-0018-2
- KATZ, N. J., S. V. KATZ, AND M. G. KIPIANI. *Atlas and Keys of Fruits and Seeds Occuring in the Quaternary Deposits of the USSR*. 1. vydání. Nauka, Moscow 1965. 365 s.
- KETTLE, H., KOPÁČEK, J., HEJZLAR, J. Modelling air temperature at Čertovo Lake back to 1781. *Silva Gabreta*. 2003, 9, s. 15-32.
- KOBASHI, T., SVERINGHAUS, J.P., BARNOLA, J.M. 4 ± 1.5 °C abrupt warming 11,270 yr ago identified from trapped air in the Greenland ice. *Earth and Planetary Science Letters*. 2008, 268, s. 397 – 407.
- KOCUM, J., JANSKÝ, B. Limnologická studie Čertova jezera. *Geografie – Sborník České geografické společnosti*. 2005, 110, 3, s. 152 – 175.
- KOINIG, K.A., SHOTYK, W., LOTTER, A.F., OHLENDORF, C., STURM, M. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an

- alpine lake – the role of climate, vegetation, and landuse history, *Journal of Paleolimnology*. 2003, 30, s. 307–320.
- KOPÁČEK, J. HEJZLAR, J., KAŇA, J., NORTON, S.A., PORCAL, P., TUREK, J. Trends in aluminium export from a mountainous area to surface waters, from deglaciation to the recent: Effects of vegetation and soil development, atmospheric acidification, and nitrogen-saturation. *Journal of Inorganic Biochemistry*. 2009, 103, s. 1439-1448.
- KOPÁČEK, J., KAŇA, J., ŠANTRŮČKOVÁ, H., PORCAL, P., HEJZLAR., J., PICEK, T., ŠIMEK, M., VESELÝ, J. Physical, chemical, and biochemical characteristics of soils in watersheds of the Bohemian Forst Lakes: II. Čertovo and Černé Lakes. *Silva Gabreta*. 2002, 8, s. 67-94.
- KOPÁČEK, J., MAREŠOVÁ, M., NORTON, S.A., PORCAL, P., VESELÝ, J. Photochemical source of metals for sediments. *Environmental Science and Technology*. 2006, 40, 14, s. 4455-4459.
- KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL, Z. Constructions and characteristics of k-curve as means of determination of cirque remodelation. In Schrott, L., Otto, J.-Ch. (Eds.) 3. Mitteleuropäische Geomorphologietagung (Geomorphologie in Wissenschaft und Praxis – Kompetenz und Herausforderungen). Salzburg : Universität Salzburg. 2008, s. 114.
- KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL., Z. Cirque overdeepening defined by k-curves and their relationship to morphometry: a case study of the Bohemian Massif (Central Europe). *Geomorphology*. [in review]
- KŘÍŽOVÁ, L. Exoskopický standard sedimentů glacienních akumulčních forem reliéfu. Praha, 2010. 97 s. Diplomová práce (Mgr.). Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- KŘÍŽOVÁ, L., KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K. Exoscopic features of glacial sediments and their using for classification of moraine types: case study from the Bohemian Forest (the Czech Republic). *Sedimentology*. [in review]
- KUNSKÝ, J. Zalednění Šumavy a šumavská jezera. *Zvláštní otisk ze Sborníku Československé společnosti zeměpisné*. 1933, 39, 1-4, s. 3-16.
- KUNSKÝ, J. *Geomorfologický náčrt Krkonoš*. Klika, J. (Ed.) Příroda v Krkonoších: Přírodovědecký průvodce. 1. vydání. Praha : Česká grafická Unie, 1948, s. 54-89.

- KUTZBACH, J., GALLIMORE, R., HARRISON, S., BEHLING, P., SELIN, R., LAARIF, F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews*. 1998, 17, s. 473-506.
- LEROY, S. A. G., ZOLITSCHKA, B., NEGENDANK, J. F. W., SERET, G. Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones. *Boreas*. 2000, 29, s. 52–71.
- LEWANDOWSKI, W., ZGORZELSKI, M. Wall-sided glaciers. *Miscellanea Geographica Warszawa*. 2004, 11, s. 75-80. [cit. 2011-06-23]. Dostupné online: <http://www.wgsr.uw.edu.pl/pub/uploads/mcg04/101lewandowski.pdf>
- LITT, T., STEBICH, M. Bio- and Chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel Region, Germany. *Quaternary International*. 1999, 61, s. 5-16.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BAŁAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M., NEGENDANK, J.F.W. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20, s. 1233-1249.
- LÓPEZ-MORENO, I.L, NOGUÉS-BRAVO, D., CHUECA-CÍA, J., JULIÁN-ANDRÉS, A. Glacier development and topographic context. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2006, 31, 1585-1594.
- LUKNIŠ, M. Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. 1. vydani. Bratislava : Vydavateľstvo SAV, 1973, 376 s.,
- MAGNY, M., VANNIÈRE, B., DE BEAULIEU, J.-L., BÉGEOT, C., HEIRI, O., MILLET, L., PEYRON, O., WALTER-SIMONNET, A.-V. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26, s. 1951-1964.
- MAGRI, D., VENDRAMIN, G.G., COMPS, B., DUPANLOUP, I., GEBUREK, T., GÖMÖRY, D., LATALOWA, M., LITT, T., PAULE, L., ROURE, J. M., TANTAU, I., VAN DER KNAAP, W.O., PETIT, R.J., DE BEAULIEU J.L. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytology*. 2006, 171, s. 199-221.
- MAHANEY, W.C. *Atlas of sand grain surface textures and application*. 1. vydání. New York : Oxford University Press, 2002, 256 s. ISBN 0195138120

- MANLY, B.F.J. *Multivariate statistical methods: A primer*. 3rd ed. Florida : Chapman and Hall/CRC, 2005, 214 s. ISBN 1-58488-414-2
- MARŠÁKOVÁ-NĚMEJCOVÁ, M., MIHÁLIK, Š., et al. *Národní parky, rezervace a jiná chráněná území přírody v Československu*. 1. vydání. Praha : Academia, 1977, 474 s.
- MARTINI, I.P., BROOKFIELD, M.E., SADURA, S. *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. 1. vydání. New Jersey : Prentice Hall Inc., 2001, 381 s. ISBN 0-13-526518-5
- MATTSON, L.E., GARDNER, J.S., YOUNG, G.J. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot glacier, Punjab, Himalaya. *Snow and Glacier Hydrology* (Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992). 1993, IAHS Publ. no. 218, s. 289-296.
- MCCUNE, B. Improved estimates of incident radiation and heat load using non-parametric regression against topographic variables. *Journal of Vegetation Science*. 2007, 18, s. 751-754.
- MELOUN, M., MILITKÝ, J., HILL, M. *Počítačová analýza vícerozměrných dat v příkladech*. 1. vydání. Praha : Academia, 2005, 449 s. ISBN 80-200-1335-0
- MENTLÍK, P. Zarovnané povrchy ve vrcholových partiích Špičáku a Rozvodí. *Silva Gabreta*. 2001, 6, s. 7-18.
- MENTLÍK, P. The preliminary results of research of accumulation glacial forms in the surroundings of Laka „lake“. *Miscellanea Geographica Univeristatis Bohemiae Occidentalis*. 2005, 11, s. 31-46.
- MENTLÍK, P. *Geomorfologická analýza a tvorba GmIS okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě*. Bratislava, 2006. 252 s. Disertační práce (Ph.D.). Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie.
- MENTLÍK, P. Systémová a geomorfologická analýza. *Miscellanea Geographica Univeristatis Bohemiae Occidentalis*. 2007, 13, s. 41-46.
- MENTLÍK, P. Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod. Bratislava, 2011. 178 s. Habilitační práce (Doc.). Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie.
- MENTLÍK, P.; MINÁR, J.; BŘÍZOVÁ, E.; LISÁ, L.; TÁBOŘÍK, P.; STACKE, V. Glaciation in the surroundings of Prášílské Lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Geomorphology*. 2010, Vol. 117, s. 181-194.

- MENZIES, J. *Glaciers and Ice sheets*. In MENZIES, J. (Ed.) Modern and past Glacial Environments – Revised Student Edition. 1. vydání. Oxford : Butterworth and Heinemann, 2002, s. 53-78.
- MERCIER, J.-L., BOURLÈS, D.L., KALVODA, J., ENGEL, Z., BRAUCHER, R. Report on radiometric ¹⁰Be dating of glacial and periglacial landforms in the Giant Mountains. *Opera Corcontica*. 2002, 39, s. 169-174.
- MERCIER, J.-L., JESER, N. The glacial history of Vosges Mountains. In Ehlers, J., Gibbard., P.L. (Eds.). Quaternary Glaciations Extent and Chronology - Part I: Europe. *Developments in Quaternary science*. 2004, 2, s. 113-117.
- MEYER, H.H., KOTTMEIER, CH. Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit – abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1989, 39, s. 10-18.
- MIGOŃ, P. The role of preglacial relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with the special references to the Karkonosze Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1999, Suppl.-Bd. 113, s. 33-44.
- MOORE, P.D., WEBB., J.A., COLLINSON, M.E. *Pollen analysis*. 2. vydání. Oxford : Blackwell, 1991, 216 s. ISBN 0865428956
- NALEPKA, D., WALANUS, A. POLPAL – Program for counting pollen grains, diagrams plotting an numerical analysis. *Acta paleobotanica*. 2003, Suppl. 2, s. 659-661
- NESJE, A., DAHL, S. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 1992, 94, s. 87-97.
- OLYPHANT, G.A. Allometry and cirque evolution. *Geological Society of America Bulletin*. 1981, Part I, 92, s. 679-685.
- ØSTREM, G. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in the moraine ridges. *Geografiska Annaler*. 1959, 41 (4), s. 228-230.
- PÁNEK, T.; HRADECKÝ, J. Současný geomorfologický výzkum v Západních Beskydech a Podbeskydské pahorkatině. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*. 2000, 7, s. 44-47. [cit. 2011-03-26] Dostupné také z: <http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>
- PAZDUR, A., FONTUGNE, M.R., GOSLAR, T., PAZDUR, M.F. Lateglacial and Holocene lake-level changes of the Gościąg Lake, Central Poland, derived from carbon isotope studies of laminated sediment. *Quaternary Science Reviews*. 1995, 14, s. 125-135.

- PELÍŠEK, J. K otázce zalednění Moravskoslezských Beskyd. *Sborník ČSSZ*. 1952, 57, s. 60-65.
- PEARSALL, D.M. *Paleoethnobotany: A Handbook of Procedures*. 1. vydání. San Diego : Academic Press, 1989, 470 s. ISBN 0125480407
- PFAFFL, F. Glazialmorphologische Untersuchungen an den Lachen im Arbergebiet/ Bayerischer Wald. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1986, 36, 3-4, s. 269-278.
- PFAFFL, F. Glazialmorphologische Untersuchungen am Rachel-Nordkar und am Grossen Arbersee im Bayerischen Wald. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1988, 38, s. 7-26.
- PFAFFL, F. Der Bayerische Wald im Tertiär und Quartär. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1989, 39, s. 1-38.
- PFAFFL, F. Die Glazialsee des Hohen Böhmerwaldes. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1992, 42, s. 143-146.
- PFAFFL, F. Zur Geologie des Arbergebiets. *Bayerisches Landesamt für Umweltschutz. Schriftenreihe: Aus den Naturschutzgebieten Bayerns. Die Naturschutzgebiete am Arber*. 1997, 144, s. 9-14.
- PFAFFL, F. Vor 30,000 Jahren: Gletscher am Arber. *Schöner Bayerischer Wald, Zeitschrift für Kultur, Freizeit, Erholung und Unterhaltung*. 2001, 141, s. 35.
- PILOUS, V. Pleistocénní glacienní a nivační modelace Jizerských hor. *Opera Corcontica*. 2006, 43, s. 21-44.
- PONEL., P. Rissian, Eemian and Würmian Coleoptera assemblages from La Grande Pile (Vosges, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1995, 114, 1, s. 1-41
- PORTER, S.C. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20, s. 1067-1091.
- PRAŽÁKOVÁ, M., VESELÝ, J., FOTT, J., MAJER, V., KOPÁČEK, J. The long-term succession of cladoceran fauna and palaeoclimate forcing: A 14,600-year record from Plešné Lake, the Bohemian Forest. *Biologia*. 2006, Section Zoology, 61 (Suppl. 20), s. 387-399.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRBETSCHKEK, M., RICHTER, D., SPENCER, J.Q.G. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 2008, 57, 1-2, s. 95-149.
- PROSOVÁ, M. Zalednění Hrubého Jeseníku. *Campanula*. 1973, 4, s. 115-123.

- PROSOVÁ, M., SEKYRA, J. Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu. *Časopis pro mineralogii a geologii*. 1961, VI, č. 4, s. 448-463.
- RAAB, T. Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischenwaldes im Arbergebiet. *Regensburger Geografische Schriften*. 1999, Heft 32, 327 s.
- RAAB, T., VÖLKEL, J. Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews*. 2003, Vol. 22, s. 581-593.
- RAHM, G. Die Vergletscherung der Belchengebietetes (Südschwarzwald) zür Würmeiszeit. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1987, Bd. 37, s. 31-39.
- RASEMANN, S., SCHMIDT, J., SCHROTT, L., DIKAU, R. *Geomorphometry in mountain terrain*. In: M. Bishop, Shroder Jr., J. (Eds.), *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*. 1. vydání. Berlin : Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, 2004, s. 101-146.
- REIMER, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., & Weyhenmeyer, C. E. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*. 2009, 51(4), s. 1111-1150.
- RENSEN, H., ISARIN, R.F.B. The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change*. 2001, 30, s. 117-153.
- REUTHER, A.U., Surface exposure dating of glacial deposits from the last glacial cycle. Evidence from the Eastern Alps, the Bavarian Forest, the Southern Carpathians and the Altai Mountains. *Relief Boden Palaeoklima*. 2007, 21, s. 1-213.
- RIND, D. *Atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum*. In Gornitz, V. (Ed.) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 1. vydání. Dordrecht (Netherlands) : Springer, 2009, s. 57-61. ISBN 978-1-4020-4411-3
- RIND, D. The Sun's role in the Climate Variations. *Science*. 2002, 269, s. 673-677.
- ROVÉRA, G. Notes de lecture: Cl. Klein avec la collab. dej. Désiré-Marchand: Le relief des Hautes-Vosges. L'intérêt géomorphologique particulier du dispositif étage culminant. *Revue de géographie alpine*. 1995, 83, 3, s. 177-177.

- RUDBERG, S. Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige. (English summary). *Geographica*. 1954, 25, 457 s.
- RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE-PIEDRABUENA, M.A., SERRANO-MUELA, M.P., MARTÍ-BONO, C., GARCÍA-RUIZ, J.M. Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 2009, 53, 1, s. 47-68.
- SCHREINER, A. Zur Quartärgeologie des unteren Wehrtales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Risseiszeit (SW Deutschland). *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1995, 45, s. 62-74.
- SEKYRA, J. *Geomorfologické poměry s přihlédnutím ke geologii kvartéru*. In KODYM, O. ml. et al. Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXVI Strakonice. 1. vydání. Praha : ČSAV, 1961, s. 115-123.
- SEKYRA, J. Kvartérně geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika. *Opera Corcontica*. 1964, 1, s. 7-24.
- SEKYRA, J., SEKYRA, Z. Former existence of plateau icefield in Bílá Louka meadow, Eastern Giant Mountains: hypothesis and evidence. *Opera Corcontica*. 2002, 39, s. 35-43.
- SEMMELE, A. *Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland: Grundzüge, Forschungsstand, Aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften*. 5. vydání. Stuttgart : Steiner, 1996, 199 s. ISBN 351506897X
- SERET, G., DRICOT, E., WANSARD, G. Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*. 1990, 346, s.453–456.
- SERET, G., GUIOT, J., WANSARD, G., de BEAULIEU, REILLE, M. Tentative palaeoclimatic reconstruction linking pollen and sedimentology in La Grand Pile (Vosges, France). *Quaternary Science Reviews*. 1992, 11, 425-430.
- SHAKESBY, R.A., SMITH, J.G., MATTHEWS, J.A., WINKLER, S., DRESSER, P.Q., BAKKE, J., DAHL, S.O., LIE, Ø., NESJE, A. Reconstruction of Holocene glacier history from distal sources: glaciofluvial stream-bank mires and the glaciolacustrine sediment core near Sota Sæter, Breheimen, southern Norway. *The Holocene*. 2007, 17 (6), s. 729-745.
- SCHMIDT, R., KAMENIK, C., TESSADRI, R., KOINIG, K.A. Climatic changes from 12,000 to 4,000 years ago in the Austrian Central Alps tracked by sedimentological and biological proxies of a lake sediment core. *Journal of Paleolimnology*. 2006, 35, s. 491–505
- SIEGERT, M.J. Glacial landforms, ice sheets. In S.A. Elias (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Volume 1. 1. vydání. Amsterdam : Elsevier, 2007, s. 864-871.

- SNEED, E.D., FOLK, R.L. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in clast morphogenesis. *Journal of Geology*. 1958, 66, s. 114-150.
- SOFRON, J., ŠTĚPÁN, J. Vegetace šumavských karů. *Rozpravy ČSA, řada přírodních a matematických věd*. 1971, roč. 81, sešit 1, 57 s.
- SOUKUPOVÁ, L. Developmental diversity of peatlands in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta*. 1996, 1, s. 99-107.
- STARKEK, L. Younger Dryas – Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. *Global and Planetary Change*. 2002, 32, s. 157-167.
- STEFFANOVÁ, P., MENTLÍK, P. Comparison of morphometric characteristics of cirques in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta*. 2007, 13, 3, s. 191-204.
- STRÁNÍK, F. Geomorfologie oblasti Čertova jezera. Praha, 2001. 55 s. Diplomová práce (Mgr.). Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- SVOBODOVÁ, H., SOUKUPOVÁ, L., REILLE, M. Diversified development of mountain mires, Bohemian Forest, Central Europe, in the last 13,000 years. *Quaternary International*. 2002, 91, s. 123-135.
- ŠEBESTA, J., TREML, V. Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních uzávěrů Krkonoš. *Opera Corcontica*. 1976, 13, s. 7-44.
- ŠTEFKOVÁ, E. Diatom species composition in the sediment core of Plešné Lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Silva Gabreta*. 2008, 14, s. 73-84.
- TÁTOSOVÁ, J., VESELÝ, J., STUHLÍK, E. Holocene subfossil chironomid stratigraphy (Diptera: Chironomidae) in the sediment of Plešné Lake (the Bohemian Forest, Czech Republic): Palaeoenvironmental implications. *Biologia*. 2006, Section Zoology, 61 (Suppl. 20), s. 401-411.
- TELFORD, R.J., HEEGAARD, E., BIRKS, H.J.B. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene*. 2004, 14, s. 296-298.
- TRACZYK, A. Late pleistocene evolution of periglacial and glacial relief in the Karkonosze Mountains. New hypotheses and research perspectives. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica*. 2004, 1, s. 59-72.
- TRACZYK, A.; ENGEL, Z.; JANÁSKOVÁ, B.; KASPRZAK, M. Glacjalna morfologia wierzchowiny Gór Izerskich w świetle badań w rezerwacie „Rybí loučky“ (Republika Czeska). *Landform Analysis*. 2008, Vol. 9, s. 129-133.

- TRACZYK, A., WORONKO, B. Historia zlodowacenia doliny Łomnicy w Kakronoszach w zapisie mikromorfologii powierzchni ziarn kwarcu. *Przegląd Geologiczny*. 2010, vol. 58, Nr. 15, s. 1182-1191.
- TREML, V., KŘÍŽEK, M., ENGEL, Z. Geneze akumuláčních forem reliéfu v údolí Prudkého potoka (Králický Sněžník). Máčka, Z., Kallabová, E. (Eds.). *Geomorfologický sborník 7*. 1. vydání, Brno: Přf MU, 2008, s. 59-60. ISBN 978-80-86407-39-5
- TREML, V., KŘÍŽEK, M., ENGEL, Z. Classification of patterned ground based on morphology and site characteristics: a case study from the High Sudetes, Central Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2010, 21, s. 67-77.
- TREML, V., KŘÍŽEK, M., ENGEL, Z., PETR, L. Genetické typy údolních uzávěrů hlavního hřbetu Hrubého Jeseníku. Máčka, Z., Kallabová, E. (Eds.). *Geomorfologický sborník 7*. 1. vydání, Brno: Přf MU, 2008, s. 59-60. ISBN 978-80-86407-39-5
- TRENHAILE, A.S. Cirque morphometry in the Canadian Cordillera. *Annals of the Association of American Geographers*. 1976, 66 (3), 451-462.
- URBAN, B. Pollenanalytische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Bruchbergmoores/Oberharz. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1978, 28, s. 189-194.
- VEJNAR, Z. Svorová oblast série Královského hvozdu na Šumavě. *Sborník Ústředního ústavu geologického*. 1961, sv. 28, oddíl geologický, s. 107-142.
- VELICHKEVICH, F.Y., ZASTAWNIAK, E. *Atlas of the Pleistocene vascular plant macrofossil of Central and Eastern Europe*. Part 1: Pteridophytes and Monocotyledons. 1. vydání. Kraków : Polish Academy of Science, W. Szafer Institute of Botany, 2006, 224 s. ISBN 8389648377
- VELICHKEVICH, F.Y., ZASTAWNIAK, E. *Atlas of the Pleistocene vascular plant macrofossil of Central and Eastern Europe*. Part 2: Herbaceous Dicotyledones. 1. vydání. Kraków : Polish Academy of Science, W. Szafer institute of Botany, 2009, 380 s. ISBN 9788389648730
- VESELÝ, J. Investigation of the nature of the Šumava lakes: a review. *Časopis Národního muzea*. 1994, Řada přírodovědná, 163, s. 103-120.
- VESELÝ, J. Changes in the vegetation of the Černé Lake area inferred from pollen analysis of lake sediment: period between 3400 BC and 1600 AD. *Silva Gabreta*. 1998, 2, s. 141-153.
- VESELÝ, J. Trace elements in the Bohemian Forest lakes. *Silva Gabreta*. 2000a, 4, s. 167-178.

- VESELÝ, J. The history of metal pollution recorded in the sediments of Bohemian Forest lakes: Since the Bronze Age to the present. *Silva Gabreta*. 2000b, 4, s. 147-166.
- VILBORG, L. The cirque forms of Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*. 1977, Series A, Physical geography 59 (3/4), s. 89-150.
- VILBORG, L. The Cirque Form of Central Sweden. *Geografiska Annaler*. 1984, Serie A, Physical Geography, Vol. 66, No. 1/2, s. 41-77.
- VITÁSEK, F. Naše hory ve věku ledovém. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*. 1924, XXX, s. 85-105.
- VOČADLOVÁ, K. *Glaciální formy reliéfu v okolí Černého jezera na Šumavě*. Praha, 2006. 108 s. Diplomová práce (Mgr.). Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.
- VOČADLOVÁ, K., KŘÍŽEK, M. Glacial landforms in the Černé jezero Lake area. *Miscellanea geographica Universitatis Bohemiae Occidentalis*. 2005, 11, s. 47-63.
- VOČADLOVÁ, K.; KŘÍŽEK, M.; ČTVRTLÍKOVÁ, M.; HEKERA, P. Hypothesis for the Last Stage of Glaciation in the Černé Lake Area (Bohemian Forest, Czech Republic). *Silva Gabreta*. 2007, Vol. 13 (3), s. 205-216.
- VOČADLOVÁ, K., PETR, L., ŽÁČKOVÁ, P., KŘÍŽEK, M., KŘÍŽOVÁ, L. Continuous record of deglaciation and environmental changes in the last 17,500 years (case study from the Bohemian Forest, Czech Republic). [in prep.]
- VÖLKE, J. Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seine Randgebieten als geogene Grundlage landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1995, Suppl. 96, 301 s.
- VOTÝPKA, J. Geomorfologie granitové oblasti masívu Plechého. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*. 1979, XVI (2), s. 55-83.
- WARNER, B.G. Methods in Quaternary Ekology: 3. Plant macrofossils. *Geoscience Canada*. 1988, 15, s. 121-121.
- WENZENS, G. Der kaltzeitliche Formenschatz im Cleurie-Tal (Südwestvogesen). *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1987, Bd. 37, s. 79-91.
- WHALLEY, W.B. *Scanning electron microscopy*. In: Menzies, J. (Ed.), Past glacial environments: Sediments, forms and techniques. Volume 2. 1. vydání. Oxford : Butterworth-Heinemann, 1996, s. 357-375. ISBN 0 7506 23527

- WHALLEY, W. B.- AZIZI, F. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research*. 2003, 108 (E4), 8032, doi:10.1029/2002JE001864. [cit. 2011-06-20] Dostupné z: www.agu.org/pubs/sample_articles/cr/2002JE001864/2002JE001864.pdf
- WOILLARD, G.M. Grand Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*. 1978, 9, s. 1-21.
- ZIENERT, A. Vogesen- und Schwarzwald-Kare. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 1967, Bd. 18, s. 51-75.

Software

- BLAAUW, M. *Clam age-modelling software* [online]. Verze 1.0.2. [cit. 2011-03-03] Dostupný z WWW: <http://www.chrono.qub.ac.uk/blaauw/>
- BLOTT, S.J., PYE, K. *GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments* [online]. Verze 8.0 [cit. 2011-05-09] Dostupný z WWW: <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>
- BRONK RAMSEY, C. *OxCal* [online nebo ke stažení jako freeware]. Verze 4.1.7 [cit. 2011-03-06] Dostupný z WWW: <http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html>
- GRAHAM, D.J., MIDGLEY, N.G. *TRI-PLOT* [online]. Verze 1.4 7 [cit. 2011-05-09]. Dostupný z WWW: <http://www.lboro.ac.uk/research/phys-geography/tri-plot/index.html> .
- MALÁ GEOSCIENCE AB. *Ramac Ground Vision*. GPR Measurement Software [komerční software]. Verze 1.4.5.
- PARKS, S. *Heat load index* [ke stažení online]. [cit. 2011-03-13]. USDA Forest Service, USA. 2004. Dostupný z WWW: <http://arcscripts.esri.com/details.asp?dbid=13368>

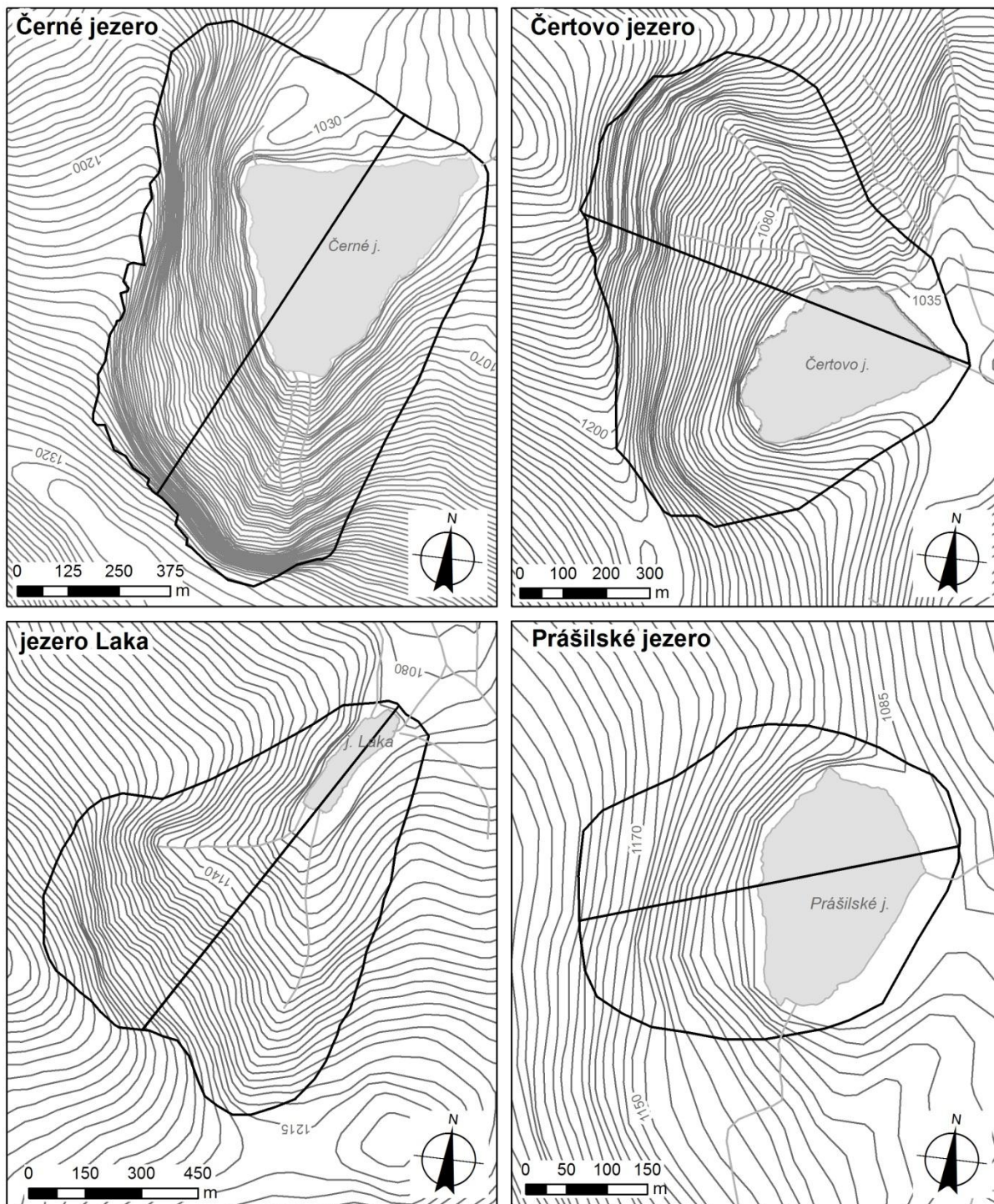
R Development Core Team. R: A language and environment for statistical computing [online open-source software]. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2010. Dostupný z WWW: <http://r-project.org>





RockWare, Inc.. *RockWorks* [komerční software]. RockWorks15 Complete (Trial Version) [cit. 2011-05-08]. Dostupný z WWW: <http://www.rockware.com/product/overview.php?id=165>

StatSoft, Inc. STATISTICA (data analysis software system) [komerční software]. Verze 9.0. www.statsoft.com

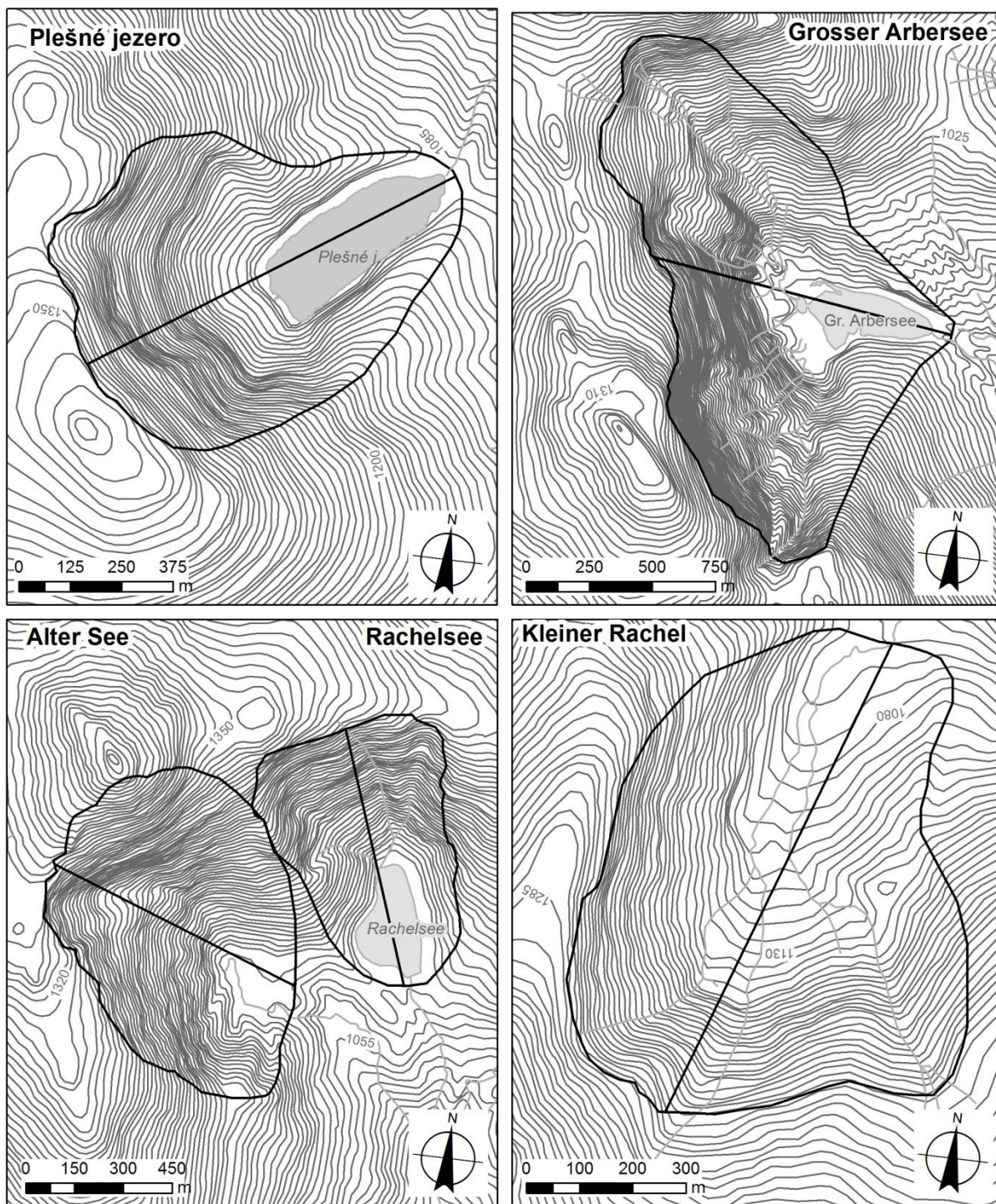
PŘÍLOHY





Příloha I – Kary Českého masivu: Černé jezero, Čertovo jezero, jezero Laka, Prášilské jezero



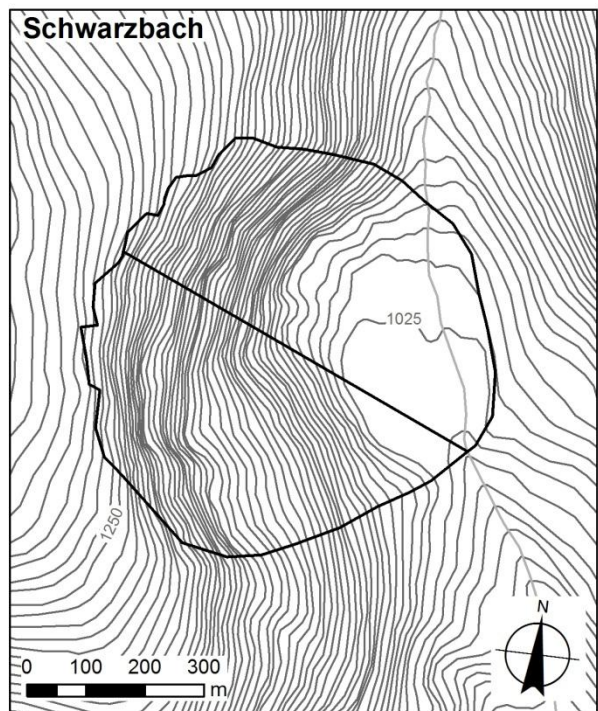
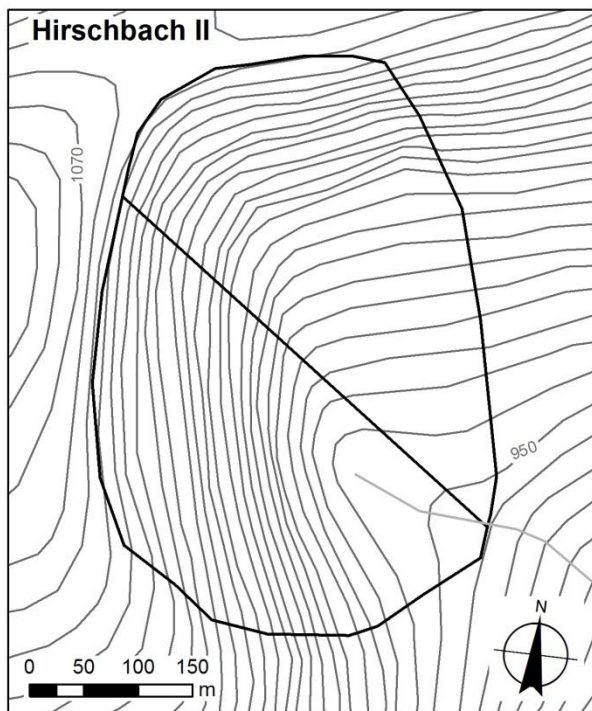
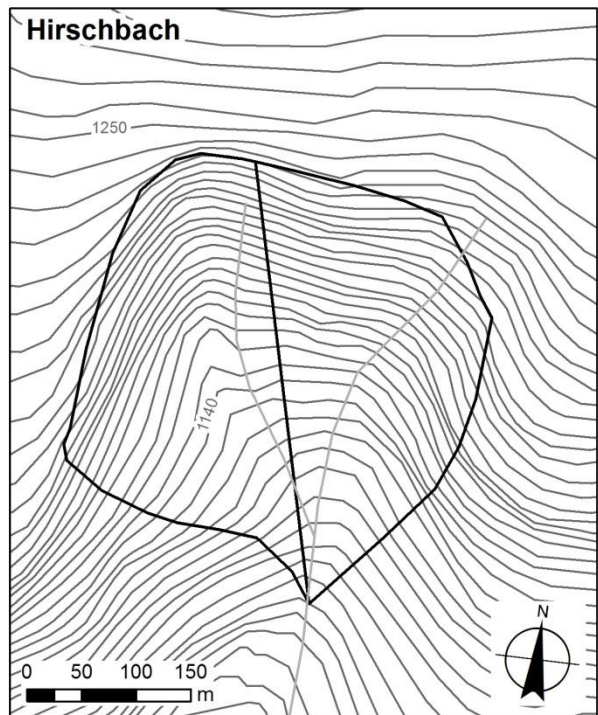
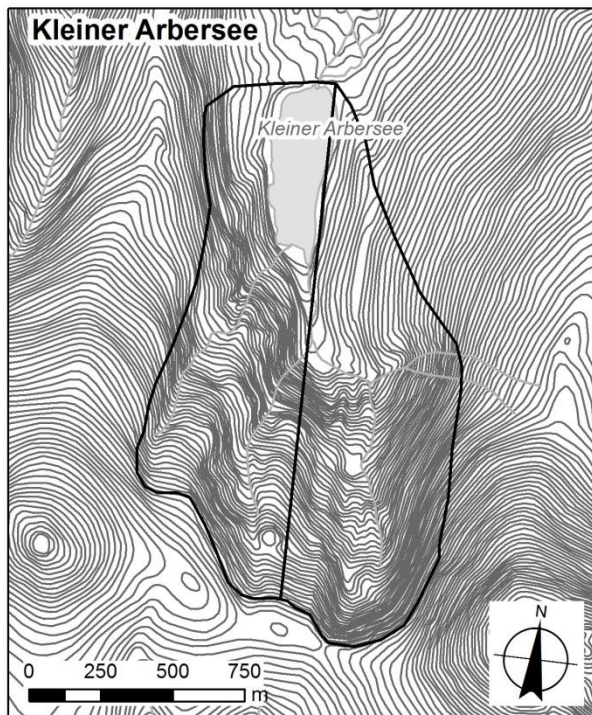
-  kar, mediánová osa
-  vodní tok
-  vrstevnice po 5 m
-  vodní plocha

Příloha II – Kary Českého masivu: Plešné jezero, Grosser Arbersee, Alter See, Rachel see, Kleiner Rachel



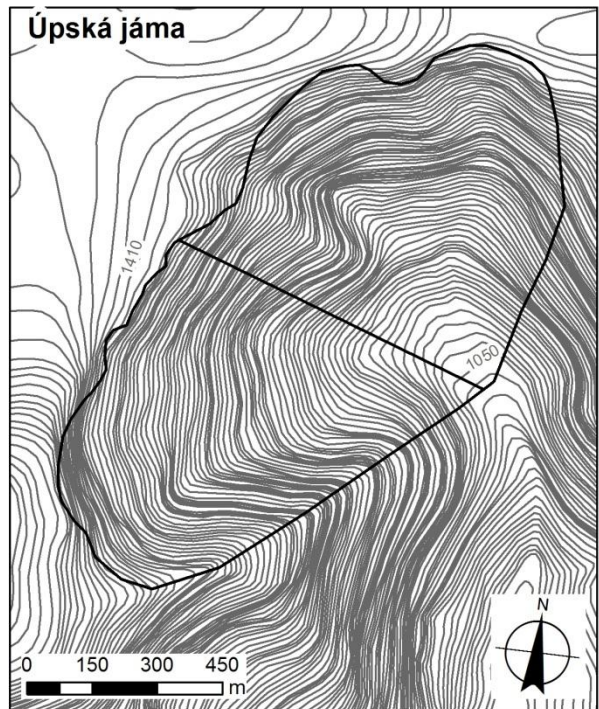
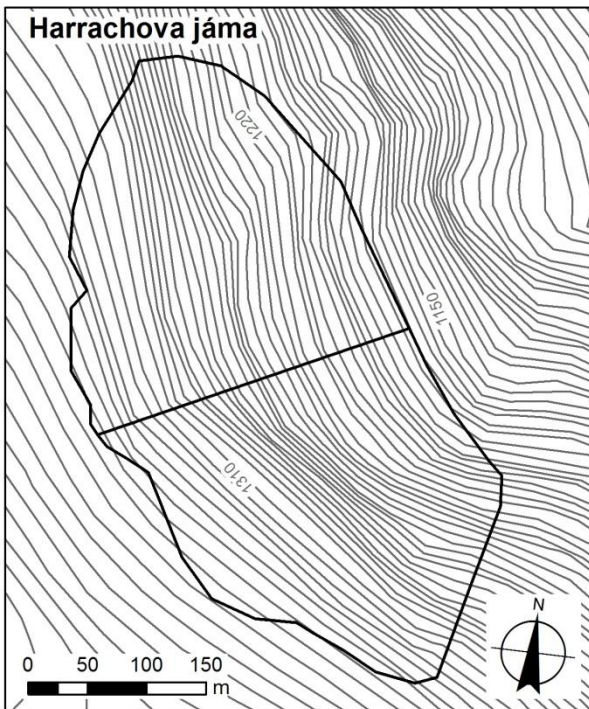
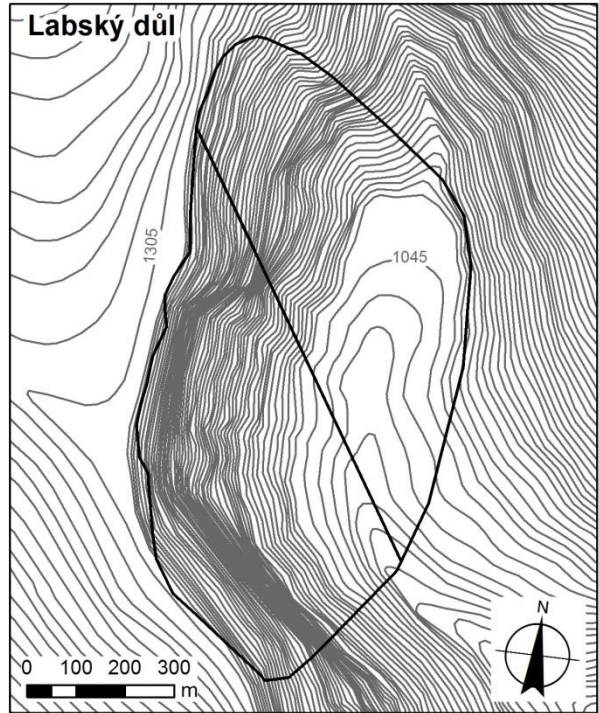
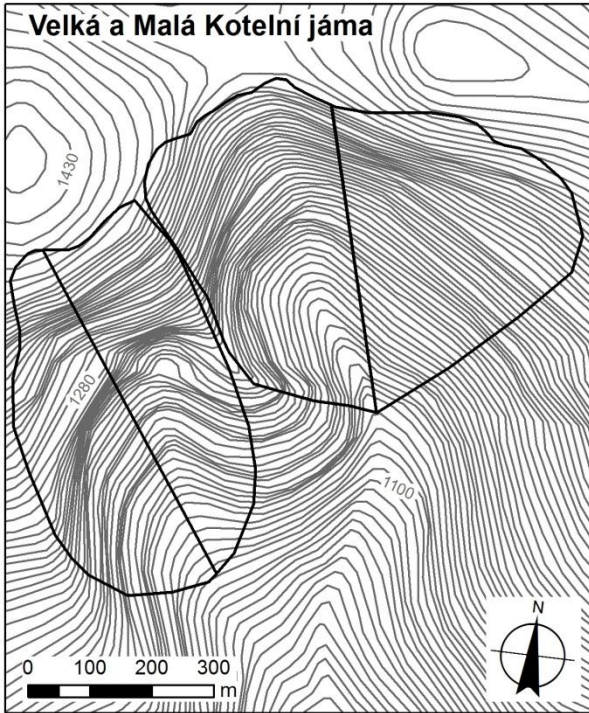
-  kar, mediánová osa
-  vodní tok
-  vrstevnice po 5 m
-  vodní plocha





Příloha III – Kary Českého masivu: Kleiner Arbersee, Hirschbach, HirschbachII, Schwarzbach.



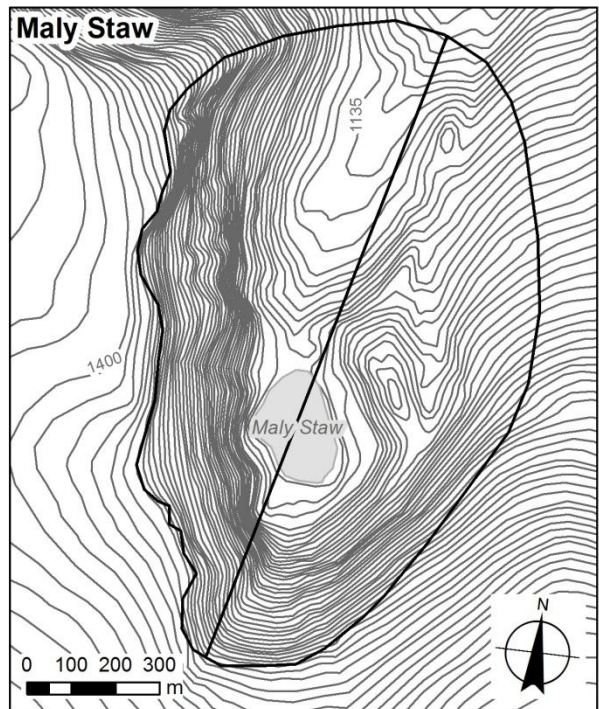
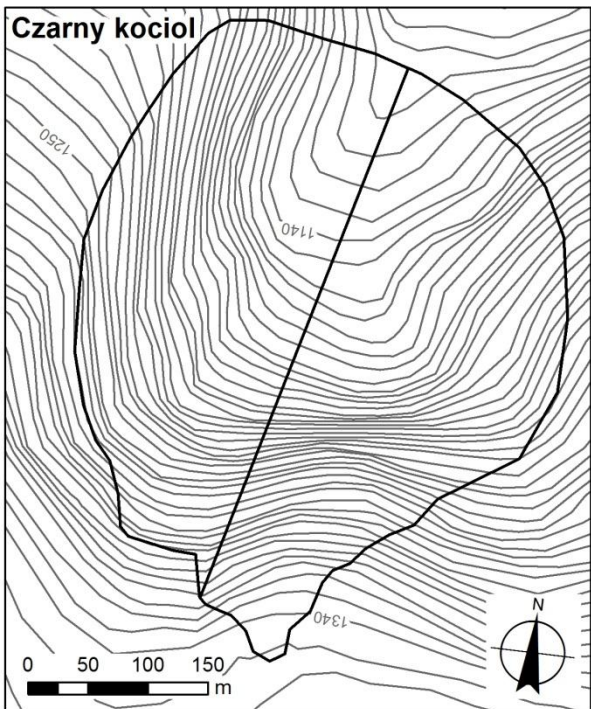
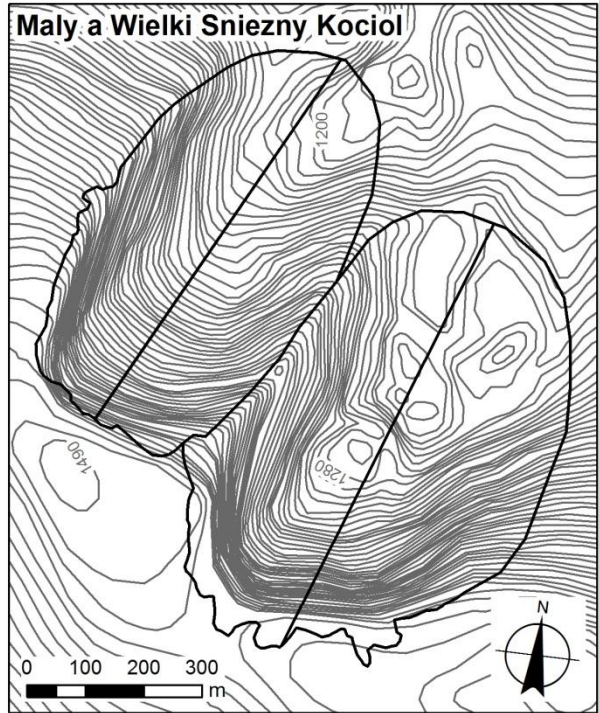
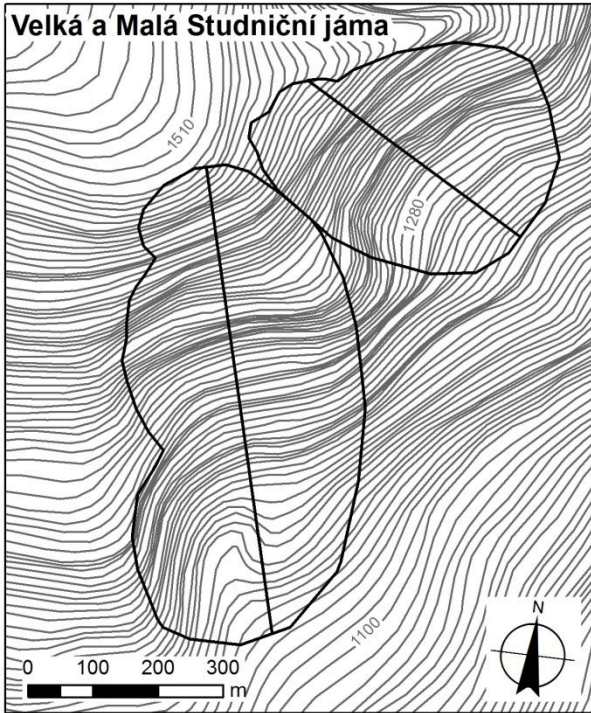
- kar, mediánová osa
- vodní tok
- vrstevnice po 5 m
- vodní plocha





Příloha IV – Kary Českého masivu: Velká a Malá Kotelní jáma, Labský důl, Harrachova jáma, Úpská jáma



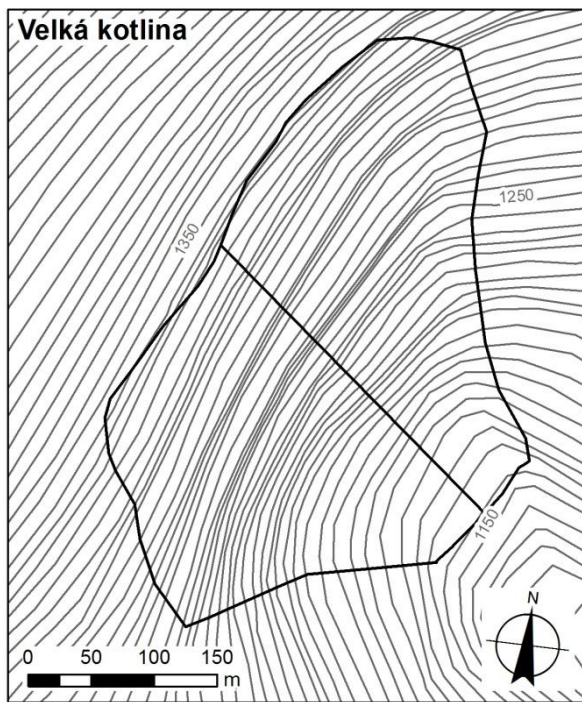
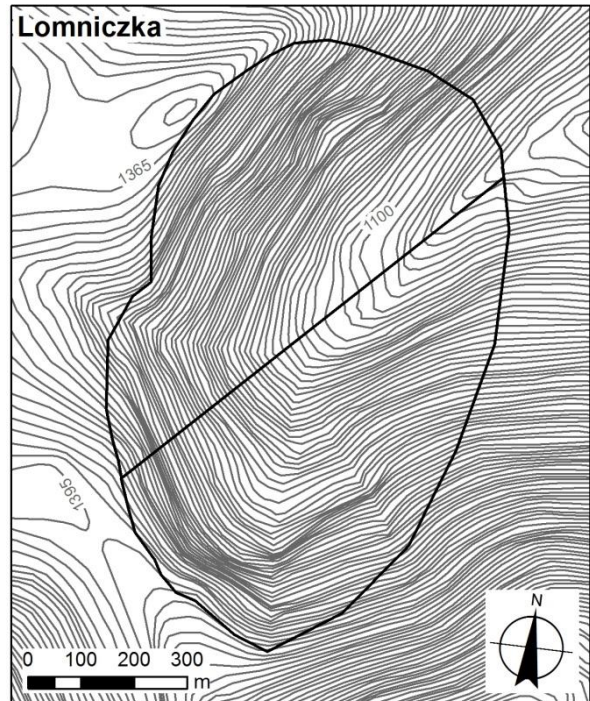
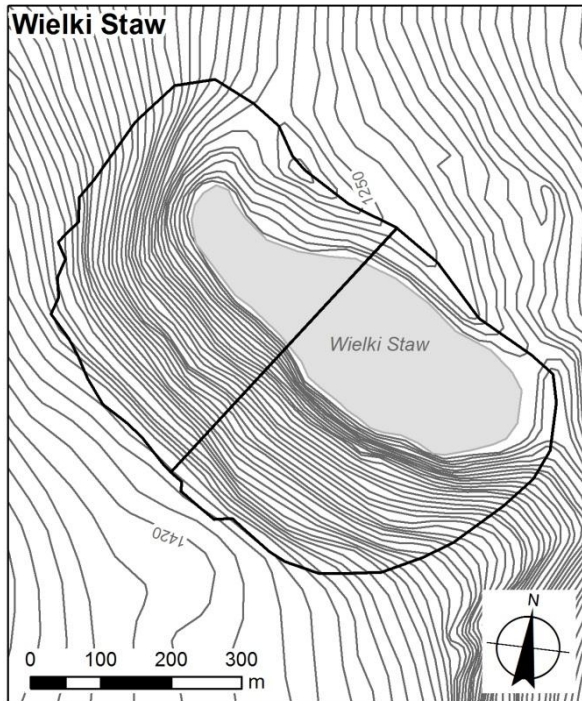
-  kar, mediánová osa
-  vodní tok
-  vrstevnice po 5 m
-  vodní plocha

Příloha V – Kary Českého masivu: Velká a Malá Studniční jáma, Maly a Wielki Staw, Czarny kociol, Maly Staw



-  kar, mediánová osa
-  vodní tok
-  vrstevnice po 5 m
-  vodní plocha

Příloha VI – Kary Českého masivu: Wielki Staw, Lomniczka, Velká kotlina



- kar, mediánová osa
- vodní tok
- vrstevnice po 5 m
- vodní plocha

Přílohy VII – XVIII: Výsledky granulometrické analýzy vzorků z vrtu v morénách Černého jezera, spreadsheet programu GradiStat.

		357	360	363	366
SAMPLE TYPE:		Trimodal, Moderately Sorted	Polymodal, Moderately Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Sandy Mud	Mud	Mud
	SEDIMENT NAME:	Silty Very Fine Sand	Very Fine Sandy Very Coarse Silt	Medium Silt	Medium Silt
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_n):	80,68	52,19	9,596	7,063
	SORTING (σ_n):	54,70	22,42	6,829	5,187
	SKEWNESS (Sk_n):	2,216	0,366	0,577	0,920
	KURTOSIS (K_n):	9,370	2,348	2,402	3,065
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	67,48	46,94	6,828	5,220
	SORTING (σ_g):	1,776	1,599	2,470	2,253
	SKEWNESS (Sk_g):	0,312	-0,369	-0,475	-0,192
	KURTOSIS (K_g):	3,051	2,144	2,043	1,983
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_l):	3,889	4,413	7,194	7,582
	SORTING (σ_l):	0,829	0,677	1,304	1,172
	SKEWNESS (Sk_l):	-0,312	0,369	0,475	0,192
	KURTOSIS (K_l):	3,051	2,144	2,043	1,983
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_G):	66,69	46,77	7,105	5,153
	SORTING (σ_G):	1,778	1,644	2,544	2,323
	SKEWNESS (Sk_G):	0,038	-0,193	-0,339	-0,051
	KURTOSIS (K_G):	1,141	0,869	0,795	0,831
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_ϕ):	3,906	4,418	7,137	7,600
	SORTING (σ_ϕ):	0,830	0,717	1,347	1,216
	SKEWNESS (Sk_ϕ):	-0,038	0,193	0,339	0,051
	KURTOSIS (K_ϕ):	1,141	0,869	0,795	0,831
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Very Fine Sand	Very Coarse Silt	Fine Silt	Fine Silt
	SORTING:	Moderately Sorted	Moderately Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Fine Skewed	Very Fine Skewed	Symmetrical
	KURTOSIS:	Leptokurtic	Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic
	MODE 1 (μm):	80,00	48,00	16,50	9,750
	MODE 2 (μm):	48,00	68,00	9,750	4,650
	MODE 3 (μm):	28,00	20,00	1,200	2,850
	MODE 1 (ϕ):	3,648	4,386	5,927	6,685
	MODE 2 (ϕ):	4,386	3,884	6,685	7,753
	MODE 3 (ϕ):	5,162	5,651	9,708	8,460
	D ₁₀ (μm):	31,85	21,88	1,582	1,522
	D ₅₀ (μm):	66,54	49,88	8,768	5,217
	D ₉₀ (μm):	147,6	83,27	19,48	14,78
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	4,634	3,806	12,31	9,708
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	115,8	61,39	17,90	13,26
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	2,033	2,058	4,354	3,667
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	47,65	35,25	11,35	7,499
	D ₁₀ (ϕ):	2,760	3,586	5,682	6,080
	D ₅₀ (ϕ):	3,910	4,325	6,834	7,583
	D ₉₀ (ϕ):	4,973	5,514	9,304	9,359
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	1,802	1,538	1,637	1,539
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	2,212	1,928	3,622	3,279
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,300	1,269	1,349	1,284
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	1,023	1,041	2,122	1,875
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	54,6%	32,3%	0,0%	0,0%
	% MUD:	45,4%	67,7%	100,0%	100,0%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM SAND:	2,2%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE SAND:	11,6%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE SAND:	40,7%	32,3%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SILT:	36,0%	45,2%	0,1%	0,0%
	% COARSE SILT:	9,5%	22,6%	21,9%	8,3%
	% MEDIUM SILT:	0,0%	0,0%	31,6%	30,3%
	% FINE SILT:	0,0%	0,0%	17,7%	24,0%
	% V FINE SILT:	0,0%	0,0%	15,8%	22,8%
	% CLAY:	0,0%	0,0%	13,0%	14,6%

		369	372	375	378
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Mud	Sandy Mud	Sandy Mud	Mud
	SEDIMENT NAME:	Medium Silt	Very Fine Sandy Medium Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Medium Silt
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_a):	9,076	18,29	72,49	6,199
	SORTING (σ_a):	7,184	28,69	54,71	4,467
	SKEWNESS (Sk_a):	1,067	2,500	1,033	0,961
	KURTOSIS (K_a):	3,565	8,209	3,457	3,222
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	6,347	8,308	50,24	4,660
	SORTING (σ_g):	2,455	3,295	2,619	2,193
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,273	0,459	-0,939	-0,175
	KURTOSIS (K_g):	2,075	2,798	4,166	1,987
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_ϕ):	7,300	6,911	4,315	7,746
	SORTING (σ_ϕ):	1,296	1,720	1,389	1,133
	SKEWNESS (Sk_ϕ):	0,273	-0,459	0,939	0,175
	KURTOSIS (K_ϕ):	2,075	2,798	4,166	1,987
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_z):	6,549	7,607	53,81	4,507
	SORTING (σ_z):	2,566	3,307	2,255	2,294
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,179	-0,005	-0,053	-0,084
	KURTOSIS (K_z):	0,872	1,199	0,668	0,820
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_z):	7,255	7,039	4,216	7,794
	SORTING (σ_z):	1,360	1,726	1,173	1,198
	SKEWNESS (Sk_z):	0,179	0,005	0,053	0,084
	KURTOSIS (K_z):	0,872	1,199	0,668	0,820
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Fine Silt	Fine Silt	Very Coarse Silt	Fine Silt
	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Fine Skewed	Symmetrical	Symmetrical	Symmetrical
	KURTOSIS:	Platykurtic	Leptokurtic	Very Platykurtic	Platykurtic
	MODE 1 (μm):	9,750	9,750	20,00	9,750
	MODE 2 (μm):	4,650	1,200	80,00	1,200
	MODE 3 (μm):	1,200	4,650	48,00	4,650
	MODE 1 (ϕ):	6,685	6,685	5,651	6,685
	MODE 2 (ϕ):	7,753	9,708	3,648	9,708
	MODE 3 (ϕ):	9,708	7,753	4,386	7,753
	D ₁₀ (μm):	1,556	1,653	19,16	1,380
	D ₅₀ (μm):	7,274	8,391	57,28	4,753
	D ₉₀ (μm):	19,86	68,22	157,5	12,50
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	12,76	41,26	8,220	9,062
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	18,30	66,56	138,4	11,12
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	3,969	4,392	4,096	3,540
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	9,596	12,16	77,22	6,593
	D ₁₀ (ϕ):	5,654	3,874	2,666	6,322
	D ₅₀ (ϕ):	7,103	6,897	4,126	7,717
	D ₉₀ (ϕ):	9,328	9,240	5,706	9,502
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	1,650	2,385	2,140	1,503
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,674	5,367	3,039	3,180
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,316	1,356	1,618	1,270
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	1,989	2,135	2,034	1,824
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	0,0%	10,7%	46,9%	0,0%
	% MUD:	100,0%	89,3%	53,1%	100,0%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM SAND:	0,0%	0,0%	0,4%	0,0%
	% FINE SAND:	0,0%	0,9%	17,4%	0,0%
	% V FINE SAND:	0,0%	9,8%	29,0%	0,0%
	% V COARSE SILT:	0,8%	1,0%	22,0%	0,0%
	% COARSE SILT:	17,7%	13,5%	26,6%	4,5%
	% MEDIUM SILT:	29,1%	27,4%	0,9%	27,9%
	% FINE SILT:	21,9%	19,9%	0,9%	27,0%
	% V FINE SILT:	17,1%	15,3%	0,9%	22,9%
	% CLAY:	13,4%	12,2%	1,8%	17,5%

		399,5	402,5	405,5	408,5
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Unimodal, Very Poorly Sorted	Polymodal, Very Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	Sandy Mud
	SEDIMENT NAME:	Very Coarse Silty Fine Sand	Very Coarse Silty Fine Sand	Very Coarse Silty Fine Sand	Fine Sandy Very Coarse Silt
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_a):	112,8	142,3	63,52	51,06
	SORTING (σ_a):	76,21	89,32	64,35	52,16
	SKEWNESS (Sk_a):	0,772	0,569	0,436	0,891
	KURTOSIS (K_a):	3,223	2,779	1,494	2,487
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	81,87	105,9	18,74	21,00
	SORTING (σ_g):	2,524	2,477	7,428	5,141
	SKEWNESS (Sk_g):	-1,191	-1,402	-0,389	-0,575
	KURTOSIS (K_g):	4,901	5,605	1,518	2,095
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_l):	3,611	3,240	3,661	4,679
	SORTING (σ_l):	1,335	1,309	2,682	2,416
	SKEWNESS (Sk_l):	1,191	1,402	0,418	0,058
	KURTOSIS (K_l):	4,901	5,605	2,473	2,721
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_f):	82,15	112,3	67,13	35,62
	SORTING (σ_f):	2,347	2,277	5,367	4,918
	SKEWNESS (Sk_f):	-0,277	-0,363	-0,468	-0,222
	KURTOSIS (K_f):	0,882	1,095	1,150	0,989
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_f):	3,606	3,155	3,897	4,811
	SORTING (σ_f):	1,231	1,187	2,424	2,298
	SKEWNESS (Sk_f):	0,277	0,363	0,468	0,222
	KURTOSIS (K_f):	0,882	1,095	1,150	0,989
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Coarse Silt
	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Very Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Fine Skewed	Very Fine Skewed	Very Fine Skewed	Fine Skewed
	KURTOSIS:	Platykurtic	Mesokurtic	Leptokurtic	Mesokurtic
	MODE 1 (μm):	165,0	165,0	161,0	19,50
	MODE 2 (μm):	80,00	93,00		9,750
	MODE 3 (μm):	20,00	20,00		1,200
	MODE 1 (ϕ):	2,605	2,605	2,640	5,685
	MODE 2 (ϕ):	3,648	3,431		6,685
	MODE 3 (ϕ):	5,651	5,651		9,708
	D ₁₀ (μm):	21,39	26,41	4,479	3,538
	D ₅₀ (μm):	98,14	134,6	121,7	45,74
	D ₉₀ (μm):	212,2	267,3	325,1	171,4
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	9,921	10,12	72,59	48,44
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	190,8	240,9	320,6	167,9
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	3,326	2,794	7,390	9,067
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	114,7	126,5	145,4	104,3
	D ₁₀ (ϕ):	2,236	1,904	1,621	2,545
	D ₅₀ (ϕ):	3,349	2,893	3,038	4,450
	D ₉₀ (ϕ):	5,547	5,243	7,803	8,143
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	2,480	2,754	4,813	3,200
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,310	3,339	6,182	5,598
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,665	1,632	2,122	2,029
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	1,734	1,482	2,885	3,181
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	68,7%	78,0%	63,4%	42,0%
	% MUD:	31,3%	22,0%	36,6%	58,0%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM SAND:	5,3%	12,4%	0,0%	0,0%
	% FINE SAND:	34,1%	40,9%	48,7%	23,1%
	% V FINE SAND:	29,3%	24,6%	14,7%	18,8%
	% V COARSE SILT:	14,7%	10,2%	8,5%	16,7%
	% COARSE SILT:	14,3%	10,1%	7,2%	13,7%
	% MEDIUM SILT:	0,5%	0,3%	6,8%	10,0%
	% FINE SILT:	0,5%	0,3%	5,4%	6,5%
	% V FINE SILT:	0,5%	0,3%	4,8%	5,7%
	% CLAY:	0,9%	0,7%	3,9%	5,3%

		411,5	414,5	418	421
	SAMPLE TYPE:	Bimodal, Moderately Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Mud	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silt	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	27,00	128,5	141,9	197,3
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_g):	13,30	99,87	108,6	151,0
	SKEWNESS (Sk_g):	1,084	0,928	0,960	0,978
	KURTOSIS (K_g):	3,709	3,280	3,540	3,829
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	21,09	84,67	94,57	129,0
Geometric (μm)	SORTING (σ_g):	2,178	2,879	2,851	2,991
	SKEWNESS (Sk_g):	-1,480	-0,978	-1,037	-1,127
	KURTOSIS (K_g):	4,808	4,009	4,198	4,314
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	5,568	3,562	3,402	2,955
Logarithmic (ϕ)	SORTING (σ_g):	1,123	1,525	1,511	1,580
	SKEWNESS (Sk_g):	1,480	0,978	1,037	1,127
	KURTOSIS (K_g):	4,808	4,009	4,198	4,314
FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	25,53	84,25	95,15	133,9
(μm)	SORTING (σ_g):	1,966	2,682	2,679	2,797
	SKEWNESS (Sk_z):	0,097	-0,240	-0,289	-0,350
	KURTOSIS (K_z):	2,321	0,818	0,875	0,960
FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	5,292	3,569	3,394	2,901
(ϕ)	SORTING (σ_z):	0,975	1,423	1,422	1,484
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,097	0,240	0,289	0,350
	KURTOSIS (K_z):	2,321	0,818	0,875	0,960
FOLK AND WARD METHOD	MEAN:	Coarse Silt	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Fine Sand
(Description)	SORTING:	Moderately Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Fine Skewed	Fine Skewed	Very Fine Skewed
	KURTOSIS:	Very Leptokurtic	Platykurtic	Platykurtic	Mesokurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	165,0	165,0	195,0
	MODE 2 (μm):	48,00	20,00	20,00	20,00
	MODE 3 (μm):		80,00	80,00	93,00
	MODE 1 (ϕ):	5,651	2,605	2,605	2,363
	MODE 2 (ϕ):	4,386	5,651	5,651	5,651
	MODE 3 (ϕ):		3,648	3,648	3,431
	D ₁₀ (μm):	11,81	20,50	21,09	22,85
	D ₅₀ (μm):	21,68	103,9	119,9	171,6
	D ₉₀ (μm):	47,83	274,3	297,5	401,8
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	4,051	13,38	14,11	17,59
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	36,02	253,8	276,4	379,0
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	1,732	4,223	3,961	3,943
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	14,07	142,7	150,2	213,5
	D ₁₀ (ϕ):	4,386	1,866	1,749	1,315
	D ₅₀ (ϕ):	5,528	3,266	3,061	2,543
	D ₉₀ (ϕ):	6,404	5,608	5,568	5,452
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	1,460	3,005	3,183	4,145
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	2,018	3,742	3,819	4,137
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,161	1,859	1,858	2,096
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	0,792	2,078	1,986	1,979
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	1,7%	66,8%	70,6%	77,6%
	% MUD:	98,3%	33,2%	29,4%	22,4%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,4%	4,3%
	% MEDIUM SAND:	0,0%	12,9%	15,6%	27,1%
	% FINE SAND:	0,0%	30,9%	32,5%	30,6%
	% V FINE SAND:	1,7%	23,0%	22,2%	15,6%
	% V COARSE SILT:	25,7%	13,6%	12,2%	8,9%
	% COARSE SILT:	61,7%	16,7%	14,6%	11,5%
	% MEDIUM SILT:	2,2%	0,6%	0,5%	0,4%
	% FINE SILT:	2,2%	0,6%	0,5%	0,4%
	% V FINE SILT:	2,2%	0,6%	0,5%	0,4%
	% CLAY:	4,3%	1,2%	1,0%	0,8%

		424	427	430	433	
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_a):	202,6	128,3	100,1	100,4	
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_a):	177,5	114,2	92,31	89,30	
	SKEWNESS (Sk_a):	1,210	1,172	1,286	1,222	
	KURTOSIS (K_a):	4,161	3,854	4,092	4,019	
	MEAN (\bar{x}_g):	120,5	76,80	59,62	61,27	
METHOD OF MOMENTS	SORTING (σ_g):	3,296	3,170	3,121	3,054	
	Geometric (μm)	SKEWNESS (Sk_g):	-0,885	-0,732	-0,639	-0,692
		KURTOSIS (K_g):	3,610	3,348	3,260	3,361
		MEAN (\bar{x}_l):	3,053	3,703	4,068	4,029
METHOD OF MOMENTS		SORTING (σ_l):	1,721	1,665	1,642	1,611
	Logarithmic (ϕ)	SKEWNESS (Sk_l):	0,885	0,732	0,639	0,692
		KURTOSIS (K_l):	3,610	3,348	3,260	3,361
		FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	121,4	77,87	63,76
(μm)			SORTING (σ_z):	3,157	2,887	2,721
	SKEWNESS (Sk_z):		-0,297	-0,128	-0,014	-0,037
	KURTOSIS (K_z):		0,841	0,687	0,646	0,624
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_ϕ):	3,043	3,683	3,971	3,946
(ϕ)		SORTING (σ_ϕ):	1,659	1,530	1,444	1,405
		SKEWNESS (Sk_ϕ):	0,297	0,128	0,014	0,037
		KURTOSIS (K_ϕ):	0,841	0,687	0,646	0,624
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN:	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand
(Description)		SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
		SKEWNESS:	Fine Skewed	Fine Skewed	Symmetrical	Symmetrical
		KURTOSIS:	Platykurtic	Platykurtic	Very Platykurtic	Very Platykurtic
	MODE 1 (μm):	195,0	20,00	20,00	20,00	
MODE 2 (μm):	20,00	165,0	165,0	165,0		
MODE 3 (μm):	80,00	80,00	80,00	80,00		
MODE 1 (ϕ):	2,363	5,651	5,651	5,651		
MODE 2 (ϕ):	5,651	2,605	2,605	2,605		
MODE 3 (ϕ):	3,648	3,648	3,648	3,648		
D_{10} (μm):	21,16	19,67	19,03	19,17		
D_{50} (μm):	161,3	90,58	66,42	69,56		
D_{90} (μm):	448,6	298,2	234,5	227,5		
(D_{90} / D_{10}) (μm):	21,20	15,16	12,32	11,87		
$(D_{90} - D_{10})$ (μm):	427,4	278,5	215,4	208,4		
(D_{75} / D_{25}) (μm):	5,261	5,981	6,348	6,106		
$(D_{75} - D_{25})$ (μm):	238,8	157,5	129,3	130,0		
D_{10} (ϕ):	1,157	1,746	2,093	2,136		
D_{50} (ϕ):	2,632	3,465	3,912	3,846		
D_{90} (ϕ):	5,562	5,668	5,715	5,705		
(D_{90} / D_{10}) (ϕ):	4,809	3,247	2,731	2,671		
$(D_{90} - D_{10})$ (ϕ):	4,406	3,923	3,623	3,569		
(D_{75} / D_{25}) (ϕ):	2,359	2,074	1,986	1,972		
$(D_{75} - D_{25})$ (ϕ):	2,395	2,580	2,666	2,610		
% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% SAND:	73,2%	60,6%	51,7%	53,0%		
% MUD:	26,8%	39,4%	48,3%	47,0%		
% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%		
% COARSE SAND:	7,5%	0,5%	0,0%	0,0%		
% MEDIUM SAND:	23,9%	14,6%	8,5%	7,6%		
% FINE SAND:	26,4%	25,8%	22,7%	24,4%		
% V FINE SAND:	15,4%	19,7%	20,5%	21,0%		
% V COARSE SILT:	10,2%	14,6%	16,9%	17,0%		
% COARSE SILT:	14,0%	21,0%	26,5%	25,4%		
% MEDIUM SILT:	0,5%	0,8%	1,0%	0,9%		
% FINE SILT:	0,5%	0,8%	1,0%	0,9%		
% V FINE SILT:	0,5%	0,8%	1,0%	0,9%		
% CLAY:	1,0%	1,5%	2,0%	1,8%		

		436	439	442	445	
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_e):	117,0	124,8	138,4	94,82	
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_e):	112,4	116,1	123,4	85,46	
	SKEWNESS (Sk_e):	1,377	1,300	1,109	1,355	
	KURTOSIS (K_e):	4,441	4,241	3,608	4,557	
	MEAN (\bar{x}_g):	66,97	72,75	81,24	58,44	
METHOD OF MOMENTS	SORTING (σ_g):	3,272	3,239	3,276	2,992	
	Geometric (μm)	SKEWNESS (Sk_g):	-0,614	-0,674	-0,749	-0,675
		KURTOSIS (K_g):	3,167	3,254	3,290	3,437
	METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_l):	3,900	3,781	3,622	4,097
Logarithmic (ϕ)		SORTING (σ_l):	1,710	1,696	1,712	1,581
		SKEWNESS (Sk_l):	0,614	0,674	0,749	0,675
KURTOSIS (K_l):		3,167	3,254	3,290	3,437	
FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	70,41	74,92	82,83	62,15	
	(μm)	SORTING (σ_z):	2,849	2,891	2,986	2,594
		SKEWNESS (Sk_z):	-0,033	-0,081	-0,157	-0,003
	KURTOSIS (K_z):	0,652	0,670	0,687	0,636	
FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_x):	3,828	3,739	3,594	4,008	
	(φ)	SORTING (σ_x):	1,510	1,532	1,578	1,375
		SKEWNESS (Sk_x):	0,033	0,081	0,157	0,003
	KURTOSIS (K_x):	0,652	0,670	0,687	0,636	
FOLK AND WARD METHOD	MEAN:	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Coarse Silt	
	(Description)	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
		SKEWNESS:	Symmetrical	Symmetrical	Fine Skewed	Symmetrical
	KURTOSIS:	Very Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic	Very Platykurtic	
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00	
	MODE 2 (μm):	165,0	165,0	165,0	165,0	
	MODE 3 (μm):	80,00	80,00	80,00	80,00	
	MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651	
	MODE 2 (ϕ):	2,605	2,605	2,605	2,605	
	MODE 3 (ϕ):	3,648	3,648	3,648	3,648	
	D ₁₀ (μm):	19,18	19,44	19,67	19,14	
	D ₅₀ (μm):	76,39	84,28	98,87	64,91	
	D ₉₀ (μm):	285,7	297,2	325,9	213,4	
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	14,89	15,29	16,56	11,15	
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	266,5	277,8	306,2	194,2	
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	6,590	6,341	6,221	5,736	
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	145,7	153,7	170,6	118,4	
	D ₁₀ (ϕ):	1,808	1,750	1,618	2,229	
	D ₅₀ (ϕ):	3,711	3,569	3,338	3,945	
	D ₉₀ (ϕ):	5,704	5,685	5,668	5,707	
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	3,156	3,248	3,503	2,561	
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,896	3,935	4,050	3,479	
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	2,070	2,086	2,147	1,900	
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,720	2,665	2,637	2,520	
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% SAND:	55,3%	58,4%	62,2%	51,1%	
	% MUD:	44,7%	41,6%	37,8%	48,9%	
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
	% COARSE SAND:	0,5%	0,8%	1,0%	0,0%	
	% MEDIUM SAND:	12,5%	13,7%	17,0%	6,4%	
	% FINE SAND:	22,8%	24,4%	25,8%	22,5%	
	% V FINE SAND:	19,4%	19,6%	18,3%	22,2%	
	% V COARSE SILT:	15,6%	15,0%	13,5%	18,2%	
	% COARSE SILT:	24,4%	22,4%	20,4%	26,0%	
	% MEDIUM SILT:	1,0%	0,9%	0,8%	0,9%	
	% FINE SILT:	1,0%	0,9%	0,8%	0,9%	
	% V FINE SILT:	1,0%	0,9%	0,8%	0,9%	
	% CLAY:	1,9%	1,7%	1,6%	1,8%	

		448	451	454	457
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_a):	131,5	162,2	131,5	143,8
	SORTING (σ_a):	118,8	138,9	117,3	124,0
	SKEWNESS (Sk_a):	1,224	1,058	1,208	1,060
	KURTOSIS (K_a):	4,002	3,678	4,005	3,507
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	77,94	97,08	78,49	86,49
	SORTING (σ_g):	3,211	3,259	3,198	3,210
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,734	-0,849	-0,761	-0,821
	KURTOSIS (K_g):	3,352	3,457	3,393	3,455
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_ϕ):	3,681	3,365	3,671	3,531
	SORTING (σ_ϕ):	1,683	1,704	1,677	1,683
	SKEWNESS (Sk_ϕ):	0,734	0,849	0,761	0,821
	KURTOSIS (K_ϕ):	3,352	3,457	3,393	3,455
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_z):	79,13	98,23	79,45	86,83
	SORTING (σ_z):	2,923	3,044	2,908	2,987
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,134	-0,280	-0,153	-0,212
	KURTOSIS (K_z):	0,699	0,749	0,703	0,737
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_z):	3,660	3,348	3,654	3,526
	SORTING (σ_z):	1,547	1,606	1,540	1,579
	SKEWNESS (Sk_z):	0,134	0,280	0,153	0,212
	KURTOSIS (K_z):	0,699	0,749	0,703	0,737
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand
	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Fine Skewed	Fine Skewed	Fine Skewed	Fine Skewed
	KURTOSIS:	Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00
	MODE 2 (μm):	165,0	195,0	165,0	165,0
	MODE 3 (μm):	80,00	80,00	80,00	80,00
	MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651
	MODE 2 (ϕ):	2,605	2,363	2,605	2,605
	MODE 3 (ϕ):	3,648	3,648	3,648	3,648
	D ₁₀ (μm):	19,65	20,28	19,68	19,95
	D ₅₀ (μm):	92,94	129,4	94,79	108,6
	D ₉₀ (μm):	310,5	363,9	305,6	332,0
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	15,80	17,94	15,53	16,64
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	290,9	343,6	285,9	312,0
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	5,945	5,598	5,842	5,515
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	158,2	197,8	157,9	170,3
	D ₁₀ (ϕ):	1,687	1,458	1,710	1,591
	D ₅₀ (ϕ):	3,428	2,950	3,399	3,203
	D ₉₀ (ϕ):	5,669	5,624	5,667	5,647
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	3,360	3,856	3,314	3,550
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,982	4,165	3,957	4,056
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	2,074	2,210	2,065	2,087
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,572	2,485	2,547	2,463
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	61,3%	67,6%	61,8%	64,9%
	% MUD:	38,7%	32,4%	38,2%	35,1%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,9%	2,6%	0,8%	1,1%
	% MEDIUM SAND:	14,9%	21,1%	14,7%	17,8%
	% FINE SAND:	25,7%	27,3%	26,5%	27,2%
	% V FINE SAND:	19,8%	16,7%	19,8%	18,9%
	% V COARSE SILT:	14,1%	12,0%	13,8%	12,8%
	% COARSE SILT:	20,7%	17,2%	20,5%	18,7%
	% MEDIUM SILT:	0,8%	0,6%	0,8%	0,7%
	% FINE SILT:	0,8%	0,6%	0,8%	0,7%
	% V FINE SILT:	0,8%	0,6%	0,8%	0,7%
	% CLAY:	1,6%	1,3%	1,5%	1,4%

		460	463	468	471
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Sandy Mud	Sandy Mud	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand	Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Coarse Silty Fine Sand
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	117,0	98,74	84,74	106,1
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_g):	107,5	97,18	84,40	106,9
	SKEWNESS (Sk_g):	1,294	1,483	1,560	1,552
	KURTOSIS (K_g):	4,278	4,786	4,991	5,034
	MEAN (\bar{x}_g):	68,96	56,64	49,18	60,43
METHOD OF MOMENTS	SORTING (σ_g):	3,202	3,207	3,121	3,205
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,689	-0,546	-0,507	-0,509
	KURTOSIS (K_g):	3,281	3,134	3,182	3,153
	MEAN (\bar{x}_g):	3,858	4,142	4,346	4,049
METHOD OF MOMENTS	SORTING (σ_g):	1,679	1,681	1,642	1,680
	SKEWNESS (Sk_g):	0,689	0,546	0,507	0,509
	KURTOSIS (K_g):	3,281	3,134	3,182	3,153
	MEAN (M_z):	71,47	61,12	54,69	64,00
FOLK AND WARD METHOD	SORTING (σ_g):	2,807	2,876	2,889	2,791
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,084	0,014	0,061	0,068
	KURTOSIS (K_g):	0,656	0,707	0,821	0,657
	MEAN (M_z):	3,807	4,032	4,193	3,966
FOLK AND WARD METHOD	SORTING (σ_g):	1,489	1,524	1,530	1,481
	SKEWNESS (Sk_g):	0,084	-0,014	-0,061	-0,068
	KURTOSIS (K_g):	0,656	0,707	0,821	0,657
	MEAN:	Very Fine Sand	Very Coarse Silt	Very Coarse Silt	Very Fine Sand
FOLK AND WARD METHOD	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Symmetrical	Symmetrical	Symmetrical
	KURTOSIS:	Very Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic	Very Platykurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00
	MODE 2 (μm):	165,0	165,0	165,0	165,0
	MODE 3 (μm):	80,00	80,00	48,00	80,00
	MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651
	MODE 2 (ϕ):	2,605	2,605	2,605	2,605
	MODE 3 (ϕ):	3,648	3,648	4,386	3,648
	D ₁₀ (μm):	19,31	18,85	18,64	19,05
	D ₅₀ (μm):	80,65	60,16	49,40	63,64
	D ₉₀ (μm):	273,8	236,7	204,1	263,8
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	14,18	12,55	10,95	13,85
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	254,5	217,8	185,4	244,8
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	6,319	6,669	5,653	6,462
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	146,0	127,0	100,0	131,9
	D ₁₀ (ϕ):	1,869	2,079	2,293	1,922
	D ₅₀ (ϕ):	3,632	4,055	4,339	3,974
	D ₉₀ (ϕ):	5,694	5,729	5,746	5,714
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	3,047	2,756	2,506	2,972
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,825	3,650	3,453	3,792
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	2,052	1,998	1,822	2,004
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,660	2,737	2,499	2,692
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	57,0%	49,1%	43,4%	50,5%
	% MUD:	43,0%	50,9%	56,6%	49,5%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,3%	0,0%	0,0%	0,4%
	% MEDIUM SAND:	11,9%	8,9%	6,2%	10,7%
	% FINE SAND:	25,0%	20,9%	18,1%	19,9%
	% V FINE SAND:	19,9%	19,3%	19,1%	19,5%
	% V COARSE SILT:	15,2%	17,0%	18,6%	17,8%
	% COARSE SILT:	23,3%	28,5%	31,9%	26,8%
	% MEDIUM SILT:	0,9%	1,1%	1,2%	1,0%
	% FINE SILT:	0,9%	1,1%	1,2%	1,0%
	% V FINE SILT:	0,9%	1,1%	1,2%	1,0%
	% CLAY:	1,8%	2,2%	2,4%	1,9%

		474	477	480	483
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Sandy Mud	Sandy Mud	Sandy Mud	Sandy Mud
	SEDIMENT NAME:	Very Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	83,07	77,99	68,11	55,65
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_g):	81,42	75,01	68,32	53,88
	SKEWNESS (Sk_g):	1,523	1,502	1,631	1,780
	KURTOSIS (K_g):	4,942	4,906	5,205	5,722
	METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	48,37	46,13	39,70
Geometric (μm)	SORTING (σ_g):	3,130	3,079	3,072	2,830
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,539	-0,562	-0,483	-0,533
	KURTOSIS (K_g):	3,176	3,218	3,167	3,491
	METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	4,370	4,438	4,655
Logarithmic (ϕ)	SORTING (σ_g):	1,646	1,623	1,619	1,501
	SKEWNESS (Sk_g):	0,539	0,562	0,483	0,533
	KURTOSIS (K_g):	3,176	3,218	3,167	3,491
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_g):	54,23	52,44	46,24
(μm)	SORTING (σ_g):	2,918	2,889	2,947	2,677
	SKEWNESS (Sk_g):	0,037	0,031	0,111	0,159
	KURTOSIS (K_g):	0,840	0,875	1,053	1,234
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_g):	4,205	4,253	4,435
(ϕ)	SORTING (σ_g):	1,545	1,530	1,559	1,420
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,037	-0,031	-0,111	-0,159
	KURTOSIS (K_g):	0,840	0,875	1,053	1,234
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN:	Very Coarse Silt	Very Coarse Silt	Very Coarse Silt
(Description)	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Symmetrical	Coarse Skewed	Coarse Skewed
	KURTOSIS:	Platykurtic	Platykurtic	Mesokurtic	Leptokurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00
MODE 2 (μm):	165,0	165,0	48,00	48,00	
MODE 3 (μm):	48,00	48,00	165,0	80,00	
MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651	
MODE 2 (ϕ):	2,605	2,605	4,386	4,386	
MODE 3 (ϕ):	4,386	4,386	2,605	3,648	
D ₁₀ (μm):	18,58	18,51	18,25	18,21	
D ₅₀ (μm):	48,99	46,91	37,35	31,50	
D ₉₀ (μm):	198,8	186,9	172,3	142,2	
(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	10,70	10,10	9,441	7,810	
(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	180,2	168,4	154,1	124,0	
(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	5,659	5,303	4,511	3,478	
(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	99,76	91,40	72,19	50,28	
D ₁₀ (ϕ):	2,331	2,420	2,537	2,814	
D ₅₀ (ϕ):	4,351	4,414	4,743	4,989	
D ₉₀ (ϕ):	5,750	5,755	5,776	5,779	
(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	2,467	2,379	2,277	2,054	
(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,420	3,336	3,239	2,965	
(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,821	1,764	1,634	1,470	
(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,501	2,407	2,174	1,798	
% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% SAND:	43,3%	41,8%	35,4%	28,3%	
% MUD:	56,7%	58,2%	64,6%	71,7%	
% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% MEDIUM SAND:	5,3%	4,0%	2,8%	0,7%	
% FINE SAND:	18,9%	18,4%	15,4%	11,5%	
% V FINE SAND:	19,1%	19,4%	17,2%	16,1%	
% V COARSE SILT:	18,3%	18,6%	18,9%	21,9%	
% COARSE SILT:	32,0%	33,0%	37,8%	41,7%	
% MEDIUM SILT:	1,3%	1,3%	1,6%	1,6%	
% FINE SILT:	1,3%	1,3%	1,6%	1,6%	
% V FINE SILT:	1,3%	1,3%	1,6%	1,6%	
% CLAY:	2,5%	2,6%	3,1%	3,2%	

		486	489	492	495
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Sandy Mud	Sandy Mud	Muddy Sand	Sandy Mud
	SEDIMENT NAME:	Very Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Coarse Silty Fine Sand	Very Fine Sandy Coarse Silt
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	68,62	90,75	115,1	92,23
	SORTING (σ_g):	75,32	96,80	107,9	92,34
	SKEWNESS (Sk_g):	2,191	1,726	1,284	1,679
	KURTOSIS (K_g):	8,259	5,627	4,077	5,682
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	39,51	50,17	66,90	53,66
	SORTING (σ_g):	3,035	3,247	3,227	3,126
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,396	-0,418	-0,633	-0,536
	KURTOSIS (K_g):	3,305	3,063	3,186	3,243
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_g):	4,662	4,317	3,902	4,220
	SORTING (σ_g):	1,602	1,699	1,690	1,644
	SKEWNESS (Sk_g):	0,396	0,418	0,633	0,536
	KURTOSIS (K_g):	3,305	3,063	3,186	3,243
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_z):	45,19	55,38	70,11	58,04
	SORTING (σ_g):	2,868	3,022	2,819	2,815
	SKEWNESS (Sk_z):	0,132	0,087	-0,044	0,032
	KURTOSIS (K_z):	1,089	0,842	0,646	0,746
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_z):	4,468	4,174	3,834	4,107
	SORTING (σ_z):	1,520	1,596	1,495	1,493
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,132	-0,087	0,044	-0,032
	KURTOSIS (K_z):	1,089	0,842	0,646	0,746
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Very Coarse Silt	Very Coarse Silt	Very Fine Sand	Very Coarse Silt
	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Coarse Skewed	Symmetrical	Symmetrical	Symmetrical
	KURTOSIS:	Mesokurtic	Platykurtic	Very Platykurtic	Platykurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00
	MODE 2 (μm):	48,00	165,0	165,0	165,0
	MODE 3 (μm):	80,00	48,00	80,00	80,00
	MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651
	MODE 2 (ϕ):	4,386	2,605	2,605	2,605
	MODE 3 (ϕ):	3,648	4,386	3,648	3,648
	D ₁₀ (μm):	18,31	18,60	19,21	18,82
	D ₅₀ (μm):	36,86	48,99	76,61	56,19
	D ₉₀ (μm):	169,3	224,2	277,6	211,6
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	9,245	12,05	14,45	11,25
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	151,0	205,6	258,4	192,8
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	4,166	6,006	6,550	6,019
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	65,24	107,1	145,2	110,4
	D ₁₀ (ϕ):	2,562	2,157	1,849	2,241
	D ₅₀ (ϕ):	4,762	4,351	3,706	4,154
	D ₉₀ (ϕ):	5,771	5,749	5,702	5,732
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	2,252	2,665	3,084	2,558
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,209	3,591	3,853	3,491
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	1,581	1,874	2,066	1,888
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,059	2,586	2,711	2,590
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	33,9%	43,5%	55,4%	47,2%
	% MUD:	66,1%	56,5%	44,6%	52,8%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,1%	0,0%
	% MEDIUM SAND:	3,9%	8,2%	12,3%	7,3%
	% FINE SAND:	13,0%	17,4%	23,5%	19,3%
	% V FINE SAND:	17,0%	17,8%	19,4%	20,6%
	% V COARSE SILT:	20,3%	18,0%	15,6%	18,1%
	% COARSE SILT:	38,3%	32,3%	24,5%	29,3%
	% MEDIUM SILT:	1,5%	1,3%	0,9%	1,1%
	% FINE SILT:	1,5%	1,3%	0,9%	1,1%
	% V FINE SILT:	1,5%	1,3%	0,9%	1,1%
	% CLAY:	3,0%	2,5%	1,8%	2,2%

		498	501	504	507
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand	Coarse Silty Fine Sand
METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_a):	105,1	159,2	137,2	133,7
Arithmetic (μm)	SORTING (σ_a):	99,91	132,4	109,1	124,4
	SKEWNESS (Sk_a):	1,355	0,967	0,843	1,193
	KURTOSIS (K_a):	4,293	3,355	2,937	3,774
	METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_g):	61,19	97,44	87,07
Geometric (μm)	SORTING (σ_g):	3,190	3,182	3,037	3,333
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,602	-0,890	-0,927	-0,661
	KURTOSIS (K_g):	3,190	3,574	3,707	3,135
	METHOD OF MOMENTS	MEAN (\bar{x}_l):	4,031	3,359	3,522
Logarithmic (ϕ)	SORTING (σ_l):	1,674	1,670	1,603	1,737
	SKEWNESS (Sk_l):	0,602	0,890	0,927	0,661
	KURTOSIS (K_l):	3,190	3,574	3,707	3,135
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	65,15	98,51	87,23
(μm)	SORTING (σ_z):	2,787	2,990	2,831	2,992
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,009	-0,285	-0,260	-0,094
	KURTOSIS (K_z):	0,657	0,767	0,761	0,658
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN (M_z):	3,940	3,344	3,519
(ϕ)	SORTING (σ_z):	1,479	1,580	1,501	1,581
	SKEWNESS (Sk_z):	0,009	0,285	0,260	0,094
	KURTOSIS (K_z):	0,657	0,767	0,761	0,658
	FOLK AND WARD METHOD	MEAN:	Very Fine Sand	Very Fine Sand	Very Fine Sand
(Description)	SORTING:	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Fine Skewed	Fine Skewed	Symmetrical
	KURTOSIS:	Very Platykurtic	Platykurtic	Platykurtic	Very Platykurtic
	MODE 1 (μm):	20,00	20,00	20,00	20,00
MODE 2 (μm):	165,0	195,0	195,0	165,0	
MODE 3 (μm):	80,00	80,00	80,00	80,00	
MODE 1 (ϕ):	5,651	5,651	5,651	5,651	
MODE 2 (ϕ):	2,605	2,363	2,363	2,605	
MODE 3 (ϕ):	3,648	3,648	3,648	3,648	
D ₁₀ (μm):	19,04	20,40	20,23	19,44	
D ₅₀ (μm):	68,03	128,8	111,2	89,81	
D ₉₀ (μm):	252,2	356,4	298,9	326,1	
(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	13,25	17,47	14,78	16,77	
(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	233,1	336,0	278,7	306,6	
(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	6,518	5,245	4,894	6,808	
(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	133,9	190,9	161,1	167,5	
D ₁₀ (ϕ):	1,988	1,488	1,742	1,617	
D ₅₀ (ϕ):	3,878	2,957	3,169	3,477	
D ₉₀ (ϕ):	5,715	5,615	5,627	5,685	
(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	2,875	3,773	3,230	3,516	
(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	3,727	4,127	3,885	4,068	
(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	2,016	2,147	1,994	2,178	
(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,704	2,391	2,291	2,767	
% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% SAND:	52,2%	68,5%	66,3%	59,4%	
% MUD:	47,8%	31,5%	33,7%	40,6%	
% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	
% COARSE SAND:	0,0%	1,7%	0,0%	1,1%	
% MEDIUM SAND:	10,2%	21,2%	16,5%	16,2%	
% FINE SAND:	22,1%	28,0%	30,1%	24,1%	
% V FINE SAND:	19,9%	17,7%	19,8%	17,9%	
% V COARSE SILT:	16,5%	11,6%	12,8%	14,1%	
% COARSE SILT:	26,3%	16,7%	17,7%	22,3%	
% MEDIUM SILT:	1,0%	0,6%	0,6%	0,8%	
% FINE SILT:	1,0%	0,6%	0,6%	0,8%	
% V FINE SILT:	1,0%	0,6%	0,6%	0,8%	
% CLAY:	2,0%	1,2%	1,3%	1,7%	

		515
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Coarse Silty Fine Sand
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN (\bar{x}_a):	150,4
	SORTING (σ_a):	130,5
	SKEWNESS (Sk_a):	0,944
	KURTOSIS (K_a):	3,100
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN (\bar{x}_g):	87,79
	SORTING (σ_g):	3,344
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,783
	KURTOSIS (K_g):	3,239
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN (\bar{x}_l):	3,510
	SORTING (σ_l):	1,741
	SKEWNESS (Sk_l):	0,783
	KURTOSIS (K_l):	3,239
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_z):	89,81
	SORTING (σ_z):	3,070
	SKEWNESS (Sk_z):	-0,224
	KURTOSIS (K_z):	0,675
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_z):	3,477
	SORTING (σ_z):	1,618
	SKEWNESS (Sk_z):	0,224
	KURTOSIS (K_z):	0,675
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Very Fine Sand
	SORTING:	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Fine Skewed
	KURTOSIS:	Platykurtic
	MODE 1 (μm):	20,00
	MODE 2 (μm):	195,0
	MODE 3 (μm):	80,00
	MODE 1 (ϕ):	5,651
	MODE 2 (ϕ):	2,363
	MODE 3 (ϕ):	3,648
	D ₁₀ (μm):	19,77
	D ₅₀ (μm):	113,6
	D ₉₀ (μm):	349,1
	(D ₉₀ / D ₁₀) (μm):	17,66
	(D ₉₀ - D ₁₀) (μm):	329,4
	(D ₇₅ / D ₂₅) (μm):	6,572
	(D ₇₅ - D ₂₅) (μm):	193,7
	D ₁₀ (ϕ):	1,518
	D ₅₀ (ϕ):	3,138
	D ₉₀ (ϕ):	5,661
	(D ₉₀ / D ₁₀) (ϕ):	3,729
	(D ₉₀ - D ₁₀) (ϕ):	4,142
	(D ₇₅ / D ₂₅) (ϕ):	2,275
	(D ₇₅ - D ₂₅) (ϕ):	2,716
	% GRAVEL:	0,0%
	% SAND:	64,1%
	% MUD:	35,9%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%
	% COARSE SAND:	1,2%
	% MEDIUM SAND:	20,7%
	% FINE SAND:	25,7%
	% V FINE SAND:	16,4%
	% V COARSE SILT:	12,4%
	% COARSE SILT:	19,8%
	% MEDIUM SILT:	0,8%
	% FINE SILT:	0,8%
	% V FINE SILT:	0,8%
	% CLAY:	1,5%