

**Univerzita Karlova v Praze,
Přírodovědecká fakulta
Geologický ústav AV ČR, v. v. i.**

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Bc. Daniela Valentová

**Geochemické studium jezerních sedimentů
v oblasti zaniklého Komořanského jezera**

Geochemical study of the lacustrine deposits
of the extinct Komořany Lake

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: Mgr. Karel Martínek, Ph.D.

Odborný konzultant: Mgr. Lenka Lisá, Ph.D.

Praha, 2011

Prohlášení:

Diplomová práce byla vypracována na Geologickém ústavu AV ČR, v. v. i. pod odborným vedením Mgr. Lenky Lisé, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 25. 08. 2011

Podpis

*Když si člověk postaví dům,
vždycky zpozoruje,
že se při tom naučil něčemu,
co měl rozhodně znát,
než začal stavět.*

Friedrich Nietzsche

Poděkování:

V první řadě chci a musím poděkovat své školitelce Mgr. Lence Lisé, Ph.D. za vedení mé diplomové práce, za její notnou (nevyčerpatelnou) dávku trpělivosti, za péči a za důvěru, kterou mi projevila.

Seřadím-li další poděkování chronologicky, jak šla během tvorby mé diplomové práce, tak jako první musím poděkovat Mgr. Tomáši Štorovi, jehož „tip“ na moji budoucí školitelku stál na začátku zrodu této práce.

RNDr. Evě Břízové, CSc. děkuji za přednášku Palynologie kvartéru a za samotné její rady, které mi umožnily „nahlédnout“ do kvartéru a především kvartérní fytostratigrafie.

Mgr. Jakubu Trubačovi děkuji za poskytnutí a zapůjčení článků o Komořanském jezeře.

Mgr. Janu Hoškovi děkuji za půjčení studijního materiálu Paleolimnology.

Bc. Martině Hálové děkuji za bleskovou pomoc a rady z oboru biochemie a poskytnutí studijního materiálu Fyziologie rostlin.

Děkuji Bc. Taťaně Supíňkové za poskytnutí fotografií ze zámku Jezeří.

Dále chci poděkovat všem, kteří se podíleli ať radou, či jen prostým odkazem na druhé.

Na posledním místě, ale neméně důležitém, které skoro uzavírá proces tvorby diplomové práce, děkuji Mgr. Dagmar Koříňkové za nespočetné a okamžité technické rady při vlastním sepisování diplomové práce a za její průběžnou, nikoli konečnou, revizi textu.

RNDr. Anně Valentové děkuji za revizi anglického abstraktu a za její průběžnou, nikoli konečnou, revizi textu.

Následující poděkování nemá přímou souvislost s touto prací, ale s mým studiem na geologii. Děkuji Doc. RNDr. Oldřichu Fatkovi, CSc. za jeho tzv. filozofické přednášky (a také diskuze, informace a rady), které během mého studia formovaly moje geologické názory a představy a nejen je.

Děkuji Grantové agentuře České republiky, která v rámci grantového projektu č. 206/09/1564 „Multi-proxy paleoekologický výzkum unikátních sedimentů ze zaniklého Komořanského jezera, Mostecká pánev, Česká republika“ poskytla finanční prostředky na zpracování této práce.

Obsah:

Kapitola 1	9
Úvod.....	9
Kapitola 2	12
Geomorfologie a geologie studované lokality a širšího okolí.....	12
2.1 Komořanské jezero.....	12
2.2 Geologická charakteristika okolí.....	15
2.2.1 Horniny krystalinika v nejbližším okolí Komořanského jezera.....	15
2.2.2 Severočeská hnědouhelná (mostecká) pánev (SHP)	15
2.2.3 Terciární vulkanismus v blízkosti lokality	17
Kapitola 3	18
Historie výzkumů a představy o vývoji jezerní pánve	18
3.1 Historie výzkumů	18
3.2 Vývoj jezerní pánve	19
3.3 Rozsah a hloubka jezera.....	20
3.4 Rozsah a hloubka jezera v historické době	22
Kapitola 4	24
Charakteristika sedimentů Komořanského jezera	24
4.1 Litologická charakteristika.....	24
4.2 Mikroskopická charakteristika sedimentů z hlediska studia palynomorf a schránek rozsivek.....	26
4.3 Stratigrafie sedimentů na základě studia rozsivek a palynomorf.....	27
4.3.1 Interpretace studia rozsivek.....	28
4.3.2 Interpretace studia palynomorf.....	29
Kapitola 5	33
Použitá metodika.....	33
5.1 Sedimentární popis.....	33
5.1.1 Metodika zpracování, popisování a označování vzorků	34
5.2 Faciální analýza.....	35
5.2.1 Metodika vypracování faciální analýzy	35
5.3 Magnetická susceptibilita.....	36

5.3.1	Metodika měření hmotnostně závislé magnetické susceptibility	37
5.4	Hodnoty pH.....	37
5.4.1	Metodika měření hodnot pH	38
5.5	Izotopová frakcionace uhlíku a metoda $\delta^{13}\text{C}$	39
5.5.1	Geochemický princip metody	39
5.5.2	Biochemický princip metody	39
5.5.3	Metodika přípravy vzorků pro měření $\delta^{13}\text{C}$	40
5.5.4	Výpočet $\delta^{13}\text{C}$	41
5.5.5	Interpretace metody $\delta^{13}\text{C}$	41
5.6	Metoda TOC/TN	42
5.6.1	Princip metody a měření	42
5.6.2	Interpretace metody TOC/TN	42
5.7	Geochemie	43
5.7.1	Měření vzorků	43
5.8	Datový model ^{14}C	43
Kapitola 6	45
Popis sedimentů		45
6.1	Lokalizace místa odběru sedimentů	45
6.2	Litologický popis	45
6.2.1	Faciální analýza.....	46
6.3	Měření magnetické susceptibility.....	50
6.3.1	PK-1-C	51
6.3.2	PK-1-I.....	51
6.4	Měření pH	51
6.4.1	Profil PK-1-C	51
6.4.2	Profil PK-1-I.....	52
6.5	Měření hodnot TOC, TN a TOC/TN.....	52
6.5.1	Hodnoty TOC.....	52
6.5.2	Hodnoty TN	52
6.5.3	Hodnoty TOC/TN	53
6.6	Měření hodnot $\delta^{13}\text{C}$	53
6.7	Geochemická charakteristika studovaných sedimentů.....	53
6.7.1	Profil PK-1-C	53

6.7.2	Profil PK-1-Ch	56
6.7.3	Profil PK-1-W	60
	Kapitola 7	66
	Interpretace.....	66
7.1	Faciální asociace	66
7.1.1	Faciální asociace A: prostředí nivy (floodplain; ve smyslu prostředí se stagnující vodou, které nevysychá z důvodu přítomnosti vysoké hladiny podzemní vody).....	66
7.2	Magnetická susceptibilita.....	69
7.3	Interpretace hodnot pH.....	69
7.4	Geochemie	70
7.4.1	Trend obsahu prvků z přínosu exogenního materiálu (zvětralé eluvium hornin krystalinika Krušných hor).....	70
7.4.2	Trend nárůstu či poklesu obsahu prvků v závislosti na vyšším obsahu částečně rozložené organické hmoty	70
7.4.3	Trend nárůstu obsahu prvků v počátečních stádiích vývoje gytji	71
7.4.4	Trend nárůstu či poklesu v prostoru přeplavené rašeliny/slatiny	72
7.4.5	Trend nárůstu prvků ve svrchní části profilu PK-1-Ch (zazemňování)	72
7.4.6	Trend nízkých hodnot na bázi profilu PK-1-W (zdroj kvartérní sediment)	73
7.5	Interpretace metody $\delta^{13}\text{C}$ a TOC/TN	73
7.6	Holocenní sedimentační záznam v prostoru pánve Komořanského jezera	77
	Kapitola 8	81
	Závěry.....	81
	Kapitola 9	83
	Seznam citované literatury.....	83
	Přílohy.....	88

Abstrakt:

Komořanské jezero, pokládáno za jednu z nejvýznamnějších lokalit československého kvartéru, se rozkládalo na jižním úpatí Krušných hor, severozápadně od města Starý Most mezi obcemi Souš, Komořany, Ervěnice, Dřínov, Albrechtice, Černice a Dolní Jiřetín. Komořanské jezero patřilo svým rozsahem k nejrozsáhlejší vodní ploše Československa (25 km²) a díky množství organogenních sedimentů se ocitlo v centru zájmu paleoekologů. Sedimenty gyttji, jež zaujímají v rámci jezerní výplně poměrně mocné polohy, tvoří kontinuální záznam od posledního glaciálu do subatlantiku a byly do dnešního dne zpracovány především po stránce paleoekologické. V předkládané práci jsou poprvé v historii Komořanského jezera studovány jeho organogenní sedimenty z hlediska sedimentárního záznamu za použití moderních geochemických metod (TOC/TN a $\delta^{13}C$). Práce byla vypracována na profilech (PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W), které byly odebrány mezi léty 1977–1983 ještě před kompletním odtěžením sedimentů Komořanského jezera v důsledku hnědohelné těžby v mostecké pánvi v 80. letech 20. století.

Abstract:

Komořany Lake, regarded as one of the most important sites of the Czechoslovak Quaternary, was situated at the southern foot of the Krušné hory Mountains, northwest from the Starý Most town, between the villages of Souš, Komořany, Ervěnice, Dřínov, Albrechtice, Černice and Dolní Jiřetín. Due to its size, Komořany Lake belonged to the largest bodies of water in the Czechoslovak Republic (25 km²) and due to the quantity of organogenic sediments get into the focus of paleoecologists. Gytjji sediments which occupy comparatively thick position in the lake infilling, formed a continuous record from the Last Glacial period to the Subatlantic period and up to now have been processed mainly from the paleoecological point of view. In this work the organogenic sediments are studied from the sedimentary record using modern geochemical methods (TOC/TN and d13C) for the first time in Komořany Lake history. The work was based on profiles (PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I and PK-1-W) which were taken between 1977-1983 before a complete exploitation of Komořany Lake sediments as a result of coal mining in the Most Basin in the 1980's.

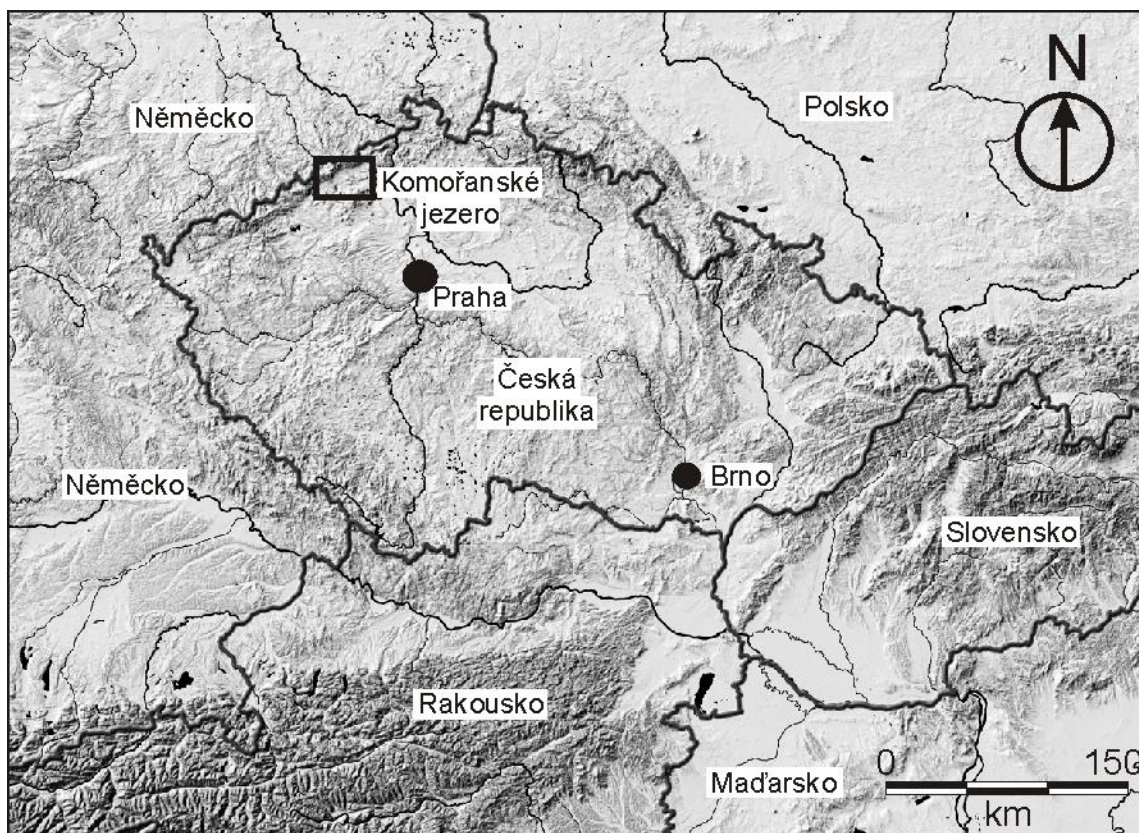
Kapitola 1

Úvod

Předkládaná diplomová práce je součástí širšího interdisciplinárního výzkumu financovaného grantovou agenturou GAČR; projekt 206/09/1564: „Multi-proxy paleoekologický výzkum unikátních sedimentů ze zaniklého Komořanského jezera, Mostecká pánev, Česká republika“ (Obr. č. 1).

Diplomová práce zahrnuje studium sedimentů Komořanského jezera z hlediska využití sedimentologické analýzy, magnetické susceptibility, hodnot pH a geochemické analýzy (ICP, TOC/TN, $\delta^{13}\text{C}$). Použití těchto metod umožňuje zjištění informací o sedimentačních procesech a sedimentačních prostředích, o přínosu anorganického materiálu z povodí řeky Bíliny a jejích přítoků, o chemismu jezerního prostředí, o vlivu existence člověka na prostředí jezera a o historii postupného zarůstání vodní plochy vodními a suchozemskými rostlinami.

Součástí grantového projektu, mimo základní sedimentární a geochemický výzkum, je také studium diatomitů, cladocera, pakomárů (chironomid), palynomorf a uhlíků. Tyto metody umožňují určit environmentální změny vodního prostředí (např.: hydrochemické změny vody, změny pH, acidifikaci vodního prostředí, pohyb vodní hladiny, rekonstrukci paleoteploty, paleosalinity atd.) a v případě studia palynomorf je umožněno identifikovat změny v rostlinném pokryvu v okolí jezera a přítomnost zelených řas ve vodním prostředí. Pomocí analýzy uhlíků (antrakologie) lze identifikovat míru lidské činnosti (vypalování) na rostlinný pokryv kolem jezera. Použití paleoekologických metod není součástí této práce.



Obrázek č. 1: lokalizace studované oblasti.

Prostor Komořanského jezera popisuje např.: Kunský [1968: p. 212] takto: „Bylo to poříční jezero, vytvořené a protékané Bílinou s krušnohorskými přítoky v záplavové kotlinové nivě v jejím severním oblouku mezi Ervěnicemi a Mostem. Povodňové stavy řeky vytvořily kolem jezera močálovou oblast dosahující k vrstevnici 230 m n. m., tj. rozsah tzv. Komořanské pánve, hruškovitého obrysu zužujícího se po Bílině k Mostu a jdoucí odtud přes Souš, Komořany, Ervěnice, Dřínov, Albrechtice, Čtrnáct dvorců, Most a Rudolice. Rozsah tehdejší močálové oblasti byl asi 21 km², z čehož jezero mohlo zaujímat čtvrtinu, tj. přes 5 km², a tento rozsah si močály s jezerem uprostřed zachovaly až do neolitu. V historické době močály s jezerem postupně ustupovaly přeměnou na louky a pole a potom těžbou hnědého uhlí. Konečný umělý zánik úplným odvodněním byl proveden po roce 1831.“

Lokalita Komořanského jezera patřila mezi nejvýznamnější lokality československého kvartéru. Nejen že zahrnovala kontinuální záznam od konce pleistocénu přes celý holocén

[Rudolph, 1926; Losert, 1940; Řeháková, 1986; Jankovská 1983, 1984, 1988, 2000], ale díky typu organogenní sedimentace tzv. gyttji (= hnilokal, kyselé prostředí), umožnila uchování palynomorf a schránek rozsivek. Lokalita Komořanského jezera se tak dostala do středu zájmů palynologů, kteří určili stáří sedimentů na období od posledního glaciálu (konec pleistocénu) až do subatlantiku [Rudolph, 1926; Losert, 1940; Jankovská, 1983, 1984, 1988, 2000]. Studium zabývající se nálezy schránek rozsivek spolu s pylovým záznamem umožnilo nahlížet na lokalitu Komořanského jezera i z hlediska paleolimnologie [Řeháková, 1983; 1985; 1986]. Ačkoliv se lokalita těšila značné pozornosti vědců, nebyla nikdy studována z hlediska svého sedimentárního záznamu [Hurník, 1969].

Vzhledem k faktu, že sedimenty Komořanského jezera byly kompletně odstraněny během hnědouhelné těžby v mostecké pánvi v 80. letech 20. století, je cílem této práce, a samotného grantového projektu, zpracovat jejich poslední fyzické zbytky (ze čtyř profilů: PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I, PK-1-W), které byly odebrány v roce 1977 (PK-1-C; v prostoru u výpusti z Dřínovské nádrže, sv. od tehdejšího dolu Obránců míru) a mezi léty 1980 až 1983 (PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W) jiv. od tehdejší obce Dřínov v prostoru pod hrází tzv. Dřínovské nádrže, před frontovou linií dolu Československé armády.

Z předchozích zmiňovaných informací vyplývá, že tato diplomová práce má dva hlavní cíle. Prvním cílem je poprvé v historii lokality Komořanského jezera provést, na základě sedimentologického zhodnocení čtyř profilů, faciální analýzu a na základě studia geochemie v kombinaci s paleoekologickými daty zhodnotit intenzitu lidské činnosti na ekosystém jezera.

Kapitola 2

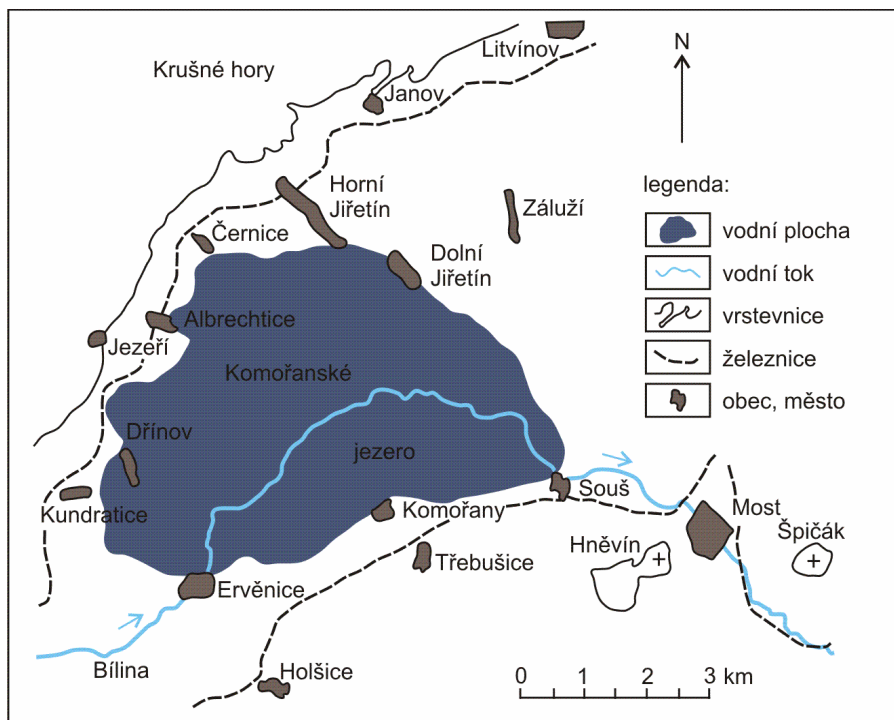
Geomorfologie a geologie studované lokality a širšího okolí

2.1 Komořanské jezero

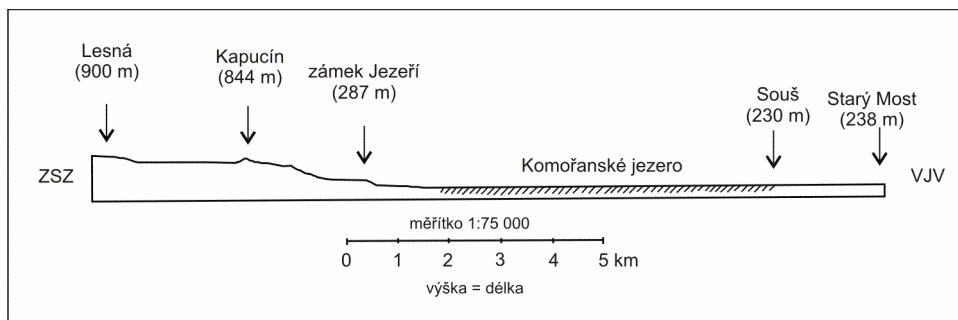
Rozsáhlé, ale mělkovodní jezero, už od historických dob nazývané Komořanské, se rozprostíralo mezi obcemi Souš, Komořany, Ervěnice, Dřínov, Albrechtice, Černice a Dolní Jiřetín (obr. č. 2). Rozsáhlost jezerní plochy byla podmíněna rovinným územím v okolí jezera, nepřesahujícím 230 m n. m. (obr. č. 3). Geograficky se plocha Komořanského jezera rozprostírala mezi nejzápadnějším výběžkem Českého středohoří a jižním úpatím Krušných hor, severozápadně od města Starý Most [Losert 1940; Řeháková, 1986].

Podloží sedimentů Komořanského jezera je tvořeno nepropustnými jíly libkovických vrstev mosteckého souvrství (sp. miocén) [Elznic a Macůrek, 2010]. V blízkosti severozápadního okraje, ale už mimo sedimentační prostor Komořanského jezera, se nachází kontakt hornin krystalinika Krušných hor proterozoického stáří a spodnomiocénních sedimentů mostecké pánve [Řeháková, 1986] (obr. č. 4).

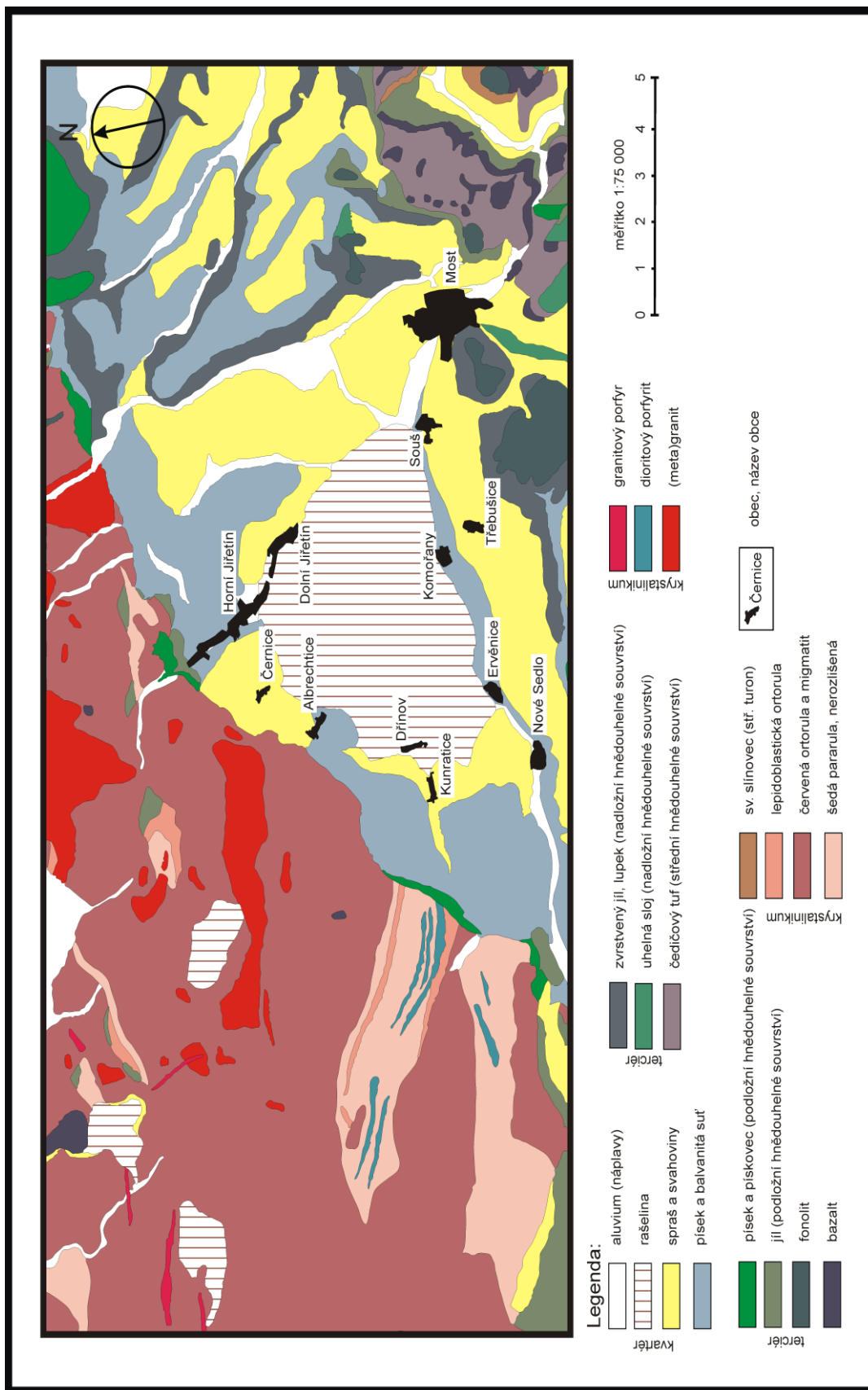
V prostoru Komořanského jezera, respektive v prostoru mostecké pánve se nachází několik strukturně tektonických prvků. Např.: jezeřsko-ryzelský hřbet, který odděluje severočeskou hnědouhelnou pánev na mosteckou a chomutovskou část. Zlom Quido, který porušuje uhelnou sloj a probíhá ve směru sz.-jv. Dále se v prostoru vyskytují zlomy Viktoria a Centrum probíhající v.-z. směrem. Tyto vyjmenované zlomy neměly žádný vliv na vznik a vývoj Komořanského jezera [Řeháková, 1986].



Obrázek č. 2: geografická pozice Komořanského jezera [Řeháková 1986], upraveno. Pozn.: na mapě je zobrazena původní pozice, dnes již neexistujícího, města Most (= Starý Most)



Obrázek č. 3: topografický řez oblastí Komořanského jezera mezi městem Starý Most a obcí Lesná v Krušných horách [Losert 1940], upraveno a přeloženo.



Obrázek č. 4: geologická mapa širšího okolí Komořanského jezera. Ručně zakreslená a kolorovaná geologická mapa z 30. let 20. stol.; pozůstalost po otci Ing. Jirřího Nechvátala, překresleno a upraveno. Geologické názvy z německého jazyka přeložil dipl. geol. Jiří Novák, Ph.D.

2.2 Geologická charakteristika okolí

Následující kapitola popisuje geologické podloží a širší geologickou charakteristiku okolí Komořanského jezera (viz. obr. xyz). Z důvodu holocenního stáří Komořanského jezera nebyl jeho vznik a existence dána ani významně ovlivněna endogenními pochody (Obr. č. 4), je geologický popis širšího okolí lokality zestručněn a zcela zaměřen jen na oblast nejtěsněji přiléhající k lokalitě. Větší podrobnost např.: KACHLÍK, V. *Geologický vývoj území České republiky*. Praha: Správa úložišť radioaktivních odpadů, 2003. 64 p. a PEŠEK, J., et al. (ed.). *Terciární pánve a ložiska hnědé uhlí ČR*. Praha: ČGS, 2010. 437 p.

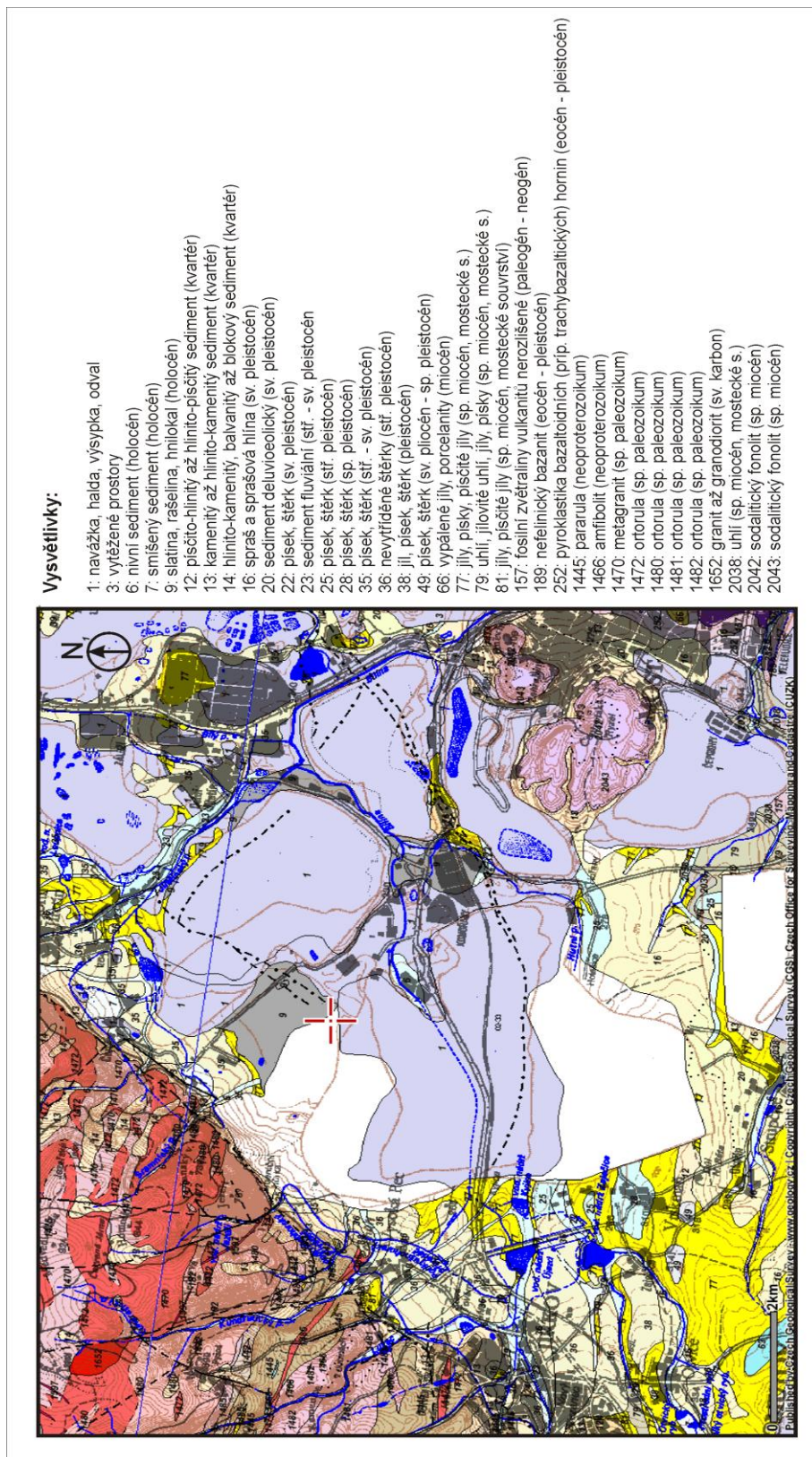
2.2.1 Horniny krystalinika v nejbližším okolí Komořanského jezera

Lokalita Komořanské jezero se z geologického hlediska nachází v prostoru Sasko-durynské jednotky (Saxothuringika), jenž tvoří severní a severozápadní část českého masívu, přesněji v její krušnohorské oblasti, která je tvořena autochtonním různě metamorfovaným kadomským podkladem [Kachlík, 2003], na který diskordantně nasedá autochtonní až paraautochtonní paleozoikum [Buschmann et al., 1995 in Kachlík, 2003].

2.2.2 Severočeská hnědouhelná (mostecká) pánev (SHP)

Komořanské jezero se rozkládalo v prostoru severočeské hnědouhelné pánve, jenž patří mezi nejdůležitější podkrušnohorské pánve a nachází se mezi Doupovskými horami na západě, Krušnými horami na severu a Českým středohořím na jihovýchodě [Elznic a Macůrek et al., 2010].

Idealizovaný vývoj mostecké pánve začíná klastickými terestrickými sedimenty (starosedelské souvrství; stř. eocén–sp. oligocén) a sedimentární výplň je přerušena vulkanickými horninami (střežovské souvrství; oligocén). Nejmladší zaznamenané období představuje prostředí uhelné sloje a písčité a jílovité sedimenty (mostecké souvrství; sv. oligocén–sp. miocén) [Elznic a Macůrek et al., 2010].



Obrázek č. 5: současná geologická mapa [server Geologické a geovědní mapy. Pozn.: kříž zobrazuje sídlo bývalého Komořanského jezera.

2.2.3 Terciérní vulkanismus v blízkosti lokality

České středohoří představuje reliktní nejkomplikovanějšího a plošně nejrozsáhlejšího třetihorního vulkanického komplexu na území ČM. Horniny Českého středohoří se táhnou z Mostecka [Elznic a Macůrek et al., 2010]. České středohoří je tvořeno komplexem výlevných, z malé části hlubinných a žilných hornin alkalické řady se zástupci živců, alkalickými pyroxeny a amfiboly stáří 49–9 Ma [Cajz et al., 1999 a Ulrych et al., 2001 Elznic a Macůrek et al., 2010].

Kapitola 3

Historie výzkumů a představy o vývoji jezerní pánve

3.1 Historie výzkumů

Výzkum v prostoru Komořanského jezera lze obecně rozdělit do dvou fází. První fáze zahrnuje práce z období přelomu 19. a 20. století až konce 30. let 20. století. Jedná se především o palynologické práce Rudolpha [1926] a Loserta [1940], které popisují vývoj vegetace v nejbližším okolí Komořanského jezera a díky lokálním podmínkám také vývoj vegetace v přilehlé oblasti Krušných hor. Další práce jsou představovány studii zabývajícími se diatomity [Lühne, 1897 in Řeháková 1986] či popisem výskytu plodů, tzv. oříšků, vodní rostliny kotvice splývavé (*Trapa natans* var. *coronata* Nathorst) Wettsteinem [1896]. Právě nálezy oříšků kotvice v prostoru vysušovaných bažin podnítily vědecký zájem o sedimenty Komořanského jezera [Řeháková 1986].

Druhá fáze, započatá koncem 50. let 20. století díky průzkumu a následné těžbě ložisek hnědého uhlí v dnešní mostecké pánvi, zahrnuje jak palynologický výzkum [Pacltová a Žertová 1957; Jankovská 1983, 1984, zvláště rozsáhlá práce 1988, 2000] zcela navazující na práce Rudolpha [1926] a Loserta [1940], tak i studium rozsivek [Řeháková et al., 1961; Řeháková 1962]. Nově, oproti první fázi, jsou publikovány práce [Řeháková 1983, 1985, 1986], které popisují vývoj vlastního jezerního prostředí na základě sukcese diatomitových společenstev a s korelací pylového záznamu umožňují přesnější popis změn jezerního prostředí během klimatických fází holocénu.

Přestože byly sedimenty Komořanského jezera po dlouhou dobu zpracovávány z hlediska studia pylů a rozsivek, překvapivě nebyly nikdy důkladně a systematicky zhodnoceny po geologické stránce. Na danou skutečnost upozorňoval už v roce 1969 Hurník v jedné z mála prací, která se právě zabývala vznikem a vývojem jezera a také otázkou stáří některých sedimentů. Ale nelze opomenout ani velmi vyčerpávající palynologickou práci Loserta [1940], který ke svým pylovým diagramům přikládal nejen litologický popis sedimentů, ale zpracoval i korelační schéma všech litologických profilů napříč celou sedimentační oblastí na základě výskytu jednotlivých pylových zón (příloha č. 42 až 45).

Komořanské jezero bylo unikátní i z hlediska archeologie. Popisem archeologických nálezů a osídlením okolního prostoru Komořanského jezera na základě studia jednotlivých archeologických kultur se zabýval Preidel a Oberdorffer [Preidel und Oberdorffer, 1927 in Losert, 1940; Preidel, 1934 in Losert, 1940] a Neústupný [1985]. Rudolph [1926]. Losert [1940] a Neústupný [1985] ve svých pracích popisovali vzájemnou korelaci archeologických nálezů a pylové stratigrafie.

3.2 Vývoj jezerní pánve

Komořanské jezero lze zařadit mezi jezera říční. Ve svém vývoji zaznamenává všechna tři stádia typická pro jezera říčního typu. První fáze, která proběhla v době ukládání anorganických sedimentů na hranici pleistocénu a holocénu, byla oligotrofního charakteru. Druhá fáze, která probíhala během preboreálu a zaznamenávala eutrofní období, se vyznačovala akumulací rozsivkové zeminy až gytji. Od období atlantiku nastala třetí fáze vývoje jezera, při které nabývá jezero charakteru distrofního a vývoj přechází v močály a rašeliniště [Hurník, 1969].

Na konci pleistocénu byla oblast jezerní pánve denudována řekou Bílinou a jejími přítoky na úroveň sp. miocénních sedimentů mostecké pánve [Řeháková, 1986; Hibsche, 1929 in Hurník, 1969]. Směr průtoku řeky byl přibližně ze západu na východ v jižní části jezera. Hurník [1969], v jedné z mála prací, která se zabývala geologií Komořanského jezera, vyjadřuje názor, že vznik jezera souvisel s vývojem rozsáhlé údolní nivy řeky Bíliny, která v oblasti Komořan měla nepatrný spád. Ale dodává, že na vzniku jezera se také mohly

podílet sesuvy v hluboce zaříznutém údolí řeky Bíliny mezi Rudolicemi a Obrnicemi nebo subsidence výplně mostecké pánve. Oproti tomu Řeháková [1986] vyjadřuje názor, že vznik Komořanského jezera souvisel se sesuvy převážně fonolitových hornin mezi Hněvínem (408 m. n. m) a Špičákem (399 m. n. m.), které přehradily tok řeky Bíliny v jižní části města Starý Most. Řeháková své interpretace dokládá popisy sesuvů fonolitových hornin v údolí řeky Bíliny Hibschem [Hibsch, 1929 in Řeháková, 1986].

3.3 Rozsah a hloubka jezera

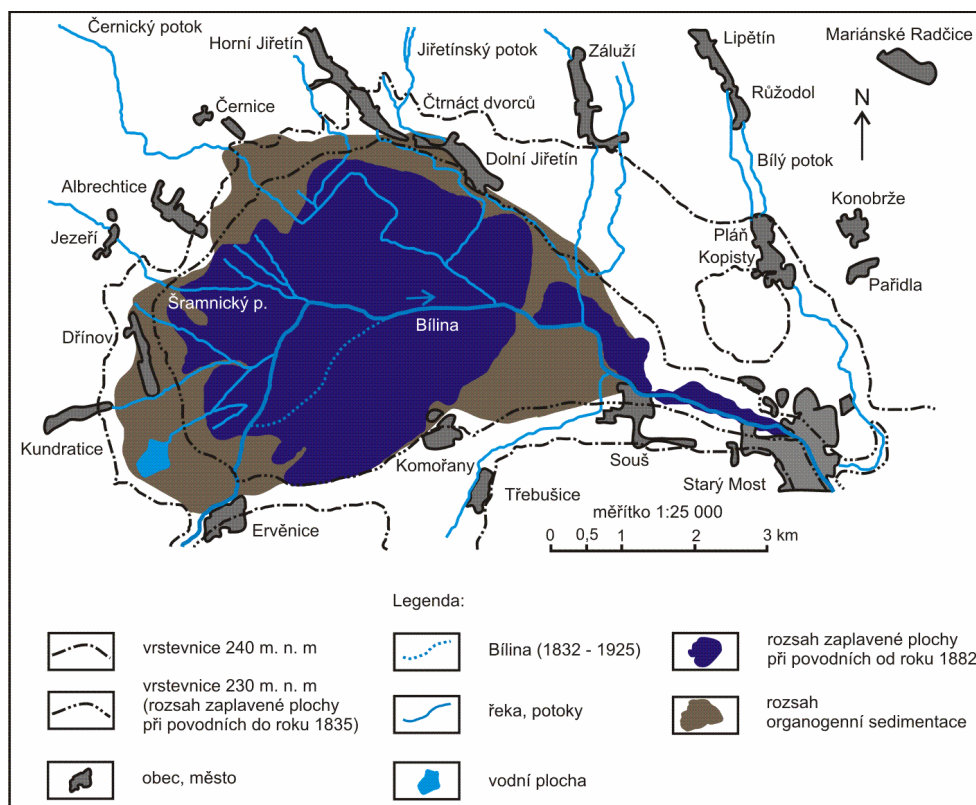
Rudolph [1926] ve své práci uvádí, že Komořanské jezero se rozprostíralo přibližně v délce 6 km ve směru západovýchodním a 4 km severojižním směrem. Také Řeháková uvádí plošný rozsah organogenní sedimentace, neboli plošný rozsah jezerního prostředí, kolem 25 km² a to na základě detailní mapy zobrazující hnědouhelná ložiska mostecké pánve z konce 19. století [Wolf, 1880 in Řeháková, 1986]. Proto bylo Komořanské jezero, díky své rozloze 25 km², považováno za nejrozsáhlejší jezero kvartérního stáří České (i.e. Československé) republiky [Řeháková, 1986].

V literatuře se objevují i údaje o poněkud rozsáhlejší rozloze jezera. Losert [1940] uvádí rozlohu jezera v délce 12 km ve směru západovýchodním a 6 km ve směru severojižním. Zapletal [1954] uvádí taktéž rozlohu kolem 70 km² a hloubku dokonce až 40 m. O stejné hloubce a rozloze jako Zapletal [1954] se ve své práci zmiňuje i Řeháková [1962]. Avšak Pokorný [Pokorný, 1963 in Hurník, 1969] vysvětluje, že zmiňované rozdílné údaje o plošném rozsahu volné vodní hladiny mohou být způsobeny povodňovými obdobími, jež lze doložit lokálním výskytem písčitých šterků až písčitohlinitých sedimentů ve svrchních částech profilů [viz profil C: Losert, 1940; příloha č. 44]. Hurník také k vysvětlení Pokorného [Pokorný, 1963 in Hurník, 1969] dodává,

že u recentních jezer lze pozorovat výkyvy vodní hladiny během roku. U malých jezer se výkyv vodní hladiny může pohybovat mezi 4 až 5 metry, ale lze zaznamenat i několikaleté především klimatické cykly v intervalech 20 až 25 let, projevující se v kolísání vodní hladiny [Bogoslovský, 1960 in Hurník, 1969]. Také samotná Řeháková [1962] tvrzení o 40ceti metrové hloubce jezera ve své práci popírá nálezy mělkovodních rozsivek.

V pozdější práci, na základě komplexnějšího studia diatomových společenstev, Řeháková [1986] potvrzuje, že během celého holocénu, kdy probíhala organogenní sedimentace, bylo Komořanské jezero mělkovodním prostorem s výraznými oscilacemi vodní hladiny a s širokou zarůstající litorální zónou.

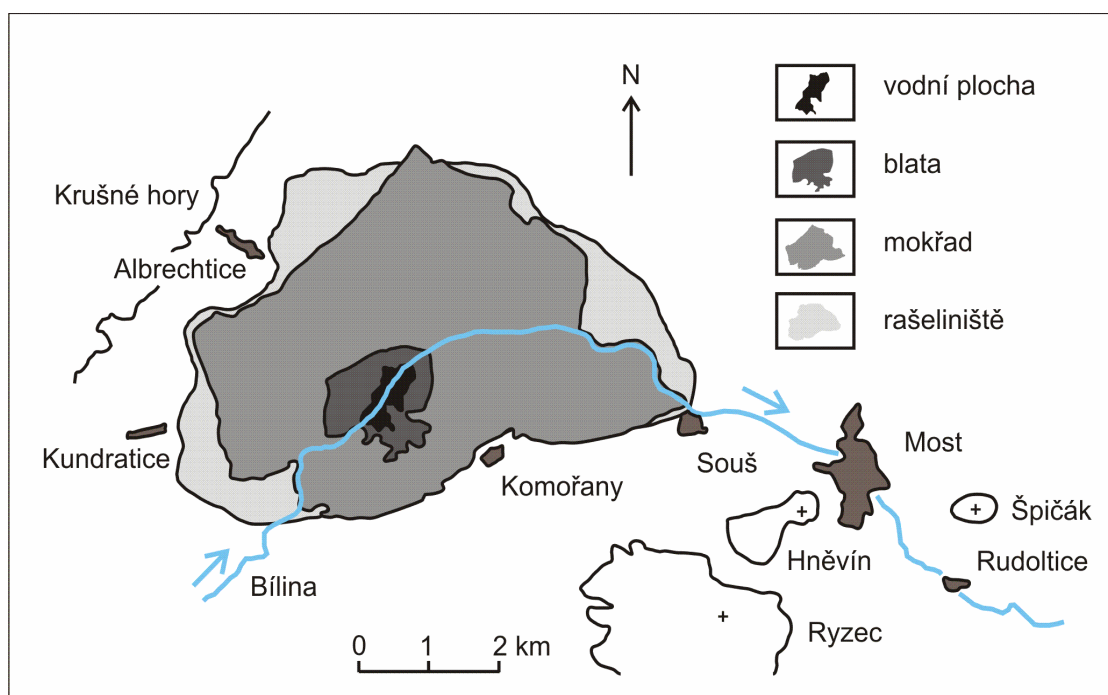
Hurník se ve své práci [1969] zamýšlí nad otázkami rozsahu volné vodní hladiny a hloubky jezera. A dochází k následujícím závěrům: jestliže se do roku 1835 pohybovala hladina vody v úrovni vrstevnice 230 m. n. m. (Obr. č. 6) a rozsah organogenních sedimentů převážně nepřesahuje vrstevnici nadmořské výšky 240 m, neměla by hloubka vodní hladiny přesahovat přes 10 metrů. Jelikož jsou Hurníkovi [1969] závěry v přímé shodě se zjištěním Řehákové [Řeháková, 1962, později také 1983 a 1986], vyjadřuje Hurník názor, že do období atlantiku bylo Komořanské jezero opravdu jezerem se značnou rozlohou volné vodní hladiny a do mladších holocenních období se vodní plocha zmenšovala [Hurník, 1969].



Obrázek č. 6: mapa Komořanského jezera [Losert, 1940], upraveno a přeloženo.

3.4 Rozsah a hloubka jezera v historické době

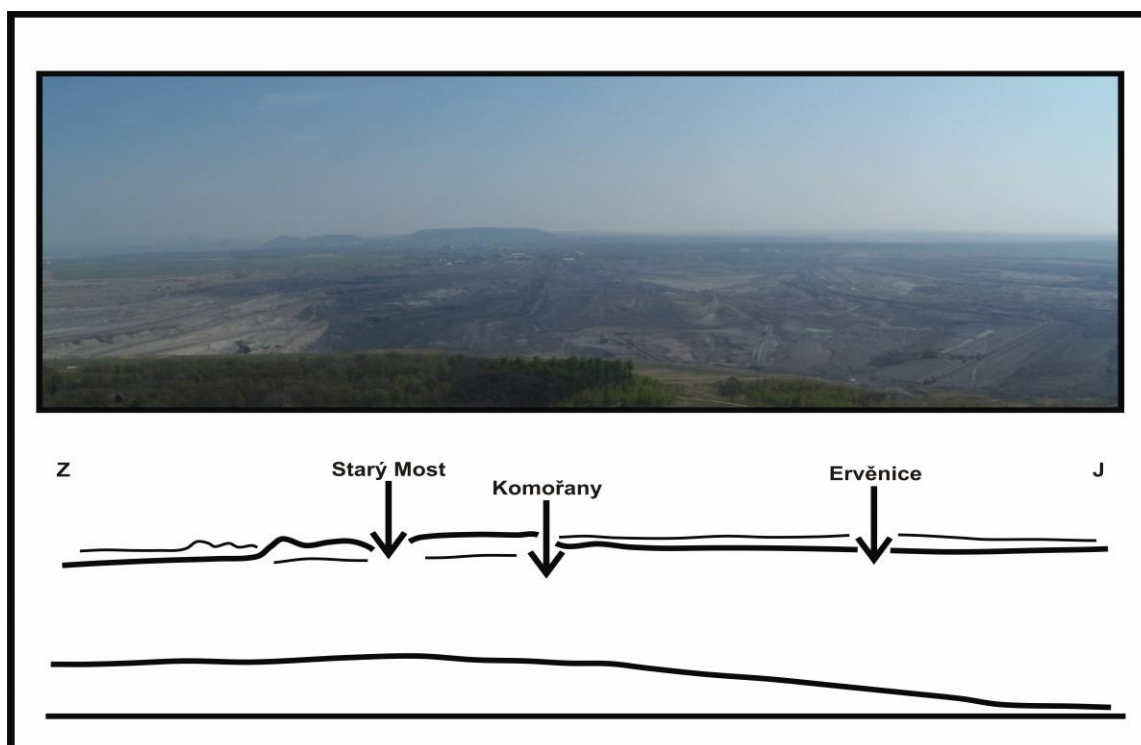
Nejstarší dochované písemné zprávy zaznamenávají v prostoru Komořanského jezera už jen rozsáhlé bažiny, nikoli ucelenou vodní plochu např.: rukopis *Res gestae saxonicae sive annalium libri tres* [Widukind z Corvey, 936] a *Kronika česká* [Kosmas, 1040] a dále [Pokorný, 1963 in Hurník, 1969; Řeháková, 1986]. Také i ve 14. století se o prostoru Komořanského jezera mluví jako o bažinách a močálech. V 15. století prostor zaznamenává první pokusy o odvodnění pomocí odvodňovacích kanálů a rýh, jelikož jarní povodně zatopovaly celou oblast. V roce 1788 je Komořanské jezero popisováno jako bažinná oblast s olšovým porostem. A v roce 1831 je započat plán na systematické vysoušení prostoru (Obr. č. 7). Oblast Komořanského jezera po dokončení vysoušení, v roce 1834, se tak stala nevýznamným areálem, který zarůstal rákosem a travou [Losert, 1940].



Obrázek č. 7: rozsah vodní hladiny a okolní tzv. říční krajiny [def. podle Štěrba et al, 2008; p 25] v prostoru Komořanského jezera v roce 1831 [Pokorný, 1963 in Řeháková, 1986], upraveno a přeloženo.

Historické záznamy popisují postupné zmenšování vodní plochy, např.: v roce 1789 byla plocha jezera (= volné vodní hladiny) 5,75 km², ale v roce 1831, před započítím systematického vysušování, byla rozloha už jen 2 km² [Řeháková, 1986] s maximální zaznamenanou hloubkou 47 cm [Losert, 1940]. Nejdéle, do roku 1834, se zachovala vodní plocha v prostoru koryta řeky Bíliny, přibližně mezi obcemi Ervěnice a Komořany, kde jezero dosahovalo největší hloubky, 6–7 m, max. 10 m, [Řeháková, 1986]. Jedním z důvodů pro systematické vysušení sedimentů Komořanského jezera byla skutečnost, že během jarních povodní řeky Bíliny se zaplavená plocha zvětšovala až na 15 km² [Rudolph, 1926; Klement a Enz, 1940 in Řeháková, 1986].

V druhé polovině 20. století byla oblast silně zasažena těžbou hnědého uhlí a sedimenty Komořanského jezera byly kompletně odstraněny. V současnosti jezerní sedimenty v prostoru mostecké pánve neexistují (Obr. č. 8). Poslední existující fyzické zbytky sedimentů Komořanského jezera, jež jsou studiem této diplomové práce, byly odebrány v 80. letech 20. století.



Obrázek č. 8: pohled ze zámku Jezeří (jz. směr) na prostor bývalého Komořanského jezera [autor fotografie: Supíňková, 11. 5. 2010], upraveno a zakresleno. Pozn.: zakreslení bývalých obcí a města Starý Most je pouze orientační.

Kapitola 4

Charakteristika sedimentů Komořanského jezera

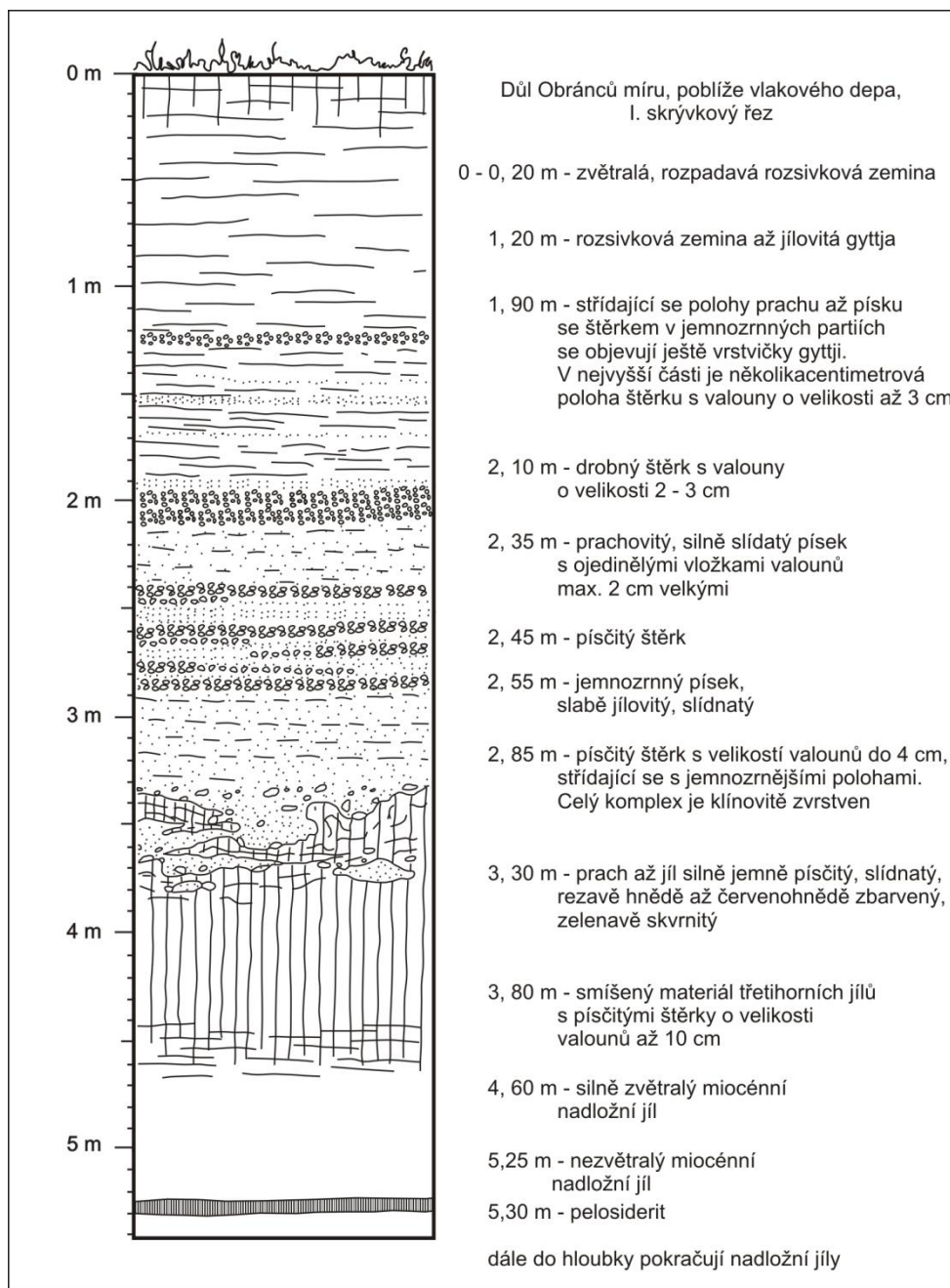
4.1 Litologická charakteristika

Vrstevní komplex sedimentů Komořanského jezera se podle Hurníka [1969] až na drobné výjimky vyznačuje po celé ploše charakteristickým profilem. Podloží sedimentů Komořanského jezera je tvořeno po celé ploše spodnomiocenními jíly mosteckého souvrství [Řeháková, 1986; Elznic a Macůrek in Pešek et al, 2010] (Obr. č. 9).

Bazální vrstvy kvartérní výplně jezerní pánve se v největší mocnosti vyskytují ve střední a východní části prostoru jezera, kde dosahují až 4 m mocnosti. Jsou tvořeny komplexem různě granulovaných písků až písčitých štěrků nebo alespoň silně písčitých hlín s nepravidelně rozptýlenými valouny krystalických hornin. Tyto horniny se vyznačují texturami proudového zvrstvení a ojedinělými úlomky nebo valounky uhlí [Pekárek, 1959 in Hurník, 1969]. V nejzápadnější části jezera poblíž obce Kundratice klesá mocnost těchto sedimentů pouze na několik decimetrů [Hurník, 1969].

V sedimentárním profilu výplně jezera následuje pozvolný přechod do prachovitých sedimentů s ojedinělým výskytem hrubších poloh a postupným nárůstem obsahu schránek rozsivek. Sedimentární vývoj jezerní pánve pokračuje tvorbou gytty až rozsivkové zeminy nabývající mocnosti přes 1,8 m. V tomto typu organogenních sedimentů byly dokumentovány výjimečně výskyty valounků uhlí. Vývoj sedimentů Komořanského jezera dokumentovaný přechodem z gytty do rašeliny je velmi náhlý. Rašelina nabývá největší

mocnosti třech metrů v západní části jezerní pánve, mezi obcemi Dřínov a Ervěnice, zatímco ve východní a střední části nebývá mnohdy vůbec vyvinuta [Hurník, 1969].



Obrázek č. 9: profil kvartérními sedimenty, důl Obránců míru, poblíž vlakového depa, I. skrývkový řez. [Hurník, 1969], upraveno.

4.2 Mikroskopická charakteristika sedimentů z hlediska studia palynomorf a schránek rozsivek

Vzhledem ke skutečnosti, že sedimenty Komořanského jezera byly převážně studovány a popisovány pouze z hlediska nálezů palynomorf a rozsivek, dochází tak k rozdílům mezi litologickým popisem profilů a popisem profilů zaměřených na studium diatomitů a palynomorf. V pracích Řehákové [Řehákové et al, 1961; Řeháková 1962, 1986] jsou popisovány a interpretovány sedimenty Komořanského jezera z hlediska kvantitativní převahy jednotlivých složek gyttji. Je rozlišována diatomová gyttja, pedistrová gyttja, jílovitá gyttja, rašelinová gyttja, detritová gyttja.

Bazální vrstvy vlastních jezerních sedimentů podle Řehákové [1962], ostře nasedají na souvrství písků, štěrků, štěrkopísků nebo leží přímo na terciérních jílech. Tyto sedimenty jsou tvořeny jílovitou, silně slídnatou a písčitou těžší gyttjou obsahující ojedinělé střípkovité zbytky schránek rozsivek a jehlice hub. Největší rozsah v prostoru Komořanského jezera má diatomová gyttja (křemelina) představující sediment v relativně nejhlubší části mělkého jezera. Řeháková popisuje výskyt diatomové gyttji jako lavicovou polohu o proměnlivé mocnosti (0,20–1,20 m) vyклиňující východním a západním směrem [Řeháková, 1962].

Nadloží diatomové gyttji je tvořeno tmavě hnědou rašelinovou gyttjou s vysokým obsahem humózních látek a četnými zuhelnatělými zbytky rostlin. Hrubě detritová gyttja, která zakončuje sled sedimentů Komořanského jezera, se vyskytuje ve dvou faciích, hlinité a humózní a obsahuje vždy pouze ojedinělou drť schránek rozsivek. Detritová gyttja místy přechází v hnědošedou až hnědočernou rákosovou rašelinu, prostoupenou zvětráním dřev, kořenů a částí kmenů i zuhelnatělými zbytky makrofytní vegetace odpovídající litorální zóně jezera zarůstající vegetací. Polohy rákosové rašeliny se nacházejí v severozápadní části jezera a u obce Dřínov, kde dosahovala rašelina mocnosti až 1 m [Řeháková, 1962]. Losert [Losert, 1940 in Řeháková, 1962] popisuje ve střední části prostoru jezera

pediatrovou gyttju s maximálním nahloučením coenobií řas *Pediastrum boryanum* a *Pediastrum duplex*.

4.3 Stratigrafie sedimentů na základě studia rozsivek a palynomorf

Jak už se zmiňuje Hurník [1969] či Pacltová a Žertová [1959] otázky zabývající se stářím organogenních sedimentů Komořanského jezera byly vyřešeny již Rudolphem [1926] a Losertem [1940], autory prvních palynologických prací o Komořanském jezeře. Stáří organogenní sedimentace na základě Rudolphových a Losertových floristických zón lze určit na období posledního glaciálu až subrecentu a sedimenty tak Komořanského jezera zároveň představují klimatický záznam hranice mezi pleistocénem a holocénem [Hurník, 1969].

Ačkoliv stáří organogenní sedimentace bylo interpretováno již v první polovině 20. století, stáří bazálních sedimentů není ani dnes zcela jasné. V literatuře bylo zmíněno několik variant stáří těchto sedimentů. První dvě varianty pocházejí od Rudolpha [1926], který se domnívá, že bazální sedimenty jsou terciérního stáří a pleistocén zde plně chybí. Druhá varianta, které přikládal Rudolph [1926] menší pravděpodobnost, popisuje sedimentaci rozrušených terciérních hornin obsahující pylová zrna miocénního stáří až do období holocénu. Naopak Váně [Váně 1960 in Hurník, 1969] považuje bázi jezerních sedimentů za pliocénní stáří. Hurník [1969] dokazuje, že bazální sedimenty musejí být pleistocénního stáří (snad první fáze pozdního glaciálu), jelikož je vždy mezi miocénními jíly a bázi sedimentů Komořanského jezera vyvinuta ostrá hranice a písčité štěrký a písky vykazují plynulý přechod do organogenních sedimentů.

Pro studium biologického materiálu (palynomorf a rozsivek) je ze sedimentů Komořanského jezera nejdůležitější zpevněné organické bahno tzv. gyttja. Jedná se o typ organogenní sedimentace, vytvářející se v klidném mělkém jezerním prostředí se stojatou nebo mírně proudící vodou, kde docházelo podle ke kolísání vodní hladiny a následně k výskytu submerzních a vodních makrofyt [Řeháková 1986].

Rudolph [1926: p. 240] a Řeháková [Rudolph, 1926 in Řeháková et al, 1961: p. 163; Rudolph, 1926 in Řeháková, 1962: p. 9] popisují gyttju takto: „Je to světle hnědošedá

až nazelenale šedá jemně prachovitě písčité a slídnatá velmi lehká nezřetelně horizontálně zvrstvená hornina, která obsahuje kromě amorfni vložkovité hmoty a nesčetných pylových zrn hlavně zbytky vodních mikroorganismů, jako jsou schránky rozsivek, coenobia zelených buněčných řas rodu *Pediastrum*, křemité cysty chryzomonád a jednoosé jehlice křemitých hub. Hojně jsou i mikroskopicky viditelné zbytky vyšších vodních rostlin. Nejcharakterističtější je výskyt oříšků kotvice vzplývavé (*Trapa natans* var. *coronata* Nathorst). Dále byly zjištěny radiály přesliček (zejména ve vyšších vrstvách) a četná semena a plody vodních nebo pobřežních rostlin, např.: *Potamogeton*, *Nymphaea*, *Alisma plantago*, *Alnus glutinosa* aj. obsahující zejména rozsivky, chryzomonádní a chlorokokální řasy, pylová zrna, místy i jehlice hub a fytolitárie, ale i semena a plody vodních a pobřežních rostlin či zuhelnatělé zbytky makrofyt.“

4.3.1 Interpretace studia rozsivek

Organogenní sedimentace, na základě korelace diatomové, pylové a řasové stratigrafie [např.: Jankovská, 1983], začala na rozhraní pozdního glaciálu a preboreálu [Řeháková, 1986]. Dále Řeháková [1986] popisuje velmi důležitý poznatek. Na základě převažujícího ostrého styku gyttji s podložím dokazuje, že začátkem postglaciálu došlo k náhlému zvětšení plošného rozsahu vodní hladiny. Losert [1940] popisuje v jižní a jihovýchodní části jezerního areálu tzv. pediaastrovou gyttju. Znamená to, že v tomto prostoru jezerní pánve docházelo k postupnému vývoji z jemně písčitých jíílů, pozdně pleistocénního stáří do diatomové gyttji [Losert, 1940 in Řeháková, 1986].

Od konce preboreálu a v boreálu díky zlepšujícím se klimatickým podmínkám docházelo k zarůstání mělčích částí okraje jezera vodními makrofyty a umožnilo tak rozvoj epifytických forem diatomové flóry. Do období atlantiku stoupá množství epifytických a epipelických forem alkalifilních diatom, jenž ukazují na eutrofizaci vodního prostředí. Planktonní zástupci diatomové flóry jsou reprezentovány druhy mělkých jezerních vod. Od konce atlantiku a během subboreálu nabývá kvantitativní převahy perifyton litorální zóny. Předcházející popisované střídání planktonních a perifytických druhů během atlantiku a subboreálu lze vysvětlovat klimatickými oscilacemi vodní hladiny [Řeháková, 1986].

Počátek subatlantiku se vyznačuje maximálním rozšířením planktonních diatom. V tomto období měla vodní plocha největší rozsah, přičemž vysoká produktivita planktonu zároveň svědčí o poměrně stálých podmínkách sedimentačního prostředí. Následující obrat k oligotrofii jezerního prostředí byl způsoben zvyšujícím se výskytem rozsivek rodů, které vykazují nižší nároky na pH prostředí. Ve vyšší části staršího subatlantiku a v mladším subatlantiku dochází ke zvyšování množství litorálních a perifytických diatom, především indiferentních a acidofilních druhů. Kvantitativní nárůst acidofilních diatom pokračuje v mladším subatlantiku. Dochází i ke zvyšování obsahu organických a minerálních látek v sedimentech (rašelinová gyttja a rašelina). Probíhá i rozšíření epifytických diatom ukazujících na zarůstání vodní nádrže vyššími rostlinami. Poslední diatomová sukcese ve vývoji Komořanského jezera je reprezentována druhy diatom žijící v kyselém vodním prostředí [Řeháková, 1986].

4.3.2 Interpretace studia palynomorf

Novodobý, ucelenější výzkum sedimentů Komořanského jezera z hlediska nálezů pylů a zelených řas provedla Jankovská [1983, 1984, především 1988, 2000]. Ve své práci z roku 1983 popisuje pomocí pylové analýzy sedimenty z profilu PK-1-B, jenž byl odebrán v západní části prostoru Komořanského jezera, přibližně mezi obcemi Dřínov a Kundratice. Výsledky z profilu PK-1-B byly korelovány s výsledky ze studia rozsivek [Řeháková, 1986]. V roce 1988 Jankovská publikuje rozsáhlou práci, která se zabývala interpretací zjištěných palynomorf nejen na lokalitě, ale i z přilehlého prostoru Krušných hor a Českého středohoří. Profil PK-1-D popisovaný v práci Jankovské [1988] byl odebrán v západní části prostoru jezera, poblíž obce Dřínov. Profil PK-1-E, který byl publikován v roce 2000, představuje západní část prostoru jezera, u obce Dřínov.

Sedimenty s určeným stářím posledního glaciálu obsahují celou řadu nálezů terciérních palynomorf. Významná je přítomnost chlorokokálních řas (*Tetraedron minimum*, *Scenedesmus*, *Pediastrum*). Pro období posledního glaciálu a staršího holocénu je typický výskyt tzv. glaciálního reliktu chlorokokální řasy druhu *Pediastrum kawraiskyi* [Jankovská, 1983], která reprezentuje studené, oligotrofní prostředí [Jankovská, 2000]. V okrajovém prostoru jezera se nacházeli vrby (*Salix*) v doprovodu rostlin z čeledi

šáchorovitých (*Cyperaceae*) a lipnicovitých (*Poaceae*) a s výskytem rašeliníku [Jankovská, 2000].

Období preboreálu je charakteristické maximálním výskytem pylů borovice (*Pinus*) a prostor Komořanského jezera v té době pravděpodobně nabyl charakteru vodní plochy [Jankovská, 1983]. Prostředí jezera bylo stále studené a oligotrofní s výskytem zelených chlorokokálních řas [Jankovská, 2000]. Boreál se v prostoru Komořanského jezera vyznačoval strmým nárůstem pylů lísky (*Corylus*), jilmu (*Ulmus*), dubu (*Quercus*) a lípy (*Tilia*). Na konci boreálu a začátkem atlantiku docházelo k rychlému zarůstání břehů jezera submerzní vegetací [Jankovská, 1983]. V tomto období se projevila eutrofizace vodního prostředí [Jankovská, 2000]. Během staršího holocénu dochází k výskytu vyšších vodních rostlin - stolítku (*Myriophyllum spicatum*), druhů rdesna (*Potamogeton*) a také leknínu (*Nymphaea*) [Jankovská, 1983].

Záčátek období atlantiku je charakteristický nárůstem pylů smrku (*Picea*) a olší (*Alnus*) a pokračujícím nárůstem výskytů jilmu (*Ulmus*), dubu (*Quercus*) a lípy (*Tilia*). Docházelo k rychlému rozšíření druhů buků (*Fagus*). Vodní rostliny, nejméně představené druhy jako je kotvice (*Trapa natans*) a leknín (*Nymphaea*) [Jankovská, 1983], stulík (*Nuphar*), růžkatec (*Ceratophyllum*) a stolítek (*Myriophyllum spicatum*) [Jankovská, 1988], během tohoto období zažívaly svůj největší rozvoj, který se znovu bude opakovat ve starším subatlantiku [Jankovská, 1983]. V období mladšího atlantiku docházelo také k významnému zvýšení přítomnosti chlorokokálních řas (*Pediastrum*, *Scenedesmus*, *Coelastrum*, *Tetraedron*, *Botryococcus*) [Jankovská, 1983]. Vodní prostředí se stále vyznačovalo eutrofizací [Jankovská, 2000]. Břehy vodní plochy začaly zarůstat porosty rákosy a olšin. Smíšený dubový les rostl v prostoru podkrušnohorské pánve, na svahu Krušných hor a tvořil lesy v přilehlém prostoru Českého středohoří. Naopak, svrchní partie Krušných hor pokrýval smrkový les [Jankovská, 1988].

Subboreál vykazoval vzrůst obsahu pylů jedle (*Abies*). Jednotlivé druhy buků (*Fagus*) a taktéž druhy smrků (*Picea*) dosahovaly svého holocénního maxima. Z pylového spektra se projevoval výskyt smíšených dubových lesů - jilmu (*Ulmus*), dubu (*Quercus*), lípy (*Tilia*) a jasanu (*Fraxinus*) [Jankovská, 1983]. Existující vodní prostředí je reprezentováno

nálezy pylů vodních makrofyt a coenobia řas [Jankovská, 1983]. Také období subboreálu se vyznačovalo pokračováním eutrofizace vodního prostředí [Jankovská, 2000]. Rozšiřující se oblast břehů jezera byla pokryta porosty olší a rákosu. Dno Podkrušnohorské pánve bylo zarůstáno bažinnými asociacemi a smíšeným dubovým lesem, jenž se rozkládal i na svazích Krušných hor a v oblasti Českého středohoří. V pozdější fázi subboreálu docházelo ke snižování hustoty lesního porostu, která byla zapříčiněna zvyšováním výskytu bylin a kapradin. Ve svrchních částech Krušných hor dominoval výskyt smrkového lesa, který byl v pozdějším období z nižších partií Krušných hor vytlačován výskytem buku a jedle [Jankovská, 1988].

Pro období staršího subatlantiku je typický výskyt buku (*Fagus*), jedle (*Abies*) a habru (*Carpinus*). Během staršího subatlantiku došlo k výskytům bukovojedlových a jedlovobukových lesů, jež pokrývaly svahy Krušných hor. Naopak na úpatí jižních svahů a v prostoru pánve se nacházely rozsáhlé listnaté lesy s výraznou převahou dubu. Prostor Komořanského jezera ve starším subatlantiku byl stále zarůstán rákosou a olšinami [Jankovská, 1983]. Zbývající vodní hladina byla přesunuta do centrální části jezera. V Podkrušnohorské pánvi a Českém středohoří docházelo k cílenému odlesňování. Krušné hory byly pokryty bukovojedlovým porostem s příměsí smrku ve vyšších polohách a s příměsí dubu v nižších polohách [Jankovská, 1988]. Docházelo k pokračující akumulaci rašeliny [Jankovská, 2000].

V mladším subatlantiku klesala přítomnost pylů buku (*Fagus*), jedle (*Abies*), smrku (*Picea*) a dubu (*Quercus*), důvodem mohlo být rozsáhlé odlesňování oblasti, pro které by svědčil i náhlý výskyt pylů obilovin (*Cerealina*) spolu s výskytem pylů, které se vyskytují jako plevele v obilovinách, chrp, rdesna ptačího a hadince [Jankovská, 1983]. Pylový záznam s typickými nálezy pylů pšenice (*Triticum*), žita (*Secale*) a také plevele či ruderálních rostlin dokazuje ve studované oblasti zemědělskou činnost [Jankovská, 1988]. V mladším subatlantiku úplně zmizel výskyt řas a vodních rostlin, naopak docházelo k pokračující sedimentaci rašeliny (*Sphagnum*) a k výskytu zástupců čeledi osladičovité (*Polypodiaceae*), orobince (*Typha*) a k výskytu čeledi lipnicovité (*Poaceae*), především rákosu [Jankovská, 2000]. Prostor jezera se stal rozsáhlou bažinou. Podkrušnohorská pánev a prostor Českého středohoří byly kompletně zasaženy lidskou činností.

Bukovojedlové a jedlovobukové porosty s příměsí smrku se nacházely v Krušných horách. Ve středověku došlo k úplnému odlesnění nižších až středních poloh Krušných hor. Výsledkem této činnosti člověka byla zvýšená eroze anorganického materiálu a jeho transport ve vodním mediu do prostoru Komořanského jezera [Jankovská, 1988].

Kapitola 5

Použitá metodika

Kapitola pojednává o obecných principech jednotlivých použitých metodik a vlastní práci autorky v následujícím pořadí: sedimentární popis, faciální analýza, magnetická susceptibilita, měření hodnot pH, metoda $\delta^{13}\text{C}$, metoda TOC/TN, geochemická analýza sedimentů.

5.1 Sedimentární popis

Diplomová práce zahrnuje litologický popis profilů PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W, které byly v osmdesátých letech minulého století odebrány v dnešním prostoru velkolomu ČSA během postupující hnědouhelné těžby v rámci průběžného odběru materiálů pro paleoekologické rekonstrukce v oblasti Komořanského jezera (tabulka č. 1). Profily, které byly do roku 2009 uskladněny v prostorách o teplotě $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, byly ovzorkovány s krokem 2 cm pro profily PK-1-Ch, PK-1-I, PK-1W a s krokem 1 cm pro profil PK-1-C. Každý vzorek ze všech profilů byl uložen a duplicitně rozdělen do dvou polyetylénových samouzavíracích sáčků, tak aby byl dodržen postup zachování jedné série vzorků.

Přehled zdokumentovaných odběrů vzorků, který se do dnešního dne podařilo zrekonstruovat na základě osobní komunikace s RNDr. Vlastou Jankovskou, CSc. a na základě rešeršního studia literatury je uveden v Tabulce č. 1.

Označení	Datum odběru	Odběr provedl	Způsob odběru	Lokalizace	Výsledky	Lokalizace
PK-1-A	6.8.1974	Jankovská, Kyncl	výkop-sáčky	„Pod dubem“	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-B	14.4.1977	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice (5) 2,5 m	asi 120 m od dubu, směr obec Dřínov	Jankovská, 1983 Řeháková, 1983 Řeháková, 1986	Jankovská, 1983 Řeháková, 1985 Řeháková, 1986
PK-1-C	7.6.1977	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice	poblíž viaduktu a odtoku z Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-D	1957	E. Neustupný	výkop-sáčky	odběr poblíž obce Dřínov, ve stěně dolu před sondou F	Neústupný, 1985 Jankovská, 1988	Neústupný, 1985 Jankovská, 1988
PK-1-E	1978	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice	poblíž obce Dřínov	Jankovská, 2000	Jankovská, 2000
PK-1-F	1978	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice	poblíž obce Dřínov	výsledky nepublikovány	Řeháková, 1983 Řeháková, 1986
PK-1-G	12.6.1979	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice	pod hrází Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-H	13.6.1979	Jankovská, Kyncl	výkop-krabice	Pod hrází Dřínovské nádrže (zaměřeno)	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-Ch	15.6.1981	Jankovská, Dušek, Řeháková	výkop-krabice	v prostoru pod hrází Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	Řeháková, 1986
PK-1-I	1980-1983	Jankovská, Dušek, Řeháková	výkop-krabice	v prostoru pod hrází Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	Řeháková, 1986
PK-1-L	11.6.1987	Jankovská, Klápště, Beneš	výkop-krabice	na místě vypuštěné Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-M	11.6.1987	Jankovská, Klápště, Beneš	výkop-krabice	na místě vypuštěné Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována
PK-1-W	1980-1983	Jankovská, Dušek, Řeháková	výkop-krabice	v prostoru pod hrází Dřínovské nádrže	výsledky nepublikovány	lokalizace nepublikována

Tabulka č. 1: souhrnná rekonstrukce odebraných profilů v prostoru Komořanského jezera [Jankovská, nepublikováno], doplněno a upraveno.

5.1.1 Metodika zpracování, popisování a označování vzorků

Autorka diplomové práce makroskopicky zhodnotila profily PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W v laboratoři geologických procesů na Geologickém ústavu AVČR, v. v. i. Makroskopický popis zahrnoval určení zrnitosti, anorganické příměsi (přítomnost minerálů např.: muskovitu či zbarvení sedimentů vlivem vysrážení oxidů železa), barvy pomocí Munsellovy barevné škály, sedimentárních struktur (pokud byly přítomné) a dále určení přibližného obsahu organické hmoty (bez biologické interpretace; např.: stop po kořenech, přítomnosti kořínku, listů či šištic olší).

Autorka práce vytvořila jak grafickou podobu (souhrnné zjednodušení) sedimentárních profilů PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W na základě shrnutí předcházejících

vyjmenovaných vlastností popisovaných sedimentů v grafickém programu *CorelDraw*, verze 13 (příloha č. 2 až 6), tak i detailní popis jednotlivých vzorků ze všech profilů (příloha č. 1: *Popis profilů*). Součástí jednotlivých úkolů diplomové práce byla také samotná příprava vzorků, autorkou práce, pro další použité metody.

Vzhledem k metodě použité při vlastním odběru (tzv. krabicová metoda) byly některé části profilů duplicitně odebrány a následně autorkou práce duplicitně popsány (příloha č. 1: *Popis profilů*), pro další interpretace byla vybrána pouze jedna část ze zdvojených úseků. V souvislosti se zpracováním vzorků až po 28 až 34 letech od vlastního odběru vznikl problém tzv. seschnutí materiálů. V grafické podobě není tento důsledek přirozeného procesu zobrazen z prostého důvodu, že grafická podoba má odrážet skutečnost kontinuálního odběru v terénu.

Názvy jednotlivých vzorků a metráž jsou ve všech přílohách použity v souladu s provedenými odběry vzorků pro biologické metody. Počátek číslování metráže je dán na vršek profilů. V příloze č. 1: *Popis profilů* (např.: *PK-1-C, C 1–2 cm*) jsou jedinečné názvy vzorků sestaveny z názvu příslušného profilu (*PK-1-C*), názvu příslušné krabice (*C*) a konkrétní pozice v profilu (*1–2 cm*). V grafech ve volné příloze je dodrženo postupu přidělení konkrétní naměřené hodnoty k bodu, který se nachází ve středu představovaného úseku měřeného vzorku.

5.2 Faciální analýza

Faciální analýza je založena na tvorbě facií a faciálních asociací a umožňuje tak interpretovat sedimentární procesy a prostředí, které probíhaly na studované lokalitě [Nichols, 2009].

5.2.1 Metodika vypracování faciální analýzy

Autorka práce na základě zpracovaného litologického popisu (viz. 5.1.1) vyčlenila facie, které odpovídají sedimentárním procesům a faciální asociace, které představují sedimentární prostředí identifikované ve studovaných profilech [Nichols, 2009 a Reading, 2004].

5.3 Magnetická susceptibilita

Na základě studia chování materiálů v působícím magnetickém poli lze rozlišit tři základní skupiny materiálů (diamagnetické, paramagnetické a feromagnetické), které se od sebe navzájem odlišují citlivostí vůči působení magnetického pole. Diamagnetické materiály (např.: SiO_2 , voda) vykazují zápornou hodnotu magnetické susceptibility (vnímavosti namagnetizovat se v indukovaném magnetickém poli). Velikost tzv. vnímavosti vůči magnetickému poli u paramagnetických materiálů je dána fyzikálně-chemickými vlastnosti materiálu, neboli v přítomnosti silného magnetického pole se projeví malá hodnota vnímavosti vůči magnetickému poli. Nejvyšší hodnotu vnímavosti vůči magnetickému poli mají feromagnetické materiály (prvky železo, nikl, kobalt; oxidy železa).

Nově vzniklé ferogenní minerály v sedimentech či půdách, jako je magnetit, maghemit nebo greigit často vedou k navýšení signálu magnetické susceptibility, není to však jediný signál způsobující magnetickou susceptibilitu. Tu zvyšují autigenně vzniklé magnetické minerály jen v malé míře. Minerály vykazující signál susceptibility v sedimentech můžeme rozdělit na primární, závislé na zdrojovém materiálu a sekundární, neboli autigenní [Evans a Heller, 2003].

Navýšení signálu magnetické susceptibility může vzniknout několika způsoby. Přičemž v současnosti je diskutováno pět hlavních faktorů [Dearing et al., 1996; Evans a Heller, 2003].

- 1) Navýšení v důsledku atmosférického spadu při spalování fosilního paliva, metalurgického průmyslu nebo cementářského průmyslu [Evans a Heller, 2003.]
- 2) Přírodní ohně mohou transformovat magnetické minerály v půdě a měnit je na ty s větší magnetickou susceptibilitou [Kletetschka a Banerjee, 1995]
- 3) Anorganické vznik magnetitu in situ byl popsán především v prostředí s měnící se humiditou v důsledku klimatických oscilací [Evans a Heller, 2003].
- 4) Navýšení magnetické susceptibility v půdách je také často interpretováno jako vzniklé v důsledku aktivity půdních mikroorganismů, které produkují superparamagnetické jemnozrnné minerály [Fassbinder et al., 1990].

5) Zvětráváním magnetických minerálů během fází zvlhčování a prosychání při pedogenetickém procesu jako i změny pH, teploty, půdní aktivity, obsahu organické hmoty může způsobovat nabožení roztoků o Fe^{2+} , následnou oxidaci a přeměnu na ferrihydrid [Evans a Heller, 2003]. Při vhodných podmínkách může následovat fermentace a za působení Fe bakterií následně redukce z ferrihydridu na magnetit [Schwertmann, 1988; Evans a Heller, 2003].

5.3.1 Metodika měření hmotnostně závislé magnetické susceptibility

Autorka práce provedla vlastní změření hodnot magnetické susceptibility a hmotnosti všech vzorků z profilů PK-1-C a PK-1-I na kappa-můstku (*MFKI-FA Kappabridge*; instruktáž práce pod vedením Mgr. Leony Koptíkové) v laboratoři geologických procesů na Geologickém ústavu AVČR, v. v. i. Přístroj byl před samotným měřením kalibrován s prázdným polyetylenovým samouzavíracím sáčkem stejného typu jako ty, ve kterých byly všechny vzorky uskladněny a následně měřeny. Tímto je zabráněno případné statistické chybě. Samotné měření probíhalo v následující sekvenci úkonů: aktivování přístroje do stavu měření (indukce magnetického pole) — vložení vzorku do prostoru působení indukovaného pole — změření magnetické susceptibility vzorku přístrojem — odebrání vzorku z prostoru magnetického pole. Kappa-můstek v laboratoři geologických procesů byl připojen k PC, kde se jednotlivé naměřené hodnoty ukládaly. Zjištění hmotnosti vzorků pro výpočet hmotnostně závislé magnetické susceptibility probíhalo na laboratorních váhách taktéž s připojením na PC, kde se jednotlivé hodnoty hmotností ukládaly. Přepočet magnetické susceptibility na hmotnostně závislou magnetickou susceptibilitu provedla Mgr. Leona Koptíková.

5.4 Hodnoty pH

Hodnoty pH (angl.: potencial of hydrogen, tj. potenciál vodíku, či také vodíkový exponent) vyjadřují skutečnost, zdali reakce vodného roztoku nabude charakteru kyselého či alkalického. Hodnoty pH se vyjadřují za pomoci logaritmické stupnice. Kyseliny nabývají hodnot pH menších než sedm a s nižším číslem se stávají silnější. Hodnoty, které se nacházejí na stupnici od čísla sedm výše, patří alkáliím a opět s vyšším číslem nabývají

větší alkality. Zmiňovaná hodnota sedm na logaritmické stupnici udává neutrální reakci (např.: neutrální voda má hodnotu pH 7) [Birkenland, 1984; Brady, 1990; Dane a Topp, 2002; Schaetz a Anderson, 2005].

Dále lze stanovit aktivní a výměnnou aciditu. Aktivní acidita, jež způsobuje aktivita volných vodíkových iontů v půdním roztoku, se stanovuje v suspenzi z destilované vody a zkoumaného vzorku. A umožňuje zjistit hodnotu pH vzorku. Výměnnou aciditu způsobuje aktivita volných vodíkových iontů a aktivita volných vodíkových iontu, jež lze vytěsnit z organominerálního půdního komplexu a lze ji měřit v suspenzi obsahující roztok neutrální soli (KCl) a zkoumaný vzorek. Určuje hodnotu pH, které umožňuje rostlinám výměnu iontů [Birkenland, 1984; Brady, 1990; Schaetz a Anderson, 2005].

5.4.1 Metodika měření hodnot pH

Autorka práce provedla měření pH všech vzorků z profilů PK-1-C a PK-1-I v laboratoři geologických procesů na Geologickém ústavu AV ČR, v. v. i.; (instruktáž práce pod vedením Mgr. Lenky Lisé, Ph.D.) Autorka práce na základě vlastních zkušeností, které získala během měření pH, vytvořila vlastní postup měření pH, který plně respektuje specifika měření hodnot pH gyttji a nezpevněného sedimentu a umožňuje tak nesrovnale časově rychlejší měření a šetrnější přístup vůči sensorům měřící elektrody.

Každý vzorek (cca 5 g) byl nejprve rozdrcen v porcelánové misce na požadovanou jemnost 2 mm a následně rozdělen na dvě shodné poloviny do nádobek o objemu 40 ml. Jedna nádobka s rozdrceným vzorkem byla zalita 20 ml destilované vody a důkladně promíchána. Druhá nádobka byla zalita 20 ml roztoku 1M KCl a taktéž důkladně promíchána. Pro lepší ustálení pH mezi roztokem a sedimentem probíhalo měření pH-metrem (*Sension 1*) za cca 45 až 90 minut od přípravy každého vzorku (podle typu sedimentu např.: gyttja 45 min., ostatní 60–90 min.) v sérii 10 až 12 dvojic nádobek, a každá nádobka byla v průběhu ustalování pravidelně promíchávána pro vyrovnání pH mezi sedimentem a roztokem. Před vlastním měřením vzorků byla provedena dvou fázová kalibrace přístroje (pufry s hodnotami 4,01 pH a 7,00 pH), která byla pravidelně opakována v průběhu vlastního měření. Byl dodržován pracovní postup měření s pH-metrem tzv. oplachování měřící elektrody destilovanou vodou a její následné

osušování před a po vlastním měření vzorku a také byl uplatňován šetrný postup vůči měřicí elektrodě (před vlastním měřením, byl vzorek důkladně promíchán), aby nedošlo k poškození citlivých senzorů elektrody hrubými částicemi a taktéž z důvodu přesnějšího měření hodnot pH (částice byly rozptýleny v suspenzi, nikoli usazeny na dně nádoby).

5.5 Izotopová frakcionace uhlíku a metoda $\delta^{13}\text{C}$

Studium asimilace CO_2 , která umožňuje zásobovat rostlinu energií a která je součástí fotosyntézy [Pavlová, 2005], se stalo důležité pro biochemiky, biology a fyziology rostlin [O'Leary, 1988] jednak z důvodu, že význam fotorespirace není zcela objasněn [Pavlová, 2005], a jednak se biologové pokoušeli na základě různých cyklů, přes které je molekula CO_2 asimilována, vytvořit fylogenetické linie [Bender et al., 1973].

Řešení těchto ryze biologických problémů naopak umožnilo paleontologům a geologům získat metodu, která na základě izotopové frakcionace uhlíku v organické hmotě dokáže lépe a citlivěji rozpoznat změny klimatických podmínek (sluneční osvětlení, teplota) na terestrické lokalitě [Bender et al., 1973; O'Leary, 1988; Keeley a Rundel, 2003].

5.5.1 Geochemický princip metody

Princip metody je založen na známém poměru obsahu izotopů uhlíku v molekule CO_2 v atmosféře. Uhlík ^{12}C je v atmosféře zastoupen 98,9 % a uhlík ^{13}C pouze 1,1 %. Během fotosyntézy, kdy rostlina přijímá molekulu CO_2 ze vzduchu, dochází k procesu nabohacování uhlíku ^{12}C v organické hmotě (^{12}C zůstává v rostlinách) a vydechování izotopu uhlíku ^{13}C do okolí rostliny. Samotný izotopový poměr těchto dvou izotopů uhlíku umožnil rozlišit tři procesy, které jsou využívány k asimilaci CO_2 během fotosyntézy [O'Leary, 1988].

5.5.2 Biochemický princip metody

Princip metody je založen na asimilaci CO_2 přes dva biochemické cykly. Existují tři druhy rostlin, jež využívají dva biochemické cykly pro fixaci molekuly CO_2 . Vlastní detailní princip není v této práci popisován, jelikož není součástí zaměření diplomové práce,

podrobné vysvětlení se nachází např.: PAVLOVÁ, L. *Fyziologie rostlin*. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2005. 253 p.

První biochemický cyklus se nazývá Calvinův cyklus (cyklus C₃, cyklus C₃-CR; je nazýván podle toho, že první stálé produkty fixace CO₂ mají 3 atomy uhlíku; rostliny se nazývají C₃) a v Calvinově cyklu spějí biochemické procesy k regeneraci substrátu pro enzym Rubisco [Pavlová, 2005].

Druhý cyklus, který se nazývá Hatchův–Slackův–Kortschakovův cyklus, fixuje molekulu CO₂ za pomoci enzymu PEP (fosfoenolpyruvát). Fixovaný CO₂ je posléze transportován k enzymu Rubisco, kde je molekula oxidu uhličitého vázána přes Calvinův cyklus na enzym Rubisco. Meziprodukt tohoto procesu má čtyři uhlíky, proto se rostliny nazývají C₄. Z předchozího vyplývá, že rostliny C₄ fixují molekulu CO₂ dvakrát a využívají nejméně tři metabolické cesty, které transportují v meziproduktech molekulu CO₂ k enzymu Rubisco. Zmiňované variace v metabolických cestách vznikly nezávisle na sobě u různých druhů rostlin jako reakce na životní podmínky [Pavlová, 2005].

Rostliny C₄ nejsou jediné, které využívají princip dvojí fixace CO₂, tzv. rostliny CAM (crassulacean acid metabolism) také váží molekulu oxidu uhličitého na dvakrát, na rozdíl od rostlin C₄, kde fixace CO₂ na enzym PEP a Rubisco je oddělena prostorově, rostliny CAM váží CO₂ na enzym PEP (typ C₄) v noci a během dne na enzym Rubisco (typ C₃). Stejně jako rostliny C₄ tak i rostliny CAM využívají odlišné metabolické cesty, které se také vyvinuly jako reakce na životní podmínky [Pavlová, 2005].

5.5.3 Metodika přípravy vzorků pro měření $\delta^{13}\text{C}$

Autorka diplomové práce připravila 19 vzorků (výběr vzorku byl proveden s ohledem na minimalizaci případného ovlivnění obsahu organického uhlíku z kořínků rostlin mladšího stáří) z profilu PK-1-C. Příprava vzorku na měření izotopů uhlíků autorkou práce probíhala v laboratoři geochemie stabilních izotopů lehkých prvků České geologické služby (instruktáž metodiky přípravy vzorků pod vedením Mgr. Ivany Jačkové). Autorka z každého vzorku odebrala cca 5 g a následně rozdrtila v achátové misce na jemný prášek. Rozdrcený vzorek poté uložila do 1,5 ml mikrozkuřavky. Odpovědný pracovník

laboratoře geochemie stabilních izotopů lehkých prvků provedl vlastní změření na hmotovém spektrometru spálením vzorků a jejich převedením na plyn (CO₂).

5.5.4 Výpočet $\delta^{13}\text{C}$

Izotopový poměr $\delta^{13}\text{C}$ je dán vztahem

$$\delta^{13}\text{C} [\text{‰}] = \left\{ \left[\frac{(^{13}\text{C}_{\text{vzorek}}/^{12}\text{C}_{\text{vzorek}})}{(^{13}\text{C}_{\text{standard}}/^{12}\text{C}_{\text{standard}})} \right] - 1 \right\} \times 1000$$

kde se porovnává izotopový poměr izotopů uhlíku ^{13}C a ^{12}C měřeného ze vzorku vůči izotopům ^{13}C a ^{12}C měřených ze standardu [O'Leary, 1988].

5.5.5 Interpretace metody $\delta^{13}\text{C}$

Měření hodnot $\delta^{13}\text{C}$ různých druhů rostlin v různých klimatických podmínkách byly zjištěny nejčastější (průměrné) hodnoty pro jednotlivé skupiny rostlin. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ pro rostliny C3 se pohybují kolem -28‰ , hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ pro rostliny C4 se pohybují kolem -14‰ a hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ pro rostliny CAM se nacházejí mezi -10 až -20‰ [O'Leary, 1988].

Jak už bylo zmiňováno, naměřené hodnoty velikosti frakcionace izotopů uhlíku $\delta^{13}\text{C}$ (z organického materiálu) ukazují na změny paleoklimatických podmínek. V případě, že původ organického uhlíku je identifikován převážně z prostředí jezera (plankton), naměřené hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ určují zeměpisnou šířku, ve které se nachází jezero, tzn. nepřímo určují průměrnou teplotu prostředí (podle Degense [Degens 1996 in Shen et al., 1997] je hodnota $\delta^{13}\text{C}$ planktonu kontrolována teplotou vody, proto ve vyšších zeměpisných šířkách je hodnota $\delta^{13}\text{C}$ nižší než v nižších zeměpisných šířkách, kde je hodnota $\delta^{13}\text{C}$ vyšší) [Shen et al., 1997].

V případě převažujícího zdroje organického uhlíku ze suchozemských rostlin hodnota $\delta^{13}\text{C}$ určuje typ fotosyntetizujících suchozemských rostlin, tzv. rostliny C3 a C4. Rostliny C3 jsou charakteristické existencí za nižších teplot a oblačného počasí ($\delta^{13}\text{C}$ – vysoké záporné hodnoty) [Bender, 1971 in Shen et al., 1997]. Pro rostliny C4 je příznačné životní optimum během vysokých teplot a slunečného počasí ($\delta^{13}\text{C}$ – nízké záporné hodnoty) [Teeri et al., 1976 in Shen et al., 1997].

5.6 Metoda TOC/TN

Nejrozšířenější metodou pro měření paleoklimatických změn je použití poměru izotopů $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ měřených na autigenních minerálech [Hudson et al., 1989 in Shen et al., 1997] nebo schránkách měkkýšů [Krantz et al., 1989 in Shen et al., 1997]. Ale tato metoda skýtá řadu problému, které vedou ke znehodnocení naměřených dat (od nedostatku karbonátů až po izotopické výměnné reakce) [Marshall, 1992 in Shen et al., 1997].

Naopak využitím organického materiálu, který je významně a kontinuálně přítomen v jezerních sedimentech, lze nejen zjistit samotný zdroj organického materiálu, (např.: z terestrických rostlin z okolí jezera, nebo ze samotného jezerního prostředí) [Nakai, 1986 in Shen et al., 1997; Nakai et al., 1987 in Shen et al., 1997], ale zkombinováním metody TOC/TN a metody $\delta^{13}\text{C}$ (z organického uhlíku) lze také zjistit změny klimatických podmínek na lokalitě (viz kapitola 5.4.) [Shen et al., 1997].

5.6.1 Princip metody a měření

Metoda TOC/TN je založena na vzájemném porovnání dvou naměřených hodnot, organického uhlíku (TOC) a dusíku (TN) [Shen et al., 1997], konkrétně v poměru

$$\text{TOC (celkový obsah uhlíku)} / \text{TN (celkový obsah dusíku)}.$$

Měření bylo provedeno v laboratoři Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, v. v. i. Stanovení celkového oxidovatelného uhlíku a humusu bylo provedeno podle normy ISO 14235 a stanovení dusíku mineralizací podle Kjeldahla dle normy ČSN EN 13342.

5.6.2 Interpretace metody TOC/TN

Metoda TOC/TN dokáže rozlišit dva zdroje, autochtonní a alochtonní, organického uhlíku. První zdroj organického uhlíku, jenž pochází z terestrických rostlin a je přinášen říčním systémem do jezera, má větší hodnotu poměru TOC/TN (> 10) než druhý autochtonní zdroj [Matsumoto et al., 2003]. Období se zvýšenou hodnotou poměru TOC/TN je charakteristické příznivými podmínkami pro růst suchozemské vegetace v okolí jezera [Shen et al., 1997].

Druhý zdroj organického uhlíku, který je představován nižšími rostlinami (např.: planktonem), pochází ze samotného prostředí jezera a má poměr TOC/TN (4 - 10) nižší než alochtonní zdroj [Matsumoto et al., 2003]. Jedná se o období, kdy převažuje pouze růst planktonních řas v jezerním prostředí [Shen et al., 1997].

5.7 Geochemie

Studování obsahu jednotlivých prvků, umožňuje charakterizovat sedimenty z hlediska geochemie tzv. přínosu litogenních prvků (zvýšené zvětrávání) či obsahu prvků, které se vážou na přítomnost organické hmoty a tím detailně rekonstruovat složité (bio)geochemické pochody, které probíhali na lokalitě. Princip metody a postup vlastního měření není součástí zaměření práce. Princip metody vysvětlen např.: THOMAS, R. *Practical Guide to ICP-MS*. New York: Marcel Dekker, 2004.

5.7.1 Měření vzorků

Hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-MS) je analytická metoda, která umožňuje stanovit obsah stopových prvků ve vzorku. Vzorky z profilů PK-1-C, PK-1-Ch a PK-1-W byly změřeny v laboratoři komerční společnosti *Acme Analytical Laboratories* (dle Group 4B, Total trace elements by ICP-MS) a byly měřeny následující prvky: molybden, měď, olovo, zinek, stříbro, nikl, kobalt, mangan, železo, arzen, uran, zlato, thorium, stroncium, kadmium, antimon, bismut, vanad, vápník, fosfor, lanthan, chrom, hořčík, barium, titan, bor, hliník, sodík, draslík, wolfram, síra. Pro popis a následnou interpretaci byly vybrány prvky, které vykazují změny hodnot.

5.8 Datový model ^{14}C

Datování pomocí ^{14}C bylo provedeno v laboratoři CAIS. Datový model (tzv. Poisson-process - deposiční model) [Bronk a Ramsey, 2008 a 2009] s krokem pěti centů na cm byl vytvořen v laboratoři LAPE [Mgr. Tomáš Bešta, Jihočeská Universita v Českých Budějovicích] pomocí programu *OxCal 4. 1.6*. [Bronk a Ramsey, 2010], jenž je založen na kalibrační křivce *IntCal 09* [Reimer et. al., 2009]. Datovací modely byly vytvořeny

pro tři (PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-W) ze zpracovávaných profilů, grafická podoba je uvedena v příloze č. 7 až 9.

Kapitola 6

Popis sedimentů

Kapitola 6 se zabývá litologickým popisem sedimentů a popisem sedimentů pomocí geochemických metod.

6.1 Lokalizace místa odběru sedimentů

Profily byly odebrány dr. Jankovskou v roce 1977 (PK-1-C) z prostoru u výpusti z Dřínovské nádrže a mezi léty 1980–1983 (PK-1-Ch, PK-1-I, PK-1-W) v prostoru pod hrází Dřínovské nádrže u obce Dřínov při překotném odstraňování sedimentů Komořanského jezera z důvodu plánovaného rozšíření těžby hnědého uhlí, v dnešním prostoru velkolomu ČSA. Proto není známa přesná pozice všech odebraných jader (kromě profilů PK-1-C a PK-1-Ch; ostatní profily jsou v mapě (přílohy č. 10 a 11) zakresleny pouze orientačně) díky neexistenci GPS lokalizátorů a jednak z důvodu neproveditelného zaměření odebraných profilů v mapě v tak obrovském exkavačním prostoru mostecké pánve [ústní sdělení RNDr. Vlasty Jankovské, CSc.]. Nelze s určitostí ani definovat celkovou mocnost jednotlivých profilů, jelikož byly profily odebírány už během prvních skrývkových řezů a může tak chybět cca 0,5 m sedimentů, které představovaly prostředí slatiny.

6.2 Litologický popis

Následující text se zabývá litologickým popisem profilů PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W (příloha č. 2 až 6).

Profil PK-1-C zachycuje převážně prachovito-jílovité sedimenty. Spodní část profilu obsahuje poloostrohranné až polozaoblené úlomky granitoidních hornin do velikosti 0,5 cm, zakulacené až polozaoblené úlomky živce (do 0,5 cm a nad 1 cm) a křemene (do 0,5 cm) s procentuelním zastoupením v rámci vyčleněných horizontů mezi 1 až 5 %. Celý profil obsahuje stopy po kořincích, částečně dekomponované či nedekomponované kořínky, krystaly muskovitu (5 %), rozptýlenou částečně rozloženou organickou hmotu (úlomky o velikosti do cca 0,5 cm) a ve svrchní části profilu převažuje částečně rozložená organická hmota či rozložená organická hmota nad anorganickým obsahem. Celková mocnost profilu je 100 cm.

Profil PK-1-Ch obsahuje převážně prachovité sedimenty, které obsahují krystaly muskovitu (cca 2%), rozptýlenou částečně rozloženou organickou hmotu (úlomky o velikosti do cca 0,5 cm), zuhelnatělou organiku (nad 0,5 cm), stopy po kořincích a částečně dekomponované či nedekomponované kořínky. Ve střední části profilu byla identifikována poloha naplavené rašeliny/slatiny. Celková mocnost profilu je 218 cm.

Profil PK-1-I je tvořen převážně jílovitým sedimentem, který má ve spodní části světle žlutou barvu. Profil obsahuje poloostrohranná až polozaoblená zrna křemene (do 0,5 cm a do 1 cm) a poloostrohranné až polozaoblené úlomky granitoidních hornin do velikosti 0,5 cm a do 1 cm a nad 1 cm, částečně dekomponované či nedekomponované kořínky, stopy po kořincích, jemnozrné krystaly muskovitu (cca 5%). Celková mocnost profilu je 138 cm.

Profil PK-1-W tvoří jílovité a prachovité sedimenty, které obsahují jemnozrné krystaly muskovitu (cca 2%), stopy po kořincích, částečně dekomponované či nedekomponované kořínky a částečně rozloženou, rozloženou a zuhelnatělou organickou hmotu. Prostřední část profilu je tvořena přeplavenou rašelinou/slatinou. Celková mocnost profilu je 183 cm.

6.2.1 Faciální analýza

Následující kapitola zahrnuje popis sedimentárních facií, jejich obsah a interpretaci procesů, které se podílely na tvorbě sedimentů konkrétních facií.

6.2.1.1 Facie č. 1 (zelené barvy): jíly mnohdy s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty

popis:

Facie č. 1 byla identifikována v profilech PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I, PK-1-W. Tato facie obsahuje jíly, jíly s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty, které nabývají barev světle šedých, šedých, šedohnědých, hnědých, tmavě hnědých, velmi tmavě hnědých, tmavě šedých, velmi tmavě šedých, tmavě šedohnědých, bílých až světle šedých (skvrnitých) a barvy světle žlutohnědé, světle olivověhnědé, světle olivově hnědé až tmavě šedohnědé, velmi tmavě šedé až černé, černé až tmavě hnědé, světle hnědé až světle žluté, světle hnědé, hnědé až tmavě hnědé, světle hnědošedé až světle šedé, velmi světle hnědé, černé, šedohnědé, velmi tmavě šedohnědé až tmavě hnědé, světle hnědošedé.

Polohy popsané jako facie č. 1 obsahují jemnozrný muskovit, kořínky do 3 cm (místy zbarveno oxidy železa v důsledku změny oxidačně redukčních podmínek), stopy po kořenech (kolem opět zbarveno oxidy železa) a rozptýlenou částečně rozloženou či rozloženou organickou hmotu. V profilu PK-1-C byla v rámci této facie identifikována laminace, která je tvořena převážně barevně odlišnými laminami o velikosti jednoho až několika mm, ale i cm. Tyto laminy se střídají se stejně mocnými laminami tvořenými převážně částečně rozloženou a rozloženou organickou hmotou. Na vrstevních plochách v profilu PK-1-C se vyskytuje jemnozrná částečně rozložená a rozložená organická hmota a kořínky do velikosti 4 cm. V profilu PK-1-Ch byly popsány polohy, které jsou místy zbarveny oxidy železa (obr. č. 3). Profil PK-1-I vykazuje známky laminace s laminami dosahujícími mocnosti od mm-cm velikosti.

V profilech PK-1-C PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W sousedí facie č. 1 s facií č. 2. V profilu PK-1-Ch a PK-1-W sousedí mimo to i s facií č. 3.

interpretace procesů:

Polohy náležící do facie č. 1 byly interpretovány jako sedimenty vzniklé usazením ze suspenze a to na základě zrnitostního složení a přítomnosti jemné laminace (jemnozrné

vytříděné sedimenty značí malou míru sedimentační energie, laminace ukazuje na periodicitu sedimentace ze suspenze) [Nichols, 2004; Collinson, 2004].

6.2.1.2 Facie č. 2 (červené barvy): jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku

popis:

Facie č. 2 se nachází v profilech PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I, PK-1-W a obsahuje jílovité, prachovito-jílovité sedimenty, prachovito-jílovité sedimenty s obsahem klastů granitoidních hornin (souhrně do velikosti nad 1 cm), polozaoblených až poloostrohranných křemenných a živcových zrn různých velikostí (souhrně do velikosti do 1 cm), jílovito-prachovité sedimenty, prachovité sedimenty a prachovité sedimenty s písčitou příměsí, prachovité sedimenty, které obsahují poloostrohranná bílá zrnka živce do velikosti střednězrnného písku a prachovitými sedimenty s písčitou příměsí a s obsahem klastů granitoidních hornin do velikosti (souhrně nad 1 cm) a polozaoblených až poloostrohranných křemenných a živcových zrn (souhrně do 1 cm, jež nabývají následujících barev světle šedých, světle šedé až šedé, bílých až světle šedých, bílé, šedohnědých, tmavě šedých, hnědých, tmavě šedohnědé až hnědé, tmavě žlutohnědé, tmavě hnědých, velmi tmavě šedých, černé, světle hnědošedých, velmi tmavě šedých až světle hnědošedých, velmi tmavě šedohnědých, velmi tmavě šedé až velmi tmavě šedohnědé, tmavě šedohnědých, světle žlutohnědých, světle šedých až světle žlutých, světle olivověhnědých, olivověhnědých, šedohnědých, hnědošedých, světle žlutých, světle žlutohnědých, světle hnědošedých až hnědošedých, hnědošedých až tmavě šedých.

Polohy facie č. 2 ve studovaných profilech obsahují převážně jemnozrnné krystaly muskovitu, poloostrohranná bílá zrnka živce, rozptýlenou částečně rozloženou a rozloženou organickou hmotu. Jemnozrnná částečně rozložená a rozložená organická hmota do velikosti 2,5 cm vytváří poměrně mocnou polohu v profilu PK-1-I v hloubce 0.-22. cm. Poměrně časté jsou zbytky kořenů do velikosti 2,5 cm, které jsou mimo profil PK-1-W vždy ve svém okolí zbarveny v důsledku oxidačně redukčních procesů oxidy železa. Tam, kde fyzické zbytky po kořenech, chybí jsou známky po přítomnosti

kořenového systému zvýrazněny barevně oxidy železa (viz výše). V profilu PK-1-Ch jsou místy zřetelné polohy, zabarvené oxidy železa.

V profilu PK-1-C byla popsána laminace, tvořená laminami o velikosti jednoho až několika mm. Profil PK-1-I obsahuje polohy s výraznou laminací s mocností lamin od mm do několika mm až cm. Profil PK-1-C obsahuje polozaoblená až poloostrohanná zrna křemene a živce do velikosti 0,5 cm a poloostrohanné klasty granitoidních hornin do velikosti 1,5 cm. Některé polohy v rámci facie č. 2 v profilu PK-1-C obsahují tzv. záteky - polohy s akumulací granitoidních hornin, křemenných a živcových zrněk s muskovitem, bílými zrnky živce, jež jsou obarveny oxidy železa. Pro profil PK-1-I bývá charakteristický výskyt akumulací muskovitu, částečně rozložené a rozložené organické hmoty, místy jsou polohy skvrnitě (bělavé, ve svrchní části profilu), oxidů železa, bílých zrn živce, ostrohanných klastů granitoidních hornin, polozaoblenných až poloostrohanných zrnživců a křemene, místy bývají polohy zbarveny oxidy železa, místy jsou přítomny černě zbarvené minerály (minerály manganu?/biotitu?).

Facie č. 2 nasedá ve všech profilech s facií č. 1. V profilu PK-1-W přechází do facie č. 3.

interpretace procesů:

Polohy facie č. 2 vznikaly v prostředí s častým střídáním sedimentace ze suspenze (jílovité a prachovité polohy) se sedimentací z trakčního proudu, kterou představují polohy s přítomností bílých zrněk živců v profilu PK-1-W; v profilu PK-1-C polohy tzv. záteků a polohy s křemennými a živcovými zrny a s klasty granitoidních hornin; v profilu PK-1-Ch jsou polohy vzniklé v důsledku trakčních proudů představovány polohami bílých zrněk živců ve velikosti jemnozrného až středzrného písku, ale také polohami, které obsahují bílá zrnka živců v mm velikosti. Polohy prachovitých sedimentů v hloubce 175.-183. cm profilu PK-1-W vznikly v důsledku sedimentace z trakčního proudu. V profilu PK-1-I docházelo k sedimentaci z trakčního až turbiditního proudu. Vzniklé polohy jsou charakteristické polohami s akumulací muskovitu, klastů granitoidních hornin, křemenných a živcových zrn, jemnozrné organické hmoty a oxidů železa. Díky nálezům ováleného jílovce interpretovaného jako redeponované sedimenty

tzv. libkovických vrstev podložních terciérních hornin lze říci, že zde také občasně docházelo k proudění s vyšší energií, která umožňovala jednak erozi podložních hornin a zároveň jejich redepozici do pánve [Nichols, 2004; Collinson, 2004].

6.2.1.3 Facie č. 3 (modré barvy): naplavená rašelina/slatina i s příměsí jílu či prachovité frakce a organiky

popis:

Facie č. 3 se nachází v profilech PK-1-Ch a PK-1-W a je tvořena materiálem naplavené rašeliny/slatiny, rašeliny/slatiny s příměsí prachovité frakce a částečně rozložené či nerozložené organické hmoty (druhově neurčeno), rašelinou/slatinou s příměsí jílu. Polohy nabývají následujících barev: velmi tmavě šedé, velmi tmavě šedé až tmavě hnědé, tmavě šedohnědé až velmi tmavě šedohnědé, velmi tmavě hnědých, základní barvy černé s rostlinnými zbytky zbarvenými do světle hnědých barev, barvy hnědé, černé až tmavě hnědé, světle hnědé, šedé až černé, velmi tmavě šedé až černé, tmavě hnědé, velmi tmavě hnědých až místy světle hnědých barev.

Facie č. 3 sousedí s facií č. 1 v profilu PK-1-Ch a v profilu PK-1-W.

interpretace procesů:

Polohy facie č. 3, které jsou tvořeny převážně přemístěným organickým materiálem, vznikly v prostředí s vysokým energetickým potenciálem proudění vodního media. V podloží organogenního materiálu nebyla identifikována tzv. kořenová půda, která by svědčila pro sedimentaci v klidném prostředí in situ, ale naopak je organický materiál tvořen zmetí kořínků, částmi rostlin, drobnými větvičkami stromů, listů a šišticemi olší [Collinson, 2004].

6.3 Měření magnetické susceptibility

Podkapitola 6.3 se zabývá popisem naměřených hodnot hmotnostně závislé magnetické susceptibility na profilech PK-1-C a PK-1-I (příloha č. 12).

6.3.1 PK-1-C

Celkový trend hodnot hmotnostně závislé magnetické susceptibility je poklesový, naměřené hodnoty se pohybuje v $39,41 \times 10^{-9}$ až $115,88 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \times \text{kg}^{-1}$. Největších hodnot dosahuje hmotnostně závislá magnetická susceptibilita v dolní části profilu, směrem do nadloží hodnoty klesají.

6.3.2 PK-1-I

Trend naměřených hodnot hmotnostně závislé magnetické susceptibility je poklesového charakteru a nabývá hodnot mezi $41,76 \times 10^{-9}$ až $296,09 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \times \text{kg}^{-1}$. Největšího maxima nabývají hodnoty v dolní části profilu (131. cm), taktéž nejnižší hodnota se vyskytuje v dolní části profilu (137. cm). Dále se v 115. cm ($110,29 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \times \text{kg}^{-1}$), v 65. cm ($68,95 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \times \text{kg}^{-1}$) a v 15. cm ($57,04 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \times \text{kg}^{-1}$) projevují poklesové píky.

6.4 Měření pH

Podkapitola 6.4 popisuje hodnoty a trendy pH naměřené na profilech PK-1-C a PK-1-I (příloha č. 13).

6.4.1 Profil PK-1-C

Rozmezí naměřených hodnot pH v roztoku 1M KCl se pohybuje mezi 4,05 (45,5. cm) a 6,67 (94,5. cm); hodnoty naměřené využitím destilované vody se pohybují mezi 3,69 (13,5. cm) a 6,5 (96,5. a 83,5. cm). Trend obou měřených hodnot, aktivní kyselosti (suspenze destilované vody a vzorku) a výměnné kyselosti (suspenze 1M roztoku KCl a vzorku) vykazuje přibližně stejný trend. V dolní části grafu se vyskytují nejvyšší naměřené hodnoty (6,67 pro destilovanou vodu a 6,5 pro 1M roztok KCl). V části mezi hodnotami 86,5. až 68,5. cm pro 1M roztok KCl a v části 68,5. až 78,5. cm v profilu pro hodnoty měřených v destilované vodě nastává prudký pokles. Následující část profilu směrem nahoru vykazuje stabilní průběh, hodnoty měřené v destilované vodě zde v horní části profilu vytvářejí tři píky minimálních hodnot (53,5. cm, 29,5. a 13,5. cm) a jeden pík, který směřuje do kladných hodnot ve 12,5. cm.

6.4.2 Profil PK-1-I

Hodnoty pH měřené v destilované vodě v profilu PK-1-I nabývají hodnot mezi 4,59 a 8,54 a hodnoty měřené v roztoku 1M KCl mezi 3,93 a 9,36. Celkový trend je pro obě měřená média shodný. Do 51. cm v profily hodnoty jak destilované vody, tak roztoku 1M KCl nabývají nejvyšších kladných hodnot. V rozmezí 51. a 31. cm vidět poklesový trend do nejnižších hodnot s výrazným kladným píkem (6,63) destilované vody v 33. cm.

6.5 Měření hodnot TOC, TN a TOC/TN

Následující text se zabývá popisem hodnot celkového organického uhlíku a celkového dusíku a jejich vzájemného poměru TOC/TN na profilu PK-1-C (příloha č. 14).

6.5.1 Hodnoty TOC

Hodnoty celkového organického uhlíku vykazují nárůstový trend s hodnotami, které se pohybují mezi 0,54 a 11,61 %. Dolní část profilu do 86,5. cm (s nejnižší hodnotou) má pomalý nárůst hodnot TOC, které se prudce začnou zvyšovat do vysokých kladných čísel překročením bodu 86,5. cm. V 59,5. cm ale se vyskytuje jeden negativní pík. V 58,5. cm v profilu se vyskytuje maximální hodnota, která uzavírá jeden dílčí nárůstový trend křivky hodnot TOC. Do 22,5. cm se vyskytuje dílčí poklesový trend s jedním malým pozitivním píkem v 34,5. cm, od 22,5. cm se opět vyskytuje dílčí nárůstový trend hodnot TOC.

6.5.2 Hodnoty TN

Celkový trend hodnot naměřeného celkového dusíku (TN) vykazuje nárůst a hodnoty TN se pohybují mezi 0,069 až 1,398 %. Do 81,5. cm vykazuje křivka hodnot TN pomalý nárůst s nejnižší zaznamenanou hodnotou (0,069 %), nad hodnotu 81,5. cm v profilu vykazuje TN prudký nárůst do pozitivních hodnot s výraznými píky kladných hodnot (79,5., 69,5., 58,5., 13,5. a 9,5. cm) a jedním poklesovým píkem (65,6. cm).

6.5.3 Hodnoty TOC/TN

Hodnoty poměru TOC/TN se pohybují mezi 4,6 a 11,5. V dolní části profilu má nárůstový trend do 81,5. cm a nabývá zde nejvyšších hodnot. Mezi 81,5. a 65,5. cm se vyskytuje výrazný poklesový pík s nejnižší hodnotou v profilu. Od 66,5. cm následuje pozvolný pokles, který je přerušen mírným nárůstovým píkem hodnot mezi 39,5. a 34,5. cm.

6.6 Měření hodnot $\delta^{13}\text{C}$

Podkapitola 6.5 se zabývá popisem hodnot $\delta^{13}\text{C}$ na profilu PK-1-C. Rozsah hodnot nabývá mezi $-26,91\text{ ‰}$ až $-17,66\text{ ‰}$ s trendem prudkého nárůstu do menších záporných hodnot ve střední části profilu (79,5. až 45,5 cm, kde také nabývá svého minima) a opětovného poklesu do větších záporných hodnot ve svrchní části profilu (příloha č. 15).

6.7 Geochemická charakteristika studovaných sedimentů

Následující text se zabývá popisem sedimentů Komořanského jezera z hlediska jednotlivých obsahů prvků (molybden, měď, olovo, zinek, nikl, kobalt, mangan, železo, arzen, uran, thorium, stroncium, kadmium, vanad, vápník, fosfor, lanthan, chrom, hořčík, barium, titan, hliník, draslík, síra, antimon, sodík, wolfram, zlato) v profilech PK-1-C, PK-1-Ch a PK-1-W. Všechny profily jsou popisovány od spodní části profilu směrem do svrchní části profilu tzv. ve smyslu od podloží (nejstaršího období) do nadloží (nejmladšího období) (přílohy č. 16 až 41).

6.7.1 Profil PK-1-C

Obsah prvku mědi kolísá v profilu mezi 17 a 79 ppm. Celkový trend je poklesového charakteru s pozvolným nárůstem v hloubkách mezi 82,5. až 65. cm, jenž se pohybuje mezi 17 a 72 ppm obsahu mědi. Ojedinelý vzestupný pík obsahu mědi (79 ppm) se nachází v hloubce 23,5. cm.

Prvek olovo je v profilu zastoupen hodnotami mezi 7 a 16 ppm. Pro olovo je charakteristický pozvolný poklesový trend.

Kobalt je v profilu PK-1-C zastoupen hodnotami mezi 10 a 19 ppm s poklesovým charakterem v celém profilu a píkem s maximálním obsahem kobaltu (19 ppm) v hloubce 70,5. cm.

Chrom nabývá v profilu hodnot mezi 23 a 35 ppm. Ve spodní části profilu (do 70,5. cm) má chrom trend nárůstu do své maximální hodnoty (35 ppm), v ostatních částech profilu má poklesový charakter.

Mangan nabývá hodnot 43 do 269 ppm. V dolní části profilu (do 66. cm) má křivka naměřených hodnot poklesový charakter a v 75. cm nabývá mangan maximálního píku (269 ppm). Následující tvar křivky nevykazuje žádný vzestupný ani sestupný charakter.

Prvek vanad je v profilu PK-1-C zastoupen hodnotami, které se pohybují mezi 17 a 40 ppm. Vanad vykazuje stejný trend jako prvek mangan. Dolní část profilu zobrazuje poklesový trend cca do 63,5. cm s maximálními píky, které se nacházejí v 80,5. cm a 82,5. cm. Vanad směrem do nadloží nevykazuje žádný trend. V hloubce 23,5. cm se vyskytuje výrazný kladný pík s hodnotou 29 ppm.

Prvek lanthan, stejně jako předešlé prvky mangan a vanad, nevykazuje žádný nárůstový ani poklesový trend, kromě spodní části profilu (do 68,5. cm), kde vykazuje nejen poklesový trend, ale také maximální obsah prvku lanthanu (34 ppm) a to v hloubce 81,5. cm. Ve svrchní části profilu se vyskytují dva pozitivní píky (v 8,5. cm; 23ppm a v rozmezí 20,5.–22,5. cm; 21ppm). Prvek lanthan je v profilu PK-1-C zastoupen v rozmezí hodnot 15 až 34 ppm.

Hodnoty prvku titanu se pohybují v rozmezí 0,01-0,06 ppm. Titan v profilu PK-1-C vykazuje poklesový trend v dolní části profilu (do 71,5. cm), kde se opět nachází oblast s maximálním obsahem prvku titan (79,5.-81,5. cm; 0,06ppm). Ve svrchní části profilu se vyskytují dva pozitivní píky, o stejném množství titanu (0,03ppm), ve 22,5. cm, v 10,5. cm a mezi 8,5.-7,5. cm.

Obsah kadmia v profilu PK-1-C také nenabývá vysokých hodnot (0,5-0,9 ppm). Maximální pík hodnot (0,9 ppm) se vyskytuje v hloubce 54,5. cm.

Prvek stroncium v celém profilu vykazuje několik poklesovo-nárůstových trendů a nabývá hodnot v rozmezí 15 až 31 ppm. Ve 47,5. cm se vyskytuje maximální pozitivní pík, jenž nabývá hodnoty stroncia 31 ppm a ve 27,5. cm se vyskytuje další, menší pík (27 ppm).

Arzen nabývá hodnot mezi 11 a 109 ppm a má poklesový trend, kromě nejspodnější části (75.-82,5. cm), kde se nacházejí nejmenší hodnoty (11 ppm). Výrazné píky s maximálními hodnotami se nacházejí v 69,5. cm (109 ppm), v 53,5. cm (107 ppm) a ve 46,5. cm (96 ppm).

Obsah zinku kolísá mezi 147 až 2 901 ppm s výrazným kladným píkem ve 49. cm (2 901 ppm).

Hodnoty obsahu niklu v profilu se pohybují mezi 33 až 67 ppm. V dolní části (od 75. cm) jsou hodnoty nejnižší (průměrně mezi 33 a 40 ppm). Ve střední části profilu (75.-58. cm) se nachází výskyt maximálních hodnot niklu (53-67 ppm).

V naměřených hodnotách síry se dají vyčlenit tři oblasti: s nejnižším obsahem prvku síry, který se pohybuje mezi 0,05 a 0,06 % (82,5.–75. cm), s nejvyšším obsahem síry v rozmezí hodnot 0,22 až 0,89 % (mezi 71,5.–46,5. cm) a průměrným obsahem prvku síry 0,42–0,17 % (v 45,5.–0,5. cm). Celkový obsah síry se pohybuje v rozmezí hodnot 0,05 až 0,89 %.

Hliník, taktéž jako síra, se v dolní části profilu (82,5.–75. cm) projevuje výskytem souhrnně nejnižších hodnot 1,35–1,62 %, které přecházejí (71,5.–61,5. cm) do výskytu nejvyšších hodnot (souhrnně 1,82–2,18 %), ale směrem do podloží se u hliníku vyskytuje oblast (60,5.–0,5. cm), kde hodnoty nabývají značného rozptylu (1,31–1,85 %) s výskytem nejnižších hodnot 1,31 % (v 16,5. a 9,5. cm). Celkový obsah hliníku se pohybuje mezi 1,31 a 2,18 %.

Draslík se ve své spodní části (61,5.–82,5. cm, s max. píkem v 70,5. cm) projevuje poklesovým trendem (0,23–0,35 %) a v podstatné části profilu (60,5.–0,5. cm) se vyskytuje v rozptylu hodnot mezi 0,14–0,22 %. Celkové hodnoty draslíku se pohybují 0,14–0,35 %.

Celkové hodnoty hořčíku se vyskytují mezi 0,17 a 0,59 %. Spodní část profilu (82,5.–60,5. cm) vykazuje poklesový trend (s hodnoty 0,32–0,59 %), podstatná část profilu (59,5.–0,5. cm) nevykazuje žádný trend, hodnoty hořčíku zde nabývají mezi 0,17–0,26 %.

Celkový trend vápníku má mírný poklesový průběh s hodnotami souhrnně 0,08 až 0,35 %, vyjma oblasti (70,5.–47,5. cm), kde se vyskytují největší maxima hodnot se značným rozptylem naměřených dat (0,11–0,76 %). Celkový obsah vápníku je 0,08–0,76 %.

Železo, kromě dvou pozitivních výrazných píků (v 70,5. cm s 2,83 %; v 46,5. cm s 3,33 %), má stabilní průběh s hodnotami kolem 1,40–2,30 %. Celkový obsah železa je mezi 1,40 a 3,33 %.

V dolní části profilu (82,5.–70,5. cm) má fosfor poklesový charakter (0,025–0,062 %). Směrem do nadloží nabývá fosfor mírně nárůstového trendu s hodnotami v rozmezí 0,016–0,033 %. Celkový obsah fosforu je 0,016–0,062 %.

Uran, kromě pozitivních píků v 59,5. cm (10 ppm), v 55,5. až 54,5. cm (10 ppm) a v 34,5. cm (11 ppm), má hodnoty na 8 ppm.

Thorium vykazuje jasný poklesový trend směrem do nadloží. Hodnoty se pohybují v rozmezí 4 až 14 ppm.

Trend baria je značně rozkolísaný. Celkové hodnoty baria se pohybují od 69 do 172 ppm. Zobecněním průběhu křivky, lze říci, že bariem jeví směrem do nadloží poklesový charakter s několika nárůstovými píky v 46,5. cm (172 ppm), v 27,5. cm (169 ppm), v 23,5. cm (166 ppm) a 2,5. cm (151 ppm).

6.7.2 Profil PK-1-Ch

Prvek molybden v profilu Ch dosahuje mezi 1 až 19 ppm. Molybden vykazuje nízké hodnoty (a dosahuje zde nejnižších naměřených hodnot) v dolní části profilu (219. až 171. cm) a v horní části profilu (0.–39. cm). Prostřední část profilu zaznamenává zvýšené hodnoty s výskytem nejvyšších naměřených hodnot s existencí poklesového píku v 149. cm (1 ppm) a několika nárůstových píků v 159. cm (10 ppm), v 145.–119. cm (11–19 ppm), v 91. cm a 67. cm (shodně 11 ppm) a v 49. cm (15 ppm).

Měď v profilu dosahuje hodnot mezi 11 a 61 ppm. Dolní část profilu vykazuje nárůst-poklesový trend mezi 219. a 183. cm (34 až 52 ppm). V části mezi 19.–183. cm, která zabírá podstatnou část z celého profilu, se vyskytuje série poklesových (153., 109.–177., 61. a 33. cm; souhrnně 11–20 ppm) s výskytem minimálních hodnot a nárůstových píků (133., 85., 45. a 35. cm; souhrnně 45–61 ppm) s výskytem maximálních hodnot.

Olovo v profilu dosahuje hodnot mezi 3 a 95 ppm. Dolní části profilu (219.–181. cm) se olovo projevuje poklesovým trendem s hodnotami mezi 11 a 28 ppm. Střední část profilu (181.–99. cm) se dá charakterizovat výskytem nárůstových píků se souhrnným výskytem prvku olova mezi 3 až 43 ppm. Horní část profilu (od 47. cm) vykazuje nárůstový trend (mezi 15 a 95 ppm) s maximálním výskytem olova v profilu).

Thorium se v profilu vyskytuje v obsahu mezi 2 a 8 ppm. Hodnoty thoria se v dolní části profilu (217. až 161. cm), kde má thorium poklesový trend, pohybují mezi 2 a 8 ppm. Střední část profilu mezi 160. a 61. cm se thorium vyskytuje na nejnižší hodnotě 2 ppm. Horní část profilu od 60. cm má nárůstovo (33.–45. cm s 5 ppm; 9. cm s 6 ppm) - poklesový (21.–15. cm; 2 ppm) trend.

Hodnoty stroncía v profilu vytvářejí několik trendů nárůstu a samotné hodnoty stroncia se pohybují mezi 16 a 86 ppm. Dolní část profilu (219.–171. cm) vykazuje nejnižší hodnoty stroncia, které se pohybují mezi 16 a 28 ppm. Mezi 171. a 90. cm v profilu nabývá stroncium dvakrát nárůstového (maximální píky hodnot: 169.–149. cm s max. hodnotou 58 ppm; 123.–99. cm s max. 86 ppm) a poklesového (147.–122. cm s min. 33 ppm; 99.–93. cm s min. 41 ppm) trendu. V horní části profilu (20.–1. cm) je trend nárůstu s max. hodnoty 87 ppm.

Kadmium až na 6 nárůstových píků má velmi vyrovnaný obsah v profilu s hodnotami mezi 0,5 až 10,8 ppm. Tři velmi výrazné píky s hodnotami 5,3 ppm (151. cm), 10,8 ppm (103. cm) a 4,4 ppm (3. cm) jsou doprovázeny čtyřmi menšími píky o hodnotách 3,3 ppm (161. cm), 2,7 ppm (49. cm) a 2,5 ppm (17. cm). Kadmium také vykazuje tři polohy s minimálními hodnotami 0,5 ppm mezi 121.–105. cm, mezi 33.–29. cm a mezi 13.–5. cm.

Průměrně se hodnoty prvku antimonu pohybují kolem 3 až 5 ppm. Ve střední části profilu je výskyt dvou pozitivních píků s hodnotami 14 ppm (149. cm) a 10 ppm (101. cm).

Průměrné hodnoty zinku se pohybují v rozmezí 5 029 a 10 000 ppm a celkovým obsahem hodnot zinku v celém profilu je mezi 948 až 10 000 ppm (maximální mezní měřicí hodnoty). Maximálních (mezních) hodnot zinek dosahuje v profilu mezi 177. a 135. cm, 115. a 97. cm, 71. až 51. cm a ve 3. cm. V horní části profilu (47.–5. cm) má zinek klesající trend do nejnižších zaznamenaných hodnot, které se pohybují mezi 3 184 až 948 ppm.

Trend niklu se dá charakterizovat poklesovým trendem v dolní části profilu a nárůstovým trendem do svrchní části profilu. Hodnoty niklu se pohybují mezi 16 a 75 ppm. Dolní část profilu (219.–161. cm), přestože má zde nikl poklesový charakter, vykazuje vyšších hodnot (43 až 68 ppm). Právě střední část profilu (161. až 71. cm) vykazuje nejnižší zaznamenané hodnoty niklu, které se pohybují mezi 16 až 34 ppm. Svrchní část profilu zaznamenává nárůstový trend s poklesovými píky (mezi 33. až 22. cm s min. 19 ppm; 23. cm s 5 ppm) i s osamocenými nárůstovými píky (49. cm s 53 ppm; 17. cm se 45 ppm; 3. cm se 75 cm).

Průměrné hodnoty kobaltu se pohybují mezi 8 a 21 ppm a vyskytují se v dolní části profilu (219.–159. cm) a v horní části profilu (65.–1. cm). Nejnižší hodnoty kobaltu se vyskytují ve střední části (158.–66. cm) a nabývají hodnot od 2 do 9 ppm. Nejnižší a nejvyšší naměřené hodnoty kobaltu jsou 2 a 21 ppm.

Síra nabývá hodnot mezi 0,09 a 1,56 %. Průměrné hodnoty, které se vyskytují v dolní a ve střední části profilu (149. až 41. cm), vykazují hodnot mezi 0,52 a 1,56 %. Svrchní část profilu (41.–1. cm) nabývá poklesového charakteru s nejnižšími hodnotami v profilu, které se pohybují 0,09–0,38 %.

Celkový trend hliníku se dá popsat jako poklesový trend do střední části profilu (149.–115. cm) a následně nárůstový trend do svrchní části profilu (115.–1. cm). Celkové naměřené hodnoty se pohybují mezi 0,33 a 2,09 %.

Hodnoty sodíku se pohybují mezi 0,02–0,18 % s výrazným a maximálním kladným píkem v 85. cm.

Draslík nabývá hodnot mezi 0,02–0,30 %. Střední část profilu je draslíkem obohacena méně (161.–43. cm; 0,02–0,10 %), svrchní (43.–1. cm; 0,09–0,30 %) a spodní část (219.–161. cm; 0,08–0,26 %) vykazuje vyšší hodnoty.

Titan nabývá v profilu stejné hodnoty (0,01 %), mimo obsat 13. až 1. cm, kde se hodnota titanu pohybuje na 0,03 %.

Hodnoty lanthanu vykazují poklesový (219.–109. cm; 4–25 ppm) a nárůstový (107.–1. cm; 6–34 ppm) trend s celkovým obsahem mezi 4 a 34 ppm.

Stejně jako lanthan, vykazuje chrom poklesový (219.–115. cm; 3–33 ppm) a nárůstový trend (113.–1. cm; 5–30 ppm). Celkové hodnoty se pohybují mezi 3 a 33 ppm.

Také hořčík vykazuje poklesový (219.–53. cm; 0,07–0,35 ppm) a nárůstový (53.–1. cm; 0,20–0,47 ppm) trend s celkovými hodnotami mezi 0,07–0,47 ppm a kladnými píky v poklesové části v 205. cm (0,35 ppm), 171. cm (0,24 ppm), 147. cm (0,22 ppm) a 99. cm (0,18 ppm).

Prvek barium má ve své dolní a střední části poměrně stabilní hodnoty bez výrazných výkyvů (21a ve své svrchní části vykazuje nárůstový trend. Hodnoty baria se pohybují od 23 a 168 ppm.

Průměrné hodnoty manganu se pohybují 218–120 ppm. Prvek mangan vykazuje několik kladných (205. cm s 246 ppm; 149.–147. cm s 441–439 ppm; 99. cm s 467 ppm; 57. cm s 301 ppm a 3. cm s 352 cm) a záporných píků (169.–163. cm s min. 76 ppm, 133.–119. cm s min. 94 ppm a 47.–15. cm s min. 69 ppm).

Železo vykazuje také poklesový (219.–139. cm) a nárůstový (137.–1. cm) trend s řadou kladných píků v poklesovém trendu (211. cm s 3,33 %; 195. cm s 3,15 %; 171. cm s 2,76 %; 167. cm s 2,52 %; 141. cm s 2,08 % a 113. cm s 1,48 %) a kladnými píky v nárůstovém trendu (63. cm s 1,96 % a 11. cm s 1,97 %) a poklesovým píkem v 26. cm (0,78 %). Hodnoty železa se pohybují mezi 0,51 a 3,33 %.

Arsen také vykazuje poklesové (197.–89. cm s 9 až 113 ppm) a nárůstové (219.–137. cm s 80 až 113 cm; 89.–63. cm s 9 až 73 ppm; 63.–26. cm s 73 až 18 ppm) trendy. Kromě

poklesových a nárůstových trendu vykazuje arzen i několik výrazných kladných píků v 197. cm (113 ppm), v 167. cm (98 ppm), v 63. cm (73 ppm) a v 15. cm (74 ppm). Celkový obsah prvku arzenu v profilu se pohybuje mezi 9 a 113 ppm.

Hodnoty uranu se dají, pro přehlednost, charakterizovat existencí dvou úseků v profilu (219.–139. cm a 95.–19. cm), kde se hodnoty pohybují souhrnně od 9 do 19 ppm a kde se vyskytují i dva výrazné pozitivní maximální píky 19 ppm (213. a 35. cm). Celkové hodnoty se pohybují od 8 do 19 ppm.

Vanad se v profilu projevuje přítomností taktéž poklesového (217.–109. ppm; 7 až 23 ppm) a nárůstového trendu (109.–11. cm; 7 až 40 ppm) s existencí výrazných kladných píků hodnot v 135. cm (22 ppm), v 49. cm (36 ppm) a v 11. cm (40 ppm), ale i dvou poklesových oblastí kolem 155. a 151. cm (min. 9 ppm) a kolem 117. a 109. cm (min. 7 ppm). Celkový obsah prvku vanadu v profilu se pohybuje mezi hodnotami 7 a 40 ppm.

Vápník se v profilu projevuje značnou rozkolísaností, Celkové hodnoty vápníku jsou 0,15–1,42 %. Chování hodnot vápníku se dá popsat takto: v dolní části (219.–167. cm) se vyskytují nižší hodnoty mezi 0,15–0,62 %, stejně jako ve svrchní části (5.–39. cm) s hodnotami kolem 0,16–0,52 %. Střední část profilu (167.–39. cm) je výrazně obohacena (min. 0,39 až max. 1,42 %) a obsahuje několik výrazných píků v 147. cm (1,24 %), v 113. cm (1,39 %) a v 99. cm (1,42 %).

Fosfor vykazuje pozvolná nárůstový trend směrem do nadloží. Jeho celkový obsah se v profilu pohybuje mezi hodnotami 0,019 a 0,089 %. Ve spodní části (219.–171. cm) má fosfor nejmenší zaznamenané hodnoty (celkově 0,019–0,08 %). Hodnoty fosfou postupně narůstají směrem do svrchní část profilu, kde se vyskytuje ojedinělý pík maximální hodnoty 0,089 % (35. cm).

6.7.3 Profil PK-1-W

Trend obsahu zinku v profilu je nárůstový v hloubkách 181. – 47. cm; hodnoty se pohybují od 2 435 ppm až mezní měřitelná hranice 10 000 ppm a poklesový v hloubkách 40. – 3. cm; hodnoty jsou cca v rozmezí 7 926–2 835 ppm.

Obsah olova v dolní a střední části profilu (181.–21. cm) nejeví žádný výrazný trend, ale obsahuje řadu pozitivních píků, v dolní části profilu, v hloubce 150. cm (16 ppm); v 132. cm (21 ppm), ve střední části v hloubce 100. cm (21 ppm), v hloubce 90. cm (26. ppm) a v hloubce 84. cm (32 ppm). Ve svrchní části profilu (v hloubce 21.–3. cm) je viditelný nárůstový trend (15–42 ppm). Celkový obsah olova se pohybuje mezi hodnotami 6 a 42 ppm.

V souvislosti s obsahem mědi se nedá mluvit o žádném výrazném trendu přes celý profil, ale pouze o oblastech se zvýšeným obsahem a sníženým obsahem tohoto prvku. Měď byla v profilu PK-1-W naměřena mezi hodnotami 5 a 55 ppm. Na bázi profilu (181.–161,5. cm) lze pozorovat výrazný nárůstový trend, který na tak krátkém úseku zaznamenává nárůst hodnot od naměřeného minima 5 ppm do naměřeného maxima 55 ppm. Oblast v profilu, která se nachází mezi hloubkami 161,5.–102. cm vykazuje obsah mědi mírný poklesový trend s maximem hodnot v oblasti mezi 161.–118. cm a s minimem hodnot (15 ppm) v oblasti mezi 110.–102. cm. Mírný nárůstový trend lze spatřovat mezi 102. a 3. cm s nárůstovými píky v 37. cm (44 ppm) a v 15. cm (50 ppm) a jednou oblastí (56.–50. cm) s menšími hodnotami (20 ppm).

Molybden lze charakterizovat rozdělením na dolní část profilu (181.–128. cm) s nejnižšími hodnotami (1–2 ppm), střední část profilu (126.–31. cm) s nárůstovým trendem do nejvyšších naměřených hodnot (s nárůstovým píkem ve 40. cm s 10 ppm; v 118.–116. cm s 6 ppm) a svrchní část profilu (31.–3. cm) s poklesovým trendem ke 2 ppm. Jak už vyplývá z předchozího, celkový obsah prvku molybdenu se pohybuje mezi 1 až 10 ppm.

Prvek nikl nelze charakterizovat jednotným trendem. Celkový obsah niklu se pohybuje v rozmezí hodnot 11 a 97 ppm. Dolní část profilu (181.–170,5. cm), stejně jako u zinku či mědi, vykazuje velmi prudký nárůst z minimálních hodnot (11 ppm) do maximálních hodnot (97 ppm). Část profilu mezi 170,5.–134. cm, obsahuje vyšší hodnoty niklu (59–72 ppm) spolu s pozitivními píky (158. cm s 91 ppm; 134. s 85 ppm). Směrem do vrchní části profilu nikl nabývá průměrných hodnot s výskyty jedné minimální oblasti (82.–72. cm; 20–21 ppm) a dvou maxim (ve 33. cm s 62 ppm; 17. cm s 73 ppm).

Uspořádání hodnot prvku kobaltu vypovídá o prudkém zvýšení obsahu (4–29 ppm) v nejspodnější části profilu (181.–170,5. cm), který je následován úsekem (170,5.–84. cm) s vysokými hodnotami (13–19 ppm) a výraznými pozitivními píky (158. cm s 23 ppm; 140. cm s 25 ppm), ale s mírným poklesovým trendem do oblasti (82.–74. cm) s nejnižším výskytem hodnot kobaltu (3 ppm), a z tohoto minima prvek kobalt mírným trendem stoupá do menšího pozitivního píku (33. cm; 14 ppm), aby následně hodnoty kobaltu opět projevily mírný poklesový trend (do 6 ppm) do vrchní části profilu, avšak s menším pozitivním píkem (v 15. cm; 12 ppm).

Průběh naměřených hodnot manganu lze charakterizovat mírným nárůstem (mezi 71–195 ppm) v dolní a střední části (181.–84. cm) a obsahem výrazných maximálních píků (v 170,5. cm s 344 ppm; 158. cm s 516 ppm; 132. cm s 325 ppm; 84. cm s 249 ppm; 49. cm s 186 ppm). Svrchní část profilu (82. až 3. cm) naopak zaznamenává minimální hodnoty (82.–58. cm; až na 50 ppm) až průměrné (71–186 ppm). Celkový obsah manganu se pohybuje mezi 50 a 516 ppm.

Železo je v profilu zastoupeno 0,57 až 3,94 % a vykazuje několik oblastí s nižšími hodnotami (181.–177. cm; 136.–118. cm; 90.–50. cm) a vyššími hodnotami (173,5.–140. cm; 116.–92. cm). Pík maximální hodnoty se nachází ve 100. cm a další pozitivní pík je v 33. cm.

Celkový trend arzenu má mírný poklesový charakter vyjma oblasti ve střední části (116.–92. cm), kde se nacházejí píky maximálních hodnot (např.: v 116. cm; 204 ppm) a úplné báze profilu (181.–158. cm) s nárůstovým trendem minimální naměřené hodnoty. Celkový obsah arzenu se pohybuje v rozmezí hodnot 15–204 ppm.

Uran nabývá od střední částí (od 122. cm) směrem do vršku profilu nárůstový charakter, v dolní části (181.–122. cm) se hodnoty obsahu uranu pohybují nejnižších naměřených hodnotách. Celkový obsah je vymezen hodnotami 8 a 26 ppm.

Thorium má zvýšené hodnoty v dolní části profilu (181.–118. cm), ve střední části (116.–47. cm) dosahuje svého minima a ve svrchní části profilu se pohybuje kolem hodnoty 2 až 4 ppm. Celkový obsah je mezi 2 a 8 ppm.

Hodnoty stroncía obecně vykazují nárůstový trend směrem do nadloží. Celkový obsah se pohybuje mezi hodnotami 5–126 ppm. Oblasti s vyššími nárůsty hodnot se nacházejí v 170,5. cm (36 ppm), v 158. cm (34 ppm), mezi 112. až 84. cm (49 až 68 ppm), mezi 50. až 33. cm (85 až 126 cm). Oblasti se snížením hodnot stroncía se vyskytují mezi 181.–177. cm (5–10 ppm) a mezi 82.–62. cm (40–59 ppm).

Kadmium vykazuje obecně mírný nárůstový trend, který je zastřen výskytem oblastí s pozitivními píky v 170,5. cm (2,7 ppm), 158. cm (2,9 ppm), 100. cm (8,4 ppm), 90. cm (5,9 ppm), 84. cm (9,7 ppm), 47. cm (4,5 ppm), 33. cm (4,6 ppm) a 17. cm (9,2 cm). Celkový obsah je 0,5 až 9,2 %.

Antimon se ve spodní části profilu 181. až 120. cm pohybuje mezi hodnotami 3 až 5 ppm. Ve 132. cm je výskyt pozitivního píku (8 ppm). Mezi 118. a 78. cm se nachází zvýšené hodnoty antimonu, které se pohybují mezi 7 až 11 ppm. Od 77. cm jsou stabilní hodnoty (na 3 ppm). Celkové hodnoty antimonu jsou mezi 3 a 11 ppm.

Průběh hodnot vanadu se dá charakterizovat existencí poklesových (177. cm s 8 ppm; 132.–50. cm s hodnotami mezi 8–18 ppm) a nárůstových oblastí (173,5.–134. cm s 16–22 ppm; 49.–3. ppm s 21–35 ppm). Celkový obsah prvku vanadu se pohybuje mezi 3 a 11 ppm.

Vápník nelze charakterizovat jednotným trendem. Ve spodní části (181.–118. cm s 0,12–0,56 %; a výskytem jednoho pozitivního píku v 148. cm s 1,08 %) mají hodnoty stabilní průběh. Střední část (116.–37. cm) nabývá nárůstového trendu s výraznými nárůstovými píky (106. cm s 1,66 %; 49. cm s 1,82 %; 37. cm s 1,94 %). Svrchní část (od 33. cm) vykazuje poklesový charakter (s jedním pozitivním píkem v 17. cm; 1,40 %). Celkový obsah vápníku se pohybuje mezi 0,12 a 1,94 %.

Fosfor se přes značnou část profilu (170,5.–3. cm) vyskytuje v mírně nárůstovém trendu. Spodní část (181.–170,5. cm) naopak vykazuje prudký pokles hodnot. Ve svrchní části se vyskytují píky pozitivního charakteru ve 47. cm (0,075 %) a negativního v 17. cm (0,021 %). Celkový obsah fosforu se pohybuje mezi hodnotami 0,018 až 0,081 %.

Průběh křivky hodnot lanthanu je v následujícím pořadí: poklesový pík (do 10 ppm) na bázi profilu (181.-177. cm) je následován výskytem vyšších hodnot (17–23 ppm) v dolní části profilu (173,5.–132. cm; s píkem v 134. cm s 34 ppm), ve střední části profilu (130.–50. cm) lanthan nabírá nejnižších hodnot (9–15 ppm) v profilu a pak následuje ve svrchní části (od 50. cm) nárůstový trend (píkem ve 49. cm; 28 ppm) na maximum v profilu ve 13. cm (43 ppm). Celkový obsah se pohybuje mezi 9–43 ppm.

Celkový trend hodnot chromu vykazuje mírný nárůstový trend. Hodnoty chromu se v profilu pohybují mezi 5 a 28 ppm. Spodní část profilu vykazuje poklesový (181. až 177. cm) a nárůstový trend (173,5. až 120. cm s max. 28 ppm). Ve 102. cm se nachází pík minimální hodnoty (5 ppm). Mezi 70. až 68. cm se vyskytuje pozitivní pík (15 ppm).

Kromě spodní části nevykazuje hořčík žádný trend. Celkové hodnoty se v profilu pohybují mezi 0,07 až 0,50 %. Spodní část opět jeví poklesový (181. až 177. cm) a nárůstový trend (173,5. až 132. cm s max. hodnotou 0,50 ppm). Minimální naměřené hodnoty je v profilu dosaženo ve 29. cm. Svrchní část profilu obsahuje několik pozitivních píků (70. až 68. cm; 49. cm; 37. cm).

Barium vykazuje na bázi profilu poklesový trend (181. až 177. cm s naměřeným minimem v profilu 22 ppm). Celkový trend baria se dá charakterizovat poklesovým (132. až 118. cm; 90. cm; 64. až 62. cm) nárůstovým (173,5. až 136. cm; 104. až 100. cm; 47. cm; 17. cm) trendem. Celkový obsah prvku baria se pohybuje v rozmezí hodnot 22 až 201 ppm.

Celkový obsah síry se pohybuje mezi 0,05 až 2,01 %. Na bázi profilu (181. až 177. cm) se vyskytují minimální hodnoty. Spodní část profilu (173,5. až 104. cm) vykazuje značnou rozkolísanost (0,38 až 2,01 %) s výskytem maximálních píků (170,5. cm; 158. cm; 132. cm; 106. cm). Střední a svrchní část profilu vykazuje mírný poklesový trend s pozitivním píkem v 37. cm.

Naměřené hodnoty prvku hliníku se dají charakterizovat následovně, na bázi profilu je poklesový trend (181. až 177. cm), spodní část profilu (173. až 120. cm) vykazuje přítomnost pozitivních hodnot. Střední část profilu (118. až 31. cm) má mírný nárůstový

trend, který je ve svrchní části profilu (od 31. cm) nahrazen rychlým nárůstem do maximální naměřené hodnoty (2,22 %). Celkový obsah hliníku se pohybuje mezi 0,38 až 2,22 %.

Sodík vykazuje mírný nárůstový trend (181. až 35. cm) s poklesem hodnot ve svrchní části (33. až 3. cm). V celém profilu se vyskytují pozitivní píky (173,5. až 170. cm; 158. cm; 132. cm; 94. cm; 37. cm). Celkový obsah prvku sodík se pohybuje mezi hodnotami 0,01 až 0,1 %.

Draslík obsahuje jeden minimální pík na bázi profilu (177. cm). Spodní část profilu (181. až 120. cm) je obohacena o draslík. Střední a svrchní část profilu má mírný nárůstový trend (118. až 3. cm). Celkový obsah draslíku se pohybuje mezi 0,02 až 0,22 %.

Kapitola 7

Interpretace

Kapitola 7 zahrnuje možné interpretace sedimentárního prostředí pomocí faciální analýzy, interpretace průběhu a náhlých změn v naměřených hodnotách geochemických a instrumentálních metod (ICP-MS, $\delta^{13}\text{C}$, magnetická susceptibilita, pH, TOC/TN), které odrážejí možné změny v biogenní složce ($\delta^{13}\text{C}$, TOC/TN) či anorganickém přísunu materiálu do pánve, a tak nepřímo mohou ukazovat na možné klimatické změny.

7.1 Faciální asociace

Následující kapitola představuje možné interpretace sedimentačních prostředí na základě tvorby faciálních asociací. Byla vyčleněna jedna faciální asociace A: prostředí nivy (floodplain) a čtyři faciální subasociace: faciální asociace Aa prostředí průvalového vějíře (crevasse splay), faciální subasociace Ab: prostředí hydromorfně ovlivněného průvalového vějíře, faciální subasociace Ac: prostředí stagnující vody na nivě (floodplain lake) a faciální subasociace Ad: naplavená rašelina v prostředí stagnující vody na nivě.

7.1.1 Faciální asociace A: prostředí nivy (floodplain; ve smyslu prostředí se stagnující vodou, které nevysychá z důvodu přítomnosti vysoké hladiny podzemní vody)

Faciální asociace A zahrnuje facii č. 1 (zelené barvy *jíly mnohdy s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty* a facii č. 2 (červené barvy): *jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí*

či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku a vyskytuje se v profilech PK-1-Ch a PK-1-W.

Niva obklopuje prostor říčního koryta a někdy se v jejím prostoru vyskytují oblasti se stagnující vodní plochou (floodplain lake), které se vyskytují v geomorfologických sníženinách a jsou dotovány podzemní vodou. Sedimenty nivy jsou silně ovlivněny postdepozičními procesy, které vedou ke vzniku půd a tedy k setření původních struktur a textur. Sedimentace v nivním prostředí, tedy v okolí vodního toku, které je tímto tokem fyzicky ovlivňováno (např.: propojení hladiny podzemní vody), probíhá hlavně při povodních ze suspenze. V prostředí nivy se za příhodných podmínek může projevit i eolická sedimentace. Příhodné podmínky v tomto případě znamenají dostatečný zdroj materiálu pro deflaci a minimální vegetaci (viz podmínky na konci glaciálních období). Prostor nivy je ovlivňován výškou hladiny podzemní vody či aktivní povodňovou činností řeky. Nízká hladina podzemní vody vede mezi jednotlivými povodněmi k subaerické expozici povrchu nivy. Naopak vysoká hladina podzemní vody vede k tvorbě organogenních sedimentů (swamps, peat) a k tvorbě zmiňovaných prostorů se stagnující vodou (floodplain lake), ale je-li přítomna celoročně vysoká hladina podzemní vody, nejsou „nivní jezírka“ postižena procesem vysychání. Při velkých povodních se sediment z koryta dostává až do vzdálenějších částí nivy v podobě zrn různých velikostí [Collinson, 2004].

7.1.1.1 Faciální subasociace Aa: prostředí průvalového vějíře (crevasse splay)

Faciální subasociace Aa se vyskytuje v profilech PK-1-I a PK-1-W a obsahuje jedinou facii č. 2 (červené barvy): *jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku.*

Sedimenty facie č. 2 představují prostředí průvalového vějíře nivy. Jedná se o sedimentaci z koryta řeky do prostoru nivy během povodní. Ukládání sedimentů na průvalovém vějíři probíhá ze suspenze a z turbulentního proudu, ukládány jsou prachovité a písčité frakce, které mohou mít laminaci i čeřiny, ale často jsou sedimentární struktury zničeny následnou bioturbací [Collinson, 2004].

7.1.1.2 **Faciální subsociace Ab: prostředí hydromorfně ovlivněného průvalového vějíře**

Faciální subsociace Ab se nachází v profilu PK-1-I a zahrnuje dvě facie. Převažující facií je facie č. 2 (červené barvy) *jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku a jedna poloha facie č. 1 (zelené barvy) *jíly mnohdy s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty.**

Faciální subsociace Ab představuje stejné prostředí a podmínky jako faciální subsociace Aa, ale na rozdíl od faciální subsociace Aa bylo prostředí průvalového vějíře ovlivněno vysokou hladinou podzemní vody [Collinson, 2004].

7.1.1.3 **Faciální subsociace Ac: prostředí stagnující vody na nivě (floodplain lake)**

Faciální subsociace Ac se vyskytuje ve všech profilech (PK-1-C, PK-1-Ch, PK-1-I a PK-1-W) a zahrnuje facii č. 1 (zelené barvy): *jíly mnohdy s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty* a facii č. 2 (červené barvy): *jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku.*

Prostředí stagnující vody na nivě často vzniká v souvislosti s vysokou hladinou podzemní vody a existencí geomorfologických sníženin v samotném prostoru nivy. Prostor nivních jezírek je vyplňován jemnozrnnými anorganickými sedimenty a organickou hmotou pomocí malých delt, které jsou spojeny s průvalovými vějíři [Farrell, 1987 in Collinson, 2004]. Prostor nivních jezírek je vyplňován a zarůstán vegetací (marsh, swamp) [Collinson, 2004].

Výraznější akumulace větších klastů granitoidů, které se vyskytují především na bázi profilu PK-1-C, cca od báze do cca 70. cm dokládají počáteční fáze vývoje jezera. Akumulace těchto klastů souvisí s pozicí v rámci pánve, kam zasahovala při povodňových stavech vyšší energie vodního toku. Díky ní byly deponovány klasty granitoidů i zahuštěná

suspenze s muskovitem, která v následném klidném prostředí sedimentovala na dno pánve. Díky tomu, že tato část pánve byla nejhlubší, byla zároveň hydromorfoně ovlivněna (šedá barva) a obsahuje menší množství organické hmoty oproti profilům PK-1-W a PK-1-Ch.

7.1.1.4 Faciální subasociace Ad: naplavená rašelina/slatina v prostředí stagnující vody na nivě

Faciální subasociace Ad se vyskytuje jen v profilech PK-1-Ch a PK-1-W. Subasociace Ad zahrnuje všechny facie: facii č. 1 (zelené barvy): *jíly mnohdy s prachovitou příměsí, prachovito-jílovité sedimenty a prachovité sedimenty* a facii č. 2 (červené barvy): *jílovité, jílovito-prachovité, prachovito-jílovité a prachovité sedimenty, které mnohdy obsahují písčitou příměs, klasty granitoidních hornin, křemenná a živcová zrna různých velikostí či bílá zrnka ve velikosti jemnozrnného písku* a facii č. 3 (modré barvy): *naplavená rašelina/slatina i s příměsí jílu či prachovité frakce a organiky*.

Jedná se o speciální případ v prostředí nivy v prostoru stagnujících vod. Během rozsáhlých povodní, kdy dojde k rozsáhlému zatopení prostředí nivy, dochází k erozi a odnosu materiálu a k jeho následnému uložení na jiném místě v prostoru nivy [Collinson, 2004].

7.2 Magnetická susceptibilita

Celkový poklesový trend v obou profilech (PK-1-C a PK-1-I) lze vysvětlovat snižováním přínosu litogenního materiálu do pánve Komořanského jezera a nárůstem organické složky [Evans a Heller, 2003]. Výrazný poklesový pík v 70. cm (PK-1-C), resp. 65. cm (PK-1-I) lze vysvětlovat převahou diamagnetické složky ve studovaném sedimentu, jež mohla být v tomto případě způsobena nahromaděním schránek rozsivek, které jsou tvořeny SiO₂ hmotou.

7.3 Interpretace hodnot pH

Chemismus jezerních vod je závislý na litologických vlastnostech sedimentů a klimatických změnách [Verrecchia, 2007]. Porovnáním hodnot pH a sedimentárního obsahu v profilu PK-1-C a PK-1-I lze usuzovat, že hodnoty pH kolem cca 6,5 (resp. 7,8) na bázi profilu PK-1-C (resp. PK-1-I) odrážejí litologické složení studovaných sedimentů.

Nápadná přítomnost granitoidních klastů, tedy zvýšena anorganická složka (živce), udržuje pH přibližně na neutrální hodnotě [Verrecchia, 2007]. Směrem do nadloží se v obou profilech snižuje pH (do kyselých hodnot), tuto skutečnost lze dávat do souvislosti se vzrůstajícím obsahem organické hmoty [Shotyk, 1988].

7.4 Geochemie

Interpretací jednotlivých obsahů a výskytu prvků lze vyčlenit následující trendy v profilech PK-1-C, PK-1-Ch a PK-1-W.

7.4.1 Trend obsahu prvků z přínosu exogenního materiálu (zvětralé eluvium hornin krystalinika Krušných hor)

V profilu PK-1-C je možné charakterizovat chování následujících prvků: *mangan, vanad, lanthan, titan, stroncium, uran, draslík, olovo (?), kobalt (?), chrom (?), fosfor, hořčík* na základě interpretace sedimentárního prostředí (viz podkapitola 7.1) jako trend přínosu zvětralého materiálu z hornin krystalinika Krušných hor řekou Bílinou, jelikož zvětralé horniny obsahují zvýšené množství těchto prvků

7.4.2 Trend nárůstu či poklesu obsahu prvků v závislosti na vyšším obsahu částečně rozložené organické hmoty

V profilu PK-1-C je možné charakterizovat závislost na vyšším obsahu nerozložené organické hmoty (dle makroskopické interpretace obsahu nerozložené organické hmoty následující prvky: *uran, arzen, lanthan, kobalt a chrom*, jež nabývají poklesového charakteru se zvyšujícím se obsahem nerozložené organické hmoty; a *stroncium* naopak nabývá maximálního nárůstu.

V profilu PK-1-Ch, stejně jako v profilu PK-1-C, lze takto charakterizovat průběh hodnot prvků s nárůstovým trendem: *stroncium, kadmium (?), antimon (?), mangan (?) a olovo (?)*; a poklesem prvků *uranu, arzenu, lanthanu a kobaltu*, v části, která se v profilu PK-1-Ch nachází v prostoru přeplavené rašeliny/slatiny s minerální příměsí a v obsahu částečně nerozložené organické hmoty je analogická k svrchní části profilu

PK-1-C. Kadmium je obohacenější v sedimentech usazených ze suspenze [Ongley et al., 1982].

PK-1-W obsahuje mírný nárůst prvků: *kobalt* (?), *měď* (?), *molybden*, *draslík*, *barium* (?), *hořčík*, *lanthan* (?), *vápník*, *vanad* (?), *fosfor* (?), *stroncium*, *kadmium*, *uran*, *olovo* (?). Z jezerních prostředí je známa vazba mědi na organickou složku [Tessier et al., 1980; Bendell-Young and Harvey 1992b].

Stroncium, kadmium a olovo (?) patří mezi prvky se stejnými poklesovými či nerůstovými trendy.

7.4.3 Trend nárůstu obsahu prvků v počátečních stádiích vývoje gyttji

V profilu PK-1-C je možné interpretovat chování prvků (nárůsty hodnot) v souvislosti s výskytem v části, kde se nachází počáteční vývoj gyttji (ve spodní části profilu). Náhlý nárůst, který je následován prudkým sestupovým trendem, je charakteristický pro: *měď* (v 75. cm), *vápník*, *kobalt*, *kadmium*, *arzen* (v 75. cm), *chrom* (?). *Zinek* vykazuje stejný trend s náhlým nárůstem v 50. cm, který je následován poklesovým trendem. *Zinek* vykazuje zvýšených hodnot, nachází-li se v sedimentech, které vznikaly procesem sedimentace ze suspenze [Ongley et al. 1982]. Je popisována asociace mědi a organické složky v jezerních sedimentech [Tessier et al., 1980; Bendell-Young and Harvey 1992b].

Barium vykazuje zvýšené hodnoty od hloubky 70. cm. *Železo* vykazuje dvojí nárůstový trend 70,5. cm a 46,5. cm, který mohl vzniknout díky zvýšenému srážení organických komplexů obsahující oxidy železa za kyselého pH [Schnitzer, 1978; Tipping, 1981]. *Síra* dosahuje maximálního nárůstu hodnot ve spodní části vývoje gyttji.

V profilu PK-1-Ch lze tímto trendem, souhlasně s profilem PK-1-C, interpretovat chování prvků s nárůstovým trendem: *železo*, *kobalt*, *arzen*, *měď* a *chrom*. *Barium* dosahuje oproti profilu PK-1-C průměrných hodnot, *zinek* jví velmi podobný trend jako v profilu PK-1-C a *vápník* má nízké hodnoty oproti profilu PK-1-C. Zvýšený obsah zinku je zaznamenáván v sedimentech vzniklých ze suspenze [Ongley et al., 1982] a zvýšené hodnoty železa můžou být způsobeny existencí kyselých podmínek, za kterých dochází ke srážení

organických komplexu obsahující oxidy železa [Schnitzer, 1978; Tipping, 1981] Zvýšené hodnoty mědi jsou známe z jezerních sedimentu v souvislosti s významným obsahem organické složky [Tessier et al., 1980; Bendell-Young and Harvey 1992b].

V profilu PK-1-W na bázi gyttji dochází k zvýšeným hodnotám prvků: *kobaltu, niklu, manganu, arzenu, zlata, vanadu, lanthanu, chromu, hořčíku, baria (?), mědi, síry, hliníku, draslíku a titanu*. Naopak průměrné hodnoty vykazují *železo* (vytváří zbarvení), *zinek, olovo a sodík*. Nižší hodnoty vykazují prvky: *uran, stroncium, kadmium (?), antimon (?), vápník, fosfor, molybden*.

Prvky, které jsou společné pro všechny profily, jsou následující: *kobalt, arzen, chrom, barium, síra (?) a železo (?)*.

7.4.4 Trend nárůstu či poklesu v prostoru přeplavené rašeliny/slatiny

V profilu PK-1-Ch, kde je zaznamenána přeplavená rašelina/slatina lze vyčlenit trendy v chování prvků: nárůstový trend *molybdenu, antimonu (?)*; poklesový trend *lanthanu, chromu, thoria, uranu*.

V profilu PK-1-Ch dochází k nárůstu hodnot: *zinku, olova, molybdenu (?), vápníku (?), baria (?), síry (?), sodíku, kadmia, antimonu, železa, hliníku*. Poklesová trend vykazují hodnoty: *kobaltu, vanadu, lanthanu, chromu, hořčíku, hliníku, draslíku, thoria*. Průměrných hodnot nabývají prvky: *nikl, měď, fosfor, stroncium, mangan*. Jak už bylo zmiňováno nárůstový trend zinku a zvýšeném obsahu mědi souvisí se sedimentací ze suspenze [Ongley et al., 1982]. Nárůst hodnot železa může být způsoben vysrážením organických komplexu obsahujících oxidy železa [Tessier et al., 1980; Bendell-Young and Harvey 1992b].

Mezi prvky se shodný, nerůstovým trendem patří *antimon, molybden, měď*; přičemž hodnoty *vápníku a (?) chromu (?)* jsou převážně poklesové.

7.4.5 Trend nárůstu prvků ve svrchní části profilu PK-1-Ch (zazemňování)

Následující trend lze vyčlenit jen v profilu PK-1-Ch. Zvýšené hodnoty mezi 10. až 1. cm v prvcích: *manganu, železa, arzenu, chromu, hořčíku, baria, hliníku, draslíku, titanu,*

zinku, niklu, kobaltu, olova, kadmia, stroncia a thoria, je možné vysvětlit procesem zazemňování. Taktéž dochází k nárůstu hodnot uranu ve svrchní části profilu PK-1-Ch. Nárůst hodnot zinku je zaznamenán sedimentací ze suspenze [Ongley et al., 1982] a zvýšené hodnoty železa lze vysvětlit vysrážením organických komplexů obsahující oxidy železa v kyselém prostředí [Schnitzer, 1978; Tipping, 1981].

7.4.6 Trend nízkých hodnot na bázi profilu PK-1-W (zdroj kvartérní sediment)

V profilu PK-1-W mezi 173. a 183. cm lze pozorovat pokles hodnot: *kobaltu, niklu, lanthanu, hořčíku, baria, vanadu (?), vápníku, stroncia, kadmia, manganu, železa, arzenu, uranu, síry, hliníku, sodíku, zinku, olova, mědi, molybdenu*, ale nárůst *fosforu, draslíku a titanu*. Makroskopickým popisem byl zjištěn prachovitý sediment s písčitou příměsí, který obsahuje muskovit, zaoblená zrnka křemene, živců, klastů granitoidních hornin a byl interpretován jako prostředí průvalového vějíře, které na rozdíl od příměsí klastů v profilu PK-1-C nepochází z eluvia krušných hor, ale jedná se o přeplavený kvartérní sediment. Kvartérní sedimenty se vyznačují malým obsahem prvků.

7.5 Interpretace metody $\delta^{13}\text{C}$ a TOC/TN

K interpretaci dat pomocí metody TOC/TN a $\delta^{13}\text{C}$ je obvykle přistupováno spolu s daty z paleoekologických výzkumů [Shen et al., 1997]. Pro tuto analýzu byl díky nejdelšímu a nejdetailnějšímu klimatickému záznamu vybrán profil PK-1-C. Ten je však v době finalizování této práce stále v procesu paleoekologického zpracování (tj. z hlediska palynologie, tak i z hlediska studia rozsivek). Proto bylo k vlastní interpretaci v této práci přistupováno pouze na základě rešeršních dat známých z předchozích paleoekologických výzkumů. Tyto však popisují především profily z okraje jezerního prostředí. Profil PK-1-C je interpretován z hlediska stáří metodou ^{14}C . Jelikož metoda $\delta^{13}\text{C}$ a metoda studia TOC/TN je založena na změnách hodnot organického uhlíku, je profil PK-1-C popisován pomocí fytostratigrafie.

Vzhledem k faktu, že metody $\delta^{13}\text{C}$ a TOC/TN nejsou běžně aplikovány v kvartérních paleoekologických interpretacích u nás, proto část tohoto odstavce znovu jen velmi stručně připomíná nejdůležitější principy těchto metod (viz kap. 5.5 a 5.6).

Pokud hodnoty TOC/TN klesají a hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a TOC stoupají, lze mluvit o relativně teplém období, naopak pokud hodnoty TOC/TN stoupají a příslušné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a TOC klesají, je možné mluvit o relativně studeném období. Pokud hodnota poměru TOC/TN stoupne nad hodnotu 10, lze tím usuzovat na smíšený zdroj organického uhlíku, tedy přínos rostlinných zbytků z jak vodních tak terestrických rostlin. Hodnoty pod 10 pocházejí z vodního zdroje, tedy v tomto případě přímo z lokality. Hodnota cca -20‰ $\delta^{13}\text{C}$ je hranicí, která určuje životní podmínky pro rostliny, tedy to, zdali bylo teplé či chladné období (pozn.: k hodnotám $\delta^{13}\text{C}$ se přistupuje jako k relativním hodnotám, nikoli absolutním a neměnným hodnotám viz kap. 5.5). Vzhledem ke skutečnosti, že zdroj organického uhlíku ve většině naměřených dat však pocházel z vodního prostředí, lze se domnívat, že hodnota $\delta^{13}\text{C}$ převážně ukazuje na životní podmínky planktonu (sinic a řas) či vodních makrofyt, nikoli suchozemských rostlin [Shen et al., 1997].

Zmiňované principy metody TOC/TN a $\delta^{13}\text{C}$ byly použity při interpretaci hodnot těchto metod na profilu PK-1-C (příloha č. 41), kde tzv. teplá období jsou vyznačena červeně, studená obd. jsou vyznačena modře). Data získaná metodami TOC/TN a $\delta^{13}\text{C}$ budou pro lepší přehlednost interpretována po úsecích, tak jak se během holocénu vytvářela. Tato období byla k profilu přiřazena na základě datového modelu ^{14}C .

Nejstarší ^{14}C datum pochází z hloubky 82. a 80. cm a datuje tuto úroveň na hranici preboreálu a boreálu [Ložek, 2005] tedy cca do období 9200 BC cal. Část profilu pod touto hranicí lze tedy interpretovat pouze relativně, tedy jako starší nežli 9200 BC cal. Bázi profilu, (do hranice 82. cm) lze interpretovat jako chladné období na základě vysokých hodnot $\delta^{13}\text{C}$, které se pohybují nad -20‰ . Jelikož poměr TOC/TN má současně vzrůstající trend nad hodnotu 10 a ukazuje tak na smíšený zdroj, lze se domnívat, že prostor Komořanského jezera v tomto období měl volnou vodní hladinu a jeho okolí a břehy byly porostlé suchozemskou vegetací. Jankovská [1983 a 2000] interpretovala na základě výskytu chlorokokálních řas (glaciální relikty) pro období preboreálu v oblasti Komořanského jezera vznik vodní hladiny s vodním prostředím studeného charakteru. V okolí jezera podle Jankovské [2000] rostly vrby, šáchorovité, lipnicovité rostliny a rašeliník. Palynologické výsledky jsou v souladu s interpretací námi zjištěných geochemických dat. Řeháková [1986] naopak až od konce preboreálu a pro boreál

popisuje v okolí jezera na základě zvyšujícího se obsahu epifytických forem rozsivek výskyt vodních makrofyt. Tento nesoulad může být způsoben tzv. zpožděním v osídlení epifytických rozsivek svého životního prostoru.

Další možnost jak interpretovat bázi profilu lze nastínit takto, období preboreálu může zcela chybět v sedimentárním záznamu, na základě zjištění Loserta [1940], chladné období, cca 80. až 85. cm, představuje záznam mladého dryasu [Ložek, 2005], který předcházel období alleröd [Ložek, 2005], alleröd může prezentovat mírné oteplení, které je ale stále v rámci chladného období v profilu kolem 85. cm. Starší dryas může reprezentovat samotnou bázi profilu s výrazným ochlazováním.

Začátek období boreálu (82. až 60. cm) se v geochemické analýze profilu PK-1-C Komořanského jezera vyznačuje prudkým nárůstem hodnot, TOC, TN a $\delta^{13}\text{C}$ a v souladu s tím dochází k prudkému poklesu TOC/TN. Popisované chování hodnot dokládá nástup teplého období. V hloubce 70. cm v rámci zpracovávaného profilu dochází k prudkému poklesu hodnot TOC (hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ nevykazují žádné změny; poměr TOC/TN má poklesový trend) a prudkému nárůstu hodnot TN. Vzhledem k faktu, že nedošlo ke korelaci tří zmiňovaných hodnot (TOC, $\delta^{13}\text{C}$ a TOC/TN) nelze tuto událost interpretovat na základě klimatických změn. Podíváme-li se na hodnoty magnetické susceptibility (hmotnostně závislé), má profil PK-1-C shodný poklesový pík v 70. cm, který by mohl být interpretován zvýšeným nárůstem diamagnetické složky – např. nárůstem obsahu rozsivek, jež si budují svoji schránku z SiO_2 hmoty. Tato interpretace by odpovídala interpretaci Řehákové [1986], která popisuje v období boreálu rozvoj epipelických forem diatom. V důsledku rozvoje velkého množství diatom mohlo dojít k následné akumulaci odumřelých schránek rozsivek v sedimentu. S touto interpretací také korelují data Jankovské [1983 a 2000], která v tomto období popisuje zarůstání břehů vodní plochy submerzní vegetací. Zarůstání vyvolávalo eutrofní stav vodního prostředí. Zjištěné informace Janovské [2000], jsou v souladu s námi zjištěnými narůstajícími hodnotami TOC/TN nad hodnotu 10 na konci boreálu (hloubka v rámci profilu PK-1-C je 65. cm). Tyto hodnoty nelze opět korelovat pomocí geochemických metod ($\delta^{13}\text{C}$, TOC/TN a TOC).

Období atlantiku lze v profilu PK1C geochemicky velmi snadno identifikovat díky zvýšeným hodnotám $\delta^{13}\text{C}$ (s korelací TOC/TN a TOC) jako velmi teplé období. Řeháková [1986] a Jankovská [1988, 1983, 2000] shodně popisují v tomto období výborné podmínky pro rozvoj vegetace a rozsivek. Na konci atlantiku (pozice v rámci profilu PK-1 -C je v 50. cm) dochází k náhlé události, kde shodně všechny geochemické parametry mají poklesovou tendenci. Tuto událost je možné interpretovat jako zhoršení klimatických podmínek vlivem náhlého vysušení např.: hranice atlantik/epiatlantik [Ložek, 2005]. K další poklesové události a tentokrát už s poklesem hodnot $\delta^{13}\text{C}$ do chladného období dochází na konci atlantiku. Předcházející geochemické výsledky nejsou v rozporu s interpretacemi Řehákové [1986], která popisuje od konce atlantiku a v subboreálu střídání planktonních a perifytických druhů rozsivek. Toto střídání vysvětluje klimatickými oscilacemi vodní hladiny. Existence následného chladného období na konci atlantiku, které se v našem profilu sedimentologicky odráží v horizontu 40. až 30. cm je možné spojit oscilacemi vodní hladiny popisovanými Řehákovou [1986]. Přestože panuje všeobecná představa, že pro období atlantiku je charakteristické stabilní teplé a vlhké klima, naměřené geochemické hodnoty spíše ukazují v mladší fázi atlantiku na střídání klimatických oscilací, tedy na odlišné rozložení srážek během roku či v rámci několika let a neidentifikují homogenní vlhčí a teplejší klima, stejně, jak o tom uvažuje Řeháková [1986] nebo Dreslerova [2011].

Poslední období holocénu, které je ve studovaných sedimentech jezera zachyceno, je subboreál. Zde dochází k nejednoznačnosti interpretace námi naměřených dat. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ mají ve starším období subboreálu poklesový trend, jenž ukazuje na celkově zhoršující se životní podmínky (studené období). Tento fakt lze interpretovat v souladu s interpretacemi klimatických oscilací Řehákové [1986]. Nicméně vzhledem k faktu, že nedochází ke korelaci všech geochemických parametrů, nelze toto období jednoznačně interpretovat. Svrchní část subboreálu zachycenou v námi zpracovávaném sedimentárním profilu (hloubka v rozmezí 14. až 6. cm) nelze interpretovat podle metody TOC/TN uzpůsobenou na interpretaci jezerních sedimentů, ale podle metody poměru C:N, která se používá především v pedologických interpretacích. Poměr hodnot uhlíku (C) a dusíku (N) ukazuje stupeň dekompozice organické hmoty, resp. na intenzitu jejího mikrobiálního rozkladu. Na rozdíl od metody TOC/TN u metody C:N vyšší číselný poměr

ukazuje na intenzivnější mikrobiální rozklad v půdě [Todorova et al., 2005]. Svrchní část profilu lze tedy interpretovat jako proces ukončení jezerního prostředí a začátek fáze zazemňování (hnědá barva v příloze č. 41).

7.6 Holocenní sedimentační záznam v prostoru pánve Komořanského jezera

Jelikož lokalita Komořanského jezera padla za oběť těžbě hnědého uhlí v mostecké pánvi během 80. let 20. stol., stal se pro současný výzkum a samotnou diplomovou práci důležitým zdrojem informací o sedimentárních procesech, které probíhaly v pánvi, rozsáhlá a precizní práce palynologa Huberta Loserta, který v roce 1940 publikoval monografii, jejíž součástí byl nejen popis 17 profilů z pánevní oblasti přibližně ve směru s.–v., ale i chronologické srovnání těchto profilů, jež právě umožnily doplnit a porovnat informace o rozsáhlém sedimentačním prostoru Komořanského jezera v čase a prostoru a identifikovat tak časové hiáty v různých částech pánve. Vzhledem k faktu, že Losertova monografie byla publikována v době, kdy teprve vznikal nový vědní obor palynologie, tak teprve ke konci 60. let 20. století byly tzv. Losertovy zóny převedeny Hurníkem [1969] na dodnes používanou holocenní fytostratigrafii.

Tato část diskuze pojednává o vytvořené rekonstrukci sedimentačního prostředí Komořanského jezera na základě zpracování, autorkou diplomové práce, Losertových profilů do tří řezů pánevní oblasti a jejich porovnání s profily, které jsou předmětem studia diplomové práce (přílohy č. 42 až 45).

Z interpretací Losertových profilů [Losert, 1940; stratigrafická interpretace Hurník, 1969] sestavených do tří řezů je zřejmé, že převážně kontinuální jezerní sedimentace probíhala v centrální části jezera, v malém prostoru (1×1 km) ohraničeném obcemi Ervěnice a Komořany (jihozápadní hranice) a řekou Bílinou (severovýchodní hranice území) a až na okrajové části vymezeného prostoru probíhala od posledního glaciálu do subatlantiku.

Losertovy profily zaznamenávají dvě výrazná období hiátů. První hiát byl zaznamenán na hranici pozdního glaciálu – preboreálu – boreálu. (Profil 2 byl odebrán na okraji jezerní pánve a je značně postižen erozní činností, které probíhají v okrajové části pánve [Losert,

1940] a nelze ho tudíž jakkoli srovnávat se zmiňovanou erozní událostí). Vodní plocha (rozsah gyttji) se z centrální části rozšiřovala směrem k severnímu okraji již od začátku posledního glaciálu [Losert, 1940] a souhlasně i se studovanými profily diplomové práce do západní části jezera. (Jižní část profilu je postižena erozí a nelze zde tudíž potvrdit ani vyloučit rozšiřování či zmenšování vodní plochy jezera.)

Další a největší hiát byl zaznamenán v Losertových profilech v prostoru mezi Černickým potokem a řekou Bílinou [Losert, 1940] v období atlantiku a staršího subboreálu [Hurník, 1969]. Popisovaná erozní událost mohla souviset s náhlým vysušením na konci atlantiku [Ložek, 2005] a nástupem chladnějšího subboreálního období dle rozsivkových společenstev [Řeháková, 1986] a geochemických dat. Zmiňovaná skutečnost však není v souladu s obecně přijímanou představou o teplém a humidním klimatu období atlantiku, resp. atlantiku a epiatlantiku [Ložek, 2005].

V Losertově profilech lokalizovaných v severní části jezera [Losert, 1940] se v subboreálu [Hurník, 1969] vyskytují zuhelnatělé polohy a lze se pouze domnívat, zdali tato skutečnost je v plné korelaci s pylovým záznamem Jankovské [1983 a 1988], která pro období subatlantiku popisuje rozsáhlé odlesňování, výskyt pylů obilovin, neboli zemědělskou činnost v okolí lokality.

Ke snižování vodní hladiny a zazemňování a tím pádem zmenšování vodní plochy směrem do středu jezera docházelo v okrajových částech od subatlantiku [Losert, 1940].

V Losertových profilech *D* a *3* [Losert, 1940] se na rozhraní subboreálu a subatlantiku vyskytují polohy přeplavené rašeliny, které mohou souviset s ukončením chladné oscilace na konci subboreálu (1400 až 700 BC cal.). Tato skutečnost, jelikož evidentně prostor Komořanského jezera byl schopný touto formou zaznamenávat chladné oscilace, umožňuje interpretovat stejnou akumulaci (opětovnou erozní činnost v distální části jezera a akumulaci naplavené rašeliny/slatiny do prostoru jezera v profilech PK-1-Ch a PK-1-W) na hranici atlantiku a subboreálu jako chladnou klimatickou oscilaci.

Popisované události na hranici atlantik/subboreál v podobě naplavené rašeliny (PK-1-Ch, PK-1-W) a erozního eventů v Losertových profilech jsou v rozporu s obecnou představou

o teplém a humidním atlantiku, resp. atlantiku a epiatlantiku [Ložek, 2005]. Ložek [2005] si je plně vědom nesouladu v holocéním vývoji mezi malakostratigrafií a pylovou stratigrafií, ale připisuje to údajným limitům palynologické metody a vysvětluje zmiňovaný nesoulad mezi malakostratigrafií a fytostratigrafií existencí lokalit, studovaných pomocí palynologie, v teplých a suchých oblastech bez existence zapojeného lesa, jenž se během holocenního klimatického optima nevyvinul z důvodu přítomnosti záznamů o existenci osídlení těchto zmiňovaných „suchých“ lokalit kulturami od období neolitu. S touto představou je v rozporu nejnovější skutečnosti, které dokládají sice kontinuální osídlení okolního prostoru Komořanského jezera, ale bez výrazných změn do okolního prostředí [Dreslerová, osobní sdělení – článek v přípravě Bešta et al.].

Období atlantiku je na základě environmentálního archivu, který máme doposud k dispozici jen velmi těžko interpretovatelné. A vzhledem k faktu, že v anglicky a česky psaném textu českých autorů se vyskytují nejednoznačnosti v členění holocénu např.: Ložek, 2005 a Ložek, 2007; zde atlantik řadí do období 6 500 až 4 800 BP cal. vs. Žák, Ložek, Kadlec, Hladíková a Cílek, 2002; zde atlantik řadí do období 8 400 až 6 500 BP cal. V této situaci je velmi problematické srovnávat nejen data ze zahraničních lokalit, ale i data z českých lokalit.

Projevy atlantiku, jenž obsahuje střídání suchých a vlhkých oscilací (a dosažení klimatického maxima již v období 8 400 až 6 500 BP cal. [Žák et al., 2002]; dle Ložek [2005] - boreál) jsou zaznamenány i v samotném Českém krasu na pěnvcích [Žák et al., 2002]. Také Dreslerová uvádí, že záznamy z lokalit v západní Evropě popisují teplý a suchý atlantik např.: jezero Jues v Hartzu [Voight, 2006 in Dreslerová, 2010]. Vzhledem k faktu, že pro profil PK-1-C, pro který byla provedena nejobsáhlejší geochemická analýza, nemá doposud kompletní paleoekologické studie, nelze se v tomto momentu jednoznačně vyjádřit, zdali i Komořanské jezero obsahuje záznam o atlantiku s klimatickými oscilacemi, přestože geochemická data ukazují na přítomnost těchto oscilací.

Sedimentologické a geochemické zhodnocení studovaných vzorků jednoznačně nepotvrdilo ani nevyvrátilo obecně přijímanou teorii o náhlém rozšíření vodní plochy

ve starším holocénu vlivem přehrazení řeky Bíliny, ať již fonolitovými sesuvy mezi vrchy Špičák a Hněvín, nebo sesuvy v údolí mezi obcemi Rudolice a Obrnice. Ale lze dávat do možné souvislosti vznik zmiňovaných sesuvů s klimatickým optímem, který díky větší humiditě neboli většímu množství vodní masy v povodí řeky Bíliny, mohl způsobit podmáčení svahů, ať už nejprve v oblasti mezi Rudolicemi a Obrnicemi [Hurník, 1969], a pak následně vlivem zatopení oblasti mezi vrchy Špičák a Hněvín k opětovnému sesuvu tentokrát fonolitových hornin [Řeháková, 1986]. Důsledek procesu zahrazení toku řeky Bíliny a zatopení prostoru Komořanského jezera během klimatického maxima lze spatřovat v poloze s maximálním rozvojem diatom v profilu PK-1-C v 70. cm.

Kapitola 8

Závěry

Prvním závěrem diplomové práce je popis sedimentačního prostoru Komořanského jezera z hlediska interpretace faciální analýzy a geochemických dat.

Ve starším holocénu, se v prostoru Komořanského jezera vytvářela rozsáhlá údolní niva obsahující prostory se stagnující vodou (tzv. nivními jezírky). Tato situace byla umožněna geologickým podložím, jelikož celý prostor tzv. říční krajiny [def.: dle Štěrba et al, 2008; p 25] řeky Bíliny a jejích přítoků v oblasti Komořanského jezera byl predisponován existencí podložních, nepropustných, libkovických vrstev. V centrální části Komořanského jezera (již od posledního glaciálu) existovala vodní plocha menšího rozsahu, jež byla protékána řekou Bílinou. Do prostoru okraje vodní plochy, kde ústil tok Bíliny, byl přinášen erodovaný materiál Krušných hor a to díky nepříznivým klimatickým vegetačním podmínkám ve starší fázi staroholocenního období. Do konce staršího holocénu, vlivem zlepšujících se klimatických podmínek se vodní plocha rozšířila do značné části prostoru pánve a prostor se stal průtočným jezerem s množstvím odlišných faciálních prostředí (příloha č. 46).

Ve spodní části středního holocénu prostor Komořanského jezera zaznamenává nejpříznivější klimatické podmínky, které jsou v mladší fázi středního holocénu přerušeny klimatickými oscilacemi. Tyto oscilace vedly k procesu zazemňování vodní plochy, neboli k zániku jezera (příloha č. 47).

Druhým závěrem předkládané práce je skutečnost, že lze aplikovat moderní geochemické metody, které se převážně používají pro období pleistocénu, i na samotné interglaciální

období, kde je metoda $\delta^{13}\text{C}_{\text{organický materiál}}$ a TOC/TN schopná identifikovat klimatické oscilace menších řádů, než pro které se používá v rámci pleistocénu.

V nejbližší době se očekává doplnění závěrů diplomové práce s informacemi z paleoekologických studií a provedení další geochemické analýzy, $\delta^{18}\text{O}$ měřená na schránkách rozsivek, která by měla umožnit nejen globální korelace s lokalitou Komořanského jezera.

Kapitola 9

Seznam citované literatury

BENDELL-YOUNG, L.I., HARVEY, H.H., 1992b. The relative importance of manganese and iron oxides and organic matter in the sorption of trace metals by surficial lake sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992b, vol. 56: p. 1175–1186.

BIRKENLAND, P. W. *Soils and geomorphology*. 2nd ed. New York: Oxford University press, 1984.

BRADY, N. C. The Nature and Properties of Soils. *Maxwell Macmillan International editions, Macmillan Publishing Company, Collier Macmillan Publishers*, 1990, vol. 621, New York, London.

BRONK, RAMSEY, C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 2008, vol. 51, no. 1, p. 337–360.

BRONK, RAMSEY, C. OxCal 4.1.6 online program. OxCal Project web. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html> (accessed Aug 20, 2010).

COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science, 2004. 670 p.

DANE, J. H., TOPP, G. C. Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods. *Soil Science Society of America Book Series, Inc.*, 2002, Madison, Wisconsin, USA.

DEARING, J.A., HAY, K., BABAN, S., HUDDLESTON, A.S., WELLINGTON, E.M.H., LOVELAND, P.J. Magnetic susceptibility of topsoils: a test of conflicting theories using a national database. *Geophysical Journal International*, 1996, vol. 127, p. 728–734.

DRESLEROVÁ, D. Klima v holocénu a možnosti jeho poznání. *Živá archeologie*, 2010, vol. 11, p. 18–21.

ELZNIC, A., MACŮREK, V., BROŽ, B., DAŠKOVÁ, J., FEJFAR, J., KRÁSNÝ, J., KVAČEK, Z., MIKULÁŠ, R., PEŠEK, J., SPUDIL, J. Podkrušnohorské pánve. Severočeská (mostecká)

pánev. In: PEŠEK, J., et al. (ed.). *Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí ČR*. Praha: ČGS, 2010. 437 p.

EVANS, M. E., HELLER, F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications*. Academic Press San Diego: Elsevier Science, 2003. 299 p

FASSBINDER, J.W.E., STANJEK, H., VALI, H. Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 1990, vol. 343, p. 161–163.

HURNÍK, S. Příspěvek ke geologické problematice tzv. Komořanského jezera. *Mostecko–Litvínovsko. Regionální studie. Oddíl přírodních věd*, 1969, vol. 6, p. 5–14. Most.

JANKOVSKÁ, V. Palynologische Forschung am ehemaligen Komořany-See (Spätglazial bis Subatlantikum). *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 1983, vol. 58, no. 2, p. 99–107. Praha.

JANKOVSKÁ, V. Radiokarbondatierung der Sedimente aus dem ehemaligen Komořany-See (NW-Böhmen). *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 1984, vol. 59, no. 4, p. 235–236. Praha.

JANKOVSKÁ, V. Palynologische Erforschung archäologischer Proben aus dem Komořanské jezero-See bei Most (NW-Böhmen). *Folia geobotanica et phytotaxonomica*, 1988, vol. 23, no. 1, p. 45–77. Praha.

JANKOVSKÁ, V. Komořanské jezero Lake (CZ, NW-Bohemia) - A unique natural archive. *GeoLines*, 2000, vol. 11, p. 115–117. Praha.

KACHLÍK, V. *Geologický vývoj území České republiky*. Praha: Správa úložišť radioaktivních odpadů, 2003. 64 p.

KEELEY, J. E., RUNDEL, P. W. Evolution of CAM and C4 Carbon-Concentrating Mechanisms. *Int. J. Plant Sci.*, 2003, vol. 164, no. 3, p. S55–S77.

KLETETSCHKA, G., BANERJEE, S.K. Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fire. *Geophysical Research Letters*, 1995, vol. 22, p. 1341–1343.

KUNSKÝ, J. *Fyzický zeměpis Československa*. Praha: SPN, 1968. 537 p.

LOSERT, H. Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Innerböhmens. I. Der Kommerner See. *Beih. bot. Cbl.*, 1940, vol. 60, p. 346–394. Dresden.

LOŽEK, V. Nový přístup k vývoji poledové doby ve střední Evropě (I). *Živa*, 2005, vol. 3, p. 100–103.

LOŽEK, V. *Zrcadlo minulosti*. Praha: Dokořán, 2007. 198 p.

MATSUMOTO, K. I., FUJIMURA, C., TAKAMATSU, N., TAKEMURA, T., HAYASHI, S., SHICHI, K., KAWAI, T. Paleoenvironmental Changes in the Eurasian Continental Interior during the Last 12 Million Years Derived from Organic Components in Sediment Cores (BDP-96 and BDP-98) from Lake Baikal. In KASHIWAYA, K. (ed.). *Long continental records from Lake Baikal*. 1st ed. Tokyo: Springer-Verlag, 2003, p. 75–95.

NEÚSTUPNÝ, E. K holocénu Komořanského jezera. *Památky archeologické*, 1985, vol. 76, p. 9–70.

NICHOLS, G. Process of transport and sedimentary structures. In: NICHOLS, G. *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd ed. Oxford: Blackwell Science, 2009. 405 p.

O'LEARY, M. H. Carbon Isotopes in Photosynthesis. *BioScience*, 1988, vol. 38, no. 5, p. 328–336.

ONGLEY, E. D., BYNOE, N. C. PERCIVAL, J.B. Physical and geochemici of suspended solids, Wilton Creek, Ontario. *Hydrobiologica*, 1982, vol. 91, p. 47–57.

PACLTOVÁ, B., ŽERTOVÁ, A. Paleobotanický výzkum rašeliny a jezerních sedimentů s archeologickými artefakty na dole Roosevelt v Ervěnicích u Chomutova. *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1957, 1958*, p. 171. Praha.

PAVLOVÁ, L. *Fyziologie rostlin*. 1st ed. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2005. 253 p.

READING, H. G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science, 2004. 670 p.

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., GUILDERTON, 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., TUMEY, 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, vol. 4, no. 51, P. 1111-1150.

RUDOLPH, K. Pollenanalytische Untersuchungen im thermophilen Florengebiet Böhmens: Der „Kommerner See“ bei Brüx. *Ber. Dtsch. bot. Gesell.*, 1926, vol 44, p. 239–248. Berlin.

ŘEHÁKOVÁ, Z., BABČAN, J., ROSENKRANC, O., LOMOZOVÁ, V. *Zpráva o výzkumu křemeliny z oblasti komořanských velkolomů*. MS. Praha: archiv Ústředního Ústavu geologického, 1961. 77 p.

ŘEHÁKOVÁ, Z. Subfossilní diatomové sedimenty v oblasti bývalého Komořanského jezera. *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1961, 1962*, p. 163–165. Praha.

ŘEHÁKOVÁ, Z. Diatom succession in the Post-glacial sediments of the Komořany Lake, north-west Bohemia, Czechoslovakia. *Hydrobiologia*, 1983, vol. 103, p. 241–245.

ŘEHÁKOVÁ, Z. Diatomová flóra z nadloží pánevních sedimentů. In MALKOVSKÝ, M., et al. (ed.). *Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí*. Praha: ÚÚG, 1985, p. 260–265.

ŘEHÁKOVÁ, Z. The postglacial history of diatom-bearing sediments of the former Lake Komořany (North-West Bohemia). *Sborník geologických věd, Antropozoikum*, 1986, vol. 17, p. 87–134. Praha.

SHEN, J., RYO, M., WANG, S. A 3600 Years Paleoclimatic Change Inferred from Organic $\delta^{13}C$ and TOC/TN of the Gucheng Lake Sediments, Southeast China. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 1997, vol. 15, no. 3, p. 279–284.

SHOTYK, W. Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. *Earth Sci. Rev.*, 1988, vol. 25, p. 95–176.

SCHAETZL, R., ANDERSON, S. Soils, genesis and geomorphology. *Cambridge University Press*, 2005, vol. 817, Cambridge, UK.

SCHNITZER, M. Humic substances: chemistry and reactions. In: Schnitzer, M., Khan, S.U. (Eds.), *Soil Organic Matter*, Elsevier, 1978, pp. 1–64.

SCHWERTMANN, U. Occurrence and formation of iron oxides in variol pedoenvironments. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (Eds.), *Iron in Soils and Clay Minerals*. Reidel, Dordrecht, 1988, p. 267–308.

ŠTĚRBA, O., MĚKOTOVÁ, J., BEDNÁŘ, V., ŠARAPATKA, B., RYCHNOVSKÁ, M., KUBÍČEK, F., ŘEHOŘEK, V. *Říční krajina a její ekosystémy*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2008. 391 p.

TESSIER, A., CAMPBELL, P.G.C., BISSON, M. Trace metal speciation in the Yamaska and St. Francois Rivers (Quebec). *Earth Sci.*, 1980, vol. 17, p. 90–105.

THOMAS, R. *Practical Guide to ICP-MS*. New York: Marcel Dekker, 2004.

TODOROVA, S. G., SIEGEL, D. I., COSTELLO, A. M. Microbial Fe(III) reduction in a minerotrophic wetland – geochemical controls and involvement in organic matter decomposition. *Applied Geochemistry*, 2005, vol. 20, p. 1120–1130.

TIPPING, E. The adsorption of aquatic humic substance by iron oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1981, vol. 45, p. 191–199.

VERRECCHIA, E. P. Lacustrine and Palustrine Geochemical Sediments. In NASH, D. J., McLAREN, S. J., *Geochemical Sediments and Landscapes*. Hong Kong: Blackwell Publishing, 2007, p. 298–329.

WETTSTEIN, R. Über ein subfossiles Vorkommen von *Trapa natans* in Böhmen. *Lotos*, 1896, vol. 44, p. 256–262. Prag.

ZAPLETAL, L. Zbytky Komořanského jezera. *Ochrana přírody*, 1954, vol. 9, no. 2, p. 57–58. Praha.

ŽÁK, K., LOŽEK, V., KADLEC, J., HLADÍKOVÁ, J., CÍLEK, V. Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic. *Quaternary International*, 2002, vol. 91, p. 137-152.

Překlad německých názvů zaniklých obcí. Oblastní muzeum v Mostě. Zaniklé obce na Mostecku. http://www.muzeum-most.cz/zanikle_obce.php (accessed Feb 21, 2011).

Geologická mapa (obr. č. 4). Pozůstalost po otci Ing. Jiřího Nechvátala.

Geologická mapa (obr. č. 5). Geovědní a geologické mapy. <http://www.geologicke-mapy.cz/> (accessed Aug 02, 2011).

Příloha č. 10 až 12: Dřínovské jezero. Historie Litvínovska.

<http://litvinov.sator.eu/kategorie/krusnohori/v-prirode/drinovske-jezero/> (accessed July 20, 2011).