

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



**JEZERA ČESKÉ REPUBLIKY**  
**Fyzickogeografické a fyzikálně-limnologické poměry**  
*(Disertační práce)*

Miroslav Šobr

Praha, 2007

*Motto:*

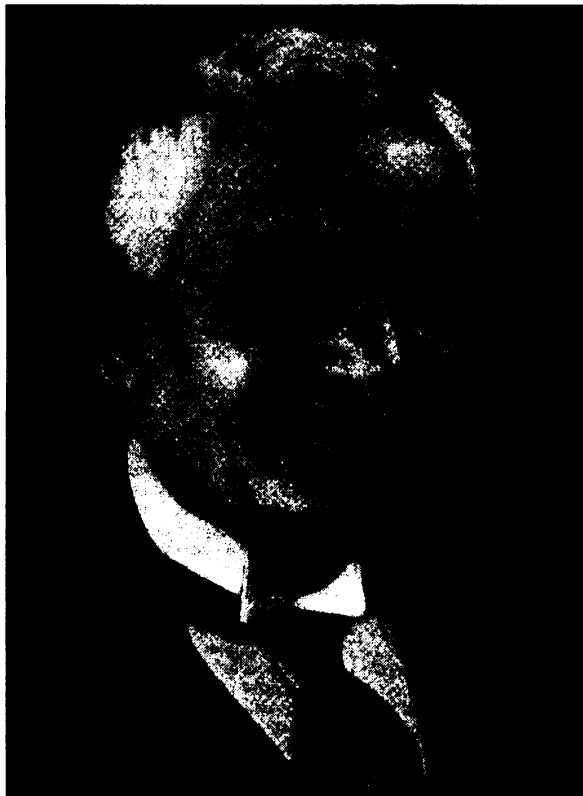
*„I nejmoudřejší slova zůstávají v konečném důsledku jen tlacháním, pokud nějakým způsobem nevedou k činům.“*

(ARTHUR SCHNITZLER)

Podpisem stvrzuji, že jsem předloženou práci vypracoval samostatně pouze s použitím uvedené literatury. Tuto disertační práci ani její podstatnou část jsem nepředložil k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Miroslav Šobr





Prof. Dr. Václav Švambera (\*10. 1. 1866, † 27. 9. 1939) byl zakladatelem tradice geografického výzkumu jezer na našem území. Od jeho prvních výzkumů na šumavských ledovcových jezerech uplynulo více než 100 let.

Děkuji mému školiteli doc. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za odborné rady a konzultace a všem mým spolupracovníkům a spolušitelům výzkumných projektů, kteří svými připomínkami a pomocí při terénním výzkumu přispěli k vyšší kvalitě této práce.

*Práce vznikla za finanční podpory projektů:*

**Jezerá České republiky. GA UK č. 182/2000**

**Atlas jezer České republiky – morfometrické, sedimentologické a limnologické poměry jednotlivých genetických typů jezer. GA ČR: 205/03/1264**

**Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace. VZ-MSM 0021620831**

Praha, březen 2007.

Miroslav Šobr

### **Jak jsem začal zkoumat jezera**

*Když jsem začal tvořit tuto práci, uvažoval jsem nad tím, co mě vlastně vedlo k tomu, že se začnu zabývat výzkumem jezer. Poprvé jsem spatřil skutečné jezero jako malý chlapec, sotva školou povinný. Bylo to šumavské Černé jezero, které jsme navštívili s rodiči. Asi jako většinu dětí mě tenkrát spíše zajímalo, jak daleko do něj dohodím kamenem, než jeho původ, hloubka nebo chemické složení vody.*

*V roce 1990 jsem ještě před tím, než se pro mě otevřely brány sušického gymnázia, absolvoval několikadenní školní výlet do Železné Rudy. Vzpomínám si, že počasí nám příliš nepřálo, takže jsme uskutečnili jediný plnohodnotný výlet, který shodou okolností směřoval opět k Černému jezeru. V té době jsem do jezera dohodil již mnohem dál, dokonce jsme si se zájmem přečetli informační panely. Mou největší pozornost ovšem tehdy poutal nafukovací gumový člun, který se pohyboval v blízkosti jezerní stěny. Při procházce po severním břehu jezera jsme měli to štěstí, že člun právě přirážel ke břehu. Pomohli jsme s vytážením člunu na břeh a odměnou nám byla stručná přednáška o prováděném hydrobiologickém výzkumu, o tom, jak se zde dříve chovaly ryby a o okyselení vody.*

*Na gymnáziu jsem se vždy nejvíce těšil na hodinu zeměpisu. Pan učitel Kratochvíl dokázal zaujmout a učení se na jeho hodiny tak bylo mnohem snazší. Vzhledem k blízkosti Šumavy bylo mnoho výkladů zaměřeno právě na příklady z tohoto horského regionu. Bylo tomu tak i při probírání jezer. Bylo to tak zajímavé povídání, že jsem v době gymnaziálních studií všechna šumavská jezera navštívil.*

*V prvním roce na vysoké škole jsem absolvoval přednášku z hydrologie, kde se doc. Janský při probírání českých jezer zmínil o tom, že začal novodobý výzkum šumavských jezer na Prášílském jezeru. Rovněž nabízel případným zájemcům možnost formou limnologické studie zpracovat další jezero. V tu chvíli jsem věděl, o čem bude moje diplomová práce. Po jejím úspěšném obhájení jsem byl přijat k postgraduálnímu studiu, přičemž tématem mojí dizertace se stala jezera České republiky. V době postgraduálního studia se splnil i můj největší sen, spatřit nejhlubší jezero světa – Bajkal. Dokonce jsem měl možnost zúčastnit se v době mého studijního pobytu dvoutýdenní expedice po celém jezeře. V průběhu expedice se vystřídalo snad každé možné počasí, jednou slunce intenzivně hřálo, na severu na oplátku poletoval sníh. Zažili jsme hladinu jako zrcadlo, ve kterém se odrážely příkré břehy jezera, užili jsme si metrových vln, které stříkaly až na palubu výzkumné lodi Vereščagin.*

*Jezera jsou jedny z nejkrásnějších prvků krajiny. Jsem rád, že jsem se ve své výzkumné činnosti zabýval právě jimi. Během těch deseti let jsem měl možnost poznat snad všechny podmínky, ve kterých lze i nelze výzkum provádět. Namátkou mě napadají podzimní odběry a měření na lokalitě Svobodné Heřmanice v půlmetrových vlnách, propadnutí se do chladných vod jezera Laka po prolomení ledu v desetistupňovém mrazu, několikahodinový pochod ve vánici s viditelností 10 m k jezeru v Úpském rašeliništi, které bylo kryté bezmála dvoumetrovou vrstvou sněhu a ledu. Odměnou za práci v těchto tvrdých podmínkách mě bylo několik letních mapování či odběrových kampaní za překrásného letního počasí, kdy se člověk po vykonané práci může ve svém zájmovém objektu vykoupat. Nikdy nezapomenu na své kolegy, spolupracovníky a diplomanty, se kterými jsme těmito někdy svízelnými podmínkami prošli. Za pomoc a výdrž při výzkumu jezer bych jim chtěl poděkovat. Jsou to: D. Bervicová, E. Boháčková, M. Černý, J. Česák, J. Fott, P. Havlíková, J. Holenda, T. Hrdinka, D. Chalupová, B. Janský, O. Klouček, P. Knapp, J. Kocum, E. Krýžová, M. Křtěnová, A. Moravcová, F. Oulehle, P. Pošta, Š. Ruthová, E. Stuchlik, E. Šípková, M. Šnajdr a M. Turek.*

## **OBSAH**

<b>1. ÚVOD</b>	<b>11</b>
1.1. TÉMA A CÍLE VÝZKUMU	11
1.2. STRUKTURA PRÁCE	12
1.3. HARMONOGRAM PRACÍ	12
<b>2. HISTORIE GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER</b>	<b>15</b>
2.1. POČÁTEČNÍ ETAPA GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER	15
2.2. NOVÁ ETAPA GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER NA UNIVERZITĚ KARLOVĚ	18
2.3. VÝZKUM NEBEZPEČNÝCH JEZER V KYRGYZSTÁNU	19
<b>3. DEFINICE JEZERA</b>	<b>21</b>
<b>4. METODY FYZIKÁLNĚ-LIMNOLOGICKÉHO VÝZKUMU</b>	<b>25</b>
4.1. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY V LIMNOLOGII	25
4.1.1. METODY BATYMETRICKÉHO MAPOVÁNÍ JEZER	25
4.1.1.1. Metody mapování břehové linie	26
4.1.1.2. Metody měření hloubek	31
4.1.1.3. Tvorba batymetrické mapy	36
4.1.1.4. Finální úprava a náležitosti mapy	40
4.1.2. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY JEZERNÍCH PÁVNÍ	41
4.1.3. VZTAH BŘEHOVÉ LINIE K PŮVODU A HISTORII JEZERA	47
4.2. METODIKA URČOVÁNÍ A MĚŘENÍ FYZIKÁLNÍCH, CHEMICKÝCH A BIOLOGICKÝCH VLASTNOSTÍ VODY	49
<b>5. GENETICKÉ TYPY JEZER</b>	<b>55</b>
5.1. TEKTONICKÁ JEZERA	55
5.2. JEZERA VZNIKLÁ V DŮSLEDKU VULKANICKÉ AKTIVITY	58
5.3. SESUVEM HRAZENÁ JEZERA	61
5.4. GLACIÁLNÍ JEZERA	63
5.4.1. PROGLACIÁLNÍ JEZERA	64

<b>5.4.2. DALŠÍ TYPY LEDOVCOVÝCH JEZER</b>	<b>67</b>
<b>5.5. KRASOVÁ JEZERA</b>	<b>69</b>
<b>5.6. JEZERA VZNIKLÁ FLUVIÁLNÍ ČINNOSTÍ</b>	<b>70</b>
<b>5.7. EOLICKÁ JEZERA</b>	<b>72</b>
<b>5.8. JEZERA NA MOŘSKÉM POBŘEŽÍ</b>	<b>73</b>
<b>5.9. ORGANOGENNÍ JEZERA</b>	<b>75</b>
<b>5.10. INUNDAČNÍ JEZERA</b>	<b>75</b>
<b>5.11. ANTROPOGENNÍ JEZERA</b>	<b>76</b>
<b>5.12. JEZERA V KRÁTERECH PO METEORITECH</b>	<b>76</b>
<b><u>6. GENETICKÉ TYPY A ZPŮSOB VZNIKU JEZER NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY</u></b>	<b><u>79</u></b>
<b>6.1. GLACIÁLNÍ JEZERA</b>	<b>79</b>
6.1.1. NOVÁ BATYMETRICKÁ MĚŘENÍ ŠUMAVSKÝCH JEZER	85
6.1.1.1. Historie batymetrických měření šumavských jezer	86
6.1.1.2. Použité metody batymetrického mapování	91
6.1.1.3. Morfometrické charakteristiky šumavských jezer	91
<b>6.2. FLUVIÁLNÍ JEZERA</b>	<b>101</b>
6.2.1. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY ZKOUMANÝCH FLUVIÁLNÍCH JEZER	108
<b>6.3. KRASOVÁ JEZERA</b>	<b>109</b>
<b>6.4. SESUVEM HRAZENÁ JEZERA</b>	<b>116</b>
<b>6.5. ORGANOGENNÍ JEZERA</b>	<b>125</b>
6.5.1. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY ZKOUMANÝCH ORGANOGENNÍCH JEZER	132
<b>6.6. ANTROPOGENNÍ VODNÍ PLOCHY</b>	<b>132</b>
6.6.1. RYBNÍKY	133
6.6.2. ÚDOLNÍ NÁDRŽE	135
6.6.3. JEZERA VZNIKLÁ V SOUVISLOSTI S TĚŽBOU NEROSTNÝCH SUROVIN	137
6.6.3.1. Těžba písku a stěrkopísku	137
6.6.3.2. Těžba kaolinu	139
6.6.3.3. Těžba hnědého a černého uhlí	139
6.6.3.4. Těžba vápence, břidlic a drob	140
6.6.3.5. Těžba žuly, dioritu a čediče	142
6.6.3.6. Těžba cihlářské hlíny a jílu	143

6.6.3.7. Těžba jiných nerostných surovin	143
6.6.3.8. Morfometrické charakteristiky zkoumaných antropogenních jezer	145
<b>6.7. ZANIKLÁ JEZERA NA ÚZEMÍ ČR</b>	<b>146</b>
<b><u>7. FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI VODY JEDNOTLIVÝCH GENETICKÝCH TYPŮ JEZER</u></b>	<b><u>151</u></b>
<b>7.1. STRUKTURA A ZÁKLADNÍ FYZIKÁLNÍ A CHEMICKÉ VLASTNOSTI VODY</b>	<b>151</b>
7.1.1. STRUKTURA A SKUPENSTVÍ VODY	151
7.1.2. HUSTOTA VODY	152
7.1.3. VSKOZITA VODY	154
7.1.4. POVRCHOVÉ NAPĚTÍ VODY	155
7.1.5. TEPelné VLASTNOSTI VODY	156
<b>7.2. SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ A SVĚTELNÉ KLIMA VE VODÁCH ČESKÝCH JEZER</b>	<b>157</b>
7.2.1. PRŮHLEDNOST A BARVA VODY ČESKÝCH JEZER	161
<b>7.3. ELEKTRICKÁ VODIVOST VOD ČESKÝCH JEZER</b>	<b>165</b>
<b>7.4. TEPLOTNÍ REŽIM ČESKÝCH JEZER</b>	<b>166</b>
7.4.1. ZMĚNY TEPLOTNÍHO ZVRSTVENÍ VODY V PRŮBĚHU ROKU U JEZER MÍRNÉHO KLIMATICKÉHO PÁSU	167
7.4.2. TYPY TEPLOTNÍCH STRATIFIKACÍ	170
7.4.3. MEROMIKTNÍ JEZERA	172
7.4.4. TEPLOTNÍ BARIÉRA	173
7.4.5. TEPLOTNÍ ZVRSTVENÍ RŮZNÝCH TYPŮ ČESKÝCH JEZER	174
<b>7.5. KYSLÍKOVÉ POMĚRY VE VODÁCH ČESKÝCH JEZER</b>	<b>182</b>
7.5.1. ROZPUSTNOST KYSLÍKU VE VODĚ	182
7.5.2. DENNÍ A SEZÓNÍ ZMĚNY KONCENTRACE A DISTRIBUCE ROZPUŠTĚNÉHO KYSLÍKU VE VODĚ ČESKÝCH JEZER	183
7.5.3. NEPRAVIDELNOSTI V KYSLÍKOVÉM REŽIMU ČESKÝCH JEZER	190
<b>7.6. SHRUTÍ</b>	<b>194</b>
<b><u>8. ZÁVĚR</u></b>	<b><u>199</u></b>
<b><u>9. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY</u></b>	<b><u>203</u></b>



**10. RÉSUMÉ** **215**

---

LAKES IN THE CZECH REPUBLIC – PHYSICO-GEOGRAPHICAL AND PHYSICO-LIMNOLOGICAL CHARACTERISTICS

**11. SEZNAM GRAFICKÝCH PODKLADŮ** **227**

---

**11.1. SEZNAM OBRÁZKŮ** **227**

**11.2. SEZNAM TABULEK** **234**

**11.3. VLOŽENÁ PŘÍLOHA** **235**

## 1. ÚVOD

### 1.1. TÉMA A CÍLE VÝZKUMU

V České republice, v porovnání např. s územím Evropy, se nachází velmi málo jezer přírodního původu. Nemáme vysoké hory se sítí glaciálních jezer ani plošně rozsáhlé nížiny severského typu s jezerními oblastmi. Nejsou zde žádné rozsáhlé, plnohodnotně rozvinuté krasové oblasti, žádné aktivní vulkanické oblasti ani mořské pobřeží. Na druhou stranu územím České republiky prochází hlavní evropské rozvodí a pramení zde evropsky významné řeky. Na poměrně krátké vzdálenosti zde dochází k významné změně sklonu koryta toku a tím je vytvořen předpoklad pro proces meandrování vodního toku s následným vznikem fluviálních jezer, která jsou jedním z nejčetnějších typů jezer na našem území. Se vznikem rozsáhlé nivy a následnou těžbou štěrkopískových náplavů souvisí výskyt dalšího typu jezer, kterým jsou jezera antropogenní. Ta jsou též velmi četná v oblastech těžby hnědého uhlí a dalších nerostných surovin. A konečně posledním početnějším typem jezer jsou menší vodní plochy v rašelinných a slatinných oblastech, které jsou roztroušeny téměř po celém horském hraničním pásmu (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003).

Naše jezera jsou vzhledem ke světovým jezerům daleko menších plošných a objemových dimenzí. Vyskytují se převážně v chráněných územích přírody – národních parcích, chráněných krajinných oblastech a přírodních rezervacích. Pozornost zasluhují zejména s ohledem na zachování ekologické stability chráněného území, zachování charakteristických biotopů, geobiocenóz apod. Proto zpravidla představují mimořádně cenné a jedinečné přírodní útvary (JANSKÝ, ŠOBR 2004 A). Jedním z cílů práce bylo provést detailní genetickou klasifikaci jezer České republiky v kontextu klasifikace jezer ve světové literatuře. Zvláštní zřetel byl kladen na podrobnější rozdělení jezer antropogenního původu podle typu nerostné suroviny, která se na místě současného jezera dříve těžila.

Počátkem devadesátých let 20. století bylo zopakováno batymetrické měření na šumavských jezerech s využitím metod, které se příliš nelišily od metod použitých při prvním mapování. S dynamickým rozvojem fyzické geografie souvisí zavádění moderních přístrojů do výzkumu. Proto byla vypracována a otestována zdokonalená metodika batymetrického výzkumu, která je nyní používána při mapování jezer nejen v ČR, ale i při řešení zahraničních projektů, které se zabývají výzkumem jezer. Pro určování morfometrických parametrů jezerních pánví jsou v současné době využívány počítačové programy.

Dalším cílem práce bylo zhodnocení fyzikálně-limnologických poměrů u vybraných zástupců přírodních i antropogenních jezer. U všech vybraných lokalit bylo vždy prováděno sledování fyzikálních parametrů ve vertikálním profilu v každém ročním období. Současně byly provedeny odběry vzorků vody, fytoplanktonu a zooplanktonu. Hodnocení chemismu a oživení vod jednotlivých lokalit nebylo zadáním této práce, ale dosažené výsledky budou využity při tvorbě publikace Atlas jezer České republiky, jejíž vydání se připravuje z počátku roku 2008. Celkem bylo do terénního výzkumu zařazeno 51 lokalit českých jezer. V době studijního pobytu na jezeře Bajkal a v rámci rozvojového projektu v Kyrgyzstánu bylo získáno mnoho dalších cenných dat a poznatků z jezer odlišných genetických typů a z jezer, která se nacházejí v odlišných geografických podmínkách velehorského prostředí. Tato data mohou sloužit ke vzájemnému porovnání fyzikálních vlastností různých typů jezer.

## **1.2. STRUKTURA PRÁCE**

Struktura předložené práce odpovídá jednotlivým fázím výzkumu. V úvodu je nastíněna obecná problematika tématu. Jsou stanoveny cíle výzkumu a harmonogram prací. Ve druhé kapitole je shrnuta historie geografického výzkumu českých jezer. V následující kapitole je diskutována definice jezera z různých pohledů. Pro podmínky České republiky byla formulována nová definice jezera. Kapitola číslo 4 je věnována rozboru použitých metod při terénním výzkumu jezer. Zvláštní důraz je kladen na nově vyvinutou metodiku batymetrického mapování jezer. V páté kapitole je stručně prezentována genetická klasifikace světových jezer na základě studia literatury i vlastních poznatků autora. Následuje kapitola pojednávající o genetické klasifikaci českých jezer, ve které je popsán i způsob vzniku jednotlivých genetických typů. V kapitole 7 jsou srovnány jednotlivé fyzikální parametry různých genetických typů jezer, které byly zkoumány v rámci terénního výzkumu. Závěr shrnuje všechny dosažené výsledky. Následuje abecedně uspořádaný seznam použité literatury, anglické résumé, seznam obrázků a tabulek.

## **1.3. HARMONOGRAM PRACÍ**

Práce na projektu disertační práce byly započaty na podzim 1999, ihned po začátku zahájení doktorského studia na Katedře fyzické geografie a geoekologie. V první fázi byla vytvořena typologie jezer podle původu jejich vzniku a byl vymezen pojem jezero v podmínkách území České republiky. Byl proveden výběr lokalit, na kterých posléze

probíhaly terénní výzkumy. V letech 2000-2002 byla problematika řešena v rámci grantu GA UK 182/2000 Jezera České republiky. V letech 2003-2005 byl autor práce spoluřešitelem grantu GA ČR 205/03/1264 Atlas jezer České republiky – morfometrické, sedimentologické a limnologické poměry jednotlivých genetických typů jezer. V rámci tohoto projektu proběhl terénní výzkum na všech genetických typech jezer. V průběhu terénních prací byly naměřena data a odebrané vzorky průběžně zpracovávány.

V celém průběhu studia byla shromažďována a studována literatura, která byla postupně aktualizována a doplňována. Výsledky výzkumu byly průběžně prezentovány na osmi domácích i zahraničních konferencích a na seminářích Katedry fyzické geografie a geoekologie. Na zadané téma byla publikována monografie Jezera České republiky (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003), 8 článků v odborné literatuře a 2 články v populárně-naučných časopisech.

## **2. HISTORIE GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER**

Výzkumem jezer na území našeho státu ale i mimo něj se postupně zabývala řada pražských geografů. Níže uvedený přehled prací za stoleté období snad opravňuje hovořit o tradičním badatelském směru na geografických pracovištích Karlovy univerzity (JANSKÝ 1996 A, JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003). V první polovině 20. století se výzkum soustředil především na batymetrické mapování jezer, které bylo zpravidla doplněno měřením základních fyzikálních vlastností vod (především teploty, průhlednosti a barvy vody). Největší pozornost geografů poutala především jezera glaciálního původu, ať už na Šumavě nebo ve slovenských Tatrách a jezera vzniklá při katastrofických přírodních procesech, především při sesuvech horských svahů. Pozornosti geomorfologů a geologů neunikla ani jezera v krasových oblastech. Další genetické typy jezer (fluviální, organogenní a antropogenní) zůstávaly dlouhou dobu mimo zájem geografů (JANSKÝ 2005).

### **2.1. POČÁTEČNÍ ETAPA GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER**

První práce započal zakladatel Geografického ústavu Karlovy univerzity, profesor Václav Švampera, již v letech 1903-10. V pěti prázdninových obdobích provedl s pomocí 17 studentů systematické mapování a základní výzkum fyzikálních vlastností vody všech osmi šumavských jezer. Vedle monografie o Kongu, sepsované v letech 1903-12, se právě hydrografické výzkumy šumavských jezer staly jeho druhou nejvýznamnější prací (JANSKÝ 2005). Detailněji se historií výzkumu šumavských jezer zabývá kapitola 6.1.1.1.

Ve třicátých letech 20. století se do výzkumu jezer výrazně zapojili i geografové z německé Karlo-Ferdinandovy univerzity v Praze. První výzkumné cesty organizoval německý profesor Bernhard Brandt. Některé měly ráz vědeckých expedic. Při exkurzi Geografického institutu německé univerzity do Vysokých Tater v létě roku 1926 byl položen základní kámen k systematickému výzkumu tatranských jezer (JANSKÝ 2005). Tehdy bylo nově změřeno i Štrbské pleso (SEDLMEYER 1928).

V červenci roku 1927 započal systematická hloubková měření tatranských ples Josef Schaffer. Nejprve zpracoval Nové Štrbské pleso a Popradské pleso v Mengušovské dolině a poté Zelené pleso v dolině Bielovodské (SCHAFFER 1928). Později byl sestrojen speciální člun pro hydrografické práce a v létě 1928 se výzkum rozšířil na dalších 12 tatranských jezer (SEDLMEYER 1928). Výsledkem spolupráce J. Schaffera a F. Stummera byl Atlas jezer Vysokých Tater, který vyšel ve třech svazcích (SCHAFFER, STUMMER 1929, 1930). Obsahuje

batymetrické plány 31 tatranských ples, příčné i podélné profily. Toto dílo bylo svým rozsahem překonáno až prací GREGORA A PACLA (2005). Na hloubková měření J. Schaffera navázal svými měřeními teploty a průhlednosti vody K. A. Sedlmeyer. V srpnu, říjnu a listopadu roku 1928 zpracoval plesa Kriváňské skupiny, Mengušovaké, Batizovské a Velické doliny a dále skupinu Pěti spišských ples (SEDLMEYER 1928, 1929). V dalším roce věnoval zvláštní pozornost třem plošně největším jezerům na slovenské straně Východních Tater, tzn. Štrbskému, Velkému Hincovu a Popradskému (SEDLMEYER 1930).

Karel Kuchař započal v roce 1931 s výzkumem jezer v oblastech východního Slovenska a Podkarpatské Rusi na podnět svého učitele, profesora V. Švambery (JANSKÝ 1996 B). Během dvou následujících let uskutečnil celkem tři exkurze, při nichž se zabýval genezí jezer, jejich morfometrií, geologií, hydrografií a fyzikálními vlastnostmi vod. Prací Jezera východního Slovenska a Podkarpatské Rusi (KUCHAŘ 1933, 1937 A) se autor habilitoval pro kartografii a fyzický zeměpis. Tato první Kuchařova limnologická práce byla také jeho nejvýznamnějším dílem, protože se v dalších letech více věnoval geografické kartografii (JANSKÝ 2005). Šedesátiletou historii výzkumů tatranských jezer hodnotí v kompilační práci Jezera Vysokých Tater (KUCHAŘ 1936), kde v tabelárním přehledu uvádí soupis ples se základními hydrografickými charakteristikami. Publikoval rovněž články o jezerech Skadarském, Ochridském a jezerech Prespanských (KUCHAŘ 1937 B). Sám zjišťuje tehdy nejednotně udávanou rozlohu jezer planimetrováním na nových řeckých a jugoslávských mapách, rovněž se zabývá vzájemnými hydrografickými vztahy těchto jezer. Chronologicky následují Kuchařovy práce o šumavských jezerech, které vydal ze Švamberovy pozůstalosti a sám je doplnil (KUCHAŘ 1939, 1947). Kromě nejdůležitějších morfometrických charakteristik osmi jezer na české i bavorské straně Šumavy zde Kuchař otiskuje i barevné batymetrické mapy 1 : 2 000 a schematické mapky 1 : 5 000, které sám kreslil podle měření Švambery. Poslední limnologický výzkum provedl Kuchař na chomutovském Kamencovém jezeru. Zabývá se detailním rozbořem starých zpráv a záznamů o jezeru a vysvětluje změny, které nastaly v jeho rozloze. Uvádí i výsledky vlastního měření hloubek a minerálního složení jezerní vody (KUCHAŘ 1947).

Limnologické tematiky se v některých svých pracích dotkl též Josef Kunský. V článku věnovaném zalednění Šumavy a šumavským jezerům (KUNSKÝ 1933) kriticky hodnotí náhledy různých autorů na rozsah šumavského zalednění a uvádí výsledky nejnovějších měření hloubek a sedimentace v Černém jezeru. Dále zde najdeme přehled morfologických dat o šumavských karech. V práci o jezerech Slovenského krasu (KUNSKÝ 1939) jsou obsaženy základní údaje o jezerních pánvích krasového původu a jejich hydrografické

komunikaci. Svými pracemi v Tatrách a na jezeře v Hranické propasti přispěl k výzkumu jezer i Jaroslav DOSEDLA (1952, 1953 A, 1953 B). Jezery v oblasti Západních Tater se zabýval Václav Král (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003) při exkurzi s posluchači v květnu 1952 a při několika samostatných cestách. Jeho práce obsahují přehled výsledků původního mapování a seznam ples se základními morfologickými údaji (KRÁL 1953, 1954).

Při terénní exkurzi s posluchači vyměřoval břehovou linii Mladotického (Odlezelského) jezera v červnu 1963 Ludvík Mucha. Nepublikovaný náčrt části jezera využil později ve své práci B. JANSKÝ (1975). Při obdobné exkurzi do Nízkých Tater na jaře roku 1965 vytvořil novou batymetrickou mapu Vrbického plesa z důvodu změny úrovně hladiny od posledních měření J. Dosedly v roce 1950 (MUCHA 1966). V roce 1972 mapoval L. Mucha při terénním cvičení s posluchači Velké a Malé Mechové jezírko u Rejvízu, výsledky však nebyly nikdy publikovány (JANSKÝ 2005).

Tradici geografického výzkumu jezer na Karlově univerzitě neporušily ani následující generace geografů. Na podnět prof. K. Kuchaře se jezery Západních Tater zabýval ve své rigorózní práci Eduard Kříž. Navázal na výsledky prací J. Młodziejowského a V. Krále a provedl půdorysná a hloubková měření dvanácti ples této oblasti. U většiny jezer se jednalo o první výzkum morfografických a hydrografických poměrů (KŘÍŽ 1970).

Bohumír Janský provedl v letech 1972-75 podrobný geomorfologický výzkum sesuvných území, zmapování břehové linie, hloubkových poměrů a analýzu fyzikálních a chemických vlastností vody u Mladotického (Odlezelského) jezera (JANSKÝ 1975, 1976, 1977). Rychlostí zanášení jezerní pánve tohoto jezera se zabývá do současnosti (JANSKÝ, URBANOVÁ 1994, JANSKÝ 1999, SCHULTE ET AL. 2004, SCHULTE ET AL. 2006). B. Janský se zabýval i hydrologickou bilancí Bajkalského jezera v rámci dlouhodobého výzkumného pobytu v roce 1981. Jeho výsledky jsou součástí monografie o nejhlubším jezeru světa (JANSKÝ 1989).

Tvorbou batymetrické mapy Zeleného Javorového plesa ve stejnojmenné dolině Vysokých Tater se zabýval Vladimír VYBÍRAL (1975). Mapování sesuvných území, vyměření půdorysu a hloubek provedl u Jezera Blatná ve Velké Fatře Viktor BADUŠEK (1982). Studoval i fyzikální a chemické vlastnosti vod a vývoj zanášení jezerní pánve.

Podle JANSKÉHO (2005) se mimopražští geografové výzkumu jezer dosud detailněji nevěnovali. Výjimkou je prof. Vladislav Kříž z Ostravské univerzity, který se opakovaně zabýval výzkumem Mechových jezírek na Rejvízu (KŘÍŽ 1971) a vytvořil vysokoškolský učební text o stojatých vodách (KŘÍŽ 1994 a 1996).



## **2.2. NOVÁ ETAPA GEOGRAFICKÉHO VÝZKUMU JEZER NA UNIVERZITĚ KARLOVĚ**

Nová etapa ve výzkumu českých jezer byla odstartována na šumavských jezerech, kde geografové prováděli v devadesátých letech 20. století opětovné batymetrické mapování a sledování fyzikálních vlastností vody. Více o nejnovějších geografických výzkumech na šumavských jezerech je uvedeno v kapitole 6.1.1.

V roce 1994 dokončila svou obsáhlou diplomovou práci Ivana Gabrielová, která detailně zkoumala chomutovské Kamencové jezero. Zabývala se nejen vysvětlením řady sporných otázek týkajících se původu jezerní pánve, ale i příčinami ojedinělého chemického složení jeho vody, analýzou hydrologického režimu, teplotních poměrů a biologickým oživením akumulovaných vod (GABRIELOVÁ 1996).

V rámci grantové podpory GAUK byl v roce 2000 zahájen rozsáhlý projekt „Jezerá České republiky“, který si kladl za cíl vytvořit obsáhlou studii o našich jezerech včetně jejich genetické klasifikace. V letech 1999 až 2002 byla provedena analýza počtu jezer přírodního původu včetně vodních akumulací vzniklých činností člověka na celém území ČR. Do práce nebyly zahrnuty přehradní nádrže a rybníky. Inventarizace těchto jezer ukázala, že se jedná o téměř 700 vodních akumulací, mezi nimiž dominují jezera fluviálního, organogenního a především antropogenního původu (HRDINKA 2005). V rámci tohoto projektu byla podrobně zkoumána především fluviální jezera na středním toku českého Labe mezi Pardubicemi a Mělníkem, kde byla zpracována v podobě limnologických studií tři opuštěná labská ramena: jezero u Obříství (ŠNAJDR 2002), Labiště pod Opočínkem (KLOUČEK 2002) a Doleháj u Kolína (CHALUPOVÁ 2003). Všechny práce byly zaměřeny na analýzu hydrologického režimu, jakosti vod, sedimentů i biologického oživení vod. Vedle fluviálních jezer probíhal převážně geochemický výzkum na organogenních Mechových jezírcích v Jeseníkách (OULEHLE 2002). Výsledkem byla monografie Jezerá České republiky (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003).

Na předchozí práce navázal v roce 2003 nejnovější obsáhlý projekt podporovaný GA ČR „Atlas jezer České republiky“. Ve třech letech řešení bylo ve formě limnologických studií zpracováno několik desítek jezer na území Česka ve formě diplomových prací (HRDINKA 2004, KOCUM 2004, POŠTA 2004, TUREK 2004, BERVICOVÁ 2006, KNAPP 2006, KŘTĚNOVÁ 2006; v roce 2007 budou předloženy k obhajobě práce J. Holendy a E. Krýžové). Do výzkumu byla zahrnuta jezera všech genetických typů, přičemž u nejpočetnějších organogenních a antropogenních akumulací byly zvoleny jejich typické a nejznámější příklady v rozmanitých přírodních regionech, resp. v oblastech těžby různých nerostných



surovin u jezer antropogenních. Výsledkem projektu by měl být Atlas jezer ČR, který řešitelé projektu hodlají vydat v roce 2008.

V rámci projektu EMERGE jsme navázali na předchozí výzkumy pražských geografů ve Vysokých Tatrách a provedli nové batymetrické mapování devíti tatranských glaciálních jezer (ŠOBR, ČESÁK 2006).

### **2.3. VÝZKUM NEBEZPEČNÝCH JEZER V KYRGYZSTÁNU**

V letech 2004-2006 se autor práce spolu s dalšími členy katedry fyzické geografie a geoekologie aktivně zapojil do projektu rozvojové spolupráce České republiky RP/27/2004 Kyrgyzstán – monitoring vysokohorských ledovcových jezer a ochrana obyvatelstva před katastrofálními následky povodní vzniklých průtržemi morénových hrází. Výzkum byl zaměřen na velehorská jezera, která případným protržením většinou nezpevněné morénové hráze mohou způsobit rozsáhlé povodně a selové proudy, které přímo ohrožují obyvatelstvo žijící v horských oblastech. Byla provedena typologie vysokohorských velehorských jezer, velmi podrobně byly studovány způsoby vzniku a vývoje ledovcových jezer, která se ukazují z hlediska potenciálního protržení hrází jako nejnebezpečnější.

Při výzkumu byly uplatněny zkušenosti nabitě pracemi na českých jezerech. Bylo prováděno detailní batymetrické mapování jezerních pánví za účelem zjištění objemu vody, přičemž byla využívána jednak metodika používaná při mapování českých jezer, která byla na plošně rozsáhlém jezeru Petrova rozšířena o použití echolotu se záznamem GPS pozice (viz kap. 4.1.1.2.). Podrobně byla zkoumána stabilita a dynamika vývoje jezerních hrází, výzkumy byly doplněny sledováním hydrologického režimu, fyzikálních vlastností akumulovaných vod, geofyzikálním průzkumem hrází, analýzou vývoje ledovcových splazů a geomorfologickým mapováním rizikových jevů v povodí jezer (JANSKÝ, ŠOBR, YEROKHIN 2006, JANSKÝ ET AL. 2006, ČERNÝ ET AL. 2007).

### 3. DEFINICE JEZERA

V české i světové literatuře nalézáme rozdílné názory na to, jakým způsobem definovat jezero. Někteří autoři se při definování pojmu jezero spíše kloní ke genetickým vlastnostem, jiní k biologickým či ekologickým kritériím nádrže. V následujícím textu bude vysvětleno, na základě jakých názorů byla stanovena definice jezera pro české podmínky.

Pomineme-li různé výkladové encyklopedie, kde je jezero většinou definováno jako přírodní deprese na zemském povrchu trvale nebo dočasně vyplněná vodou bez přímého propojení s mořem, nalézáme podrobnější a vysvětlující definice u limnologů, geomorfologů, ekologů a hydrobiologů. Vědci, kteří se zabývají živou složkou krajiny, kladou při definování jezera důraz na fungování nádrže jako celku, kdežto vědci zkoumající neživou přírodu více akcentují vznik a morfometrii jezerní pánve. Vznik jezer a jejich další trvání jsou spojeny se dvěma základními předpoklady. Jednak musí na zemském povrchu existovat určitá prohlubeň (pánev) a jednak musí být zcela nebo částečně naplněna vodou, a to trvale nebo alespoň dočasně.

Ekolog J. REICHHOLF (1988) považuje za jezero každou větší stojatou vodu. Stanovit, jak velká musí být nádrž, abychom jí považovali za jezero, je podle něho obtížné. Považuje za jezero spíše nádrž o velikosti několika hektarů a hluboké 20 a více metrů, než když dosahuje sice relativně velkých plošných rozměrů, ale nepatrných hloubek. Vedou jej k tomu důvody ekologické, kdy mělká jezera mohou dokonale promíchat již středně silné větry a tato jezera pak nemají vyvinuto stabilní teplotní zvrstvení vody (chybí epilimnion a hypolimnion). Přiznává ovšem, že by při takovéto klasifikaci nebyla mezi jezera zahrnuta např. plošně rozsáhlá ledovcová jezera Dummer See nebo Steinhuder Meer v severoněmecké nížině (REICHHOLF 1988). Na základě toho vymezuje jako první typ *sladkovodní jezera* (velikost od 1 ha). Menší přirozené vodní plochy nazývá *tůněmi*, umělé nádrže pak *rybníky*. Mezi jezera zahrnuje pouze jezera perenní (trvalá), nikoliv jezera periodická, vzniklá např. v důsledku tání sněhové pokrývky či následkem povodně.

Hydrobiolog O. ŠTĚRBA (1986) také používá pojem *tůň* (telma), za kterou považuje menší prohlubně vyplněné vodou, které ve vegetačním období zarůstají kořenujícími rostlinami. Jezero od tůně odděluje tak, že to narozdíl od tůně není nikdy zarostlé po celé ploše. Jako problematické vidí zavedení pojmu močál, kam řadí mokřady, zvodnělá území, bažiny, rašeliniště nebo zamokřené delty řek. Uvádí, že nejvíce tůní se nachází právě v močálovitých krajinách a mají tudíž po biologické stránce mnoho společného. Rovněž upozorňuje na biologicky cenné mikroformy tůní, kterými jsou vykotlané stromy nebo pařezy

s dešťovou vodou (denrotelmy), vodní nádržky ve skalách (lithotelmy) nebo na listech rostlin (fytotelmy).

Z geomorfologických definic uveďme PETTICREWA (2004), který definuje jezero velmi široce jako útvar pomalu se pohybující vody obklopený souší. Definování a charakterizování jezer přenechává limnologům, kteří je dále dělí podle geologického původu, způsobu promíchávání a biologické produkce. DEMEK (1987) definuje jezero jako přirozenou vodní nádrž ve sníženině reliéfu pevnin, která není přímo spojená se světovým oceánem. Jezera jsou většinou součástí krajiny, které v geografickém smyslu nemají dlouhého trvání. FAIRBRIDGE (1968) definuje jezera z geologického pohledu na základě definice Forela jako dočasné vodní útvary, které jsou obvykle rychle vytvořeny a rychle zanikají, přičemž zanechávají o své existenci pouze skromný geologický záznam. Jezera jsou situována více do horských oblastí než do oblastí s nižší nadmořskou výškou. Nejvíce se nachází v oblastech nedávného zalednění. Značný počet jezer nalezneme rovněž v širokých říčních údolích s malým sklonem, kde tato jezera podávají svědectví o měnícím se říčním korytu (FAIRBRIDGE 1968).

Významný švýcarský limnolog počátku 20. století, F. A. Forel, formuloval definici jezera, která je dodnes citována v odborné geografické či limnologické literatuře (FOREL 1901): „Jako jezero je označována stojatá stagnující vodní hmota, která se nachází v prohlubni zemského povrchu, na všech stranách uzavřená, nemající přímé spojení s mořem“. Tato Forelova definice je ovšem velmi obsažná, lze ji použít pro každou vodní louži či tůňku, které jsou jezerem v užším slova smyslu a jako takové jsou dějištěm limnologických procesů v menším rozsahu. Podle Forela je tedy jezerem každá stojatá vodní akumulace bez přímého spojení s mořem, a to bez ohledu na to, jak je velká. Znamená to, že mezi jezera by takto patřily nejen louže, ale i rybníky a močály (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003). Proto FOREL (1901) vyděluje „jezera v užším slova smyslu“, rybníky a močály.

*Jezera v úzkém slova smyslu* mají tak velkou hloubku, že povrchové vlnění neovlivňuje jejich dno a břehová vegetace díky jejich hloubce nedosahuje na dno (s výjimkou litorálních oblastí). Jedná se tedy o vodní akumulace s nezarostlou oblastí největších hloubek. V hlubších jezerech mírných šířek je v letním období vyvinuto zřetelné vertikální teplotní zvrstvení. Pod svrchní prohrátou vrstvou vody (epilimniem) leží tzv. skočná vrstva, kde teplota v průběhu několika málo metrů skokem klesá. Pod ní leží vrstva chladnější vody (hypolimnion), blížící se u dostatečně hlubokých jezer 4°C, při nichž má voda největší hustotu. Existence tohoto charakteristického termického režimu s obdobími letního přímého zvrstvení (letní stagnace), jarní a podzimní homotermie a období zimního inverzního

zvrstvení (zimní stagnace) může rovněž napomoci k vymezení kategorie jezer a jejich rozlišení od rybníků, tůní, louží, rašelinišť či slatin a dalších typů drobných vod.

*Rybníky* jsou velmi mělké a díky tomu u nich nedochází k žádné zřetelné vertikální teplotní diferenciaci v průběhu roku. Při silném vlnění je ovlivňován celý vodní sloupec včetně jejich dna. Na rozdíl od jezer může vodní rostlinstvo břehové zóny porůstat celé rybníční dno. Kdybychom však tuto definici používali důsledně, mohlo by být rybníkem i velmi mělké avšak značně rozsáhlé Neziderské jezero (183 km<sup>2</sup>) na hranicích Rakouska a Maďarska (MARCINEK, ROSENKRANZ 1996), nebo německá jezera Dummer See a Steinhuder Meer, jak bylo uvedeno výše.

S přihlédnutím k rozboru literárních poznatků a s ohledem na specifické podmínky České republiky byla formulována následující definice jezera (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003): „Jezero je přírodní deprese na zemském povrchu nebo pod ním, trvale nebo dočasně vyplněná vodou, nemající bezprostřední spojení s mořem. Na rozdíl od rybníků a vodních nádrží se jezera nedají jednoduchým způsobem vypustit. Na rozdíl od mělkých stojatých vod, jako jsou drobné vody (louže, tůně), rybníky, jezera organogenní a fluviální, u hlubokých jezer neovlivňuje povrchové vlnění jejich dno a břehová vegetace díky jejich hloubce na dno nedosahuje. Oblast největších hloubek není tedy zarostlá vodní vegetací.“

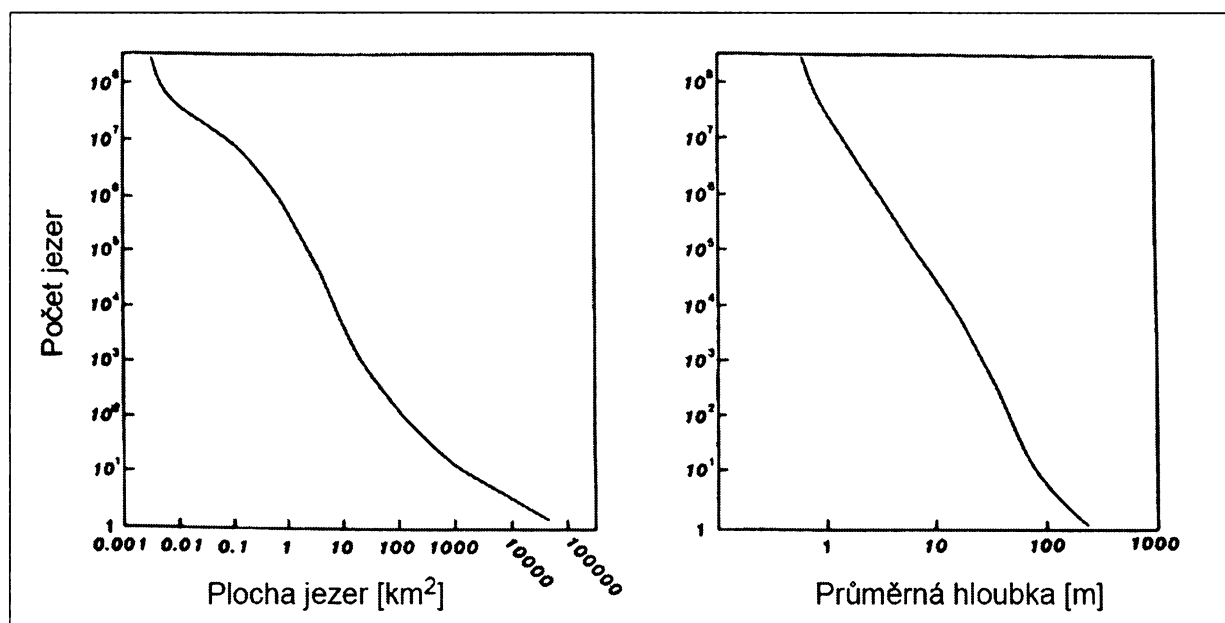
Vedle jezer přírodního původu se v České republice vykytují rovněž četné stojaté vodní akumulace v prostorách po těžbě nerostných surovin. Vzhledem k malému počtu přírodních jezer mají pro naši zemi význam a je třeba jim věnovat pozornost v rámci badatelského výzkumu. Jeho poznatky mohou napomoci úvahám o jejich racionálním budoucím využití, ať už v rámci záměrů ochrany přírody a krajiny, k vodohospodářským účelům či rekreačnímu využití. Vodní akumulace vzniklé těžební činností člověka označujeme jako jezera *antropogenní*. Pojmenování „jezero“ přitom užíváme i přes to, že nevznikla přírodními procesy. Mnohá z nich však přírodní jezera vlastnostmi svých vod připomínají. Zvláště ta antropogenní jezera, která vznikla po dávné těžební činnosti, vytvářejí často cenné přírodní ekosystémy, jež je potřeba zachovat pro budoucí generace. Vzhledem k tomu, že mezi tato jezera řadíme pouze ta, která nelze běžným způsobem vypustit a ovlivnit tak výrazně jejich ekosystém, má akumulovaná voda podobné vlastnosti a vývoj jako přírodní jezera.

Z výše uvedeného rozboru je patrné, že existují poměrně výrazné rozdíly mezi hlubšími a mělkými jezery. Projevují se především v rozdílném uplatnění vlivu atmosférických faktorů na jezerní ekosystém, což má přímou odezvu v odlišném teplotním režimu a v dalších fyzikálních vlastnostech vod. Zřetelné rozdíly jsou patrné i v zastoupení

vodní vegetace na hladině jezera. Proto by bylo potřeba zavést do klasifikace dvě kategorie – jezera hluboká a mělká.

Poměrně problematické se jeví zohlednění velikosti či objemu stojatých vod a jejich využití pro definici jezera. S podobným přístupem se lze setkat při klasifikaci jezer v zemích se značným počtem jezer, mezi nimiž převládají přirozené rozsáhlé vodní akumulace glaciálního původu, např. v Kanadě, USA, Skandinávii nebo v Rusku. Každý takový přístup, tj. vymezení kategorie „jezero“ nad určitou plochu či objem zadržované vody nelze považovat za šťastný, a to především z genetického hlediska. I malé vodní plochy mohou být dostatečně hluboké, aby vyhovely definici „jezera v užším slova smyslu“ či typického „hlubokého jezera“. Příkladem mohou být např. malá karová jezera či některá jezera sopečného původu (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003).

J. KALFF (2002) rozlišuje celkem čtyři velikostní kategorie světových jezer: největší jezera s plochou nad 10 000 km<sup>2</sup>, velká jezera (100 – 10 000 km<sup>2</sup>), střední jezera (1 – 100 km<sup>2</sup>) a malá jezera (0,1 – 1 km<sup>2</sup>). Velikostní kategorie od 1 do 10 ha je uváděna jako „large ponds (velké rybníky)“ a vodní plochy pod 1 ha jako „other ponds (ostatní rybníky)“. Obě posledně jmenované kategorie jsou pak zařazeny do skupiny „small water bodies (drobné vody)“. Vzhledem k jejich odhadovanému celkovému počtu na Zemi (několik set tisíc) nelze tato jezera nijak opomíjet (viz obr. 1). Podle Kalffova velikostního členění jezer se v Česku nevyskytuje ani jedno střední jezero, pouze několik malých jezer o ploše větších než 10 ha.



**Obrázek 1:** Počet světových jezer podle plochy a průměrné hloubky (upraveno podle WETZEL 2001).

## **4. METODY FYZIKÁLNĚ-LIMNOLOGICKÉHO VÝZKUMU**

### **4.1. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY V LIMNOLOGII**

#### **4.1.1. Metody batymetrického mapování jezer**

Primární metodou k určování morfologie jezerní pánve je tvorba batymetrické mapy. Metodami tvorby batymetrické mapy se zabývala řada autorů, výsledné metody mapování se liší podle velikosti mapované vodní plochy nebo podle potřeb podrobnosti výsledné mapy. Světová literatura se příliš nezabývá mapováním menších jezer, protože v „tradičních limnologických velmocích“ je pozornost zaměřena na rozsáhlé jezerní soustavy většinou s plošně rozsáhlými vodními plochami.

Při mapování velké vodní plochy je nejjednodušší obstarat si podrobnou topografickou mapu nebo letecký či satelitní snímek příslušného rozlišení o známém měřítku. Získáme tak obrys břehové linie a odpadá její pracné vyměřování. Břehovou linii velkých jezer můžeme také vyměřit pomocí ručního přístroje GPS. Do získaného obrysu břehové linie označíme body, z nichž vychází profil pro hloubková měření. V dalším textu se zaměříme na možnosti podrobného mapování menších vodních ploch podle metodiky vypracované na katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze autorem této práce a J. Česákem (ČESÁK, ŠOBR 2005).

Metodika vychází z přístupů, které jsou používány více než sto let. Na dlouholetý geografický výzkum jezer, který započal mapováním šumavských glaciálních jezer prof. Václav Švambers, navazovali postupně další vědci (JANSKÝ 1996). Metody jejich batymetrického mapování se výrazně nelišily. Základem je vymapování břehové linie, po kterém následuje měření hloubek podél vytyčeného profilu. Období dlouhých desetiletí, kdy se výzkumníci neobešli bez teodolitu pro měření úhlů, pásem pro měření délek a olovnice pro měření hloubek, střídá éra měření pomocí moderních přístrojů – totální geodetické stanice a sonarů. Ruční vykreslování břehové linie a interpolaci naměřených hloubek nahrazuje počítačové zpracování naměřených hodnot pomocí několika typů software.

Jelikož nelze vždy použít totální geodetickou stanici (jedná se velmi drahý a poměrně složitý přístroj) pro vyměření půdorysu jezera, je v samostatné části nastíněn i postup měření pomocí ortogonální metody. Popsané metody mapování lze využít u většiny českých jezer přírodního či antropogenního původu. Pro mapování větších vodních ploch (přehrady, plošně velká jezera) je nutné metodiku upravit, přičemž základ zůstává stejný – získat místa na

hladině jezera s přiřazenými souřadnicemi  $x$ ,  $y$ ,  $z$  pro počítačové či ruční vykreslení hloubnic. Nabízí se zde kombinace GPS a echolotu s možností ukládání dat ve zvoleném intervalu.

#### **4.1.1.1. Metody mapování břehové linie**

Ještě před započítáním vlastního terénního mapování je důležité seznámit se s mapovanou vodní plochou. Je nutné předem jezero obejít, vybrat místa, kde bude vhodné zřídit základní polygonové body (kde bude možné snadno postavit stativ s teodolitem nebo totální stanicí s odkrytým výhledem na ostatní body). Rovněž je potřeba znát alespoň přibližně hloubkové poměry jezera, abychom mohli správně rozmístit vrcholy příčných profilů pro měření hloubek (viz 4.1.1.2).

Mapování břehové linie lze provádět dvěma základními způsoby. Tím méně moderním a více pracným způsobem je mapování pomocí ortogonální metody. Díky pokroku moderních technologií ve výrobě geodetických přístrojů a počítačových programů, můžeme v současné době provádět půdorysná a batymetrická mapování jezer mnohem rychleji a přesněji využitím totální geodetické stanice s vnitřní pamětí a počítačových programů MapInfo či ArcView a Surfer.

Pro obě dvě metody je důležité vyznačit si vhodným způsobem (např. terčíky s čísly) body na břehové linii, které využijeme pro vytyčení profilů, na nichž budeme provádět hloubková měření. Každý takto vyznačený bod je nutné zaměřit a mít jej přesně zanesený v půdorysném plánu, protože z něho bude vycházet jeden či více hloubkových profilů, které je posléze potřeba přesně lokalizovat ve vykreslené mapě. Podél těchto linií jsou potom měřeny hloubky. Počet profilů a jejich rozmístění na břehové čáře pečlivě zkontrolujeme (nejlépe pomocí jednoduchého náčrtku vodní plochy), aby hustota hloubkových měření byla dostatečná a rovnoměrná po celé ploše jezera.

#### **Mapování břehové linie ortogonální metodou**

Mapování ortogonální metodou spočívá ve využití uzavřeného polygonového pořadu a pravoúhlých souřadnic. Polygonový pořad je prostorová lomená čára, která je určena vodorovně měřenými délkami stran a vodorovnými úhly, které mezi sebou strany svírají. Jednu stranu polygonového pořadu je potřeba zorientovat k severu, pro naše účely postačuje pomocí kapesního kompasu nebo buzoly. Polygonové strany slouží jako základny, vůči nimž se určuje poloha zvolených bodů na břehové linii pomocí pravoúhlých souřadnic – kolmicemi a staničením. Kolmice udávají kolmou vzdálenost vybraného bodu břehové linie od polygonové strany. Staničení udává vzdálenost paty kolmice od začátku polygonové strany.

Z důvodů přesnosti měření je nutné vést polygonové strany co nejbližší k břehové linii jezera, délka kolmice by neměla přesáhnout 2 m (ČAPEK ET AL. 1992). Ideální je mapování touto metodou na zamrzlé nezasněžené vodní hladině, kdy polygonový pořad leží uvnitř jezera, jako tomu bylo při mapování jezera Laka (ŠOBR 1999).

Měření horizontálních úhlů provádíme pomocí teodolitu (např. THEO 080 A), všechna délková měření pomocí pásem. Polygonové body je potřeba volit tak, aby bylo možno na ně postavit přístroj a aby z něho bylo dobře vidět na oba sousední body při měření horizontálního úhlu. Zároveň se snažíme vybrat co možná nejmenší počet polygonových bodů, protože s jejich narůstajícím počtem roste riziko chyby. Kontrolu správnosti měření vnitřních úhlů polygonu lze provést pomocí jednoduchého vzorce pro součet vnitřních úhlů v mnohoúhelníku (kde  $n$  je počet polygonových bodů):

$$\sum \alpha = (n - 2) \cdot 200^{\circ}$$

Z naměřených hodnot potom buď ručně nebo pomocí geodetického programu (např. KOKEŠ) vykreslíme půdorysný plán jezera. Ručně vykreslený plán je možné po digitalizaci napasovat jako rastrovou vrstvu na digitální model reliéfu a usadit vytvořený půdorysný plán jezera do globálního souřadného systému.

### ***Mapování břehové linie pomocí geodetické totální stanice***

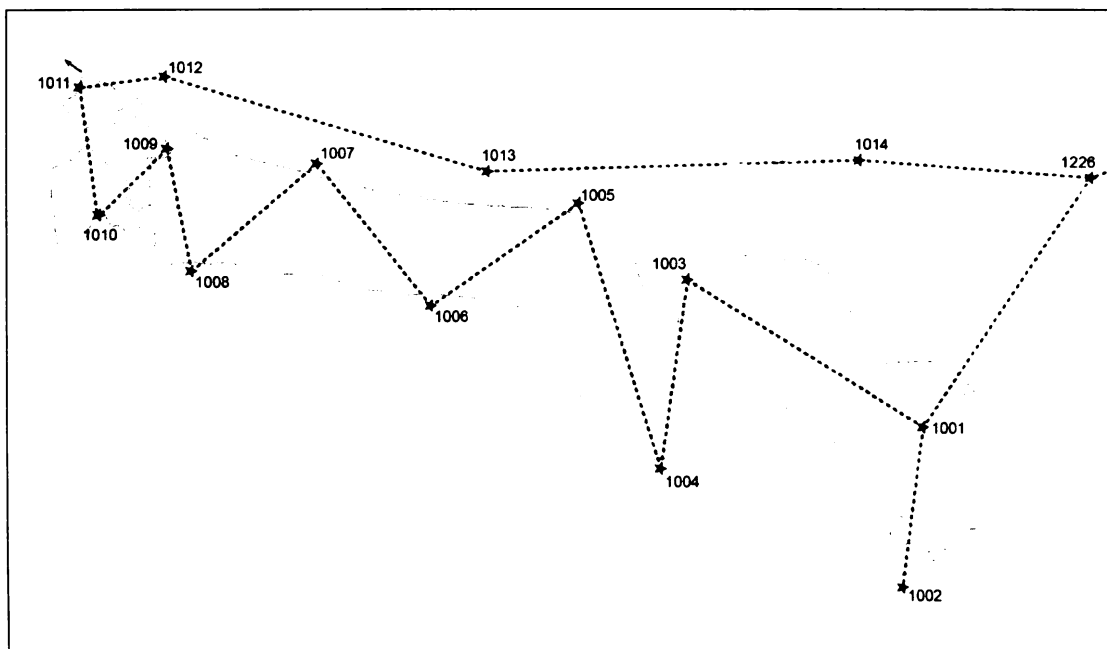
Geodetické totální stanice jsou přístroje, které slouží k měření a vytyčování vodorovných a svislých úhlů, délek a k registraci naměřených dat s možností matematických operací s těmito daty (přepočítání šikmé délky na vodorovnou, převod polárních souřadnic na pravoúhlé, výpočet převýšení atd.). Totální stanice je souosé spojení elektronického teodolitu s elektrooptickým světelným dálkoměrem. Úhlové a délkové hodnoty lze odečítat přímo na displeji a zároveň je registrovat ve vnitřní paměti přístroje. Vnitřní paměť totální stanice má kapacitu až několik tisíc naměřených bodů, ty se pak přenesou do počítače buď pomocí propojovacího kabelu nebo externí paměťové karty.

Výsledkem měření půdorysu jezera pomocí tohoto přístroje je síť bodů se známými souřadnicemi  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , přičemž  $z$  je výšková souřadnice by měla mít vždy stejnou hodnotu rovnou absolutní výšce hladiny jezera. Můžeme se rozhodnout, jaké vstupní souřadnice do stanice zadáme. První možností je uchycení do souřadnicového systému JTSK - zadat geodetické souřadnice z trigonometrického nebo zhušťovacího bodu, na kterém zřídíme první stanovisko. Geodetické údaje trigonometrických a zhušťovacích bodů získáme z databáze, která je v současné době dostupná na internetové adrese <http://dataz.cuzk.cz/prehledky.php>. Každý



trigonometrický nebo zhušťovací bod má jednostránkovou tabulku, kde jsou uvedeny všechny důležité údaje: číslo a název bodu, souřadnice, nadmořská výška, orientace na další body, přehledná mapka lokalizace bodu.

Postupujeme tak, že nejprve postavíme stativ s totální stanicí nad bod a provedeme centraci a horizontaci. Dále zadáme souřadnice  $y$ ,  $x$ ,  $z$ , které opišeme z listu geodetických údajů daného bodu. Následně provedeme orientaci, která spočívá v zaměření na jiný geodetický bod opět podle údajů z listu. Zde je potřeba upozornit na nejednotnost udávání orientace – některé orientace jsou udány v grádech, některé ve stupních. Do totální stanice je potřeba zadat hodnotu úhlu v úhlových jednotkách, které jsou v totální stanici nastavené. Dále postupujeme tak, že vedeme volný polygonový pořad až k místu prvního stanoviště u mapované vodní plochy. Ve směru k zájmovému území (jezeru) postavíme stativ s odrazným hranolem a zaměříme tento bod. Poté přeneseme totální stanici na takto změřený bod, zadáme jej (jeho číslo) jako stanovisko (souřadnice jsou již uloženy v paměti mezi měřeními) a provedeme orientaci na předchozí (trigonometrický nebo zhušťovací) bod. Takto postupujeme, až dojdeme k mapovanému objektu. Každý zaměřený bod má své pořadové číslo, které je přiřazováno automaticky nebo si jej můžeme zvolit. Je dobré zvolit zcela odlišná čísla bodů polygonového pořadu od čísel, která budeme používat pro body měřené na břehové linii (obr. 2).



**Obrázek 2:** Schéma uzavřeného polygonového pořadu na příkladu mapování Mladotického (Odlezelského) jezera. Čísla polygonových bodů byla číslována od hodnoty 1001, aby byla odlišena od čísel bodů podrobného mapování břehové linie (ta byla číslována od hodnoty 1). Běžně se používá volný polygonový pořad, zde bylo využito uzavřeného pořadu z důvodu kontroly našeho prvního měření polohopisu s geodetickou totální stanicí (ČESÁK, ŠOBR 2005).

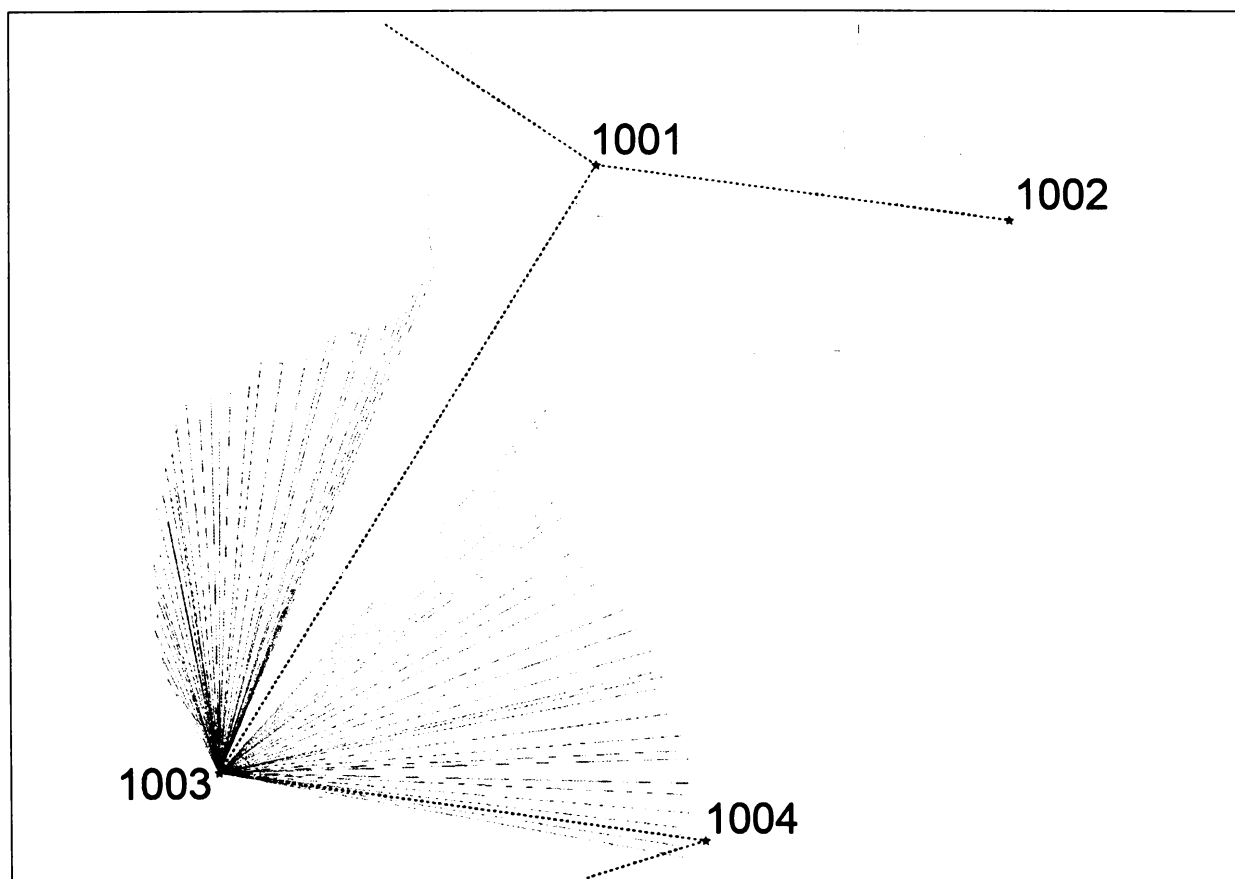
Pokud se nenachází v blízkosti zkoumané lokality žádný geodeticky zaměřený bod, lze použít k určení souřadnic přístroj GPS. GPS přístroje většinou udávají souřadnice v systému WGS 84 (zeměpisné souřadnice), tyto souřadnice však nelze do totální stanice zadat. Je nutné provést jejich převod pomocí příslušného programu na souřadnice JTSK (nebo použít geodetický GPS přístroj, který měří souřadnice bodu v systému JTSK). Orientaci potom provedeme na jiný bod zaměřený pomocí GPS přístroje. Další možností je zorientování totální stanice podle kompasu k jihu (totální stanice osazená do systému JTSK má horizontální úhel  $0^\circ$  na jihu) a zadáme v tomto směru horizontální úhel  $H_z = 0$ . Takto popsany způsob orientace v sobě ale zahrnuje značnou chybu, protože přístroj GPS udává polohu podle použitého přístroje s přesností 1 – 10 m, nadmořskou výšku obvykle s přesností 1 – 20 m (STEINER, ČERNÝ 2003). Při terénním měření byla používána i geodetická GPS Leica GS 50 s automatickou korekcí pomocí GSM signálu. Přesnost měření zobrazovaná na displeji přístroje se v místech s kvalitním signálem pohybuje i na hodnotách kolem 0,3 m, ovšem skutečná chyba zjištěná přeměřením totální stanicí byla několikrát vyšší. Proto je zapotřebí v případě použití této metody umístit bod, který použijeme pro orientaci stanoviska, pokud možno co nejdále, aby byla chyba měření co nejmenší. Rovněž určení orientace podle kompasu není dostatečně přesné.

Třetí možností je založení tzv. místního souřadného systému, kdy zadáme jako výchozí souřadnice hodnoty  $x = 0$ ,  $y = 0$ . Hodnotu nadmořské výšky můžeme zadat rovněž nulovou nebo zadáme hodnotu zjištěnou z mapy nebo výškoměru. Orientaci provedeme rovněž zadáním  $H_z = 0$ , a to nejlépe k severu určenému pomocí kompasu.

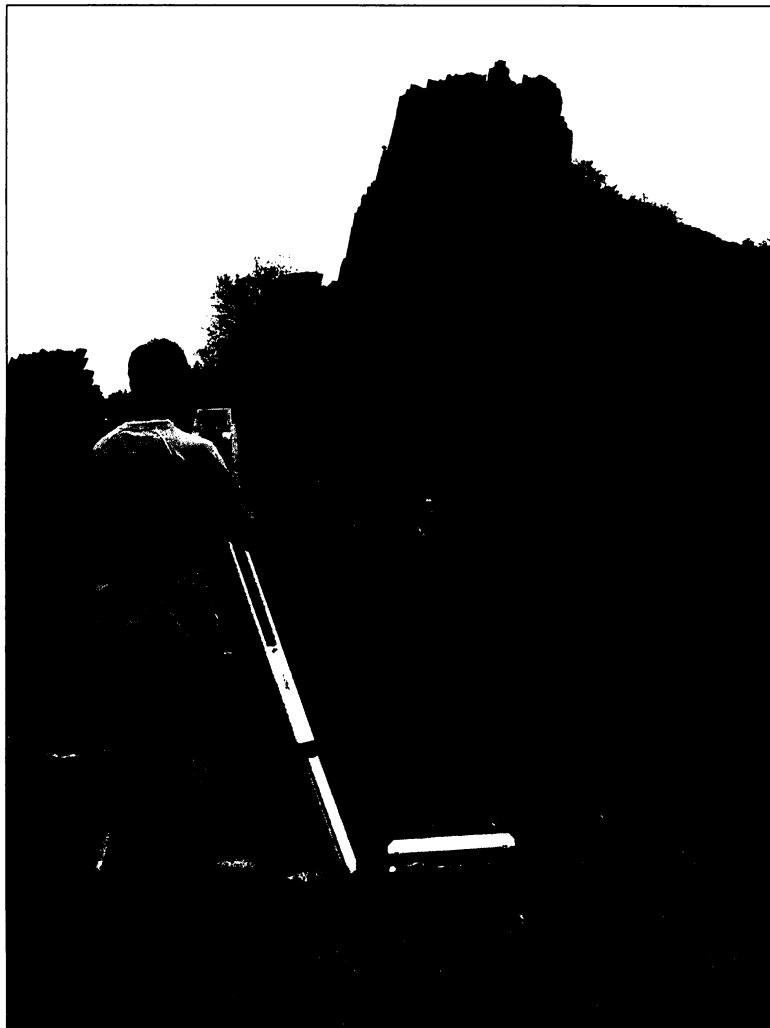
Poté co máme nastaveno stanovisko a orientaci, můžeme začít s podrobným měřením polohopisu, v našem případě břehové linie. Výhodou totální stanice je, že lze zmapovat celou vodní plochu z několika stanovisek (u menších a přehledných jezer i z jednoho). Proto je velmi důležité zvolit si stanoviska, ze kterých bude vidět pokud možno co největší část břehové linie. Jednotlivá stanoviska je nejlepší zaměřit na začátku měření a přidělit jim čísla, která budou výrazně vyšší než čísla bodů, změřených na břehové linii, aby nedošlo při vykreslování bodů k záměně. Tato čísla bodů je důležité si zapsat, protože při přemístění přístroje (stativu) z jednoho bodu na druhý bude opět nutné zadat stanovisko (postačuje zadat číslo příslušného bodu, souřadnice se doplní z paměti automaticky) a zorientovat přístroj na jiný bod (viz obr. 2).

Měřené body na břehové linii volíme v závislosti na tvaru břehové linie (lineární průběh – méně bodů, nepravidelný průběh břehové linie – větší hustota měřených bodů), stejně jako u ortogonální metody. Na zvolených bodech potom figurant umísťuje odrazný

hranol, na který se zaměřuje (obr. 3). Jednotlivé zaměřené body jsou automaticky číslovány. Přesnost měření břehové linie je po správném nastavení totální stanice závislá pouze na figurantovi s odrazným hranolem, který musí výtyčku s odrazným hranolem držet kolmo nad břehovou linií (obr. 4). Zde dochází k první generalizaci průběhu břehové linie. Pokud se vyskytne nepřístupný úsek na břehové linii (příkrá skála a pod.), lze měřit pomocí viditelné laserové stopy bez nutnosti použití odrazného hranolu. Použití laserového paprsku je limitováno vzdáleností od překážky, ta závisí na typu přístroje (např. Leica TCR 705 může bez použití odrazného hranolu měřit až na vzdálenost 180 m). Body vyznačené na břehové linii terčíky, které slouží ke konstrukci hloubkových profilů, je nutno při měření vhodným způsobem kódovat, abychom je odlišili od ostatních měřených bodů a mohli je správně identifikovat (např. kód PROF 12 a pod.). Je vhodné si při měření psát poznámky vždy s příslušnými čísly bodů, velmi je upotřebíme při tvorbě mapy v počítačových programech.



**Obrázek 3:** Ukázka podrobného mapování břehové linie Mladotického (Odlezelského) jezera ze stanoviště č. 1003. Čáry vycházející z bodu 1003 představují jednotlivé záměry totální stanice na odrazný hranol (ČESÁK, ŠOBR 2005).



**Obrázek 4:** Mapování břehové linie pomocí totální geodetické stanice (TS). Infračervený paprsek vysílaný TS se odráží od odrazného hranolu, který je umístěn na teleskopické výtyčce. Výtyčku umísťují figuranti na měřená místa břehové linie (foto J. Česák).

#### **4.1.1.2. Metody měření hloubek**

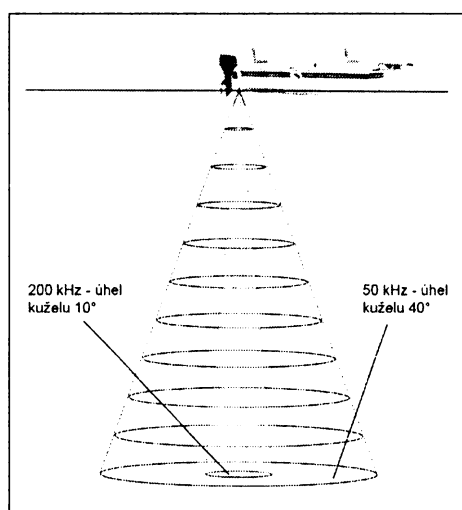
##### ***Použití echolotu***

Dříve používané metody měření hloubek pomocí olovnice nebo závaží jsou poměrně přesné, zato však vzhledem ke své pracnosti časově náročné. V současné době jsou běžně dostupné echoloty, pomocí kterých můžeme určovat hloubku velmi pohodlně. Přesnost měření závisí na měřené hloubce. Čím je tato větší, tím klesá přesnost až na 0,3 m. Ze získaných zkušeností v porovnávání měřených hodnot se závažím spouštěným na cejchované šňůře můžeme konstatovat, že u hloubek do 50 m je přesnost do 10 cm. Rozsah měřených hloubek echolotem se většinou pohybuje mezi 0,4 – 200 m. Existují echoloty s vnitřní pamětí, takže odpadá nepříjemné zapisování hodnot hloubek zvláště v deštivém počasí. Některé typy echolotů jsou dokonce vybaveny GPS přístrojem, takže ukládaný bod obsahuje souřadnice  $x$ ,

y, z. Tento přístroj je ale vzhledem k přesnosti měření pozice využitelný pouze na plošně rozlehlých vodních plochách s dobrým příjmem družicového signálu, takže u většiny přírodních i antropogenních jezer v Česku jej není možné využít.

Echolot je přístroj, který zobrazuje informace o prostředí pod vodní hladinou, které získává příjmem vysílaných vln. Skládá se ze sondy (transduceru) instalované pod vodní hladinou, která vysílá vysokofrekvenční emitované vlnění formou kónického kuželu (frekvence většinou 50 – 200 kHz). V okamžiku, kdy vyslaná vlna narazí na dno nebo se dostane do kontaktu s rybou či jiným objektem, odrazí se zpět a je sondou přijímána. Sonda přijímá vlny (tzv. echa) jako signály a posílá je do samotného přístroje, kde se zpracovávají a zobrazují na displeji.

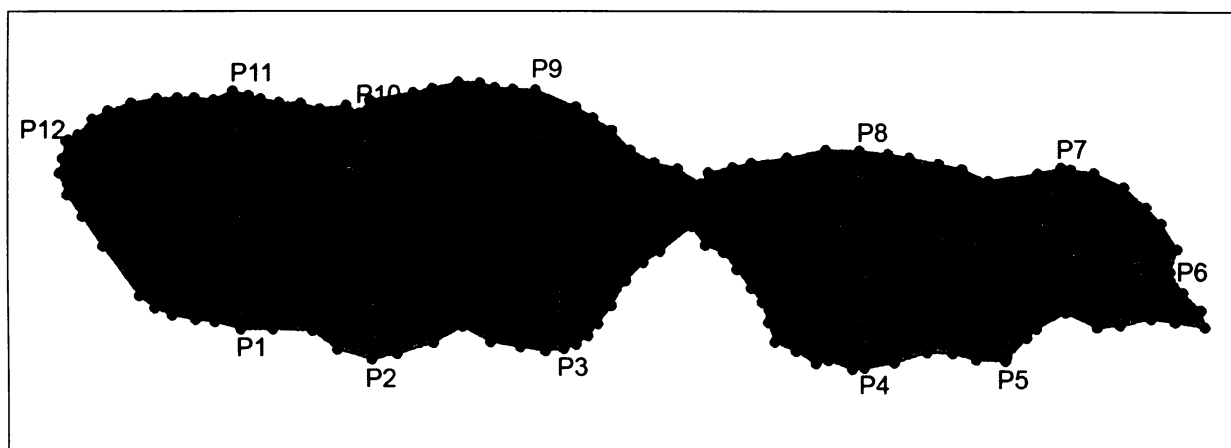
Sonda echolotu musí být umístěna na nosníku tak, aby byla neustále ponořena pod vodou a její spodní plocha, ze které vychází vysokofrekvenční vlnění, musí být vodorovná s hladinou. Pokud nejsou tyto podmínky splněny, nebude přístroj měřit přesně. Většina moderních echolotů je dvoufrekvenčních. Při použití nižší frekvence (50 kHz) je větší velikost úhlu rozevření kuželu (asi 40°). Tímto způsobem můžeme pozorovat rozsáhlejší oblasti dna, ale s menší přesností měření hloubky. Největší přesnosti měření hloubky dosáhneme při větší frekvenci (200 kHz), kdy je úhel rozevření kuželu asi 10° (obr. 5). Pokud to přístroj umožňuje, zvolíme nastavení duální frekvence. Výsledná hodnota hloubky je pak vypočtena ze dvou měření a je mnohem přesnější. Echoloty jsou schopné rozlišit měkký (např. bahnitý) nebo tvrdý (kamenný) povrch dna. Typ dna je zobrazován na obrazovce barvou podloží (světlejší odstíny - měkký zvodněný sediment, tmavší - tvrdý zpevněný povrch).



**Obrázek 5:** Znárodnění změny velikosti úhlu kuželu vlnění a frekvence transduceru (upraveno podle GARMIN 2004).

### ***Měření hloubek v příčných profilech***

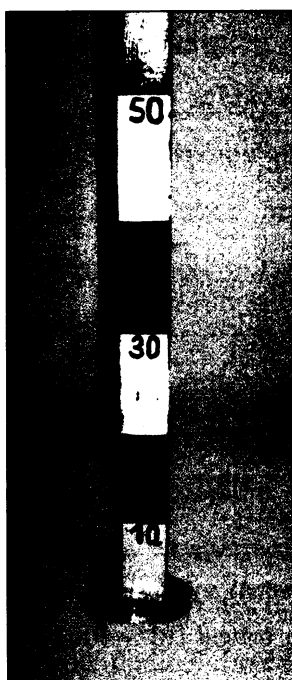
Jak již bylo výše uvedeno, je potřeba mít před započítím batymetrického měření alespoň hrubou představu o rozložení hloubek na mapované lokalitě. Z dříve určených a přesně zaměřených bodů břehové linie vytyčujeme napříč jezerem profily (obr. 6). Přes jezero se napne šňůra z vhodného materiálu (nutno použít materiál odolný proti natahování – kevral, speciální pevnostní rybářské vlasce), na které jsou umístěny značky v určitém intervalu. U těchto značek potom měříme hloubku. Interval značek (měření) je závislý na velikosti mapovaného jezera. Čím menší je plocha jezera (resp. délka profilu), tím by měl být interval měření menší. Standardně používáme vzdálenost značek v intervalu 5 m u větších jezer, u menších vodních ploch (např. drobná rašelinná jezírka) interval 1 m.



**Obrázek 6:** Na základě v terénu zaměřených bodů břehové linie (znázorněné červeně) vykreslíme průběh břehové linie. Zobrazíme si popis bodů, ze kterých vycházely profily hloubkových měření (P1 – P12). Na profilech jsou modře znázorněna místa, ve kterých jsme prováděli hloubková měření.

Hloubky se měří z člunu, který se pohybuje podél napnutého pevného vlasce (transducer by měl být umístěn co nejbližší profilu). Ve vyznačených bodech na vlasci (osvědčily se dřevěné korálky) se na displeji echolotu odečítají hodnoty hloubek, které se ručně zapisují nebo se ukládají do vnitřní paměti echolotu. K vlastnímu měření je nutné použít stabilní člun, aby se minimalizovala možnost jeho převrhnutí. Dále je potřeba kontrolovat, aby rychlost pohybu člunu byla úměrná rychlosti změn hloubky na displeji. Pokud se pohybujeme nad rovným dnem, můžeme se pohybovat rychleji než nad místy s větší členitostí nebo při dojíždění ke břehu. Echolot má vždy nepatrné zpoždění, které je dáno zpracováním signálů ze sondy a jejich zobrazením na displeji. Je potřeba získat určitou praxi a dokonale se seznámit s vlastnostmi echolotu pomocí kontrolních měření hloubek.

Vzhledem k rozsahu měření echolotu je problematické vyměření hloubek mělčin. V místech, která jsou jednak zarostlá vodní vegetací nebo jsou mělčí než 0,4 m, echolot nepracuje správně resp. ukazuje chybné hodnoty. Zde je potřeba použít ruční metodu měření hloubek. Lze doporučit cejchovanou lať délky cca 1 m, která je na konci opatřena podložkou, která zabraňuje jejímu proniknutí např. do bahnitého dna a zkreslení měření. Stejně tak je nutné postupovat při měření organogenních jezer – rašelinišť a slatinišť. V těchto lokalitách rovněž echolot nepracuje správně, protože se signál odráží od vegetace ve vodním sloupci a je proto potřeba měřit hloubky mechanicky pomocí cejchované latě (obr. 7).



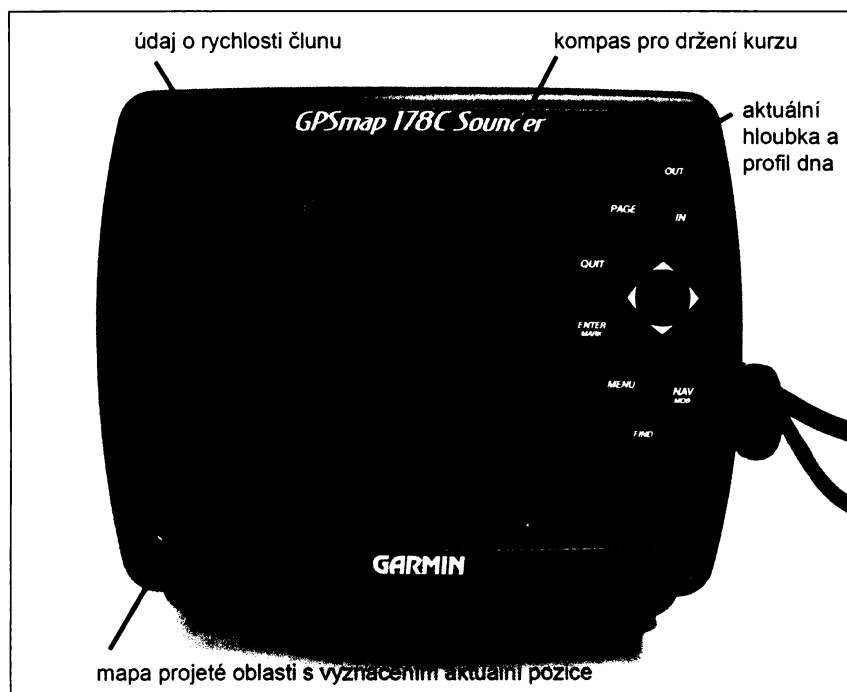
**Obrázek 7:** Cejchovaná lať pro měření hloubek vody na mělčinách je dělená po 10 cm, hloubku odečítáme zpravidla s přesností na 5 cm.



**Obrázek 8:** Echolot Garmin umístěný na člunu při mapování jezera Petrova v Kyrgyzstánu. Anténa je umístěna na teleskopické tyči pro zlepšení příjmu signálu. Transducer je umístěn na pohyblivé tyčce, aby bylo možno měnit hloubku jeho ponoření v závislosti na zatížení člunu (foto M. Černý).

### **Mapování hloubek pomocí echolotu s GPS**

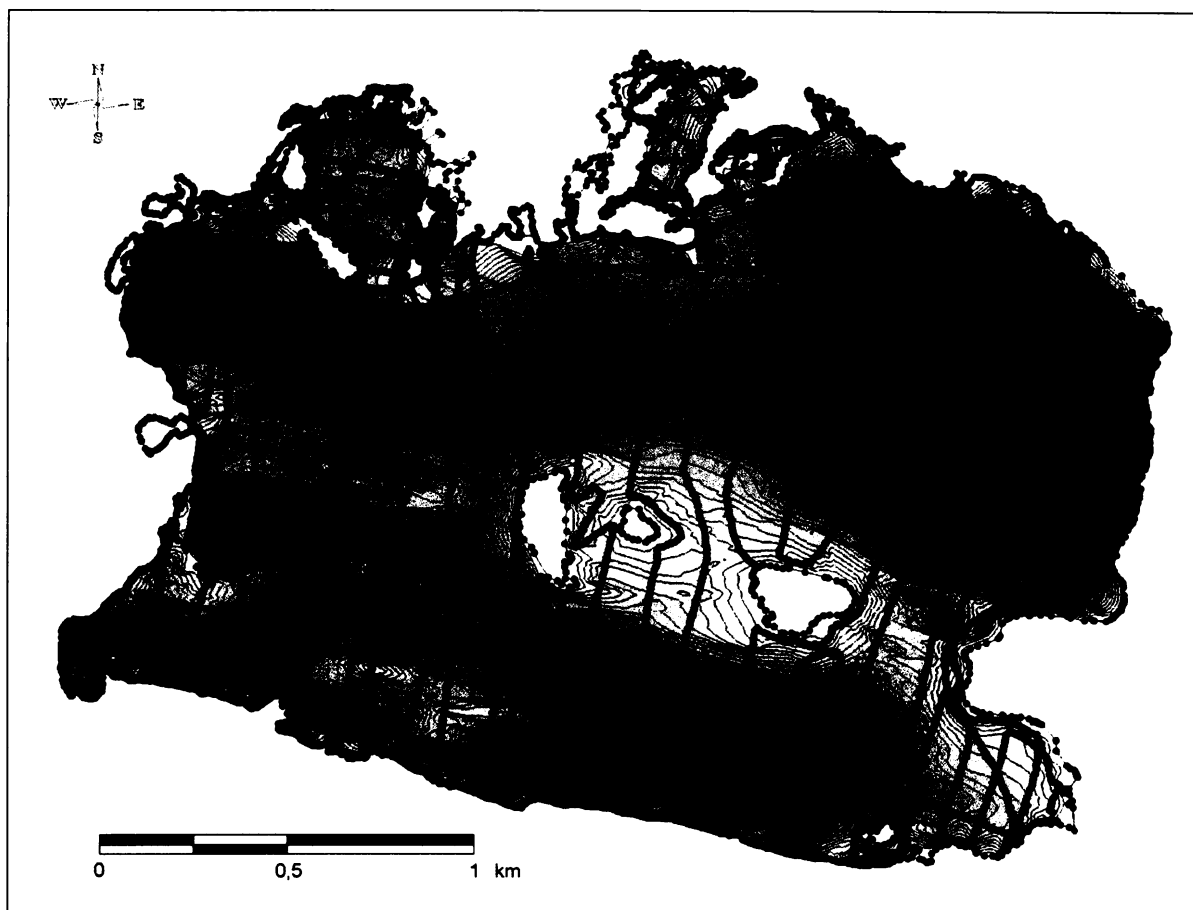
Pokud potřebujeme provést batymetrická mapování na vodní ploše, jejíž rozměry převyšují technické možnosti vytyčování profilů pomocí nataženého lanka se značkami, lze využít echolot kombinovaný s GPS přijímačem (např. Garmin GPSmap 178C Sounder). Na obrázku 8 je vidět umístění teleskopické antény nad hlavami sedící posádky, není tak rušen příjem signálu GPS. Přístroj na displeji ukazuje jednak hloubku a profil dna, jednak ukazuje současnou polohu plavidla (obr. 9). U výše zmíněného typu echolotu lze nastavit automatické ukládání dat v nejmenším intervalu 10 m, přístroj sám potom data o poloze a hloubce nejen ukládá, ale v levé části obrazovky i zobrazuje projetou trasu. Zobrazení projeté trasy u jezer o větší ploše je velmi důležité pro naši orientaci a pro kontrolu hustoty měření (viz obr. 10).



**Obrázek 9:** Obrazovku echolotu Garmin GPSmap178C Sounder lze nastavit na současné zobrazování pozice (mapka vlevo) a hloubkového profilu.

Z echolotu získáme body o známých zeměpisných souřadnicích a naměřené hloubce. Tato data použijeme pro další zpracování mapy stejně jako při předcházející metodě. Při využívání tohoto postupu mapování musíme mít na paměti, že přesnost GPS přístroje se pohybuje kolem 5 m, proto nelze tuto metodu uplatnit u menších vodních ploch vzhledem k možné chybě v určení polohy. Zaměření břehové linie u velkých jezer, kde k měření hloubek použijeme popsanou metodu, provedeme buďto pomocí kapesního GPS přístroje nebo digitalizací leteckého nebo družicového snímku.





**Obrázek 10:** Batymetrická mapa jezera Petrova (Tjan-Shan, Kyrgyzstán). Červenými body je znázorněno více než 6 tisíc změřených hloubek. Pomocí mapy na obrazovce echolotu se podařilo zachovat přibližně stejnou hustotu měření na celém jezere.

#### **4.1.1.3. Tvorba batymetrické mapy**

##### ***Ruční interpolace***

Poměrně zastaralou ale relativně přesnou metodou je vykreslování batymetrické mapy pomocí ruční interpolace. Tuto metodu názorně popisuje např. KUNSKÝ ET AL. (1959) na příkladu Malého Javorského jezera. Do vykresleného půdorysného plánu v odpovídajícím měřítku zakreslíme koncová místa příčných profilů, na kterých jsme prováděli hloubková měření. Úsečkami tato místa propojíme a vyznačíme si body, na kterých jsme prováděli hloubková měření. K těmto bodům připišeme naměřené hloubkové údaje. Dále sestrojíme jednotlivé izobaty v předem zvoleném intervalu. Začneme vykreslováním hloubnice, která je nejbližší břehu, např. jednometrové. Získáme jí spojováním sousedních bodů, jejichž hodnota hloubky je 1 m. Body izobaty získáme interpolací naměřených hodnot na profilech. Obdobným způsobem získáme dvoumetrové, třímetrové a další hloubkové body. Hloubkové body o stejných hodnotách potom spojíme podle průběhu břehové linie, čímž získáme jednotlivé izobaty (viz také ČAPEK ET AL. 1992).

### ***Zpracování půdorysných měření v programu MapInfo***

Získané bodové pole z terénního měření je potřeba importovat do PC. Při počítačovém zpracování dat a následném modelování se používá kombinace několika software. Zde jsou stručně popsány postupy počítačového zpracování:

#### *Stahování dat z totální stanice*

Totální stanice umožňuje ze všech registrovaných dat při stahování z paměťové karty načítat pomocí námi definovaného filtru pouze data a formát datového souboru, který potřebujeme k modelování jezerních pánví. Ostatní údaje by znepráhledňovaly tabulku uložených hodnot (filtr vybírá pouze: číslo bodu, výšku odrazného hranolu, vzdálenost bodu, vertikální a horizontální úhel, souřadnice Y, X, a Z a kód). Uložená data na paměťové kartě totální stanice exportujeme přes komunikační kabel ve formátu \*.txt (možno též využít formát \*.gsi).

#### *Práce ze surovými daty*

Data ve formátu \*.txt otevřeme v programu Excel, kde provedeme kontrolu dat. Tento mezikrok je velice důležitý pro správné vykreslení bodového pole v programech GIS. Jak bylo uvedeno v části 4.1.1.2., bodům břehové linie, které jsou označeny terčikem (jsou to konce hloubkových profilů – též viz obr. 6), přiřazujeme před vlastním změřením bodu kód, který se ale uloží nad řádek bodu, ke kterému byl kód přiřazen jako samostatný krok. Proto je nutno přesunout kódy do odpovídajícího řádku, tj. do posledního sloupce níže ležícího řádku.

#### *Tvorba bodového pole v programech GIS*

Výše uvedené postupy nám umožnily připravit si bodové pole souřadnic  $X$  a  $Y$  pro správné vykreslení v programu MapInfo. V tomto programu načteme data přímo ve formátu \*.xls a v záložce „Tabulka – vytvořit bodové objekty“ nám program vykreslí shluk bodů. Pro správné zobrazení bodů, měřených v systému JTSK, je nutno dbát na správné zadání excelových sloupců se souřadnicemi do MapInfu. Do kolonky souřadnice  $X$  vložíme data  $Y$ , do kolonky  $Y$  vložíme data  $X$ , oboje data násobíme číslem -1. Rovněž je nutné nastavení dostatečné meze projekce, ve které se data zobrazují (nezeměpisné souřadné systémy, metry – meze  $X, Y$  -10 000 000 až +10 000 000). Tento krok je důležitý pro správné vykreslení bodového pole – není nijak stranově převrácené a celá mapa je orientována k severu podle geografických zvyklostí.

Z vykresleného shluku bodů vytvoříme polygon břehové linie. Při malém datovém souboru můžeme v nově vytvořené vrstvě ručně spojit body břehové linie a vytvořit polygon (často je potřeba při složitějším průběhu břehové linie zobrazit si čísla měřených bodů, a břehovou linii vykresluje podle poznámek z terénního měření). Pro automatické vykreslení

(spojení jednotlivých bodů) polygonu lze použít nástroj *Connect Points*. Tento nástroj není v základním vybavení programu MapInfo, je potřeba si jej, ostatně jako mnoho dalších doplňkových nástrojů, vyhledat v internetovém zdroji <http://www.directionsmag.com> (cesta: Resources – Tools&Data – Utilities, Extensions, Scripts – Connectthedots.zip). Při dalším zpracování je potřeba ještě nástroj *Distance Marker* (stejný zdroj – Distmark.zip). Nástroj *Connect Points* spojí dle námi definovaných parametrů jednotlivé body do uzavřeného polygonu. Je však nutno počítat s tím, že některé velmi složité průběhy břehové linie bude potřeba ručně upravit. Vytvořená tzv. *kosmetická* vrstva umožňuje provést měření základních morfometrických parametrů jezera. Lze zjistit obvod a plochu jezera (příp. ostrovů) a pomocí nástroje *Pravítko* zjistíme délku a šířku vodní plochy.

#### *Získání souřadnic X, Y bodů hloubkových měření*

V programu MapInfo v další nově vytvořené vrstvě spojíme námi kódované hloubkové profily tak, jak jsme podél napnutého vlákna jezdili na člunu (je potřeba zvolit v kolonce popis poslední excelovský sloupec, kam jsme při zpracování surových dat nakopírovali kódy). V tomto kroku též můžeme kontrolovat, zda-li jsme neudělali chybu při odečítání značek hloubkových měření (resp. je-li vzdálenost mezi koncovými body profilu přibližně stejná v počítačovém vykreslení a zápisu z terénu). Pro zjištění souřadnic X, Y bodů hloubkových měření použijeme nástroj *Distance Marker*. Pro správnou funkci tohoto nástroje musí být linie, na které budou automaticky umístěny body hloubkového měření, převedena na režim lomené čáry (*polylines*). Zvolíme interval odpovídající měření v terénu podél linií profilu (obvykle 5 m) a program vypočítá požadované souřadnice (obr. 6). Tabulku bodů hloubkových měření exportujeme ve formátu *ASCII*, v programu Excel k souřadnicím hloubkových bodů X a Y přiřadíme sloupec Z, který naplníme údaji o hloubce v daném místě příslušného profilu podle našich zápisků. Do dalších řádků potom přidáme souřadnice bodů břehové linie, kterým přiřadíme hloubku  $Z = 0$ . Takto vytvořená databáze bodů je připravena k interpolaci v programu Surfer. Pro potřeby ořezu grafického znázornění modelované jezerní pánve v Surferu vyexportujeme z programu MapInfo čáru břehové linie ve formátu *\*\* .mif*.

#### *Modelování jezerní pánve v programu Surfer*

Program Surfer (Terrain and Surface Modeling) umožňuje pomocí mnoha matematických metod vypočítat a následně graficky vyjádřit prostorový model jezerní pánve. Připravená data pro interpolaci použijeme pro výpočet metodou Kriging. V záložce Grid načteme do vstupních dat *\*\* .xls* soubor, který je naplněn souřadnicemi hloubkových bodů s naměřenými hloubkami a body břehové linie s hloubkou 0 m. V nabízené tabulce nastavíme

parametry interpolace. Důležité je správně zadat sloupce *X*, *Y*, *Z*, dále metodu a rozestup (spacing). Čím menší je spacing, tím déle trvá výpočet, ale není zaručen lepší výsledek. Každý typ jezera (protáhlé, kruhové a pod.) vyžaduje vlastní nastavení parametrů a neexistuje všeobecný návod, jaká čísla zadat do tabulky vstupních parametrů.

Vypočtený soubor *\*\**.grd znázorníme postupem: Map – Contour Map – New Contour Map. Jelikož se výsledek zobrazí ve škále monochromatické stupnice se všemi šumy, není na první pohled zřetelně vidět ani břehová linie ani hloubkové stupně. Úpravou nastavení zobrazení, použitím barevné stupnice, vyhlazením hloubnic a zvolením správného intervalu hloubkových stupňů, dále vhodným posunem a výběrem popisů izobat vytvoříme batymetrickou mapu. Rušivé šumy vymodelované mimo břehovou linii odstraníme oříznutím (Grid – Blank). Nejdříve otevřeme čáru břehové linie jako (Grid – Base Map), poté označíme oba objekty na mapě a nástrojem Map – Overlay Maps překryjeme objekty přes sebe. Nástrojem Map – Break Apart Overlay oddělíme opětovně vrstvy. Zviditelníme pouze vrstvu břehové linie, označíme všechny lišty a veškeré popisy tak, aby zůstala na mapě pouze čára břehové linie, kterou následně exportujeme ve formátu *\*\**.bln. Takto získaný soubor použijeme pro oříznutí nežádoucích šumů mimo břehovou linii (Grid – Blank), soubor *\*\**.grd ořízneme souborem *\*\**.bln a uložíme do nového souboru *\*\**.grd.

Při nedostatečné velikosti bodového pole či chybě při přepisu hloubek z terénních poznámek do souboru *\*\**.xls může výše uvedená metoda zapříčinit špatné znázornění modelu jezerní pánve. Další nevýhodou tohoto programu je, že velice špatně interpoluje v jednom směru výrazně protáhlá jezera (fluviální, sesuvem hrazená údolní jezera, apod.). I když parametry nastavení interpolace nabízejí mnoho možností (zdaleka ne všechny zde byly uvedeny), vždy při modelování úzkých dlouhých jezer dochází k problémům při vizualizaci, protože se na výsledné mapě zvýrazňují linie hloubkových profilů. Důležité je tedy mít dostatečně husté bodové pole pro interpolaci, je nutné zkontrolovat data (překlepy, hodnoty hloubek při křížení profilů, délky profilů, apod.) a dobrou představivost, odpovídá-li vypočtený model realitě. Pro zlepšení vizualizace je též možno použít některý ze široké nabídky předdefinovaných filtrů, či si vlastní filtr vyhlazení izobat vytvořit (Grid – Filter - *\*\**.grd).

Vypočtený soubor *\*\**.grd použijeme pro výpočet objemu jezera a výpočet batymetrické křivky. Pomocí nástroje Grid – Volume postupně získáme údaje jednotlivých hloubkových stupňů. Pro každý hloubkový stupeň, jehož rozpětí si sami zvolíme, je zapotřebí provést samostatný výpočet. Výsledkem výpočtu je plocha příslušného hloubkového stupně a objem vody pod ním až ke dnu.

#### **4.1.1.4. Finální úprava a náležitosti mapy**

Každá batymetrická mapa musí být kartograficky správná. Musí obsahovat měřítko (z důvodu zmenšování nejlépe grafické) a orientaci pomocí směrové růžice. Pro znázornění hloubkových poměrů jezerní pánve se používají hloubnice (izobaty) a barevná batymetrie. Hloubnice jsou čáry, které spojují body dna vodní plochy, které spolu těsně sousedí a mají stejnou zaokrouhlenou hodnotu vzhledem ke srovnávací ploše, v tomto případě k hladině vodní plochy. Barevná batymetrie spočívá v barevném nespojitém znázornění hloubek po jednotlivých hloubkových stupních. Hloubkovým stupněm se rozumí výškový rozdíl hloubnic, které jej ohraničují, plocha mezi těmito hloubnicemi se nazývá hloubková vrstva. Každá hloubková vrstva se vykřívá barvou, která odpovídá příslušnému hloubkovému stupni podle batymetrické stupnice barev. Většinou se používají obě metody současně (ČAPEK ET AL. 1992).

Při použití barevné batymetrie se musíme zabývat dvěma otázkami: volbou hloubkových stupňů a stupnicí barev. Volba hloubkových stupňů vychází z hodnoty maximální hloubky. Musíme rovněž respektovat sklonové poměry jezerní pánve, krajní mez v mapě zobrazitelné vzdálenosti dvou sousedních hloubnic je přitom cca 0,3 mm (HOJOVEC ET AL. 1987). Podle DUBA (1953) je vhodné stanovit intervaly hloubnic na 1/5 až 1/10 maximální hloubky. U mělkých jezer můžeme zvolit interval hloubkového stupně i po 0,2 m. Počet hloubkových stupňů by neměl překročit 10, při větším počtu roste nutnost použití více barevných odstínů, které jsou od sebe vizuálně těžko odlišitelné. Řídíme se zásadou, čím větší hloubka, tím temnější barva a čím větší hloubka, tím chladnější barva. V černobílé podobě má batymetrická stupnice barvy v odstínech šedé, v barevném provedení volíme buďto odstíny modré nebo začínáme zelenomodrou barvou a přes odstíny modré končíme tmavě modrou až fialovou barvou.

V každé jezerní pánvi uvádíme maximální hloubku. Většinou se popisuje beze jména, hodnota maximální hloubky (kóta) se situuje vždy vodorovně, nejlépe vpravo od značky bodu nebo symetricky nad ni. U pojmenovaných bodů (např. významná místa na dně potápěčské lokality) se jméno umísťuje nad značku a kóta pod ni. Popis hloubnic (izobat) provádíme ve směru jejich průběhu tak, aby vršky číslic směřovaly k vyšší hodnotě nadmořské výšky, tzn. k břehové linii. Hloubnice popisujeme obvykle bez minusového znaménka (NOVÁK, MURDYCH 1988). Čára hloubnice se přeruší pokud možno v místě, kde má tato hladký průběh, číslo se umístí tak, aby jej hloubnice dělila na dvě poloviny. Číslo hloubnic by neměla vytvářet sloupce, ty působí neesteticky. Z hlediska hledání jednotlivých hloubek v mapě je lepší, aby byla čísla rozmístěna rovnoměrně po celé mapě (ČAPEK ET AL. 1992).

#### **4.1.2. Morfometrické charakteristiky jezerních pánví**

Základní morfometrické charakteristiky (plocha a hloubkové poměry) ovlivňují fyzikální, chemické a biologické parametry jezer (WETZEL 2001). Morfometrické charakteristiky závisí v první řadě na způsobu vzniku jezera. Dále jsou závislé na dalším vývoji jezerní pánve, v čase se mění. Ovlivněny jsou jezerní sedimentací, vlněním atd. Abychom mohli porovnávat jezera mezi sebou nejen podle původu vzniku, ale i podle tvaru jezerní pánve, určujeme různé charakteristiky. Pro jednotlivé genetické typy jsou potom charakteristické určité parametry (např. tektonická jezera jsou často protáhlého tvaru, délka několikrát převyšuje jejich šířku; sopečná jezera jsou kruhového tvaru a mají vysokou hodnotu relativního hloubkového koeficientu atd.).

Všechny morfometrické charakteristiky je potřeba uvádět k určitému vodnímu stavu hladiny jezera. Již při tvorbě batymetrické mapy je potřeba změřit výšku hladiny a všechny naměřené údaje vztahovat k této výšce. S měnící se výškou hladiny dochází ke změně všech parametrů, mění se plocha jezera, délkové charakteristiky a hloubkové poměry jezera (mění se i celkový objem). Kvantitativní vyjádření těchto změn závisí jednak na velikosti kolísání hladiny, jednak na morfologii a sklonových poměrech jezerní pánve. Proto je ideální určovat morfometrické charakteristiky respektive provádět mapování jezera v době nejvyšší vodní hladiny.

Nejllepší představu o tvaru jezerní pánve nám dává batymetrická mapa. Z vykreslené batymetrické mapy, z dat naměřených pro její konstrukci nebo při tvorbě mapy nejčastěji určujeme níže uvedené morfometrické charakteristiky (upraveno podle následujících pramenů: DUB 1953, HUTCHINSON 1957, WETZEL 2001). Metody kartometrických měření popisuje ČAPEK ET AL. (1992) nebo ČAPEK, KUDRNOVSKÁ (1982).

#### **Plocha jezera - P**

Je to plocha vymezená břehovou linií. Plochu vždy uvádíme s výškou hladiny, ke které se vztahuje. Se změnou výšky hladiny se mění i plocha jezera. Obvykle se udává v km<sup>2</sup>, v našich podmínkách se vzhledem k malé rozloze jezer často používá jednotka hektar, popřípadě plochy nejmenších vodních ploch můžeme udávat v m<sup>2</sup> (malá organogenní jezera apod.). Pokud se v jezeře nacházejí ostrovy, udává se i jejich plocha, případně plocha vodní hladiny bez ostrovů.

Plochu jezera určíme buďto pomocí planimetru na zhotoveném půdorysném plánu (získáme plochu jezera na plánu v mm<sup>2</sup>, kterou přepočítáme podle měřítka na skutečnou plochu) nebo přímo v programu MapInfo po propojení změřených bodů břehové linie (zobrazuje se

skutečná plocha v m<sup>2</sup> bez nutnosti dalších přepočtů). Pouhým převedením této plochy na linii získáme údaj o délce břehové linie – **obvodu jezera O** [km, m]. Na vykresleném půdorysném plánu určíme obvod jezera pomocí odpichovátka nebo křivkoměru (opět nutný přepočet podle měřítka mapy). Více o metodách určování morfometrických charakteristik z vykreslených plánů uvádí KUNSKÝ ET AL. (1959), JANSKÝ (1975).

### **Délka jezera - L**

Je to nejkratší spojnice, která je vedená po vodní hladině nebo vodou, mezi dvěma nejvzdálenějšími body břehové linie [km, m]. Měření délky a šířky (viz dále) jezera se provádí za pomoci délkového měřidla na vyhotoveném plánu nebo v programu MapInfo po vykreslení břehové linie pomocí nástroje *Měřítka*.

### **Šířka jezera - B<sub>max</sub>, B<sub>pr</sub>**

Maximální nebo nejdelší šířka jezera je měřena na kolmici k čáře délky jezera [km, m]. Průměrná šířka jezera se určí ze vztahu:

$$B_{pr} = \frac{P}{L}$$

### **Velká osa jezera**

Největší rozměr změřený úsečkou mezi dvěma nejvzdálenějšími body břehů bez ohledu na to, jestli úsečka protíná výběžky břehů [km, m].

### **Malá osa jezera**

Největší vzdálenost dvou bodů na protilehlých březích na kolmici k velké ose jezera [km, m].

### **Stupeň členitosti břehové linie - R**

Vztah délky břehové čáry k obvodu kruhu o stejné ploše jako jezero. Koefficient udává míru kruhovosti jezera. Nabývá hodnot vyšších než 1 ( $R = 1$  – jezero je kruh), čím vyšší je jeho hodnota, tím více je jezero protáhlé nebo má členitější břehovou linii (viz tab. 1). Vysoká hodnota také naznačuje vyšší potenciál pro rozvoj litorálních společenstev.

$$R = \frac{O}{2\sqrt{P \cdot \pi}}$$

### **Batymetrická křivka**

Vyjadřuje závislost izobatami vymezených ploch na hloubce. Abychom mohli křivku zkonstruovat, musíme postupně změřit nebo v programu Surfer vypočítat všechny plochy omezené hloubnicemi ve zvoleném intervalu. Naměřené hodnoty se vynesou do pravoúhlé souřadnicové soustavy, ve směru osy  $x$  se v plošném měřítku  $1 : m_x$  nanáší plocha, ve směru osy  $y$  se v délkovém měřítku  $1 : m_y$  nanáší hloubka. Z důvodu lepší představivosti resp. reálnějšího zobrazení hloubkových poměrů jezerní pánve se hloubky vynášejí do záporné části osy  $y$ , popisujeme je ale kladnými hodnotami, stejně jako hodnoty hloubek v batymetrických mapách (obr. 12). Obdobou batymetrické křivky je objemová křivka, která udává závislost objemu akumulované vody na hloubce. Na ose  $x$  se místo plochy vynáší objem nebo procento objemu.

### **Objem jezera $V$**

Celkový objem akumulované vody v jezeře [ $\text{km}^3$ ,  $\text{m}^3$ ]. Určí se jako součet objemů vody mezi jednotlivými izobatami, které získáme po výpočtu tvaru jezerní pánve na základě hloubkových měření v programu Surfer. Další možností je určení objemu jezera z batymetrické křivky, kterou si přesně vyneseme na milimetrový papír nebo přesně nakreslíme na papír. Určíme potom měřítko osy hloubek a měřítko osy ploch, na základě obou měřítek vypočítáme objem, který představuje kontrolní plocha, např.  $1 \text{ cm}^2$ . Určíme velikost plochy, kterou uzavírají osa hloubek, osa plochy a batymetrická křivka (pomocí milimetrového papíru, planimetrem). Poté vypočítáme objem vody (hodnota objemu o ploše  $1 \text{ cm}^2$  násobená naměřenou plochou v  $\text{cm}^2$ ).

### **Maximální hloubka jezera $h_{\max}$**

Maximální naměřená hloubka v jezeře [m].

### **Průměrná hloubka $h_s$**

Je to taková hloubka, jakou by mělo jezero po zarovnání hloubky do roviny, přičemž plocha hladiny a celkový objem jezera zůstanou zachovány. Můžeme se též setkat s názvem střední volumetrická hloubka (z objemu vypočítaná).

$$h_s = \frac{V}{P}$$



### **Hloubkový koeficient $h_k$**

Získáme jej podle vzorce:

$$h_k = \frac{h_s}{h_{\max}}$$

Hloubkový koeficient charakterizuje tvar jezerní pánve. Jeho hodnota je většinou podobná hodnotě podílu objemu jezera a kuželu s plochou podstavy rovnou ploše jezera a výškou rovnou maximální hloubce jezera (HUTCHINSON 1957). Většina jezer má hloubkový koeficient 0,3 – 0,5, přičemž hodnoty 0 nikdy nedosáhne. Čím menší je plocha velkých hloubek v porovnání s rozlohou menších hloubek, tím více se blíží koeficient k nule (jezera relativně mělká, s plošně malými hlubokými depresiemi apod.). Hloubkový koeficient větší než 0,5 nalézáme většinou u jezer kráterových, kalderových nebo např. fjordových.

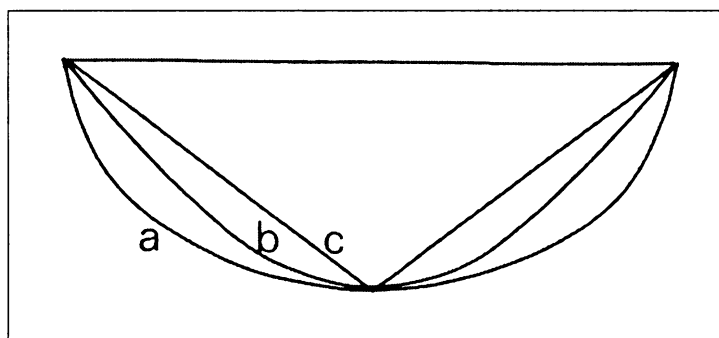
Ze srovnání morfometrických charakteristik více než sta jezer vyplývá, že tvar jezerní pánve zhruba odpovídá tvaru eliptického sinusoidu (NEUMANN 1959) viz obrázek 11. Eliptický elipsoid je geometrické těleso, jehož základnou je elipsa, jejíž plocha je rovna ploše jezera. Dno jezera je vymezeno sinusovou křivkou, která prochází středem elipsy a je kolmá na rovinu elipsy. Objem eliptického sinusoidu je dán vztahem:

$$V = 4 \left( 1 - \frac{2}{\pi} \right) abh_{\max} = 1,456abh_{\max},$$

kde  $a$ ,  $b$  jsou poloosy elipsy. Počítáme-li střední hloubku jako poměr objemu a plochy (plocha elipsy je rovna  $\pi ab$ ), dostaneme následující vztah:

$$h_s = 0,464 \cdot h_{\max}$$

To znamená, že hloubkový koeficient jezer, která tvarem jezerní pánve odpovídají eliptickému sinusoidu, je roven hodnotě 0,464. U NEUMANNŮVA (1959) vybraného vzorku sta jezer činila průměrná hodnota hloubkového koeficientu 0,467.



**Obrázek 11:** Vertikální řezy tří forem jezerních pánví: a) polovina rotačního elipsoidu, b) eliptický sinusoid, c) eliptický kužel (upraveno podle NEUMANN 1959).

### **Relativní hloubka $h_r$**

Vypočítá se podle vzorce:

$$h_r = \frac{50h_{\max}\sqrt{\pi}}{\sqrt{P}}$$

Je to procentuálně vyjádřený poměr mezi maximální hloubkou jezera a průměrem kruhu o ploše jezera. Koeficient udává poměrné zahlobení jezerní pánve. Hodnota koeficientu klesá s rostoucí plochou jezera a menší maximální hloubkou. Většina jezer má hodnotu relativní hloubky menší než 2%, velmi hluboká a plošně menší jezera mají obvykle hodnotu koeficientu vyšší než 4% (WETZEL 2001).

### **Průměrný sklon dna**

Průměrný sklon dna ( $\beta$  [ $^{\circ}$  ' '']) pro celé jezero se určí podle Finsterwalderova vzorce (ČAPEK ET AL. 1992):

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\Delta v \cdot \sum l}{P},$$

kde  $\Delta v$  je výškový rozdíl izobát,  $\sum l$  je součet délek všech izobát,  $P$  je plocha jezera. Pokud nemáme k dispozici batymetrickou mapu s izobatami nebo z jiného důvodu neznáme jejich délky, můžeme střední sklon určit ze vztahu:

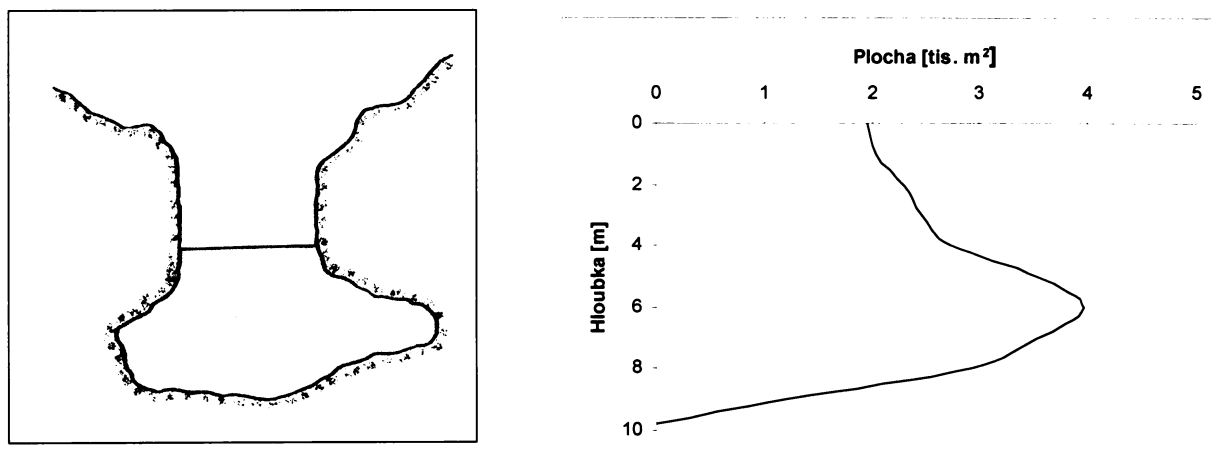
$$\operatorname{tg} \beta = \frac{h_{\max} \cdot \frac{O}{2}}{P} = \frac{h_{\max} \cdot O}{2P},$$

kde dosazujeme maximální hloubku, obvod břehové linie a plochu jezera.

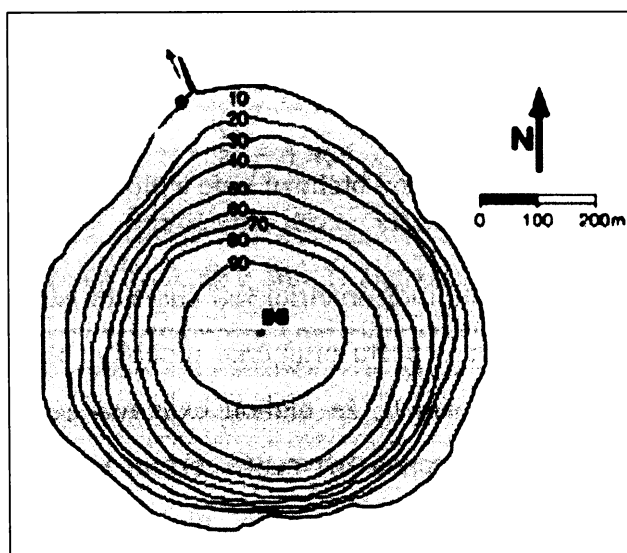
U všech prováděných výpočtů morfometrických charakteristik musíme dbát na stejné jednotky dosazovaných hodnot. Při výpočtu průměrné hloubky, hloubkového koeficientu a relativní hloubky musíme mít na paměti, že mohou existovat jezera s atypickým tvarem jezerní pánve (obr. 12). Příkladem mohou být např. některá jezera v krasových oblastech. Vypočítáme-li objem takového jezera a dělíme jej plochou hladiny, dostaneme střední hloubku větší, než je maximální hloubka jezera. V tomto případě je nutné dosadit hodnotu plochy té hloubnice, která je plošně nejrozlehlejší.

V tabulce 1 jsou uvedeny morfometrické charakteristiky pro různá jezera podle původu vzniku. Z tabulky vyplývá závislost stupně vývoje břehové čáry na velikosti jezera. Velká jezera (zde Kaspické moře a Bajkal) mají většinou více členitá pobřeží (zálivy, poloostrovy), které prodlužují břehovou linii ( $R > 3$ ). Naopak hodnota tohoto koeficientu u

sopečného jezera Lac Pavin dokumentuje jeho téměř kruhový půdorys (obr. 13). Hloubkový a relativní hloubkový koeficient u tohoto jezera jsou naopak nejvyšší, což ukazuje na velkou hloubku vzhledem k ploše jezera a na vysoký sklon dna jezera ( $\beta = 21^{\circ}11'$  - hodnota určena na základě vlastního kartometrického měření na batymetrické mapě BRÜCHMANN ET AL 2003). Porovnáme-li vybraná česká jezera, vidíme vzrůstající hodnoty stupně vývoje břehové linie s více protaženým tvarem jezera (tab. 1).



**Obrázek 12:** Obrázek znázorňuje imaginární jezero s atypickým tvarem jezerní pánve, vpravo je batymetrická křivka tohoto jezera.



**Obrázek 13:** Batymetrická mapa jezera Lac Pavin (upraveno podle BRÜCHMANN ET AL. 2003).

**Tabulka 1:** Morfometrické charakteristiky vybraných jezer různých genetických typů.

Jezero	Bajkal <sup>(1)</sup>	Kaspické <sup>(2)</sup>	Lac Pavin <sup>(3)</sup>	Černé <sup>(4)</sup>	Plešné <sup>(4)</sup>	Laka <sup>(4)</sup>	Labiště pod Opočínkem <sup>(5)</sup>
Původ	tektonické	reliktní	kalderové	ledovcové	ledovcové	ledovcové	fluviální
Plocha P	31 500 km <sup>2</sup>	378 000 km <sup>2</sup>	44 ha	18,79 ha	7,64 ha	2,58 ha	1,79 ha
Objem V	21 670 km <sup>3</sup>	78 100 km <sup>3</sup>	23,2 mil.m <sup>3</sup>	2,9 mil. m <sup>3</sup>	600 tis. m <sup>3</sup>	49 tis. m <sup>3</sup>	21 tis. m <sup>3</sup>
Obvod O	2 000 km	7 000 km	2 440 m	2 111 m	1 320 m	818 m	1 019 m
Délka L	635 km	1 210 km	793 m	693 m	514 m	345 m	475 m
B <sub>max</sub>	81 km	436 km	766 m	459 m	183 m	95 m	51,5 m
B <sub>prům</sub>	49,6 km	312 km	554,9 m	271 m	148,7 m	74,6 m	37,6 m
R	3,18	3,21	1,04	1,37	1,35	1,44	2,15
h <sub>max</sub>	1637 m	1025 m	96 m	40,1 m	18,7 m	3,5 m	2,5 m
h <sub>s</sub>	688	209	52,6	15,6	8	1,89	1,19
h <sub>k</sub>	0,42	0,2	0,55	0,39	0,43	0,54	0,48
h <sub>r</sub>	0,82%	0,15%	12,83%	8,20%	6,00%	1,93%	1,66%

\* B<sub>max</sub> – maximální šířka, B<sub>prům</sub> – průměrná šířka, R – stupeň členitosti břehové linie, h<sub>max</sub> – maximální hloubka, h<sub>s</sub> – průměrná hloubka, h<sub>k</sub> – hloubkový koeficient, h<sub>r</sub> – relativní hloubka

Zdroj: <sup>(1)</sup> SHIMARAEV ET AL. (1994)

<sup>(2)</sup> STOLBERG ET AL. (2004), [www.ilec.or.jp](http://www.ilec.or.jp), <http://encarta.msn.com/>

<sup>(3)</sup> DELEBECQUE, A. (1898), BRÜCHMANN ET AL. (2003), BRULÉ-PEYRONIE ET AL. (1997)

<sup>(4)</sup> JANSKÝ ET AL. (2005)

<sup>(5)</sup> KLOUČEK (2002)

#### 4.1.3. Vztah břehové linie k původu a historii jezera

Na základě porovnávání koeficientů vývoje břehové linie u různých genetických typů jezer bylo provedeno rozdělení jezer do následujících skupin podle půdorysného tvaru jezera (HUTCHINSON 1957):

##### **Kruhová jezera**

Patří sem jezera kráterová, márová, kalderová, menší deflační pánve, některá krasová a organogenní jezera, lze sem zařadit i meteorická jezera. Koeficient vývoje břehové linie se pohybuje v rozmezí 1,04 až 1,15. V ostatních morfometrických parametrech jsou kruhová jezera značně rozdílná, jezera sopečného původu jsou například značně hluboká, naopak jezera v deflačních pánvích jsou stejně jako organogenní jezera velmi mělká a pod.

##### **Subkruhová jezera**

Velmi se přibližují kruhové formě, původně měla jezera kruhový tvar, ale hodnota koeficientu vývoje břehů je poněkud vyšší a může se nadále měnit. Často jsou taková jezera karového nebo termokrasového původu. Jejich břehy bývají tvořeny nekonsolidovanými materiály, které relativně snadno podléhají modelaci břehovými procesy (např. abraze vlivem převládajících směrů větru a pod.).

### **Eliptická jezera**

Jsou to jezera, jejichž tvar břehové linie se blíží elipse. HUTCHINSON (1957) udává jako příklad těchto jezer pouze konkrétní jezera na Americkém kontinentu (alasy na Aljašce a jezera na pobřeží Atlantského oceánu - Carolina Bays). Na formování tohoto tvaru jezer má velký vliv převládající směr větrů. Koeficient vývoje břehové linie je pouze o málo vyšší, než u kruhových jezer.

### **Jezera téměř pravoúhle protáhlá**

Patří sem tektonická jezera v příkopových propadlinách a jezera ve velmi hlubokých údolích vyhloubených ledovci (fjordová jezera). Koeficient vývoje břehové linie se u většiny těchto jezer pohybuje mezi hodnotami 2,5 až 5.

### **Jezera stromového tvaru**

Tato jezera vznikla v říčních údolích jejich zahrazením, břehová linie pak kopíruje nejen hlavní ale i vedlejší údolí, tvar jezera potom může připomínat rozvětvený strom. Koeficient vývoje břehové linie nabývá značných hodnot.

### **Jezera srpkovitého tvaru**

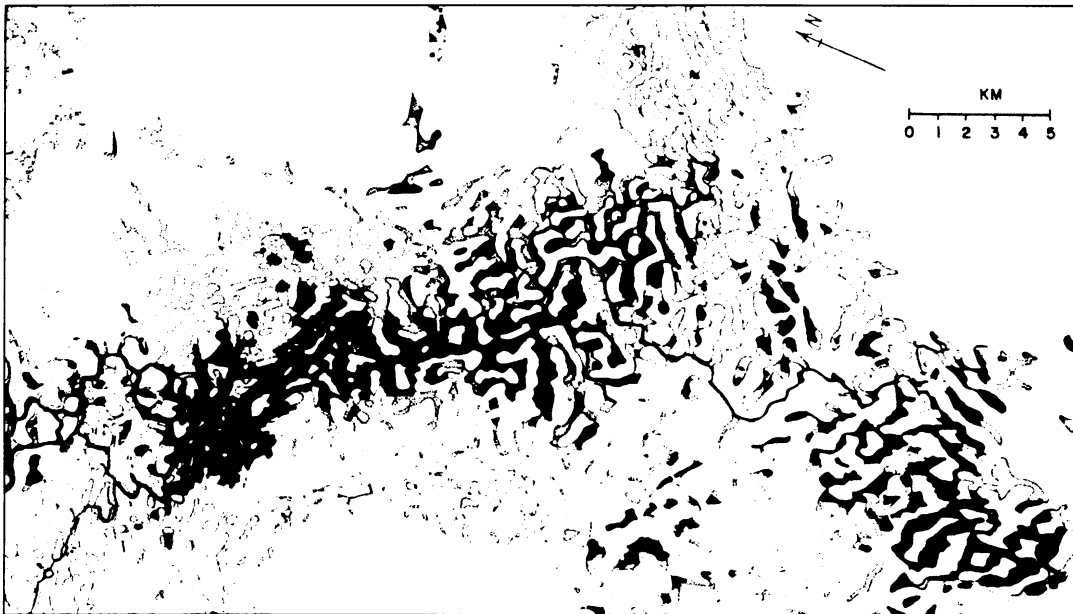
Nejpočetnější skupinu jezer srpkovitého tvaru tvoří odškracené říční meandry. Srpkovitý tvar jezera může vzniknout i u některých kalderových jezer tak, že sekundární sopečný kužel vzniklý v kaldeře se vytvoří excentricky vzhledem k jeho poloze v kaldeře.

### **Jezera trojúhelníkového tvaru**

Obecně lze říci, že jezera trojúhelníkového tvaru vznikla v říčních údolích, která byla přehrazena relativně nízkou hrází. Jsou to jezera např. lagunová nebo jezera ve vedlejších údolích, která byla zahrazena agradačními valy. Jedna strana trojúhelníku se nachází na hrázi jezera, směrem proti proudu původního přítoku se nachází třetí vrchol trojúhelníku. Černé jezero na Šumavě je také trojúhelníkového tvaru, ovšem tam je jedna strana paralelní s jezerní stěnou a vrchol pomyslného trojúhelníku leží u hráze (výtoku) jezera.

### **Jezera nepravidelného tvaru**

Nacházíme je v oblastech, kde došlo ke splynutí několika jezerních pánví. Nejlepší příklady nalézáme v oblastech bývalého pevninského zalednění, kde se kombinují jezerní pánve vzniklé erozí a zároveň akumulací činností ledovce (obr. 14). Ve Finsku existuje relativně malé jezero Iso Tarjänno, které má koeficient vývoje břehové linie 21! (HUTCHINSON 1957).



**Obrázek 14:** Jezero Erne na stejnojmenné řece v Irsku. Jeho nepravidelný tvar je dán uspořádáním drumlin. Na obrázku jsou zobrazena všechna jezera v oblasti, některá nemají spojení s hlavním jezerem (upraveno podle HUTCHINSON 1957).

#### **4.2. METODIKA URČOVÁNÍ A MĚŘENÍ FYZIKÁLNÍCH, CHEMICKÝCH A BIOLOGICKÝCH VLASTNOSTÍ VODY**

V rámci obou výzkumných projektů, kterých se autor práce účastnil jako spoluřešitel (viz kap. 2.2.), byly použity stejné metody výzkumu a určování fyzikálních vlastností akumulované vody. Na všech zkoumaných lokalitách byla prováděna měření a odběry vzorků ve čtyřech ročních obdobích. Vzhledem k velkému počtu sledovaných lokalit nebylo z časových i finančních důvodů možné provádět měření častěji. Snahou bylo zachytit vybraná jezera v typických ročních obdobích. Zimní měření probíhala ve vrcholné zimě (leden nebo únor), kdy byla jezera pokryta dostatečně silnou vrstvou ledu umožňující bezpečný pohyb. Při měření v jarních obdobích byla snaha zachytit jezero v době homotermie, tedy nedlouho po roztátí ledové pokrývky (zpravidla duben, ve vyšších nadmořských výškách později). Letní sledování bylo prováděno v červenci nebo srpnu, termín podzimních měření byl volen podle změn počasí tak, aby byla zachycena tzv. podzimní homotermie (zpravidla konec října, listopad).

Z fyzikálních parametrů byla na každé jezerní lokalitě sledována průhlednost vody pomocí Secchiho desky (poprvé použita v roce 1865 italským profesorem Secchim a kapitánem Cialdim v Jaderském moři – KALFF 2002). Bílá kruhová deska o průměru 30 cm

byla vyrobena svépomocí autorem práce. Velikost desky udávají různí autoři nesejně, HUTCHINSON (1957) doporučuje pro vysoce průhledná rozlehlá jezera a moře, kde se provádí pozorování z větších plavidel z výše ležící paluby, desku o průměru 75 – 100 cm, protože menší desky se zvláště při pohupujícím-se plavidle mají tendenci pozorovateli ztrácet. Secchiho desku spouštíme do hloubky, ve které přestává být vidět, tj. kdy odrážené světlo od kotouče voda absorbuje (DUB 1953 A 1957, KŘÍŽ ET AL. 1988). K měření průhlednosti lze použít i desku, která je rozdělena na 4 kvadranty – 2 bílé a dva černé. Průhlednost v případě spouštění desky s černobílými kvadranty je hloubka, ve které přestává být vidět rozdíl mezi bílou a černou barvou. Podle WETZELA (2001) je zapotřebí spouštět desku ze zastíněného boku lodi a pečlivě hledat hloubku, kdy se kotouč znovu objeví po jeho předchozím spouštění do hloubky. Hloubka průhlednosti byla měřena cejchovanou šňůrou v metrech s přesností na 0,1 m. Jelikož se, podobně jako při určování barvy vody, může projevit určitá subjektivita v určení správné hloubky průhlednosti, bylo vždy měření provedeno alespoň dvěma osobami. Zkušenosti z provádění měření ukazují, že dva různí lidé většinou určí shodnou hloubku průhlednosti. Je vhodné provádět měření průhlednosti v poledních hodinách, kdy je výška Slunce nad obzorem nejvyšší (WETZEL 2001).

Určování barvy vody bylo prováděno na základě srovnání barvy Forel-Uleovy stupnice (obr. 15) s barvou vody proti Secchiho kotouči bílé barvy, ponořeného do poloviční hloubky průhlednosti vody (obr. 16). Forel-Uleova stupnice byla vytvořena kolektivem řešitelů projektu Atlas jezer ČR podle DUBA (1953) a podle pokynů nizozemského oceánografického institutu (NIOZ). Vzhledem k velmi tmavé barvě rašelinných vod byl oproti klasické stupnici přidán odstín č. 22 (HRDINKA 2004). Podle WETZELA (2001) je používání Forel-Uleovy stupnice rozšířeno v Evropě, v USA se pro určování barvy vody používají stupně platiny určované na základě porovnání s kalibrační křivkou. Hodnota 1000 Pt jednotek je barva vzniklá rozpuštěním 2,492 g  $K_2PtCl_6$  a 2 g  $CoCl_2 \cdot 6H_2O$  ve 200 ml koncentrované HCl a v 800 ml vody. Velmi čistá voda dosahuje 0 Pt jednotek, nejtmaší odstíny barvy vody dosahují hodnot asi 300 Pt jednotek (WETZEL 2001).



**Obrázek 15:** Forel-Uleova stupnice barev používaná pro určování barvy vody.

Určování dalších fyzikálních parametrů jako je teplota, konduktivita, množství rozpuštěného kyslíku a pH bylo prováděno pomocí multiparametrické sondy YSI 6920 s data-loggerem YSI 650 MDS (kapesní mikropočítač, který umožňuje kontinuální zobrazování více parametrů na displeji, uložení dat, přenos dat do PC a kalibraci sondy – viz obr. 18). Propojovací kabel má délku 60 m, takže lze provádět výzkum i na velmi hlubokých lokalitách. Jedná se o moderní přístroj, který je osazen příslušnými čidly a do paměti se ukládají všechny aktuálně měřené parametry. Na některých lokalitách bylo měření teploty prováděno teploměrem Gryf 1NS1, konduktivity přístrojem Gryf VEL 356/tSD a rozpuštěného kyslíku sondou Gryf KCL 153/tSD. Většina měření ale byla prováděna sondou YSI, proto bude podrobněji popsána její funkce, kalibrace a pod.

Teplotní čidlo sondy YSI 6920 nepotřebuje žádnou kalibraci. Teplota je udávána ve °C, rozsah měření je -5 až 45°C, přesnost měření  $\pm 0,2^\circ\text{C}$ . Čidlo konduktivity je sdružené s teplotním čidlem a je rovněž bezúdržbové. Rozsah měření konduktivity je 0 až  $100 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$  s přesností  $\pm 0,5\%$  z hodnoty. Jelikož je konduktivita závislá na teplotě vody, jsou její hodnoty přepočítávány na tzv. specifickou konduktivitu, což je konduktivita přepočtená na teplotu vody 25°C. Specifická konduktivita (25°C) je vypočítána dle vzorce:

$$\frac{\text{konduktivita}}{1 + TC \cdot (T - 25)}, \text{ přičemž } T \text{ je teplota vody, } TC \text{ je teplotní koeficient } 1,91\%/^\circ\text{C} \text{ (} TC =$$

0,0191). Automaticky je dopočítána salinita (rozsah měření 0 až 70 ‰, přesnost  $\pm 0,1 \%$  hodnoty). Celkové rozpuštěné látky (TDS) jsou automaticky počítány z hodnoty specifické konduktivity ( $\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$ ), přičemž její hodnota je násobena koeficientem 0,65 a vypočtená hodnota je  $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ . Vzhledem k instalovanému tlakovému čidlu není zapotřebí cejchovat propojovací kabel, na kterém se sonda spouští do hloubky, hloubku přístroj určuje sám s přesností na 2 cm. Kalibrace hloubky se provádí tak, že se tlakové čidlo umístí přesně na úroveň hladiny vody a nastaví se zde hloubka 0 m. Kyslíkové čidlo je osazeno speciální



membránou a roztokem a je ze všech čidel nejnáchylnější k poškození resp. ke zhoršení přesnosti měření. Kyslíkové čidlo má rozsah měření 0 až 50 mg·l<sup>-1</sup> (přesnost je ±0,2 mg·l<sup>-1</sup>, resp. 6 mg·l<sup>-1</sup> při hodnotách nad 20 mg·l<sup>-1</sup>), lze měřit i % nasycení v rozsahu 0 až 500 % s přesností ±2 % resp. ±6 % při nasycení nad 200 %. Kalibrace kyslíkového čidla byla prováděna vždy před každým měřením podle postupu daného výrobcem v kalibrační nádobce, kde se vytvoří 100 % nasycení kyslíkem. Pro kalibraci je zapotřebí zadat tlak vzduchu (viz kap. 7.5.1.), který byl měřen pomocí kapesního barometrického výškoměru Suunto Escape 203. Čidlo pro měření pH vody měří v rozsahu 0 až 14 s přesností ±0,2. Rovněž je zapotřebí provést kalibraci pH čidla, ta byla podle návodu k použití provedena vždy před začátkem série např. jarních odběrů pomocí tříbodové kalibrace s roztoky o známém pH (pH 4, 7, 10). Sonda umožňuje měření i oxidačně redukčního potenciálu v rozsahu -999 až 999 mV s přesností ±20 mV (YSI INCORPORATED 2002).

Jak bylo uvedeno v kapitole 2.2., řešené projekty se kromě fyzikálních vlastností vody zabývaly i chemickým složením a oživením vody. Odběry pro chemické a biologické analýzy byly prováděny současně s určováním fyzikálních vlastností. Vzorky vody pro chemický rozbor byly odebírány z povrchové vrstvy vody (cca 0,3 m pod hladinou) a pomocí van Dornova odběrného válce (obr. 17) i z hloubky 1 m nade dnem. Voda byla do laboratoře transportována v 0,5 l lahvích vymytých deionizovanou vodou. Z každého vzorku byl odebrán 1 ml vzorku a přidán do zkumavky k 9 ml acetonu. Z tohoto extraktu byla určována koncentrace chlorofylu-a. Odebrané vzorky vody a extraktu pro určování chlorofylu-a byly odvezeny do laboratoře PŘF UK Velký Pálenec u Blatné, kde bylo pod vedením doc. E. Stuchlíka provedeno jejich zpracování.

Odběry vzorků pro určování planktonních organismů se rovněž prováděly celkem 4krát ročně, avšak v řadě případů byl zpracován materiál jen z jarního a letního odběru, neboť ty mají z ekologického hlediska zásadní význam. Vzorky byly odebírány ze člunu nebo z ledu. Odběr fytoplanktonu byl proveden van Dornovým odběrným válcem z hloubky cca 0,5 m, tento necezený vzorek o objemu většinou 1,5 l byl na místě fixován lugolovým roztokem. Zooplankton byl odebírán několika vertikálními tahy ode dna k hladině planktonní sítí o velikosti ok 40 μm. Bylo odebráno 90 ml vzorku, který byl na místě fixován 10 ml formaldehydu (koncentrace 40 %) do výsledné koncentrace cca 4 %. Fytoplankton byl poté určován na převráceném optickém mikroskopu s použitím 100x imerzního objektivu, podle standardní determinační literatury, obtížné skupiny či druhy byly konzultovány se specialisty (Dr. Jaromír Lukavský, BÚ AV Třeboň, Dr. Jiří Neustupa, Katedra botniky PŘF UK). Řasy a

sinice byly rozčleněny do základních taxonomických skupin, ve vzorcích byla též hodnocena relativní dominance druhů ve vzorku. Zooplankton byl určován podle morfologických znaků dle standardních určovacích klíčů. Pro rozřídění byly použity základní taxonomicko-ekologické skupiny: *Cladocera* – bez litorálních a bentických čeledí *Chydoridae* a *Macrothricidae*, zástupci *Chydoridae* a *Macrothricidae*, klanonožci byli rozděleni na dravé buchanky (*Cyclopoidea*) a herbivorní vznášivky (*Calanoida*). U klanonožců z důvodů velmi obtížné determinace nedospělých vývojových stadií byla tato sloučena do blíže nespecifikované skupiny „nauplia“. Dále byli určováni planktonní vířníci (*Rotatoria*), a v kategorii jiné se objevují zástupci protist (zejména planktonní *Ciliata*), dále larvy korter (*Chaoborus*), a případně další zaznamenané organismy. Zooplankton byl rovněž hodnocen podle relativní dominance jednotlivých druhů/rodů. Určování planktonních organismů bylo prováděno na Katedře ekologie PřF UK pod vedením Dr. M. Černého.



**Obrázek 16:** Určování barvy vody pomocí Secchiho desky na lokalitě Velká Amerika (foto T. Hrdinka).



**Obrázek 17:** Van Dornův odběrný válec před spuštěním do vody (foto T. Hrdinka).



**Obrázek 18:** Multiparametrická sonda YSI 6920 s příslušenstvím: 1 – tělo sondy osazené čidly (čidla jsou v levé části ukryta v kalibrační nádobce), 2 – dataloger YSI 650 MDS, 3 – příslušenství (náhradní membrány, kalibrační roztoky, čistící zařízení a pod.), 4 – barometrický výškoměr Suunto Escape 203, 5 – ochranný kryt na měřící čidla při ponořování sondy do vody, 6 – propojovací kabel mezi sondou a datalogerem o délce 7,5 m.

## **5. GENETICKÉ TYPY JEZER**

Genetický typ jezera a s tím související morfometrické poměry jeho pánve se odrážejí ve fyzikálních, chemických a biologických vlastnostech. Tvar jezerní pánve často ovlivňuje jeho produktivitu. Jezera s příkrými břehy a tvarem jezerní pánve typu U nebo V (často formována tektonickými pochody) bývají hodně hluboká a málo produktivní. Naproti tomu mělčí a intenzivně zazemňovaná jezera jsou středně až vysoce produktivní (WETZEL 2001).

Vznik jezer je neobyčejně rozmanitý. Dělíme-li jezera podle způsobu (příčiny) vzniku, nalezneme podle HUTCHINSONA (1957) 76 různých typů jezer. Nejvíce jezer ovšem vzniklo v poměrně nedávné době v důsledku velkých geomorfologických změn, které z důvodu krátkého vývoje nebyly ještě dány do souladu s obvyklými hydrologickými poměry. Většina jezer, která nalezneme na zemském povrchu, vznikla v posledních dobách ledových, kdy ledovce erodovaly podloží nebo při svém ústupu zanechávaly morénové valy, které dnes utvářejí hráze jezer. Obvykle třetihorního stáří jsou hluboká jezera vzniklá na tektonických poruchách. ŠTĚRBA (1986) dokonce uvádí, že některá velká jezera ležící v náhorních bezodtokých oblastech jsou druhohorního stáří.

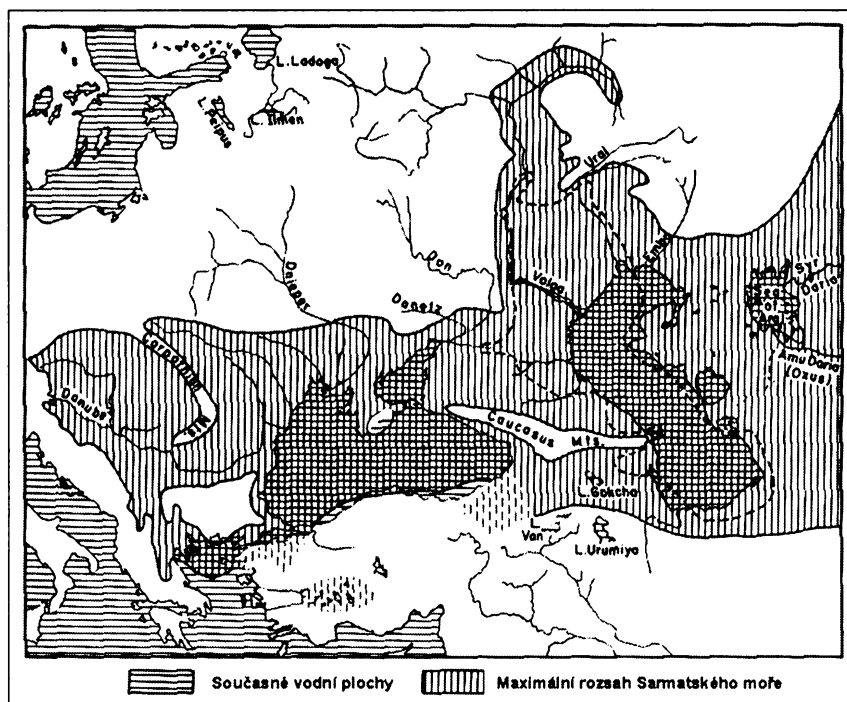
Nejvíce citovanou je genetická klasifikace HUTCHINSONA (1957), která vznikla na základě mnoha zdrojů. Tato klasifikace byla modifikována HORIEM (1962) a TIMMSEM (1992), ovšem jednalo se pouze o drobná doplnění (WETZEL 2001). V české literatuře nenajdeme takto podrobnou genetickou klasifikaci, většinou jsou v různých encyklopediích a učebnicích popisovány pouze základní typy jezer s ukázkami jejich výskytu. Z českých autorů klasifikací jezer zabývá RUBÍN (1988). Klasifikací jezer z hlediska genetického se dále zabývali VITÁSEK (1934), KRÁL (1953) a JANSKÝ (1975). Následující text si klade za cíl předložit stručnou genetickou klasifikaci jezer. Podkladem je klasifikace HUTCHINSONA (1957), ale nejedná se pouze o její překlad, je doplněna řadou dalších pramenů a poznámek. Dříve používané dělení na jezera s hloubenou a zahrazenou pánví se podle FAIRBRIDGE (1968) ukazuje jako nevhodné, protože při vzniku jezer se často oba typy procesů prolínají a doplňují.

### **5.1. TEKTONICKÁ JEZERA**

Jezerní pánve tektonických jezer vznikly v důsledku pohybu zemské kůry. Nalezneme je v uzavřených geologických kotlinách, ve zlomech, synklinálách a v suchozemských

riftových propadlinách. Lze je charakterizovat jako jezera velmi hluboká, plošně rozlehlá a jejich tvar je většinou protáhlý podél delší osy jezera. Můžeme zde vyčlenit několik podtypů.

Prvním podtypem jsou reliktní jezera, která představují relikv (pozůstatek) nějaké větší vodní plochy (moře, velkého jezera či řeky), která se z určitých důvodů v současné geologické éře zmenšila. Podrobněji je můžeme dělit podle způsobu, kterým došlo k jejich oddělení z velké vodní plochy. Jsou to jezera, která byla izolována od moře epirogenetickými pohyby zemské kůry. Příkladem je největší jezero světa Kaspické moře a Aralské jezero. Jsou to pozůstatky velkého třetihorního moře (Sarmatského - viz obr. 19), které zaujímalu plochu dnešního Středozemního moře, zasahovalo na jižní Moravu, do Podunají a přes Černé moře dosahovalo až k Aralskému jezeru. Aralské jezero v současné době svým způsobem „relikv reliktu“, protože neuvážené rozsáhlé zásahy do hydrologického režimu jeho hlavních přítoků způsobily od konce 60tých let jeho postupné vysychání, které je velkým ekologickým problémem současnosti.

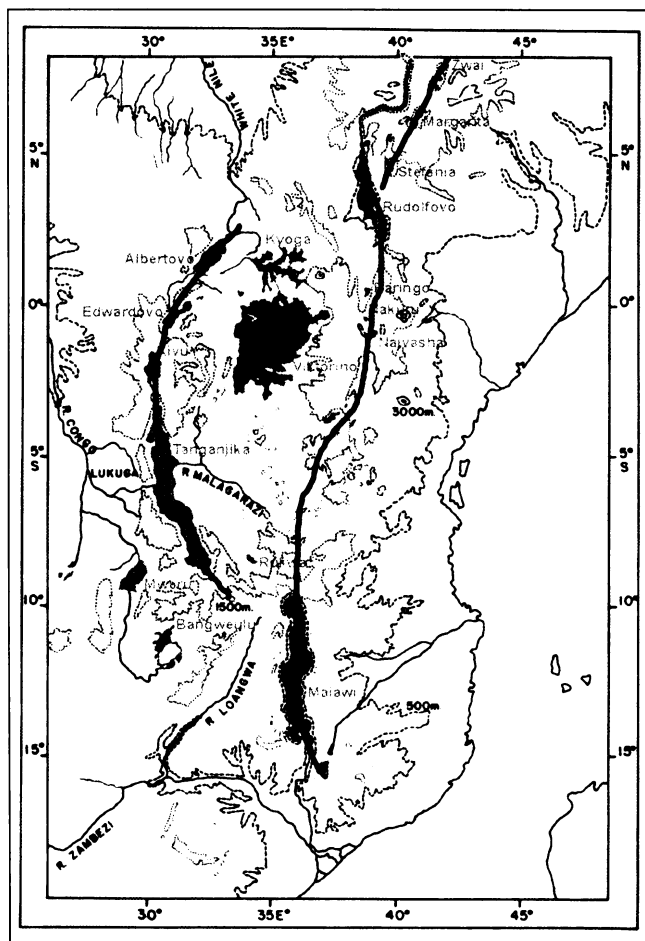


**Obrázek 19:** Rozloha Sarmatského moře a vyznačení současných vodních ploch (upraveno podle HUTCHINSON 1957).

Nejčastější příčinou zmenšování vodních ploch velkých světových jezer bývají klimatické změny, kdy je pluvialní období vystřídáno suším podnebím. Čadské jezero asi před 10 tis. lety dosahovalo plochy asi 100 000 km<sup>2</sup>, ve 20. století jeho plocha kolísala mezi 10 – 25 tis. km<sup>2</sup>, dnes stojí vlivem člověka před úplným vyschnutím, podobně jako zmíněné Aralské jezero. Mezi reliktní jezera můžeme svým způsobem řadit také Velká Kanadsko-

Americká jezera. Jejich pánve jsou tektonického původu, přemodelované ledovcem. Na začátku holocénu se na jejich místě rozkládalo jedno velké Algonkické jezero (plocha přes 250 000 km<sup>2</sup>). Postupným poklesem hladiny z důvodů klimatických i geomorfologických vznikla jezera Hořejší, Hurónské, Michiganské a Erijské, ještě níže poklesla pánve Ontarijského jezera. Podobně i kanadská jezera Winnipeg, Manitoba a Winnipegosis jsou reliktem asi 1 000 km dlouhého jezera Agassiz, jehož rozloha se před 12 000 lety pohybovala kolem 250 000 km<sup>2</sup>. Jezera, na jejichž vzniku se postupně nebo současně podílelo více faktorů nazýváme polygenetická.

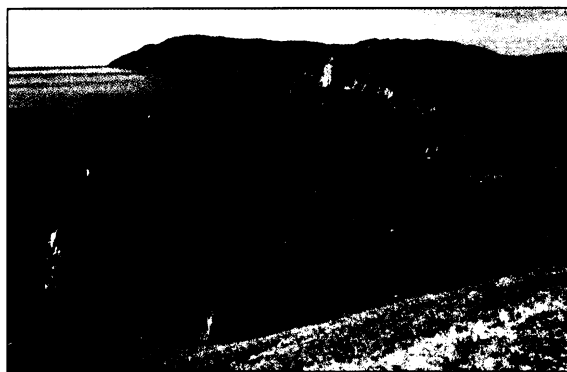
Uklánění, zdvihání nebo horizontální pohyby bloků litosférických desek mají za následek rovněž změnu hydrografické sítě. Zaplavováním vzniklých depresí vznikají mnohdy rozlehlá jezera. Příkladem může být rozsáhlý systém jezer východoafrického riftového systému (obr. 20).



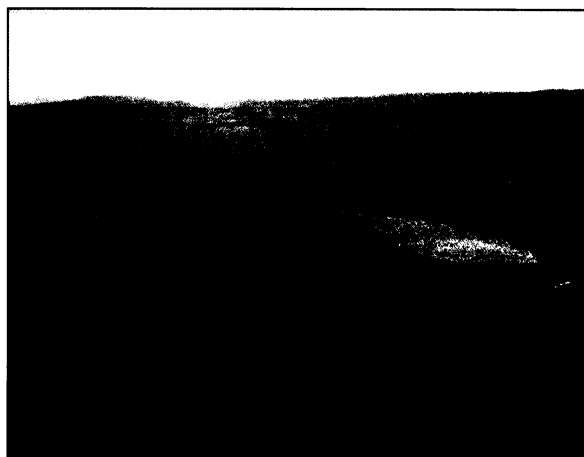
**Obrázek 20:** Jezera východoafrického riftového systému (upraveno podle HUTCHINSON 1957). Západní část riftového systému tvoří Albertovo j. (odvodňováno do Bílého Nilu), bezodtoké Edwardovo j., j. Kivu odvodňované řekou Ruzizi do Tanganjiky, druhého nejhlubšího jezera světa, které má povrchový odtok řekou Lukugou do Konga. Jak je patrné z obrázku, východní část riftového systému je tvořena několika menšími jezery a většími Rudolfovo a Malawi. Mezi oběma riftovými systémy leží největší africké jezero Viktorino a j. Kioga.

Nejhlubší jezero světa - Bajkal (obr. 21) se nachází v oblasti příkopové propadliny v centrální Asii. Jeho pánev je prahovými stupni rozčleněna na 3 samostatné pánve, podobně jako africké jezero Tanganjika, které má rovnocenné morfometrické parametry a je s Bajkalem často srovnáváno. Jezero Bajkal je jedním z nejstarších jezer na zemském povrchu, jeho vývoj pravděpodobně započal již na počátku třetihor. Vrstva sedimentů na jeho dně dosahuje více než 7 000 m. Jezero se neustále prohlubuje, čemuž napovídají četná epicentra zemětřesení na jeho dně nebo v blízkosti pobřeží (SHIMARAEV ET AL. 1994).

Dalším příkladem tektonických jezer jsou jezera, jejichž pánve se nacházejí v synklinálách, které byly následnými tektonickými pohyby značně modelovány. Příklady nalezneme v pohoří Jura, kde se nachází několik jezer v protáhlých synklinálách, které jsou oddělené zlomy (obr. 22).



**Obrázek 21:** Příkré pobřeží jezera Bajkal na ostrově Olchon ukazuje na nedávnou tektonickou aktivitu. Asi 7 km na východ od pobřeží ostrova se nachází maximální hloubka jezera – 1637 m.



**Obrázek 22:** Lac de Joux v pohoří Jura leží v tektonicky modelované synklinále (foto D. Pecks, <http://home.iprolink.ch/dpeck>).

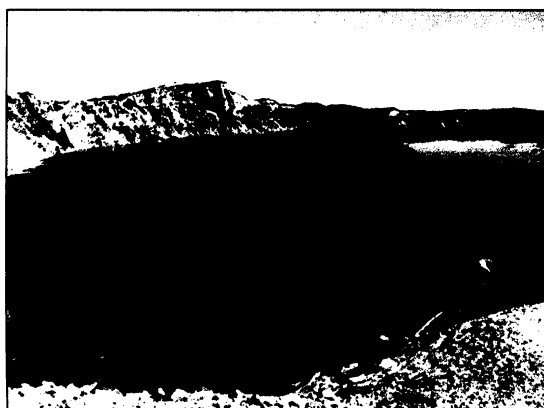
Mezi tektonická jezera řadíme i jezera vzniklá důsledkem lokálních poklesů zemské kůry, např. jako následek zemětřesení. Příkladem může být jezero Reelfoot v americkém státě Tennessee, které vzniklo jako následek silného zemětřesení v roce 1811. Podobně byl v deltě řeky Selengy vytvořen obrovský záliv Proval (obr. 47, str. 72) v jezeře Bajkal (JANSKÝ 1989).

## **5.2. JEZERA VZNIKLA V DŮSLEDKU VULKANICKÉ AKTIVITY**

Již z názvu této skupiny jezer je patrné, že jejich výskyt je vázán je projevy sopečné činnosti na zemském povrchu. Sopečná jezera vznikají v depresích, jejichž vznik podmiňuje sopečná aktivita. Bývají většinou značně hluboká, přičemž jezera jejichž vznik je přímo vázán

na sopečný kráter, mají pravidelný kruhový půdorys. Mezi jezera sopečného původu řadíme také jezera vzniklá zahrazením původně říčních údolí sopečnou činností. Jezera sopečného původu můžeme podrobněji typizovat podle geomorfologických tvarů, ve kterých se nacházejí. Většinu typů sopečných jezer nalezneme např. v pohoří Massif Central ve Francii.

Kráterová jezera nacházíme v kuželech tvořených vulkanickými tufy nebo popelem (Lac Tazenat – Massif Central, Lago di Bracciano v Itálii, jezero Sv. Anna v Rumunsku atd.). Explozí nebo propadnutím kráterů vznikají kaldery, kde se po jejich zaplnění vodou vytvářejí kalderová jezera. Nejznámějším kalderovým jezerem je Crater Lake v Oregonu (obr. 23), v Evropě lze jako příklad uvést jezero Lac Pavin v Massivu Central (obr. 24).



**Obrázek 23:** Crater Lake. Jezero se nachází v kuželu sopky Mount Mazama v Kaskádovém pohoří. Tvarem se blíží kruhu o průměru 9,6 km, plocha jezera je 51 km<sup>2</sup>, maximální hloubka 594 m. Stáří jezera je asi 7700 let, celková hloubka kaldery je 1200 m. V popředí je parazitický sopečný kužel, který tvoří ostrov Wizard (<http://en.wikipedia.org>).

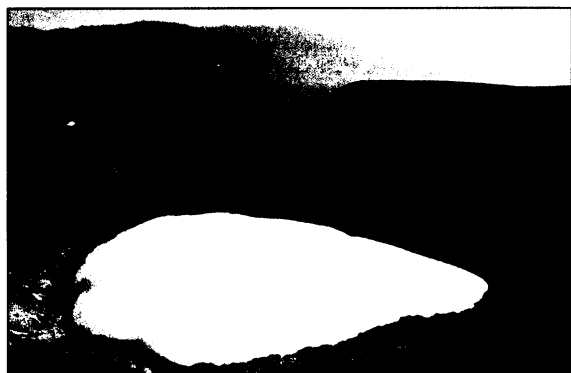


**Obrázek 24:** Lac Pavin (foto P. Bayle). Z tohoto leteckého snímku je dobře patrný téměř kruhový tvar jezera (viz také obr. 13 v kap. 4.1.2. – str. 46), které má plochu 44 ha a maximální hloubku 92 m. Kráterová a kalderová jezera v Massivu Central se nacházejí ve výškách kolem 1000 m n.m., Lac Pavin leží ve výšce 1197 m n.m (BRULÉ-PEYRONIE, DURANTEL 1997).

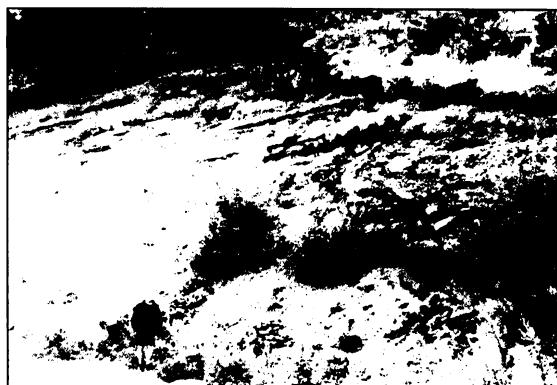
V sopečných oblastech jsou typickými geomorfologickými tvary tzv. maary. Jsou to explozivní krátery kruhového půdorysu, které vznikají při výbuších zapříčiněných přetlakem nahromaděných plynů. Nahromaděním vody v těchto depresích vznikají jezera. Chybí zde sopečný kužel, maar je obklopen nízkým kruhovým valem ze syvkých vyvřelin. Podle průběhu vzniku rozlišujeme 3 typy maarů. U plynových maarů zůstala láva hluboko pod zemským povrchem, při výbuchu unikaly pouze nahromaděné plyny. Maary s tufovou výplní sopouchu mají kolem kráteru vytvořený nízký tufový val. Třetím typem jsou maary s lávovou výplní sopouchu, kdy magma dospělo téměř k zemskému povrchu, ale nevyšlo na povrch (FAIRBRIDGE 1968). Maarová jezera nalezneme prakticky ve všech sopečných oblastech



(Jáva, Salvador, Ruwenzori, Severní ostrov Nového Zélandu atd.), několik desítek těchto jezer nalezneme v pohoří Eifel (Laacher See, Pulver Maar atd.).



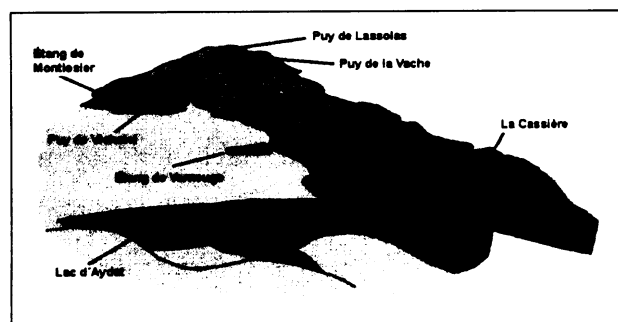
**Obrázek 25:** Maarové jezero Viti na Islandu (foto P. Alean, <http://www.swisseduc.ch>). Malé jezero o průměru asi 315 m vzniklo náhlou explozí 17.5.1724. Je jedním z mála jezer, jež vznikla v historické době (HUTCHINSON 1957).



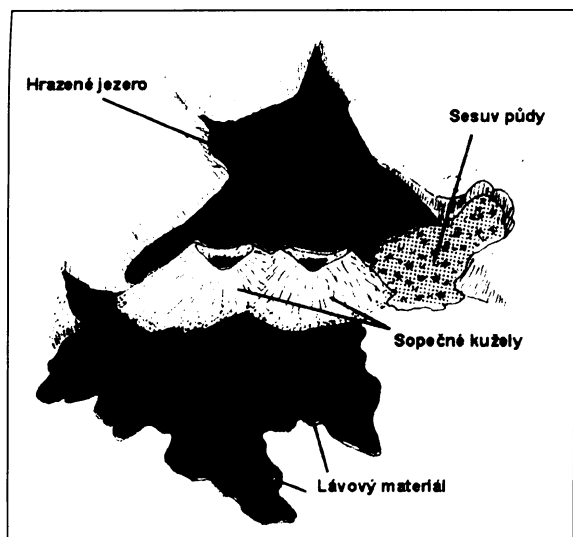
**Obrázek 26:** Profil mocného vrstevnatého tufového valu, který obklopuje jezero d'Issarlès v Massivu Central (foto M. Křížek).

Méně obvyklá jsou jezera ve sníženinách na povrchu lávových plošin, která vyplňují deprese vzniklé při tuhnutí lávy. Za pozornost stojí jezero Myvatn na severu ostrova Island, které při své obrovské ploše 37 km<sup>2</sup> má maximální hloubku pouze 4 m. Jeho pobřeží je velmi členité, na jezeře se vyskytuje mnoho drobných ostrůvků vzniklých při přínosu nové lávy při erupci v roce 1729. Jezero je významným hnízdištěm mnoha druhů ptáků. Další příklady nalezneme v Auvergne, na Dekkanské plošině atd.

Posledním typem jezer vzniklých sopečnou činností jsou jezera, která vznikla zahrazením říčního údolí lávovým proudem nebo přímo sopečným kuželem. Názorné příklady obou typů jezer nalezneme opět v Massivu Central. Lac d'Aydat vzniklo přehrazením říčního údolí lávovým proudem (obr. 27), vznik jezera Chambon je patrný z obrázku 28.



**Obrázek 27:** Schéma vzniku jezera d'Aydat (upraveno podle LAVINA 2002). Údolí řeky Veyre bylo přehrazeno lávovým proudem ze sopečných kuželů Vichatel, Lassolas a Vache. Plocha jezera je asi 60 ha, maximální hloubka dosahuje 14,5 m. Na bocích lávového proudu vznikla 3 další menší jezírka. Jezero vzniklo asi před 8 500 lety (BRULÉ-PEYRONIE, DURANTEL 1997).



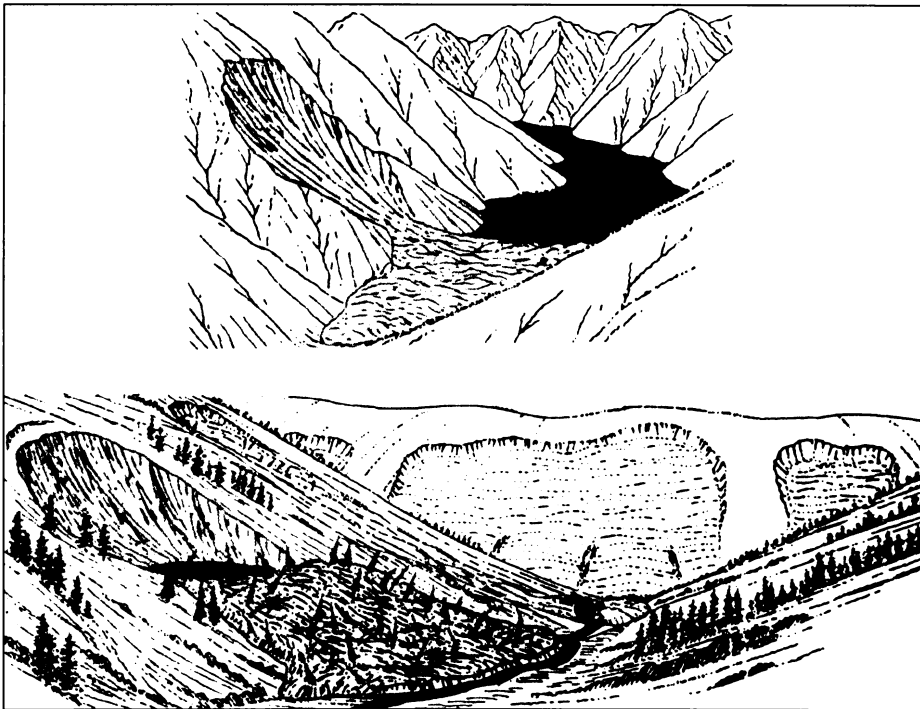
**Obrázek 28:** Schéma vzniku jezera Chambon (upraveno podle LAVINA 2002). Původně glaciální údolí řeky Couze bylo asi před 14 000 lety přehrazeno vulkánem le Tartaret. Plocha jezera je přibližně 60 ha, maximální hloubka je mezi 5 a 6 m (BRULÉ-PEYRONIE, DURANTEL 1997).

### 5.3. SESUVEM HRAZENÁ JEZERA

Sesuvem hrazená jezera reprezentují dynamiku geomorfologických procesů v současnosti, jsou většinou důsledkem katastrofických událostí, které vznikají nejčastěji následkem intenzivních dešťů nebo zemětřesení. Nacházejí se převážně v horských oblastech, kde často dochází v důsledku zvětrávání a gravitačních pohybů ke skalnímu řícení nebo sesuvem různého typu, kdy velký objem tohoto neuzpevněného materiálu přehradí vodní tok v údolí (viz obr. 29, 30 a 31). Materiál sesuvu je obvykle dobře erodovatelný, takže vytvořený povrchový odtok může poměrně rychle prohlubovat svou bázi a může dojít až k vyprázdnění jezera.

V roce 1840 pod osmitisícovkou Nanga Parbat vzniklo jezero, poté co se z hory Hatu Pír zřítíl její svah do Indu. Hráz vysoká 320 m dala vzniknout jezeru dlouhému 65 km. Existence tohoto jezera však nebyla dlouhá. Asi po půl roce se hráze jezera vlivem přetékající vody prorhla a to se během 24 hodin zcela vyprázdnilo. Důsledkem byla jedna z největších doložených povodňových katastrof na Indu (ŠTĚRBA 1986).

Největší sesuvem hrazené Sarezské jezero vzniklo 18.2.1911 v údolí řeky Murgab v Pamíru jako důsledek sesuvu 2 km<sup>3</sup> materiálu při silném zemětřesení. Sesuv vytvořil 800 m vysokou hráze, za kterou se po 3 roky postupně plnilo jezero, které v současnosti dosahuje plochy asi 100 km<sup>2</sup>, délky 60 km a maximální hloubky 500 m. Jezero, jehož hladina leží v nadmořské výšce 3240 m n.m., má pouze podzemní odtok, je však nebezpečné vzhledem k možnosti vzniku sesuvů ve svazích na březích jezera. V současné době zde proto probíhá intenzivní výzkum a monitoring sesuvných území (KOTLJAKOV 2001).



**Obrázek 29:** Schéma vzniku sesuvem hrazených jezer. Na horním obrázku je znázorněn velký rotační sesuv, který přehradil původní říční údolí. Na spodním obrázku je příklad sesuvu, který svou velikostí nezahradil celé údolí (hnědá barva). Dále po proudu je vidět starší sesuv, který vytvořil jezero. Vlivem erozní činnosti povrchového výtoku z jezera byla hráz proerodována a jezero zaniklo. V odlučné části sesuvu se vlivem nestejných rychlostí sesouvání materiálu ve svahu vytvořilo menší jezero zásobované srážkovou a podzemní vodou (upraveno podle Wetzel 2001).

Sesuvem hrazená jezera nalezneme i na území Česka (viz kap. 6.4.). Na Slovensku se nacházejí sesuvem hrazená jezera ve flyšových Karpatech - Malé Osturnianské, Jezerské, Velké Osturnianské, ve Vihorlatu potom Velké a Malé Morské oko, ve Velké Fatře jezero na Blatné atd. (RUBÍN 1988). Výzkumem jezera na Blatné a geomorfologií sesuvového území se ve své diplomové práci podrobně zabýval BADUŠEK (1982).



**Obrázek 30:** Jezero Koltor (Tjan-Shan, Kyrgyzstán) je příkladem jezera, jehož základ hráze je tvořen morénou. Ta byla později překryta mohutným sesuvem z pravé strany údolí a později menším sesuvem z levé strany údolí (foto S. Jerochin).



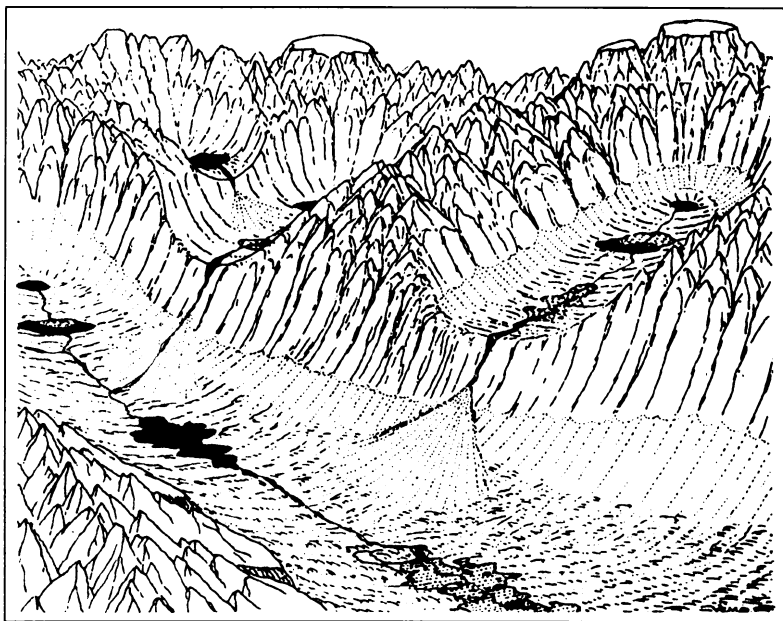
**Obrázek 31:** Jezero Kutman-Kul' (Západní Tjan-Shan, Kyrgyzstán) je hrazeno mohutným sesuvem z pravé strany údolí.

#### **5.4. GLACIÁLNÍ JEZERA**

Podle KALFA (2002) se jedná o nejpočetnější typ z celkového počtu jezer na Zemi – na ledovcová jezera podle něj připadá 72% všech jezer. Jejich vznik je vázán na konec posledního glaciálu, většina jich vznikla v období 15 – 9 ka BP. V oblastech současného zalednění, převážně v blízkosti ledovcových splazů, nacházíme glaciální jezera jejichž stáří je pouze několik desetiletí. Vzhledem k současnému ústupu zalednění existuje mnoho jezer, která se stále zvětšují. Hráze některých glaciálních jezer mohou být vlivem různých procesů rozrušeny, zpravidla potom dochází k průvalu jezera, který je doprovázen katastrofálními procesy – bahnotoky (sely) a povodněmi (JANSKÝ ET AL. 2006).

Glaciální jezera lze rozlišit na mnoho typů. První skupinu tvoří jezera s pánví hloubenou erozní činností pohybujícího se ledovce (obr. 32). Současné jezerní pánve byly vyhloubeny jednotlivými jazyky z pevninského ledovcového štítu, ledovcovými splazy modelující údolí velehor (trogy) nebo nalezneme jezera v karech v nejvyšších partiích vyživování začínajícího ledovce. Příkladem trogového jezera je Zbojnické pleso ve Vysokých Tatrách. Karová jezera jsou rozšířena ve všech velehorách, nejvýznamnější česká ledovcová jezera leží v šumavských karech (viz kap. 6.1.).

Zvláštní, méně častou skupinou jezer jsou nivační jezera. Vznikají nadržím vody z roztáleného sněhu a z firnovisek v nivačních a jiných depresích. Jílový nebo skalní podklad znemožňuje prosakování a ztráty vody. V průběhu letního půlroku jsou živena srážkovou vodou, ta částečně nahrazuje vodu vypařenou. Nacházejí se v nejvyšších polohách a bývají malých rozměrů.



**Obrázek 32:** Trogová a karová jezera. Karová jezera se nacházejí v nejvyšších partiích pohoří, trogová jezera vznikla erozní činností pohybujícího se ledovce v údolích tvaru U (upraveno podle WETZEL 2001).

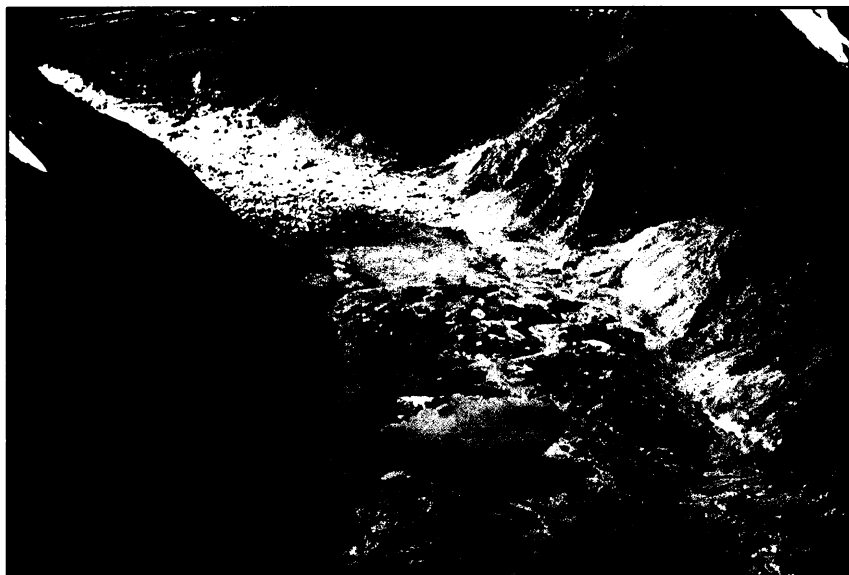
#### 5.4.1. PROGLACIÁLNÍ JEZERA

HUTCHINSON (1957) a rovněž BENN A EVANS (1998) vydělují ze skupiny ledovcových jezer tzv. jezera proglaciální, která jsou hrazena nebo se nacházejí přímo v ledovci nebo moréně, která s ním má kontakt. Ta se dále dělí na:

##### ***Jezera „ledovcová“***

Patří sem jezera, která se formují přímo na povrchu ledovců v termokrasových trychtýřích a sníženinách. Nejčastěji je nalezneme v okrajových částech ledovců. Objemy těchto jezer mohou dosahovat až několik desítek tisíc m<sup>3</sup>.

Jezera hrazená ledovcem vznikají v místech, kde ledovec z hlavního údolí přerušuje ledovcový proud z doliny vedlejší nebo naopak. Tavné vody odtékající z údolí, jež je přehrazeno, jsou pak zadržovány a akumulují se v jezero. Příkladem je jezero Merzbachera (objem zadržované vody až 130 mil. m<sup>3</sup>), které vzniklo v místě styku hlavního ledovce Jižní Inylček s ledovcem z vedlejšího údolí – Severní Inylček (obr. 33). K odtoku vody z jezera dochází pomocí kanálů uvnitř ledovce a naplnění jezerní pánve závisí na jejich průchodnosti. Průchodnost se zvětší se vzrůstajícím tlakem vody, přičemž při dosažení kritického tlaku dojde k otevření kanálů a rychlému podzemnímu odtoku vody. Období největšího naplnění ledovcem hrazených jezer je velmi nebezpečné, protože většinou končí průvalem. Průvaly jezera Merzbachera probíhají pravidelně jednou za 2 – 3 roky, v roce 1966 došlo ke dvěma průvalům (JANSKÝ ET AL. 2006).



**Obrázek 33:** Jezero Merzbachera vzniklo v místě, kde se ledovcový proud severního Inylčeku napojuje na Jižní Inylček (foto Z. Engel).

Vnitroledovcová jezera se formují v dutinách ledovců a z povrchu nejsou viditelná. Nacházejí se převážně v místech velkých ledopádů se složitým systémem kanálů.

#### ***Moréno-ledovcová jezera***

Tento typ jezer můžeme rozdělit na další dva podtypy – jezera vnitromorénových depresí a termokrasových depresí.

První typ vzniká ve vnitromorénových depresích po ústupu ledovce (obr. 34). Dno a břehy (stěny) jezera jsou tvořeny nepropustnými materiály, převážně čistým a morénovým ledem a zmrzlým úlomkovým materiálem. Na tomto nepropustném podloží se zadržuje voda, která se v letním období ohřívá na 8 – 10°C. To vede ke zrychlenému tání ledu a zmrzlých klastik v podloží. Deprese (jezerní pánev) se postupně prohlubuje a roste objem vody těchto jezer (ten se pohybuje od desítek m<sup>3</sup> po mil. m<sup>3</sup>).

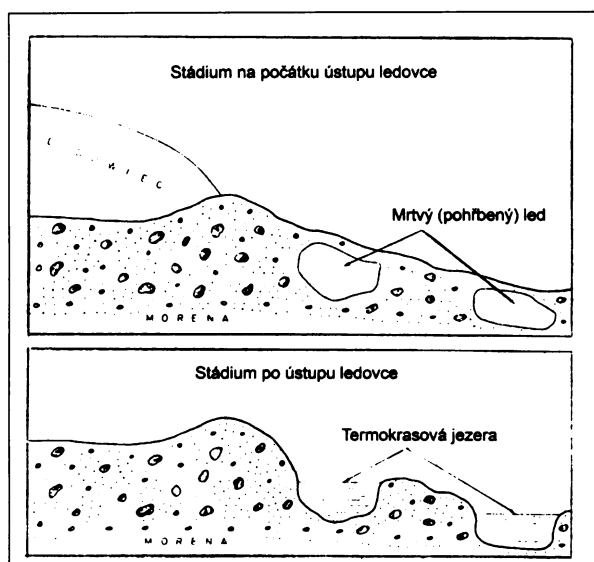
V procesu vývoje jezerních pánví těchto jezer se vyděluje aktivní a pasivní etapa. V aktivní etapě se pánev prohlubuje a rozšiřuje na úkor tání čistého a morénového ledu. Postupně se zmenšuje podíl čistého ledu, přibývá morénového ledu a morénového materiálu s obsahem ledu. Z úlomkovitého materiálu se formuje termoizolační vrstva, která v dalším období vývoje ochraňuje pohřbený led před dalším táním. Když se tato dostatečně mocná vrstva vytvoří na dně jezera, prohlubování jezera se přerušuje a jeho vývoj pokračuje do stran. Následuje pasivní etapa vývoje jezera, kdy se jezero zmenšuje nebo vysychá.



**Obrázek 34:** Jezero Petrova (Tjan-Shan) je největším kyrgyzským jezerem, které leží ve vnitromorénové depresi. Hráz jezera je z části tvořena pohřbeným ledem, jehož odtáváním vznikají četná termokrasová jezera, která oslabují pevnost morénové hráze. Ledovcové splazy, které spadají přímo do jezera, rychle ustupují, což má za následek rychlé zvětšování plochy a objemu jezera (ČERNÝ ET AL. 2006).

Jezera termokrasových depresí se formují v ledovcových morénách, vznikají následkem tání čoček pohřbeného ledu (jsou to úlomky ledovce zanechané ve spodní moréně a dlouho konzervované v morénových nánosech). Akumuluje se zde voda z roztátého ledu a sněhu a ze svahů morény v okolí deprese (obr. 35 a 36). Jezera bývají často bezodtoká nebo mohou mít podzemní odtok, který se uskutečňuje podzemními vnitromorénovými kanály. Termokrasová jezera nacházíme i v oblastech bývalého zalednění pevninského ledovcového štítu.

V oblastech výskytu permafrostu se často vyskytují mělká jezera (velikost od několika metrů po 10 km) na dně kruhovitých nebo protáhlých depresí s relativně příkrými svahy (alasy – obr. 37). Vznikají poklesem půdy po roztátí zmrzlé půdy, kdy se zmenší její objem. Jezero se postupně zvětšuje a vzhledem k vyšší schopnosti akumulace tepla ve srovnání s okolním zemským povrchem pod ním vzniká talik, tvořený podzemní vodou vzniklou z roztátého permafrostu (DEMEK 1987).



Obrázek 35: Schéma vzniku termokrasových jezer (upraveno podle DYNOVSKA, TLALKA 1982).



Obrázek 36: Termokrasové jezero v morénové hrázi jezera Petrova (Tjan-Shan, Kyrgyzstán). Velmi dobře jsou patrné rozpadlé bloky pohřbeného ledu, které rychle odtávají (foceno na začátku července 2005). O rok později byly již bloky zcela roztáté.



Obrázek 37: Družicový snímek ze Sojuzu 22 (ANONYMOUS 1980) zachycující velký počet alasových jezer v centrálním Jakutsku v povodí řeky Viluj (levý přítok Leny).

#### 5.4.2. DALŠÍ TYPY LEDOVCOVÝCH JEZER

##### *Morénová jezera*

Jezera morénového typu se nacházejí zpravidla hypsometricky níže než předchozí typy ledovcových jezer. Hráze těchto jezer tvoří převážně starší stabilní morénové komplexy (obr. 38). Vznikla při ústupu a tání ledovce, kdy morény přehrazují údolí nebo zůstávají na vnějších okrajích karů nebo trogů. Mnoho horských jezer je smíšeného původu, na jejich vzniku se podílela erozní i akumulární ledovcová činnost. Často jsou tato jezera pozůstatkem



termokrasových jezer v čelních nebo bočních morénách. Jezera mají zpravidla vyrovnaný hydrologický režim, odtok je buď povrchový nebo podzemními vnitromorénovými kanály.



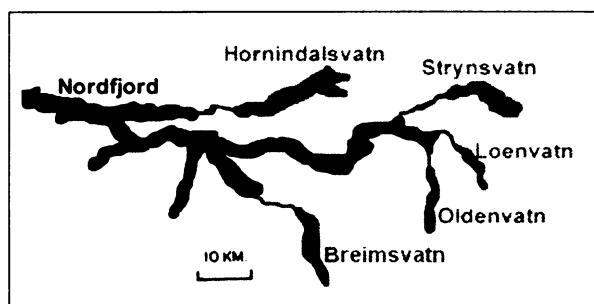
**Obrázek 38:** Jezero Gokyo (Himálaj, Sagarmatha National Park) je hrazeno boční morénou (foto A. Korbová).

### ***Jezera hrazená skalním prahem***

Tato jezera jsou hrazena tzv. „riegelem“ (z německého riegel – příčka, závora) - nízkou bariérou nebo stupněm z odolných hornin, který probíhá napříč ledovcovým údolím (HUGGETT 2003, HUTCHINSON 1957). Tento pás hornin, který je odolný vůči erozní ledovcové činnosti, vytváří napříč údolím práh, za kterým se po ústupu ledovce akumuluje voda z tavných ledovcových vod. Voda z jezera vytéká v nejnižším bodě tohoto prahu. Často bývá „riegel“ překryt morénovým materiálem, což má za následek zvýšení vodní hladiny. Výtok z těchto jezer je většinou uskutečňován podzemní cestou přes morénu, většinou na úrovni skalního prahu.

### ***Fjordová jezera***

Jsou to jezerní pánve, které leží v ledovcových údolích (často tektonicky založených) pobřežních pohoří. Od moře, které zatopilo část fjordu, jsou odděleny buď odolnějším skalním prahem nebo morénou, existují i kombinace obou způsobů. Většinou se jedná o velmi hluboká jezera s příkrými břehy. Nalezneme je v Norsku (obr. 39 a 40), Skotsku, na Jižním ostrově Nového Zélandu a jinde.



**Obrázek 39:** Jezera v Nordfjordu (upraveno podle HUTCHINSON 1957).



**Obrázek 40:** Jezero Hornindalsvatn je se svou maximální hloubkou 514 m nejhlubším jezerem Evropy (foto K. Stamp, <http://www.norskfoto.nl>).

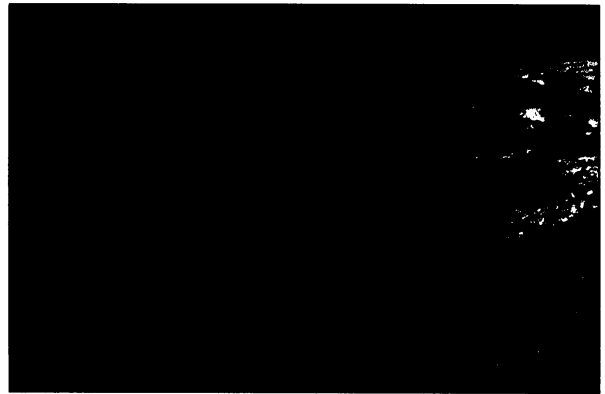
## 5.5. KRASOVÁ JEZERA

Krasová jezera mají původ v rozpouštění krasových hornin vodou, které vede ke vzniku depresí – závrťů, poljí, propastí, cenotů a jejich zaplnění vodou, pokud došlo k zanesení odtoku vody z deprese. Zanesení odtoku nastává nejčastěji zahliněním. Řadíme sem i jezera v podzemních jeskyních – sintrová, která vznikají usazováním vysráženého uhličitanu vápenatého, případně jezera egutační – vzniklá v jamkách po odkapávání vody ze stropu jeskyní. Z povrchových se nejčastěji vyskytují závrťová jezera, což jsou ucpané závrty vyplněné trvale nebo dočasně vodou. Lze je nalézt v každém plně vyvinutém krasu (Slovensko - Jašterčie, Silické atd.). Poljová jezera mají obvykle větší rozlohu, zavodněna bývají většinou jen na jaře, než se vyprázdní zásoby podpovrchové vody (KUNSKÝ 1939). Krasová jezera se nacházejí rovněž na dnech propastí (viz kap. 6.3.).

Ve vodách s velkým obsahem uhličitanu vápenatého se tvoří jezera travertinová, někdy nazývaná jezera hrazená vlastními chemickými sedimenty (RUBÍN 1988). Podrobněji je proces vzniku těchto jezer popsán na příkladu jezírek na Bubovickém potoce v Českém krasu v kapitole 6.3. Asi největší travertinová jezera nalezneme v Dinárském krasu – Plitvická jezera (obr. 41). Dalšími místy výskytu těchto většinou již menších jezer je např. známé turecké Pamukale nebo čínské Baishutai (obr. 42).



**Obrázek 41:** Pohled na spodní část kaskády Plitvických jezer. Travertinové hráze tvoří výškové stupně až 46 m vysoké.



**Obrázek 42:** Travertinová jezírka Baishutai v provincii Yunnan v Číně.

Zvláštním typem jezer jsou tzv. jezera prameniště. Tvoří se v bezprostřední blízkosti vývěru prostých či minerálních podzemních vod. Obvykle jsou velmi mělká, po zániku nebo přemístění pramene rychle zarůstají vegetací a zanikají. Světově proslulé je jezero Héviz u Keszthély (Maďarsko). V místě vývěru termálního pramene vzniklo jezero o ploše 4,4 ha, které se nálevkovitě svažuje do hloubky 38 m. Relativně velká vydatnost pramene 86 tis. m<sup>3</sup> za den (cca 1 l·s<sup>-1</sup>) způsobuje, že se voda v jezeře vymění za 48 hodin. Mírně radioaktivní vody bohaté na síru a hydrogenuhličitanové soli jsou i díky své teplotě 23 - 36°C lázeňsky využívány více než 200 let (<http://www.heviz.hu>).

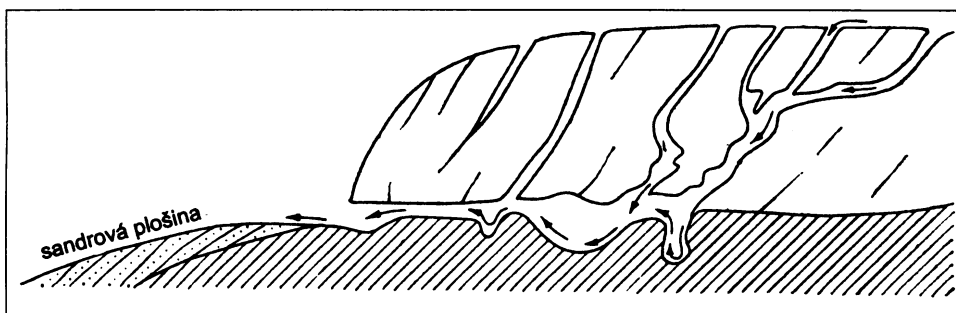
## **5.6. JEZERA VZNIKLA FLUVIÁLNÍ ČINNOSTÍ**

Tekoucí voda může vytvářet pánve jezer buď erozní nebo akumulací činností. Nejčastějším typem fluviálních jezer jsou odškrcené říční meandry, jejichž vznik a vývoj je podrobně sledován v kapitole 6.2.

V aridních oblastech, kde se nacházejí periodické vodní toky, nalezneme jezera v prohlubních vzniklých erozní činností vodního toku. Jsou to jezera buď trvalá nebo periodická, nalézáme je na řekách občasných nebo v již suchých údolích, kde jsou živena převážně podzemní vodou. Příkladem jsou africké „gelty“ v trvale vyschlých korytech. Často v těchto dlouho odděleně se vyvíjejících jezerech nalezneme vzácné druhy flóry a fauny (v alžírských geltách žili krokodýli ještě v 70. letech 20. stol.

V souvislosti s erozní činností je potřeba zmínit jezera, která vznikla erozí subglaciálních vod (obr. 43). Tavné ledovcové vody, které odtékaly po povrchu nebo pod povrchem ledovce, svou erozní činností vytvořily deprese většinou protáhlého tvaru, které

byly po ústupu ledovce vyplněny vodou. Mnoho těchto jezer nalezneme např. v německých či polských jezerních plošinách. V Polsku se nazývají jezera rynnowa, v Německu Rinnensee.



**Obrázek 43:** Schéma vzniku tzv. rynnowých jezer (upraveno podle DYNOVSKA, TLALKA 1982).

Jezerá mohou vznikat též zahrazením vodního toku dejekčním kuželem z vedlejšího údolí. Tato jezera vznikají převážně v horských oblastech při extrémně rychlém přínosu fluviálního materiálu z vedlejšího údolí, ve kterém jsou např. vydatnými srážkami nebo průtrží jezera vyvolány sely (bahnotoky - s vodou promísený kamenito-šterkovo-pískový materiál, s rostoucím sklonem a průtokem roste velikost přepravovaného materiálu).



**Obrázek 44:** Jezero Minžilki v údolí Issyk-Ata (Tjan-Shan, Kyrgyzstán). V roce 1995 ještě jezero neexistovalo, bylo objeveno při přeletu v roce 1998. Z pravé strany je údolí hrazeno kamenným ledovcem z vedlejšího údolí, na obrázku vpravo je vidět selový materiál, který způsobil přehrazení údolí a vznik jezera (ČERNÝ ET AL. 2006).



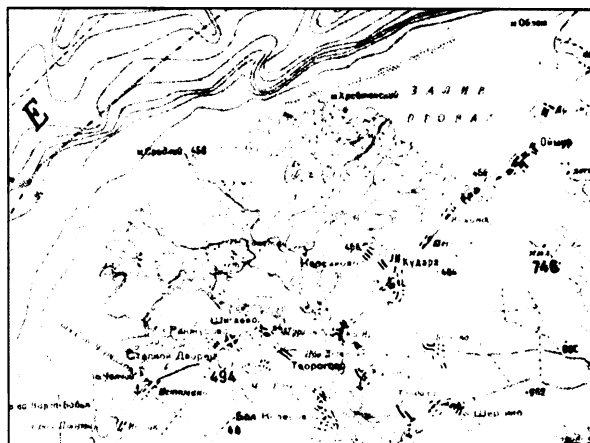
**Obrázek 45:** Výnosový kužel z vedlejšího údolí Ak-Saj do údolí řeky Ala-Arča (Tjan-Shan, Kyrgyzstán). Dosavadní vývoj kuželu zatím způsobil pouze odklonění toku řeky Ala-Arča do levého okraje údolí. Kužel je postupně zvětšován mocnými selovými proudy, které zde vznikají zpravidla jako následky průtrže periodického vnitromorénového jezera (ČERNÝ ET AL. 2006).

Deltová jezera jsou někdejší částí moře odříznuté nánosy rychle postupující delty v ústí velkých řek. Nalezneme je např. v deltách řek Mississippi, Nil, Indus, Dunaj, Rhôna. Může se jednat se o rozlehlé a mělké vodní plochy, které zpravidla představují unikátní

biotopy, ekologicky hodnotné druhovým bohatstvím vodních i suchozemských rostlin a živočichů (obojživelníci, bahenní rostliny, hnízdiště ptáků a pod.). Deltová jezera velkých řek mění svůj tvar vlivem povodní, které rovněž přispívají k jejich rychlému zanášení. Zvláštním případem je Prespanské jezero, které bylo rozděleno postupující deltou na dvě části – Velké a Malé Prespanské jezero (RUBÍN 1988).



**Obrázek 46:** Severovýchodní část delty řeky Mississippi s velkým počtem deltových jezer (upraveno podle HUTCHINSON 1957).



**Obrázek 47:** V deltě řeky Selengy, největšího přítoku jezera Bajkal, nalezneme mnoho drobných i větších jezer (ANONYMOUS 2001). V severní části delty je záliv Proval, který podle JANSKÉHO (1989) vznikl poklesnutím Saganské stepi (200 km<sup>2</sup>) následkem zemětřesení o odhadované síle 10 stupňů Richterovy stupnice v roce 1862.

Sufózní jezera jsou zvláštním typem jezer, který vzniká erozí podzemní vody v propustných nebo v silně rozpukaných horninách. Vyplňují deprese po mechanickém vyplavování a odnosu drobných částic sypkých usazenin (např. spraší a sprašových hlín) podzemní vodou ve směru sklonu svahu. Vznikají tak mělké podlouhlé či kruhové deprese o průměru i několika set metrů. V suchých částech roku většinou vysychají (KRÁL 1999).

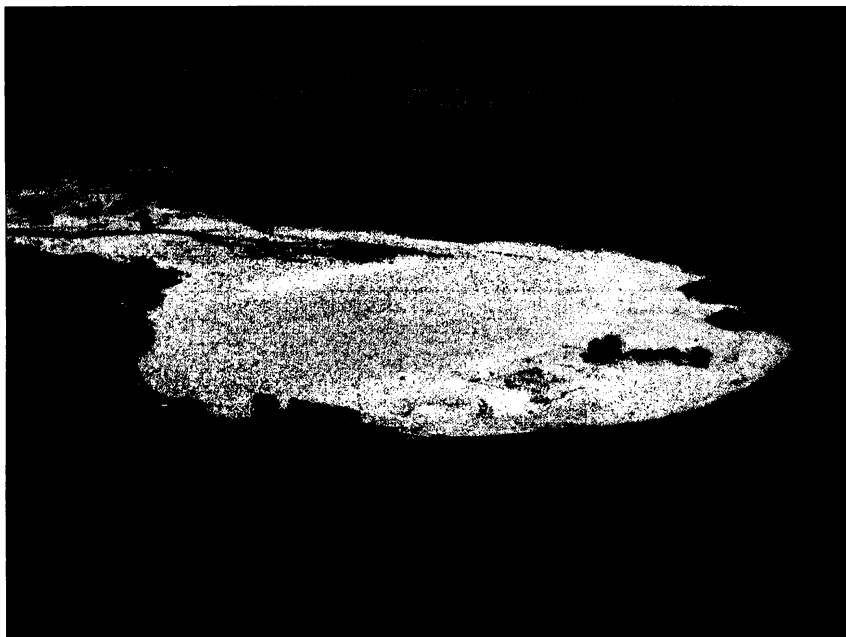
## 5.7. EOLICKÁ JEZERA

Eolická jezera jsou mělké povrchové sníženiny ve stepních a pouštních oblastech. Jejich pánve nejčastěji vznikají deflací (vyvátím zemin nebo písku větrem) a jsou následně vyplněné vodou. Jsou napájeny podzemními nebo periodickými povrchovými přítoky. V severní Africe se setkáme s regionálním názvem pro tato jezera - šoty (Šott-al-Malghir). Po

většinu roku jsou to zasolené bažiny. Velké jezero u obce Vojka ve Východoslovenské nížině, které je dnes spíše zarůstající bažinou, má podle RUBÍNA (1988) zřejmě stejný původ.

Z Ruska jsou známá jezera vzniklá nerovnoměrným ukládáním spraše, které bylo podmíněno topografií terénu před její akumulací. Jedná se různě velká (10 m až 12 km) a různě hluboká (10 cm až 10 m) periodická jezera, kde je voda akumulována převážně v jarním období.

Mezi eolická jezera řadíme též jezera, která vznikla zahrazením údolí písečnými přesypy. Jako příklad může lze uvést periodické jezero v poušti Namib (nejvíce vody je zde od listopadu do března), ve kterém končí svůj tok řeka Tsauchab, která odvodňuje Namibijsou vysočinu (obr. 48). Voda se z jezera nevypaří, ale vsákne se do písečného podloží a nikdy nedotéká do Atlantského oceánu, proto není pánve jezera zasolená. Podobná jezera jsou známá i z Austrálie.

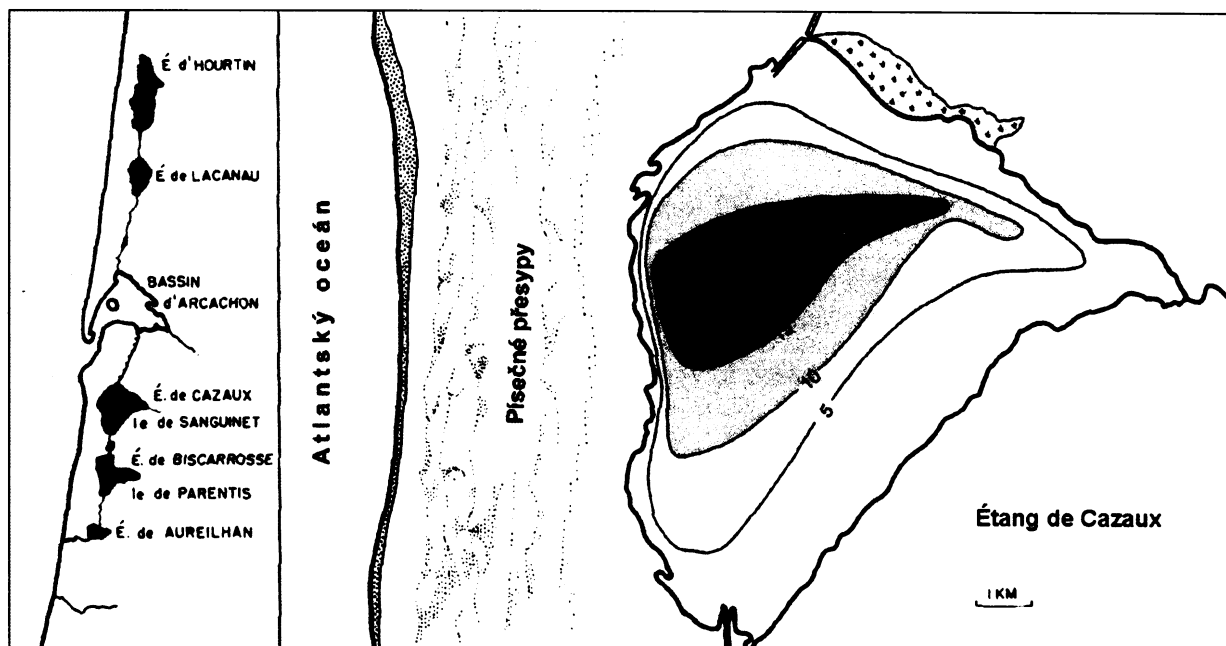


**Obrázek 48:** Jezero hrazené písečnými dunami v poušti Namib (foto G. Vaughan, <http://epod.usra.edu>).

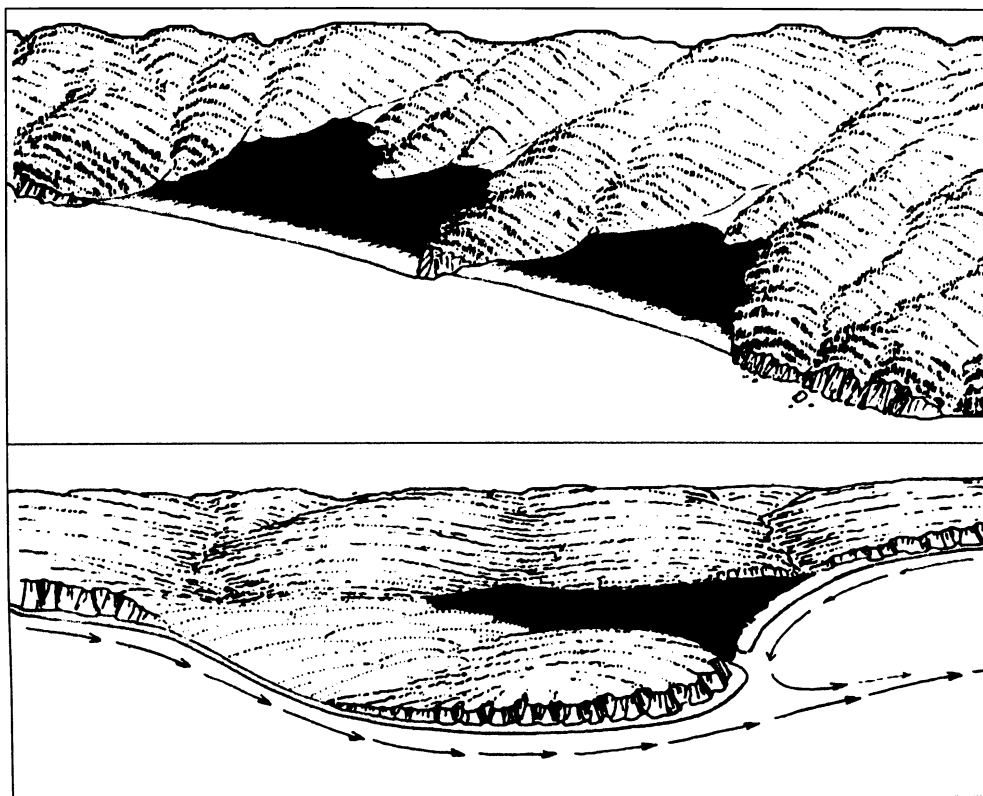
## **5.8. JEZERA NA MOŘSKÉM POBŘEŽÍ**

Prvním typem jsou lagunová jezera. Jsou to jezera, jejichž pánve jsou hrazeny písečnými přesypy. Tento materiál nanoslo moře v důsledku příboje nebo pobřežních proudů. Tyto písečné hráze zadržují vodu, která přitéká z pevniny. Hladina lagunových jezer leží často výše než hladina mořská. Známou oblast Landes s velkým počtem lagunových jezer

nalezneme na pobřeží Atlantského oceánu jihozápadně od Bordeaux (obr. 49). Lagunová jezera se zde místním názvem nazývají „étangy“.



**Obrázek 49:** Pobřeží oblasti Landes ve Francii. V levé části obrázku je soustava lagunových jezer se změněnou říční sítí, která vede vlivem existence písečných přesypů paralelně s mořským pobřežím. Vpravo je detail pobřeží v okolí jezera de Cazaux (upraveno podle HUTCHINSON 1957).



**Obrázek 50:** Schéma vzniku limanových jezer, která vznikají oddělením původních mořských zálivů písečnými kosami (upraveno podle WETZEL 2001).

Limanová jezera jsou hrazená písečnými přesypy a kosami, které oddělily někdejší mořské zálivy při ústí řek do moře (viz obr. 50). Oproti lagunovým jezerům se vyznačují větší salinitou akumulované vody, která se může zmenšovat přítokem sladké vody nebo se může zvětšovat, když do se do jezera dostává slaná mořská voda při bouřlivém příboji či přílivu. Příkladem limanového jezera je např. jezero Lebsko na pobřeží Baltského moře.

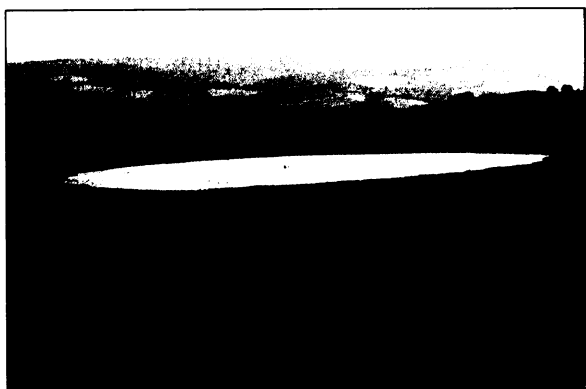
Stejně jako na mořském pobřeží, mohou vznikat výše popsányi způsoby jezera na pobřeží velkých jezer. U některých jezer může dojít k tomu, že stále se zvětšující výběžek nánosů rozdělí jezero na dvě části.

### **5.9. ORGANOGENNÍ JEZERA**

Světová literatura tuto kategorii jezer označuje za málo významnou vzhledem k malé velikosti vzniklých vodních ploch. Organogenní jezera vznikají akumulací odumřelých částí organismů, která mohou vytvářet buďto hráze nebo kruhovitě deprese. Dělíme je podle toho, zdali se jedná o rostlinné zbytky nebo zdali jezerní pánve vznikly činností korálů. Prvním typem jsou jezera tvořené hrázemi rostlinného původu. Příkladem je čtvrté největší jezero USA - rozlehlé ale mělké jezero Okeechobee na Floridě, které vzniklo v humidní tropické oblasti. Dalším typem jsou jezera vytvořená v rašeliništích a slatiništích, kterými se podrobně zabývá kapitola 6.5. Třetí typ organogenních jezer vzniká v místech, kde růst korálů oddělí od moře lagunu většinou kruhového či oválného půdorysu.

### **5.10. INUNDAČNÍ JEZERA**

Jsou to dočasné přirozené nádrže napájené filtrovanou podzemní vodou v době mimořádného zvýšení její hladiny (tání sněhu, silné deště). Často splývají s tzv. povodňovými jezery, která vznikají akumulací povodňových vod v mělkých depresích říčních niv.







**Obrázky 51, 52, 53:** Občasné jezírko ve svahovém úpadu u Bílenic na Sušicku. První fotografie zachycuje stav nedlouho po intenzivních srážkách, které způsobily rozsáhlé povodně v srpnu 2002. Úroveň hladiny podzemní vody se držela na vyšší úrovni ještě celé jaro 2003. Jezírko začalo postupně vysychat s rostoucím výparem. Druhá fotografie jej zachycuje v červnu, v červenci pak došlo k jeho úplnému vyschnutí (foto 3).

### **5.11. ANTROPOGENNÍ JEZERA**

Jsou to jezera, jejichž pánev vznikla v důsledku činnosti člověka. Někteří autoři mezi tento typ jezer řadí i přehradní nádrže. Jak bylo uvedeno v předchozí kapitole, v této práci je za antropogenní jezero považováno pouze to, které nelze běžným způsobem vypustit. Obecně lze říci, že se jedná o deprese po těžební činnosti (kamenolomy, šterkovny, pískovny a hliniště), které jsou trvale zaplněny vodou. Podrobnější dělení antropogenních jezer ve světové literatuře nenalezneme, podrobnější dělení těchto vodních ploch na území ČR je provedeno v kapitole 6.6.

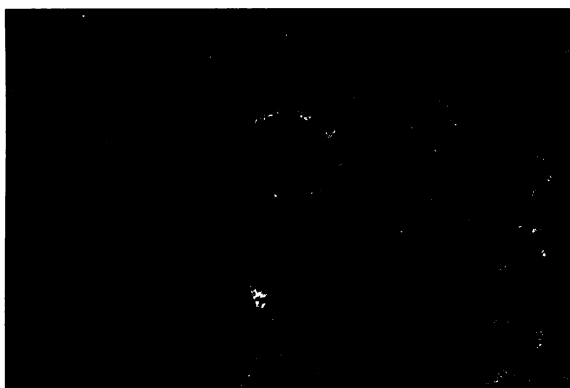
HUTCHINSON (1957) do této skupiny jezer řadí i jezera, která vznikla činností bobrů. Jedná se o jezera vzniklá přehrazením vodních toků bobřími hrázemi, které jsou tvořeny kmeny stromů, větvemi a hlínou. Bobr americký (*Castor canadensis*) staví hráze o délce až 650 m, bobří evropský (*Castor fiber*) staví hráze daleko menších rozměrů. Jezera vzniklá činností bobrů nacházíme v areálech jejich výskytu, na mnoha místech severní Evropy, USA, Kanady atd.

### **5.12. JEZERA V KRÁTERECH PO METEORITECH**

Tato jezera se nacházejí v depresích vzniklých energií, která se uvolní při dopadu meteoritu na zemský povrch nebo meteoru k zemskému povrchu. Kinetická energie meteoritu se při dopadu promění na zemětřesné vlny směřující do zemského povrchu, vlny do atmosféry a zbytek se přemění na tepelnou energii. Díky velkému množství předávané tepelné energie dochází k obrovskému výparu vody a uvolnění dalších plynů, které se projevuje velkým výbuchem. Výsledný kráter je mnohem větších rozměrů, než byla velikost dopadajícího

meteoritu. Vzhledem k uvolňování energie do všech směrů jsou vzniklé deprese vždy kruhového půdorysu, tvar nezávisí na úhlu dopadu meteoritu. Někdy může dojít k výbuchu meteoru nad zemským povrchem v atmosféře. Většina dobře známých a prozkoumaných meteorických kráterů se nachází v aridních oblastech, proto nejsou vyplněny vodou. Nejznámější jezera v kráterech po meteoritech jsou Ungava (obr. 54 a 55) v Quebecku v Kanadě, Laguna Negra v Gran Chaco v Argentině, Kaalijävr (Kaali Lake) na ostrově Ösel (Saaremaa) v Baltském moři u Estonska a jezera v Tunguzské pánvi (obr. 56) na Sibiři (HUTCHINSON 1957).

Jezero v kráteru Ungava (někdy se mu říká také Chubb Lake nebo eskymácky Pingualuit) vzniklo před 1,4 mil. let. Průměr 400 m hlubokého kráteru je 3,4 km. Vlastní jezero je hluboké 267 m a vyznačuje se velkou čistotou vody. Jezero nekomunikuje s ostatními okolními jezery, je živeno pouze srážkovou vodou. Oligotrofní voda se vyznačuje vysokou průhledností vody – až 30 m. Drobné ryby, které v jezeře přežívají, se do něho dostaly v době končícího posledního glaciálu, kdy bylo jezero spojeno s okolní velkou vodní plochou (GRIEVE 1991).



**Obrázek 54:** Jezero v kráteru Ungava se svým kruhovým půdorysem zřetelně odlišuje od ostatních jezer v oblasti ([www.googleearth.com](http://www.googleearth.com)).



**Obrázek 55:** Pohled na jezero Ungava z letadla. Stěny kráteru se k vodní hladině svažují pod úhlem 40-45° (foto Ch. O'Dale, <http://ottava.rasc.ca>).



**Obrázek 56:** Jedno z jezer v kráteru vzniklém v souvislosti s výbuchem tzv. Tunguzského meteoru mění v průběhu roku svoji plochu v závislosti na množství srážek a přítoku vody z tajícího sněhu (foto <http://www.tunguska.ru>).

## **6. GENETICKÉ TYPY A ZPŮSOB VZNIKU JEZER NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY**

Kolik je na území naší vlasti jezer? Odpovědět na tuto prostou otázku není vůbec jednoduché, zvláště považujeme-li za jezera i vodní plochy vzniklé činností člověka (zatopené lomy, pískovny, uměle odškrcená slepá říční ramena). Tato antropogenní jezera byla do výzkumu zařazena především proto, že je jich značný počet a mnohé z nich mají velký krajinářský či užitný význam. Přesný počet jezer je obtížné stanovit vzhledem k tomu, že není určen minimální rozměr jezera. Na základě analýzy turistických map KČT 1 : 50 000 vytvořených na podkladu vojenských topografických map bylo v Česku zjištěno více než 700 jezerních lokalit (HRDINKA 2004).

Jezerá lze klasifikovat podle různých hledisek. Podle chemického složení se rozlišují jezera sladkovodní, s vodou brakickou (slabě slanou) či slanou, z biologického hlediska rozlišujeme jezera oligotrofní, eutrofní, hypertrofní a dystrofní, tj. podle trofického potenciálu, resp. koncentrace biomasy ve vodě. Z pohledu vertikální výměny vody v jezerní pánvi lze jezera členit na holomiktní (s výměnou vody v celém vodním sloupci) a meromiktní (s výměnou vody do určité hloubky). Podle teplotních poměrů vody se rozlišují jezera polární, temperovaná a tropická. Genetická klasifikace vychází z třídění jezer podle způsobu vzniku jezerní pánve, přičemž převládá hledisko geomorfologické. Podrobnou genetickou klasifikací jezer ČR se zabývají následující práce: JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003, HRDINKA 2004, JANSKÝ, ŠOBR 2004 A, B. Pro Atlas krajiny ČR, jehož vydání je plánováno na rok 2007, byla vytvořena mapa genetických typů jezer ČR, která je vložena přílohou na konci této práce.

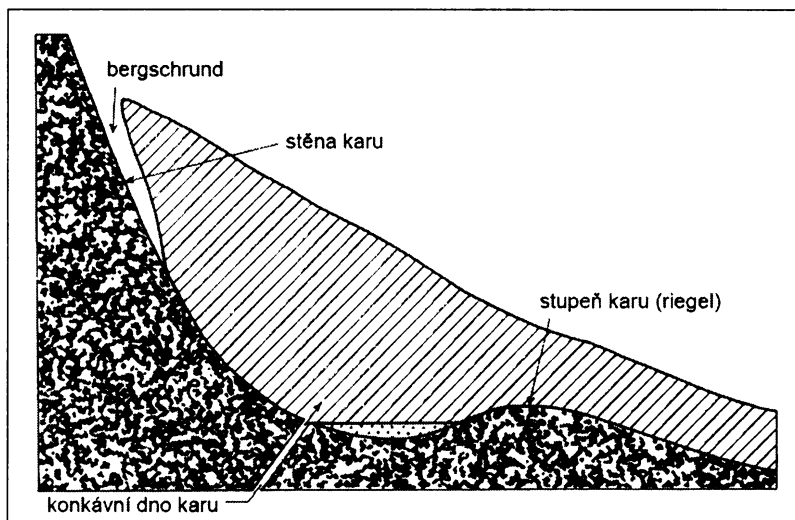
### **6.1. GLACIÁLNÍ JEZERA**

V chladných obdobích čtvrtohor, kdy byla celá severní Evropa pokryta pevninským zaledněním, které svým okrajem zasahovalo i na naše území, a Alpy byly pod příkrovem mohutného horského zalednění, se vytvořily menší horské ledovce i na Šumavě.

Šumava nebyla tak výrazně zaledněna jako Krkonoše, proto ledovcové tvary nejsou tak rozsáhlé. Přesto tu vzniklo několik karů, které byly druhotně vyplněny jezery. Vývoj ledovcových karů začínal ještě před vznikem vlastního ledovce. Ve svazích vznikaly mrazovým zvětráváním nejprve výklenky, ve kterých se akumulovalo stále větší množství sněhu. Mrazové zvětrávání působilo nejintenzivněji tam, kde byly nejčastější přechody teplot přes 0°C, kdy voda opakovaně mrzne a taje. Při tání voda zateče do všech trhlin a při mrznutí

rozrušuje i pevnou skálu. Ve skalních výklencích se postupně usadilo velké množství sněhu, který se pak postupně přetvářel v ledovec.

Typické kary jsou skalní pánve, otevřené k jedné straně. Jejich zadní strana a z části i boční stěny jsou tvořeny strmými skalními stěnami. V okrajové puklině mezi skalní stěnou a ledovcem (označuje se německým názvem bergschrund) probíhalo kdysi velmi intenzivní mrazové zvětrávání, a tak byla stěna stále strmější a kar se rozšiřoval směrem k vrcholu hory, na jejímž úpatí vznikl (obr. 57). Výška těchto karových stěn může být různá – u Plešného jezera se udává 288 m, ve světových velehorských pohořích lze očekávat výšky karových stěn i kolem 1 000 m. Směrem do údolí tvoří okraj ledovcového karu skalní práh, za kterým je později zadržována voda jezera. Tento práh může být někdy navýšen i morénou, jak je tomu v případě šumavských jezer.



**Obrázek 57:** Profil karem. Černou barvou je znázorněno skalní podloží, ledovec zobrazen šrafovou (upraveno podle DEMEK 1987).

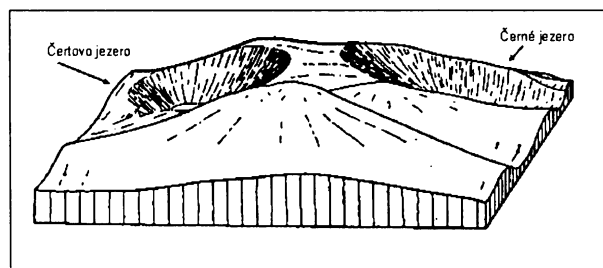
Na Šumavě se nachází celkem 8 jezer ledovcového původu v centrální části pohoří (Černé – obr. 59, Čertovo, Plešné, Prášílské a Laka na české straně pohoří a Velké a Malé Javorské a Roklanské na německé straně). Jsou to pozůstatky po ústupu svahových ledovců würmského stáří, v té době obklopujících temena a úbočí některých nejvyšších hor tohoto pohoří (obr. 58). Z výzkumu šumavských ledovcových jezer vyplývá, že všechna mají stejnou modelaci – jezerní stěnu, jezerní pánve a jezerní potok, jsou hrazeny morénovými valy, různě rozšířenými, které v několika obloucích uzavírají jezerní oblast. Nejspodnější moréna je zpravidla vzdálena několik set metrů od centrální části jezerní pánve. Střední morénový pás u všech jezer leží mezi 1000–1100 m n.m., přičemž hladina jezer se nachází ve vysokých polohách (900–1100 m n.m.) pod nejvyššími vrcholy pohoří (1300–1456 m n.m.). Expozice

karů, které nejsou vázány na určitou horninu, je mezi S a JV (KUNSKÝ 1933). Morfometrická data šumavských karů jsou uspořádána v tabulce 2. Více o morfometrických parametrech jezer v kapitole 6. 4. S výjimkou jezera Laka (obr. 60) se všechna ostatní vyznačují velkou hloubkou (morfometrické parametry šumavských jezer viz tabulka 6). Vedle nesporného krajinářského a estetického významu představují šumavská glaciální jezera důležitá refugia pro ohrožené druhy vodní flóry, šídlatku ostnovýtrusnou (*Isoëtes echinospora*) na Plešném jezeře a šídlatku jezerní (*Isoëtes lacustris*) na Černém jezeře (obr. 61).

**Tabulka 2:** Přehled morfometrických dat šumavských karů (KUNSKÝ 1933).

Jméno	Poloha	Nadmořská výška vrcholu [m n.m.]	Relativní výška [m]*	Délka [m]	Sklon karové stěny [%]	Hornina	Nejnižší hranice morén [m]
Velké Javorské jezero	V	1346	412	650	63,3	rula	850
	JJV	1455 (Javor)	521	1800	28,9	rula	-
Malé Javorské jezero	S	1271 (Bankl)	351	1150	30,5	rula	830
	SZ	1455 (Javor)	536	1500	35,7	rula	-
	SV	1390 (Javůrek)	471	1150	40,9	rula	-
Roklanské jezero	V	1454 (Roklan)	387	900	43	rula	870
	JV	1352 (kóta)	285	550	51,8	rula	-
„Staré j.“ pod Rokl.	JV	1454 (Roklan)	314	700	47,7	rula	-
Severní roklanský kar	S	1401 (kóta)	333	1100	30,2	rula	-
Černé jezero	SV	1270 (Svaroh)	262	650	40,3	svor	830
	S	1343 (Jez. h.)	333	800	41,2	svor	-
Čertovo jezero	JV	1343 (Jez. h.)	313	800	39,1	svor	asi 950
Jezero Laka	SV	1344	248	1075	23	rula	1025
Prášílské jezero	SV	1252	173	500	34,2	rula+žula	1020
Stará jímka	SV	1314	204	675	30,2	rula	1020
Plešné jezero	SV	1378 (Plechý)	288	502	57,5	rula	930

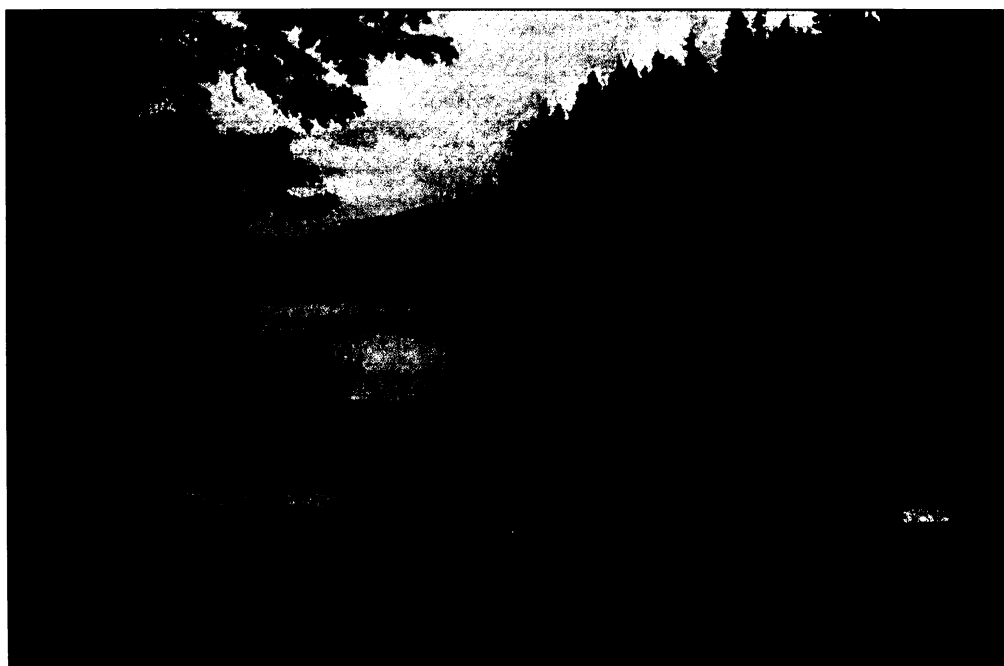
\* rozdíl výšek mezi hladinou jezera a vrcholem



**Obrázek 58:** Blokdiagram znázorňující kary Černého a Čertova jezera v Jezerní hoře (1343,4 m n. m.) při pohledu z Pancíře (1213,5 m n. m.), v popředí je vrchol Špičák (1202 m n. m.) (upraveno podle KUNSKÝ 1954).



**Obrázek 59:** Pohled na Černé jezero z jezerní stěny (foto M. Křížek).



**Obrázek 60:** Jezero Laka je se svojí maximální hloubkou 3,5 m nejměhlčím šumavským jezerem. Nachází se zde několik plovoucích i přisedlých ostrůvků (foto M. Milfort).



**Obrázek 61:** Šídlatka jezerní (*Isoëtes lacustris*) na dně Černého jezera (foto M. Čtvrtlíková).

Vedle šumavských jezer nalezneme menší ledovcové jezírko i v Krkonoších. Jedná se o Mechové jezírko (obr. 62) na české straně pohoří, které se nachází v západních Krkonoších ve střední části údolí Kotelského potoka. Ten odvodňuje jižní svahy Kotle (1435 m) a Zlatého návrší (1411 m). Jedná se o nevelkou vodní plochu, která vyplňuje ve výšce 937 m n. m. depresi v akumulacním pokryvu při úpatí východního údolního svahu, přibližně 1100 m severozápadně od ústí Kotelského potoka do Jizerky. Mechové jezírko vzniklo ve spodní části údolí potoka, kde byly vhodné podmínky pro akumulaci činnosti ledovců. Údolí v těchto místech širší a je zde vytvořen dostatek prostoru pro ukládání transportovaného materiálu. Ledovcové akumulace lemují úpatí údolních svahů a jsou jakoby vloženy do širokého údolí. Relativně mírný sklon údolního dna a údolních svahů vytvořily dobré předpoklady pro uchování morfologie vzniklých morén. Jednu z četných sníženin morénového pokryvu údolí. Moréna v centrální části údolí Kotelského potoka je tvořena převážně většími žulovými bloky z Velké Kotelní jámy. Na základě srovnávací analýzy s materiálem morén v oblasti Labského a Obřího dolu lze usuzovat na vznik této morény v ústupové fázi posledního zalednění (ENGEL 2003).

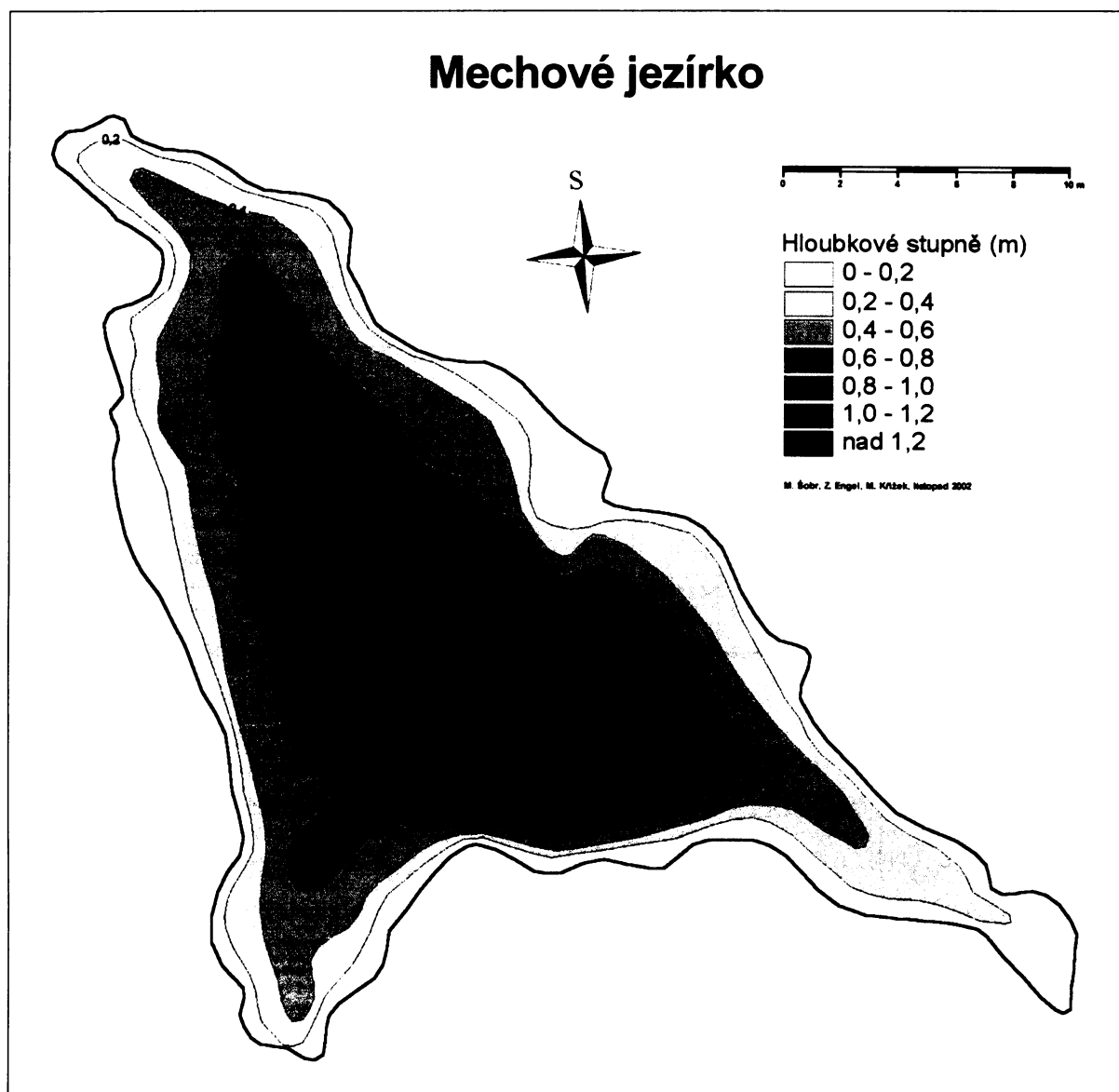




**Obrázek 62:** Mechové jezírko v listopadu 2002 (foto M. Křížek).

Břehy jezera jsou kamenité, místy hlinité, s porosty trávy a rašeliníku, které pozvolna přecházejí do vody. V okolí se nachází smrkový porost, několik kmenů leží přímo v jezeře. Na dně i na hladině rostou polštáře rašeliníku Dusénova (*Sphagnum majus*) a vodní rostliny hvězdoše jarního (*Callitriche palustris*). Právě podle polštářů rašeliníků, které dodávají jezírku charakteristický vzhled, dostala vodní plocha své jméno (PILOUS 1979). Jezero je napájeno pramenem, který vytéká z morény na jeho severním břehu. Na proměnné vydatnosti v průběhu roku závisí i stav vodní hladiny, v době déletrvajícího sucha může jezírko zmenšit svou plochu i o polovinu. Jezero je odvodňováno povrchovým odtokem ve své jihovýchodní části. Vzhledem ke zmíněnému zmenšení plochy jezera lze předpokládat, že jezero má i podpovrchový odtok.

Morfometrické charakteristiky jezírka byly určeny na základě batymetrického měření (obr. 63), které proběhlo za maximálního vodního stavu, kdy hladina dosahovala takové úrovně, že z jezera odtékala voda povrchovým odtokem. Plocha jezírka je 464 m<sup>2</sup>, maximální hloubka 1,2 m, objem zadržované vody 260 m<sup>3</sup>, střední hloubka 0,56 m a délka břehové linie je 115 m (ENGEL ET AL. 2003).



**Obrázek 63:** Batymetrická mapa Mechového jezírka.

#### **6.1.1. Nová batymetrická měření šumavských jezer**

Zakladatelem systematického geografického výzkumu šumavských glaciálních jezer byl profesor Václav Švampera, který provedl jejich komplexní sledování již na počátku 20 století, jeho výsledky byly v minulosti hojně přejímány a poměrně často citovány. Při novém batymetrickém mapování jezer na české straně Šumavy jsme se pokusili na tuto tradici navázat a porovnat tehdejší mapy a další podklady s nejnovějšími výsledky, dosaženými pomocí nejmodernějších přístrojů při terénním mapování. Sám Švampera své následovníky nabádal k opakování batymetrických měření šumavských jezer z důvodu sledování jejich zanášení (KUCHAŘ 1947). Jeho přání bylo po více než sto letech, která uplynula od jeho prvních výzkumů, splněno článkem v časopisu Geografie (JANSKÝ, B., ŠOBR, M., KOCUM, J., ČESÁK, J. 2005).

6.1.1.1. Historie batymetrických měření šumavských jezer

Tabulka 3: Historie batymetrických měření šumavských jezer (upraveno a doplněno podle VESELÝ 1994).

Jezero	Rok	Max. hl. [m]	Počet hl. měření	Plocha jezera [ha]	Plocha povodí [km <sup>2</sup> ]	Objem vody [tis. m <sup>3</sup> ]	Zdroj
Černé	1857	14,5		18,16			Krejčí (1857)
	1871	37,9	120				Frič (1872)
	1878	45					Hellich (1884)
	1882	43					Komárek (1882)
	1884	38	25				Bayberger (1886)
	1893-95	40	117	18,46			Frič et Vávra (1898)
	1896	40	103	18,41	1,25	3240	Wagner (1897)
	1909	39,8	1473	18,43	1,29	2878	Švambers (1939)
	1926-27	40,2	618	18,1		2979	Reissinger (1930)
	1981	39		17		2100	Vodohospodářská mapa 1:50000
	1985	39,5	20				Veselý (1987)
2003	40,1	4815	18,79	1,24	2924,8	Janský, Šobr, Kocum, Česák (2005)	
Čertovo	1841			11,35			Sommer (1841)
	1857			11,35			Krejčí (1857)
	1882	35					Anonymous (1882)
	1884	34,5	30				Bayberger (1886)
	1893-95	35	61				Frič et Vávra (1898)
	1896	36	72	10,01	1,05	1426	Wagner (1897)
	1909	36,5	931	10,33	0,875	1852	Švambers (1912) (1939)
	1986	36	10				Veselý (1987)
2003	35,3	2746	10,74	0,894	1859	Janský, Šobr, Kocum, Česák (2005)	
Plešné	1872	16,9					Frič (1873)
	1894	18,5	150	10			Frejlach (1898)
	1896	18,5	54	6,06	0,64	420	Wagner (1897)
	1903	18,3	555	7,48	0,67	617	Švambers (1939)
	1985	17 ?	15				Veselý (1987)
	1999	18,7		7,643	0,6668	614	Vránek (1999)
Prášílské	1785			1,99			Josefínský katastr (1786)
	1837			3,86			Katastrální mapa (1837)
	1841	16,5		1,99			Sommer (1841)
	1896	15	28	3,58	0,5	217	Wagner (1897)
	1906	15,9	258	3,72 - 2,9	0,524	270 - 310	Švambers (1914 b) (1939)
	1981	15,4		4,2		300	Vodohospodářská mapa 1:50000
	1985	15	12				Veselý (1987)
	1994	17,2	1095	4,2044	0,6474	350	Zbořil (1994)
Laka	1837			2,83			Katastrální mapa (1837)
	1871	2,5 - 3,2					Frič (1872)
	1896	3,8 - 4,3		2,53	1,3	51	Wagner (1897)
	1907	3,9		2,78	1,35	40	Švambers (1914 c) (1939)
	1981	5 ?		3,6			Vodohospodářská mapa 1:50000
	1985	3,5					Veselý (1987)
	1999	3,5	563	2,577	1,02	49	Šobr (1999)

První ojedinělá měření hloubek šumavských jezer započala již ve druhé polovině 19. století. Systematickým měřením šumavských jezer se postupně zabývali BAYBERGER (1886), WAGNER (1897), Černé a Čertovo jezero zkoumali FRIC A VÁVRA (1898), Plešné potom FREJLACH (1898). Měření ŠVAMBERY (1912, 1913, 1914 A-C) v letech 1903 a 1906-11 byla doplněna a zpřesněna při dalších exkurzích v letech 1919, 1921, 1922, 1928 a 1938 (ŠVAMBERA 1939, KUCHAR 1947). Na Černém jezeře prováděl hloubková měření z ledu v prosinci 1926 a lednu 1927 REISSINGER. Historie batymetrických měření je shrnuta v tabulce 3.

### ***Přehled měření do počátku 20. století***

První batymetrickou mapu Černého jezera nakreslil BAYBERGER (1886) v měřítku 1 : 6 000, který v roce 1884 na Černém jezeře provedl 25 hloubkových měření na jednom podélném a jednom příčném profilu. Daleko kvalitnější a správně lokalizovaná hloubková měření provedl v letech 1893-95 VÁVRA (1898). Jako vůbec první badatel rozpoznal nápadný rozdíl reliéfu dna v přední a zadní části jezera. V roce 1896 prováděl hloubková měření WAGNER, který sestavil mapu v měřítku 1 : 5 000 (JANSKÝ ET AL. 2005).

První přesnější data o Čertově jezeře poskytli SOMMER (1841) a KREJČÍ (1857). V Řivnáčově průvodci nalezneme údaj o maximální hloubce 35 m (ANONYMOUS 1882) BAYBERGER (1886) zde v roce 1884 provedl 30 měření hloubek ve dvou na sebe kolmých profilech. Obrisy jeho mapy jezera jsou ale značně zkreslené. Naměřil největší hloubku 33 m při stavu vody 1 – 1,5 m pod maximální úrovní jezera. VÁVRA zde v letech 1893 – 1895 provedl na několika profilech celkem 61 hloubkových měření a našel největší hloubku 35 m. WAGNER uskutečnil v 9 profilech 72 hloubkových měření a udává největší hloubku uprostřed jezera 36 m (KOCUM 2004).

První pokusy o změření Plešného jezera proběhly již v 16. století na panství Rožmberků a k jejich opakování došlo v 18. století na panství Schwarzenbergů. Poté následovala měření FRICÉ (1873) a BAYBERGERA (1886). První relativně přesné měření hloubek učinil v srpnu 1894 FREJLACH. Svá měření zanesl do katastrální mapy, která ale nebyla dostatečně přesná. O dva roky později prováděl svá měření WAGNER. Jako podklad použil lesní mapu v měřítku 1 : 5 760 (VRÁNEK 1999).

První zmínka o Prášílském jezeře se nachází v JOSEFINSKÉM KATASTRU. Jezero na Prášílském panství geometricky změřil 16. srpna 1785 nadporučík Pemler. Uvedená plocha jezera 5 526,5 čtverečních sáhů (cca 1,987 ha) je však příliš malá, než aby se dalo toto měření pokládat za správné. Je možné, že hladina jezera byla před umělou úpravou odtoku v 19.

století nižší než dnes, ale plocha nemohla klesnout na polovinu dnešní (ŠVAMBERA 1914 B). Schématicky a beze jména je jezero zakresleno pod nejmenovanou horou na mapě KREYBICOVĚ (1831). V určitých obrysech se Prášílské jezero objevuje na katastrální mapě vyhotovené geometrem Karlem Struskou roku 1837 (STABILNÍ KATASTR 1837). Na známé mapě Müllerově z počátku 18. století po něm ještě není stopy (ŠVAMBERA 1914 B). Určitou zprávu o jezeře přináší SOMMER (1841), který píše, že se jezero nachází ve skalní kotlině, má plochu 7 jiter a hloubku 9 sáhů (4,02 ha, 17 m hloubky). Autentické zprávy z vlastní návštěvy přináší HOCHSTETTER (1855). Právě na tomto jezeru konstatoval důležitou hranici mezi žulou a rulou. Sděлил také první měření nadmořské výšky jezera a sice 3 352 stop (1062 m n.m.) jako průměr ze dvou barometrických pozorování. V červnu roku 1871 navštívil jezero FRÍČ (1871), který odhadoval hloubku jezera na 15 stop (4,75 m). Následuje nové mapování Vojenského geografického ústavu ve Vídni roku 1878. Na starší speciální mapě v měřítku 1:144 000 bylo ještě naznačeno jezero schématicky, nyní už správně a s udáním nadmořské výšky 1 079 m (ŠVAMBERA 1914 B). V srpnu 1896 měřil na Prášílském jezeře WAGNER (1897), který upozornil na depresi "Alte Schwelle" (Stará jímka) a soudil, že zde bývalo jezero související s Prášílským (výsledky jeho výzkumů jsou seřazeny v tabulce 4) (ZBOŘIL 1994).

**Tabulka 4:** Výsledky měření Wagnera (WAGNER 1897).

Jezero	Černé	Čertovo	Plešné	Prášílské	Laka	V. Jav.	M. Jav.	Roklanské
Plocha [ha]	18,414	9,7157	6,055	3,5757	2,532	4,325	2,4525	3,7485
Max. hloubka [m]	40	36	18,5	15,6	4	15	6?	13,5
Střední hloubka [m]	17	14,7	6,9	6	2	6,1	3	4,4
Objem [km <sup>3</sup> ]	3,24	1,43	0,42	0,22	0,05	0,27	0,06	0,16
Nadmořská výška hladiny [m n.m.]	1008	1030	1090	1079	1096	934	925	1050
Vrchol jez. stěny [m n.m.]	1343	1343	1378	1314	1346	1345	1391	1300
Výška jez. stěny [m]	335	313	288	235	250	411	456	396
Délka [m]	662	432	435	290	374	441	165	285
Šířka [m]	465	260	176	175	86	144	135	195
Orientace	V	V	SV	V	SV	V	S	JV

Plochu jezera Laka poprvé udává STABILNÍ KATASTR (2,8294 ha). Různí autoři pak prezentují různé, někdy značně nadsazené hodnoty plochy a hloubky jezera: Willkom (1878) 4 ha, Möchel (1878) 12 ha, hloubku 20 m, Řivnáčův průvodce po království Českém (1882) 3,5 ha, Detterův průvodce (1906) 3 ha, hloubku 16 m. Frič odhadnul největší hloubku v roce

1871 na 8 – 10 stop (2,4 – 3 m) (in: ŠVAMBERA 1914 C). Jezero Laka bylo asi nejvíce využíváno pro potřeby místních obyvatel. Jeho hráz byla uměle zvýšena poprvé kolem roku 1730, později byla znovu upravena v roce 1888 (ŠVAMBERA 1914 C). Jezero bylo upraveno na rybník za účelem chovu pstruhů, pomocí stavidla jej bylo možné zcela vypustit. Jezero bylo občas zbavováno sedimentů z důvodu zvýšení objemu zadržované vody. WAGNER (1897) prováděl svá měření právě v době, kdy bylo jezero zcela vypuštěno za účelem výlovu pstruhů (14.8.1896) (ŠOBR 1999).

### **Mapování Václava Švambery**

Švamberův výzkum šumavských glaciálních jezer (viz tabulka 5) započal v září a říjnu 1903 na Plešném jezeře. Hloubková a půdorysná měření byla prováděna v rámci univerzitního geografického semináře. Velké rozdíly v naměřených hodnotách hloubek oproti předchozím pracím vedly Švamberu k pokračování na ostatních šumavských jezerech (ŠVAMBERA 1939). Další mapování provedl Švambera koncem srpna a v první polovině září roku 1906 na Prášilském jezeře. Uskutečnil celkem 258 hloubkových měření v deseti profilech. Na základě vlastního měření vytvořil plán jezera v měřítku 1:1 000, jež odpovídal tehdejšímu stavu vody 1,5 m pod úroveň hráze (ŠVAMBERA 1914 B).

Na jezeře Laka prováděl morfometrická měření od 25.7. do 27.7.1907, tedy rok po tom, co bylo jezero zbaveno nánosů sedimentů. Vzhledem k spíše parkovému charakteru jezera Švambera neprováděl batymetrická měření pomocí hloubkových profilů jako na ostatních jezerech, ale změřil hloubky pouze na několika místech. Maximální hloubku 3,9 m našel poblíž výtoku (ŠVAMBERA 1914 C). V jeho mapě nejsou tedy zakresleny žádné izobáty, pouze místo maximální hloubky. Hodnotu objemu vody v jezeře pouze odhadl.

Měření Čertova jezera prováděl Švambera ve dnech 3. až 23. srpna 1909 na 14 příčných a podélných profilech. Celkem zde bodově změřil 880 hloubek. V zadní části jezera změřil pak dodatečně v jednom profilu ještě 51 hloubek, přičemž počet stanovených hodnot tak vzrostl na 931. Na Čertově jezeře dosáhl přitom Švambera nejvyšší hustoty měřených hloubek ze všech jeho měření na šumavských jezerech (Jedno hloubkové měření připadlo na 104 m<sup>2</sup>).

Hlavní hloubková měření na Černém jezeře prováděl Švambera v období od 27. srpna do 12. září 1909 a svá měření doplnil ještě v letech 1922 a 1928. Jisté pochybnosti v měření odstranil ještě KUCHAR opakováním měření v roce 1938. Na přelomu let 1926-27 prováděl měření ze zamrzlé hladiny REISSINGER. Výsledkem jeho práce byla mapa v měřítku 1:4325,

kteřá se až na malé detaily shoduje se Švamberskou (ŠVAMBERA 1939). KUNSKÝ (1933) přitom považuje Reissingerovu mapu vzhledem k použité metodice za přesnější.

**Tabulka 5:** Výsledky měření Švambersy (ŠVAMBERA 1939).

Jezero	Černé	Čertovo	Prášílské	Plešné	Laka	V. Jav.	M. Jav.	Roklanské
Plocha [ha]	18,47	10,33	3,72	7,48	2,78	7,02	2,73	3,41
Max. hloubka [m]	39,8	36,5	14,9	18,3	3,9	16	7,3	13,5
Střední hloubka [m]	15,6	17,9	7,3	8,2	1,4	5,9	4,7	3,9
Objem [tis. m <sup>3</sup> ]	2878	1852	274	617	40	415,9	127,9	131,7
Obvod břehové linie [m]	1809	1363	730	1242	870	1622	880	880
Střední sklon dna [°]	13°10'	17°53'	11°28'	11°45'	-	11°21'	6°58'	8°17'
Nadm. výška hlad. [m n.m.]	1008	1030	1079	1090	1096	934	925	1050

### **Nejnovější batymetrická mapování**

Švamberská měření byla v meziválečném období následována mapováním Černého jezera (REISSINGER 1930, 1931). Poté nebyl batymetrický výzkum šumavských jezer po několik desítek let prováděn. Hlavním důvodem byla zřejmě nepřístupnost jezer, která se nacházela v hraničním pásmu s tehdejší Německou spolkovou republikou poblíže linie tak zvané železné opony, na hranici mezi dvěma odlišnými politickými systémy. Až v osmdesátých letech začíná výzkum acidifikace jezerních ekosystémů, v jehož rámci provedl hloubková měření VESELÝ (1987). Jak je patné z tabulky 3, jednalo se pouze o několik bodových měření.

Nejnovější podrobná měření půdorysu a morfometrických poměrů jezerních pánví započal na podnět B. Janského, který vedl následující diplomové práce, v roce 1994 ZBOŘIL, který zmapoval Prášílské jezero. Při porovnání nejnovějších a Švamberských výsledků, nalezneme největší rozdíly právě na Prášílském jezeře, kde například rozdíl v maximální změřené hloubce činí 2 m. Je to zřejmě důsledek toho, že Švamberska měřil za nižšího stavu vody (ŠVAMBERA 1939). V roce 1999 byly dokončeny práce na Plešném jezeře (VRÁNEK 1999) a na jezeře Laka (ŠOBR 1999). Autor této byl vůbec první, kdo provedl podrobné vyměření jezera Laka a vytvořil jeho batymetrickou mapu s vykreslenými hloubnicemi (viz výše). V září roku 2003 byla kolektivem pražských fyzických geografů dokončena poslední batymetrická měření šumavských jezer na Černém a Čertově jezeře (JANSKÝ, ŠOBR, KOCUM, ČESÁK 2005 a KOCUM 2004). V rámci batymetrických mapování bylo s výjimkou Prášílského jezera provedeno přesné zaměření nadmořské výšky hladin pomocí nivelačních pořadů. Údaj o nadmořské výšce hladiny Černého jezera byl odečten při okamžitém stavu 84 cm na

vodočtu, hodnota u Prášílského jezera byla určena ze Základní mapy 1 : 10 000 (ZBOŘIL 1994). Nadmořské výšky hladin Čertova jezera, Plešného jezera a jezera Laka jsou vztaženy k průměrným ročním vodním stavům (tab. 6). Vodní stavy byly kontinuálně odečítány v době sledování jezer v rámci diplomových prací (VRÁNEK 1999, ŠOBR 1999, KOCUM 2004).

#### **6.1.1.2. Použité metody batymetrického mapování**

Přesná Švamberská mapování břehové linie byla prováděna úhломěrnými a délkoměrnými přístroji, hloubková měření pak pomocí sondovacího přístroje, který byl umístěn na plavidle. Plavidlo se bez vesel pohybovalo podél napnutého konopného provazu, souběžně s ním byl ze zaměřených míst natažen drát s dřevěnými značkami v intervalu 10 m. Závaží bylo spouštěno vždy v místě značky, kde byla odečtena hloubka. Tato metoda se jevila Švamberskému nejvíce vhodná, dokonce méně pracná než pozdější Reissingerovo sondování ze zamrzlé hladiny Černého jezera (ŠVAMBERA 1939). Vysokou přesnost jeho měření dokládají nejnovější měření provedená v posledních 10 letech pomocí nejmodernějších přístrojů. Tato přesnost měření byla motivována doporučením Wagnera, že opakováním měření hloubek jezer v intervalu 10 let by bylo možné zjistit, jak rychle dochází k zanášení jezerních pánví. Vzhledem k menší přesnosti Wagnerových měření konstatoval Švamberský, že tak malá doba mezi měřeními nemůže sloužit jako bezpečný podklad pro určení rychlosti zanášení (ŠVAMBERA 1912). Proto nabádal své následovníky k pokračování přesných měření hloubek jednotlivých jezer, aby bylo možné rychlost sedimentace stanovit (KUCHAŘ 1947).

Mapování půdorysů Prášílského jezera, Plešného jezera a jezera Laka byla prováděna ortogonální metodou pomocí uzavřeného polygonového pořadu. Vodorovné úhly byly měřeny teodolitem, všechny vzdálenosti pomocí pásma. Půdorys Černého a Čertova jezera byl vyměřen pomocí totální geodetické stanice firmy Leica TCR 705. Hloubky na všech jezerech byly měřeny stejnou metodou pomocí echolotu Garmin Fishfinder 240 rovněž s využitím napnuté kevlarové šňůry. Jedinou výjimkou bylo mělké jezero Laka, kde z důvodu výskytu vodního rostlinstva musela být použita cejchovaná lať. Vzdálenosti mezi měřenými hloubkami byly zmenšeny na 5 m, čímž se zvýšila celková přesnost měření.

#### **6.1.1.3. Morfometrické charakteristiky šumavských jezer**

Z vyhotovených batymetrických map jezer (obr. 64 - 68) byly stanoveny jejich základní morfometrické charakteristiky. U map kreslených a interpolovaných ručně byly všechny hodnoty měřeny kartometricky na přesných plánech v měřítku 1 : 500 (Prášílské a Laka) resp. 1 : 1 000 (Plešné). Pro Černé a Čertovo jezero byly všechny morfometrické



charakteristiky určeny přímo v programech MapInfo a Surfer. U všech jezer byly zjištěny plochy a objemy jednotlivých hloubkových stupňů, na jejichž základě byly vytvořeny batymetrické křivky, viz obr. 69 - 74. Veškeré zjištěné hodnoty se vztahují k následujícím okamžitým vodním stavům v době měření: Černé 84 cm, Čertovo 22 cm, Plešné 68 cm, Prášílské 47 cm pod úrovní horní hrany hráze, Laka 99 cm. Údaje o povodí jednotlivých jezer byly zjišťovány ze Základních map 1 : 10 000. Morfometrické charakteristiky všech jezer a jejich povodí udává tabulka 6.

**Tabulka 6:** Morfometrické charakteristiky pánví šumavských jezer a jejich povodí (podle ZBOŘIL 1994, ŠOBR 1999, VRÁNEK 1999, JANSKÝ, ŠOBR, KOCUM, ČESÁK 2005, KOCUM 2004).

Charakteristika a jednotka	Černé	Čertovo	Plešné	Prášílské	Laka
Plocha jezera [ha]	18,79	10,74	7,643	4,2044	2,57705
Objem jezera [tis. m <sup>3</sup> ]	2924,8	1859	614,3	349,9	48,8
Délka břehové linie jezera [m]	2110,7	1466,3	1320	819	817,5
Délka jezera [m]	693,1	498	514	306	345,4
Největší šířka jezera [m]	459,3	306,4	183	204	95,2
Průměrná šířka jezera [m]	271,2	215,7	148,7	137,4	74,6
Stupeň členitosti břehové čáry	1,37	1,26	1,35	1,1267	1,4366
Maximální hloubka jezera [m]	40,1	35,4	18,7	17,2	3,5
Střední volumetrická hloubka jezera [m]	15,57	17,31	8,04	8,32	1,89
Hloubkový koeficient	0,39	0,49	0,43	0,48	0,54
Relativní hloubka [%]	8,2	9,6	6,0	7,4	1,9
Střední sklon dna [°]	14°20'	16°59'	14°23'	13°00'43''	3°35'20''
Nadmořská výška hladiny jezera [m n.m.]	1007,513	1027,206	1087,164	1079	1084,547
Plocha povodí jezera (P [km <sup>2</sup> ])	1,241	0,894	0,6668	0,6474	1,020025
Výška jezerní stěny (h [m])	335,9	316,2	290,8	236	251,1
Délka rozvodnice (L <sub>r</sub> [km])	4,68	3,7	3,24	3,72	4,1
Koeficient vývoje rozvodnice <sup>1</sup>	3,77	4,14	4,86	5,75	4,02
Graveliúv koeficient <sup>2</sup>	1,185	1,104	1,119	1,304	1,145
Délka hlavní údolnice (l [m])	1229	1013,7	730	1200	650
Střední šířka povodí (š [m]) <sup>3</sup>	1009,5	881,8	913,4	539	1569
Koeficient protažení povodí <sup>4</sup>	0,821	0,870	1,25	0,449	2,414
Podíl plochy jezera na ploše povodí [%] <sup>5</sup>	15,15	12,02	13,97	6,49	2,65
Střední nadmořská výška povodí [m n.m.]	1144,6	1144,0	1213,5	1199,1	1186,5
Střední sklon povodí (I [°])	25°22'	21°26'	27°47'	17°20'	12°06'
Povodí	Úhlava	Regen	Vltava	Otava	Otava

<sup>1</sup>  $k_v = L_r / P$

<sup>2</sup>  $K_G = L_r / 2\sqrt{P\pi}$

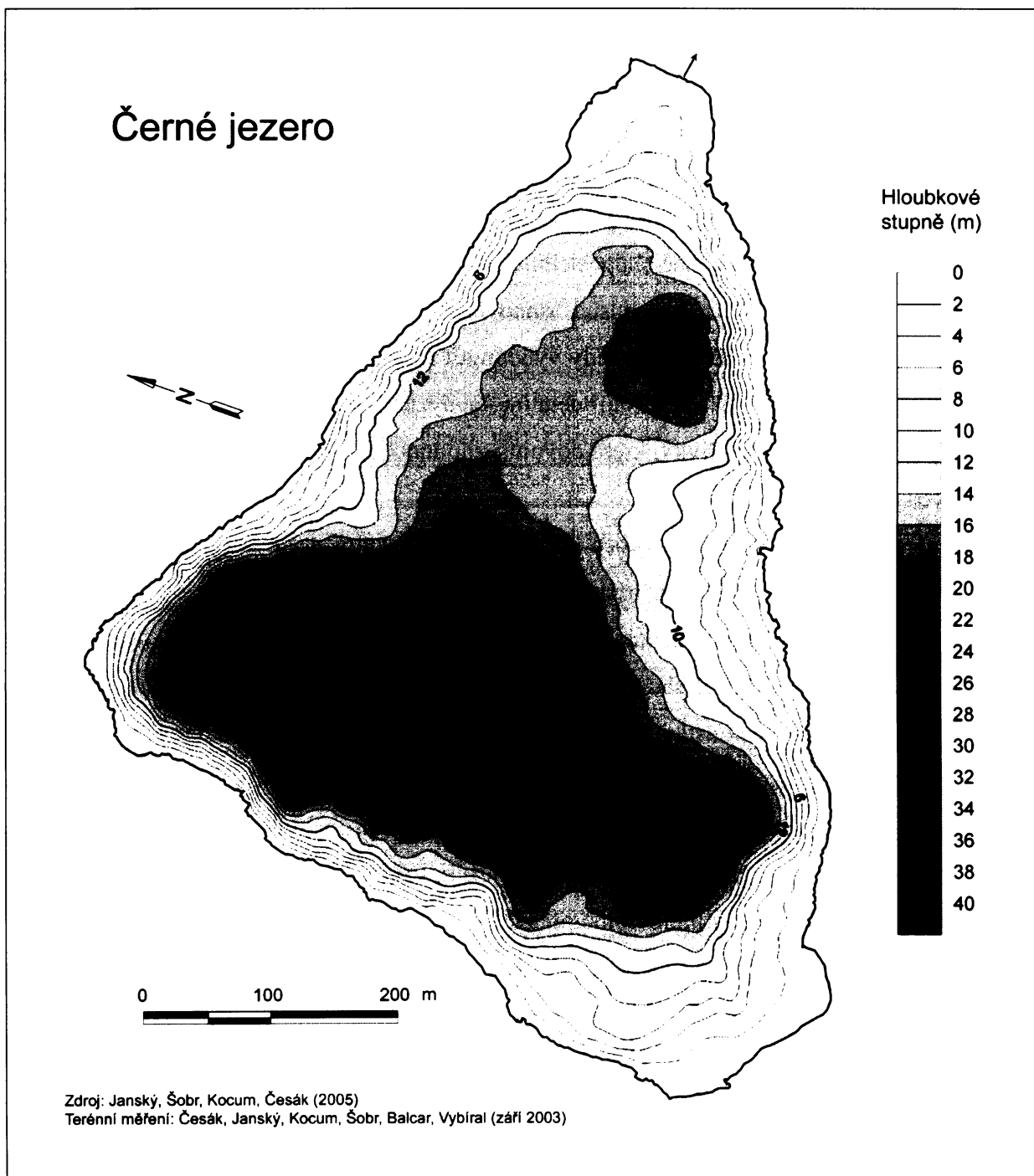
<sup>3</sup>  $\bar{s} = P / l$

<sup>4</sup>  $k_p = \bar{s} / l$

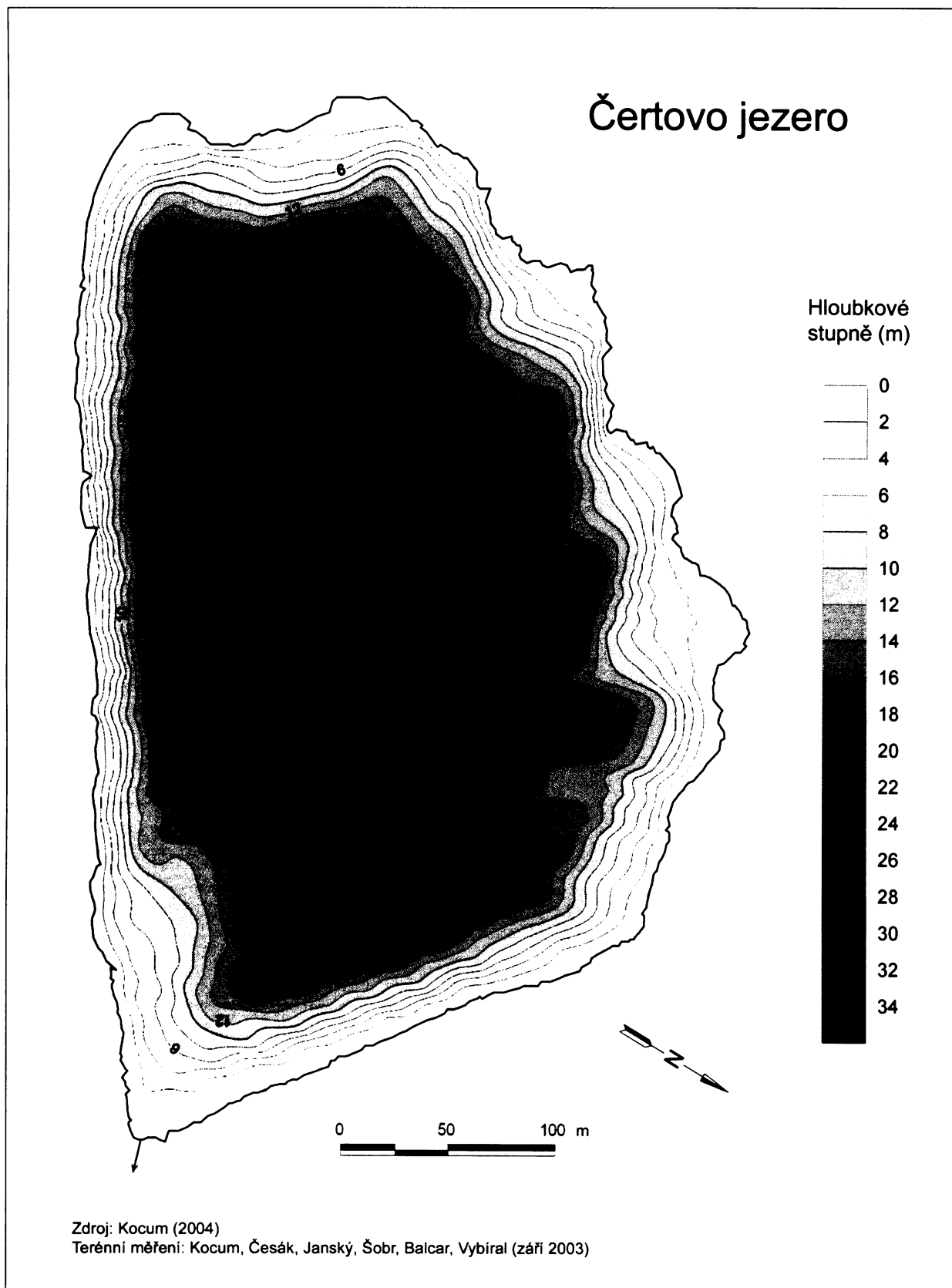
<sup>5</sup>  $P_j / P \cdot 100$

Od prvních hloubkových měření na šumavských jezerech uplynulo více než 150 let. Téměř sto let byly citovány především práce Václava Švambery. Jeho měření, byť byla prováděna na počátku 20. století, se ukázala jako velmi přesná. Bohužel od doby Švambergových měření byly hráze některých jezer opětovně upravovány, tudíž došlo ke změně střední výšky jejich hladiny. Navíc na jezerech nebyly instalovány přesně výškově zaměřené vodočty, jako tomu bylo při našich posledních výzkumech. Geodeticky přesně určenou nadmořskou výšku hladiny nemá dosud stanovenou pouze Prášilské jezero. Na základě porovnání hloubkových poměrů nelze tedy vyhodnotit dynamiku zanášení šumavských jezer. Nově vytvořené mapy však umožňují detailní analýzu morfologie dna jezerních pánví. Porovnat lze i batymetrické křivky, které dovolují zhodnocení vývoje objemu vody v pánvích jednotlivých jezer.

Jezero Laka bylo změřeno vůbec poprvé a lze konstatovat, že maximální hloubka se zmenšila z 3,9 m na 3,5 m. Batymetrické křivky Prášilského jezera mají stejný průběh, jsou pouze odlišné v zobrazených hodnotách, což je dáno rozdíly v hladinách jezer v době měření (2 m) – viz obr. 72. V podstatě shodné objemové charakteristiky najdeme u Plešného jezera, batymetrické křivky si v podstatě odpovídají (obr. 71), mapa podle měření Vránka však zobrazuje mnohem členitější dno (obr. 66). To je dáno menší hustotou Švambergových hloubkových měření. Bohužel až po Vránkových měření proběhla konečná úprava odtoku z Plešného jezera, takže údaj o nadmořské výšce jezera vztažený ke střednímu vodnímu stavu za 1,5 roku pozorování nevystihuje úplně přesně současný stav. Nelze tedy prokázat rychlost zanášení Plešného jezera, která je podle KOPÁČKA ET AL. (2003) nejvyšší ze všech šumavských jezer. Úpravy hráze Čertova jezera ve 30. letech 20. století mají za následek menší naměřenou maximální hloubku. Mapy i batymetrické křivky Černého jezera (obr. 64 a 69) si téměř odpovídají, naprosto shodná je střední volumetrická hloubka. Nová měření tedy potvrdila velmi pomalou sedimentaci a zanášení jezer. Hlavním přínosem nového batymetrického mapování šumavských glaciálních jezer je, že došlo ke zpřesnění a doplnění morfometrických charakteristik.

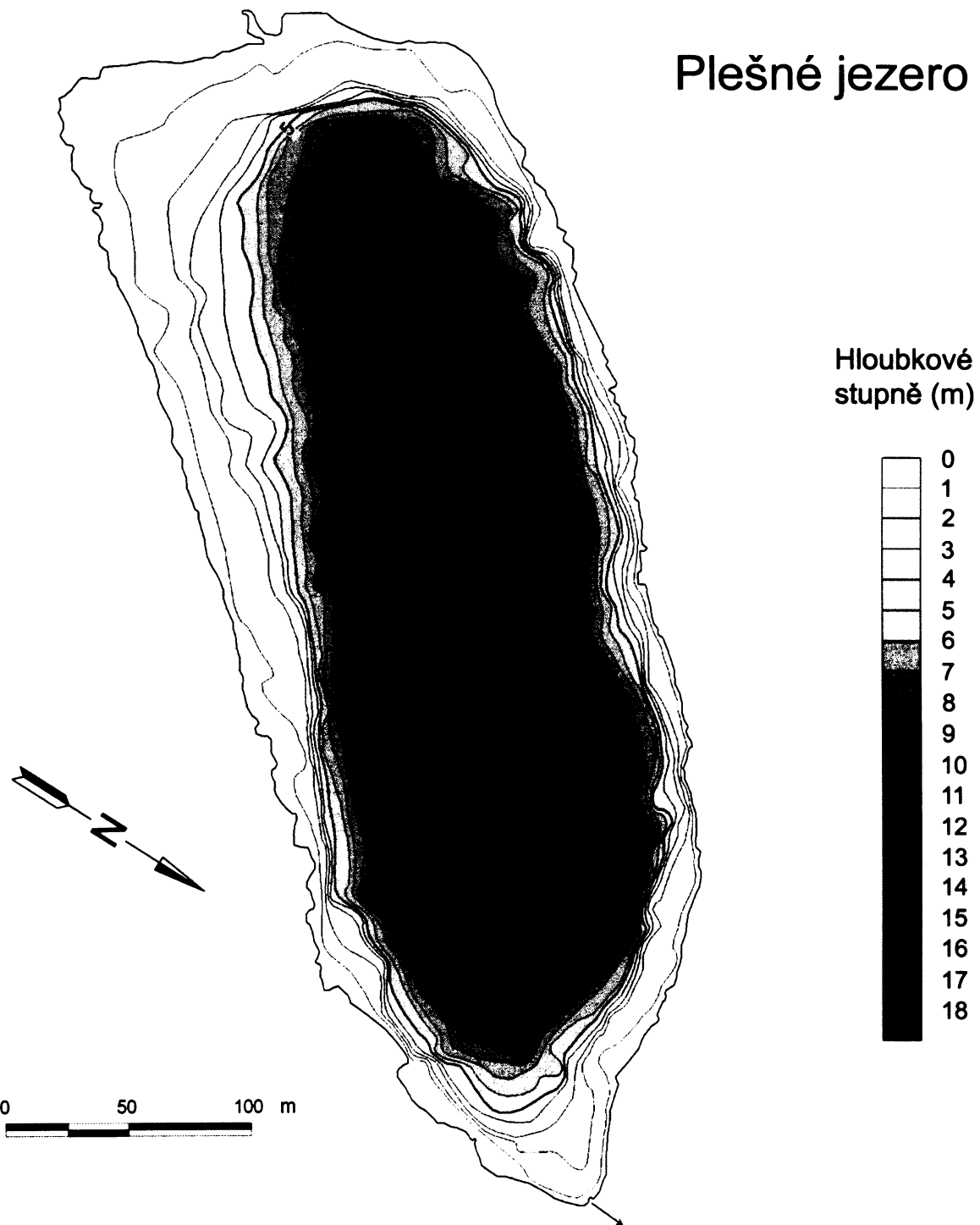


**Obrázek 64:** Batymetrická mapa Černého jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).



**Obrázek 65:** Batymetrická mapa Čertova jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).

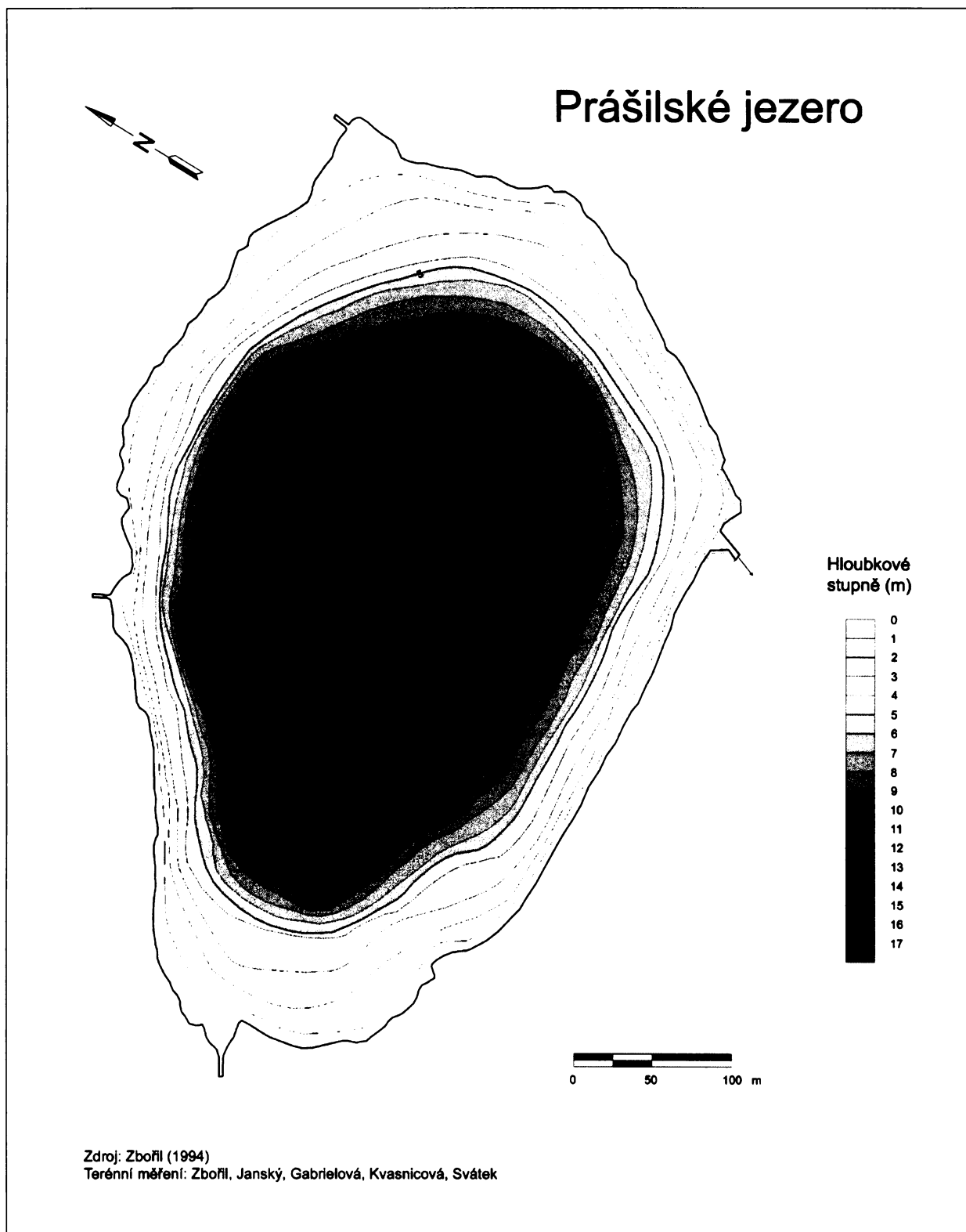
## Plešné jezero



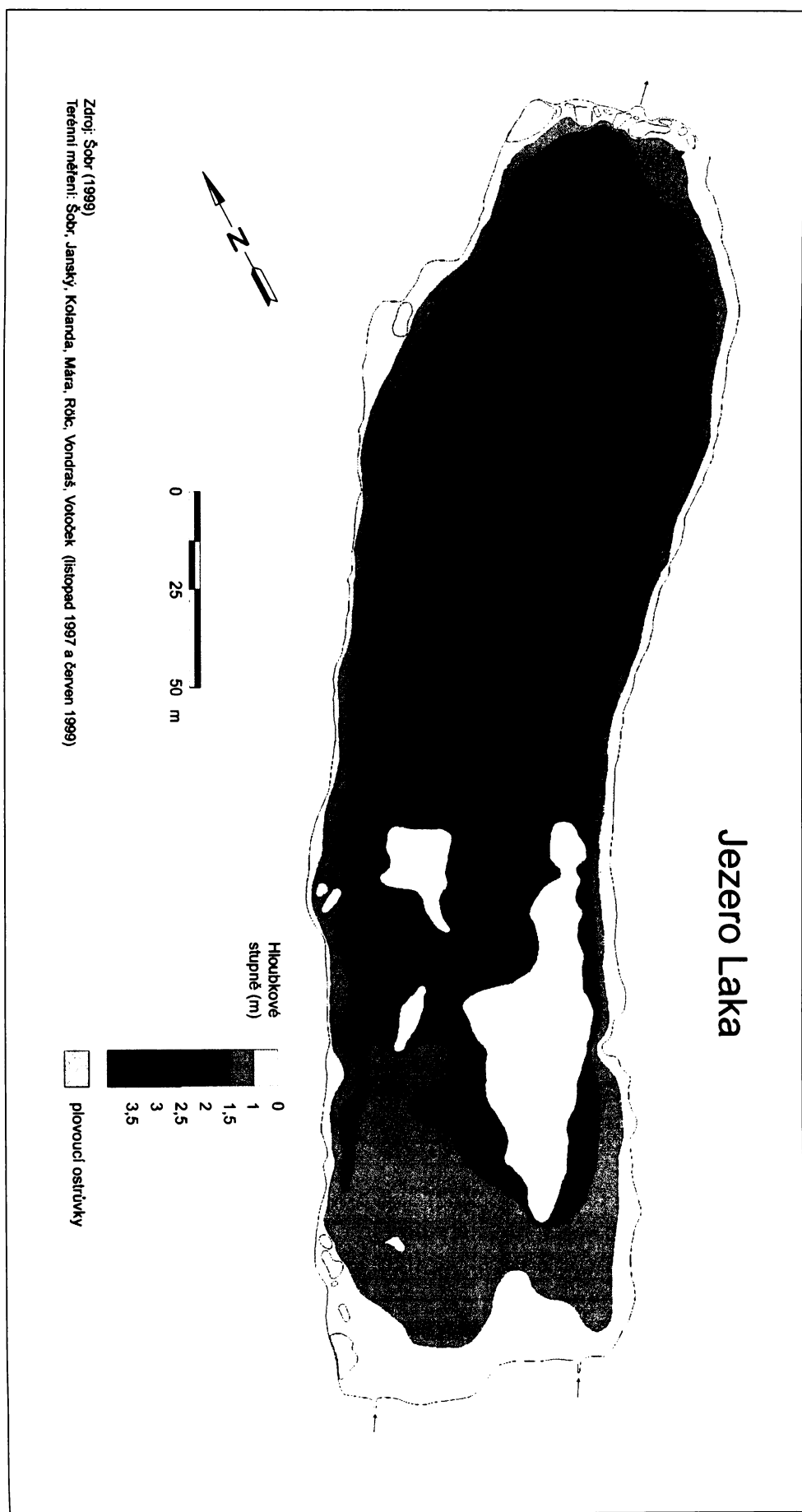
Zdroj: Vránek (1999)

Terénní měření: Vránek, Čermák, Vašáková

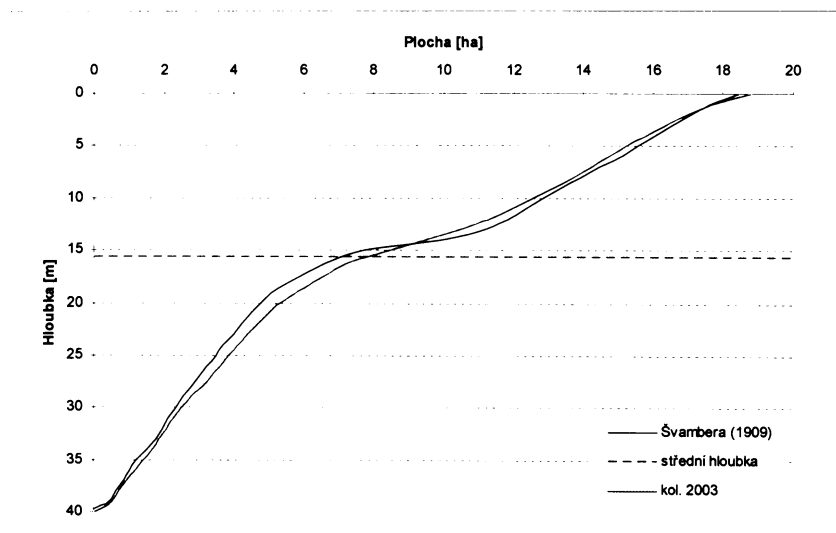
**Obrázek 66:** Batymetrická mapa Plešného jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).



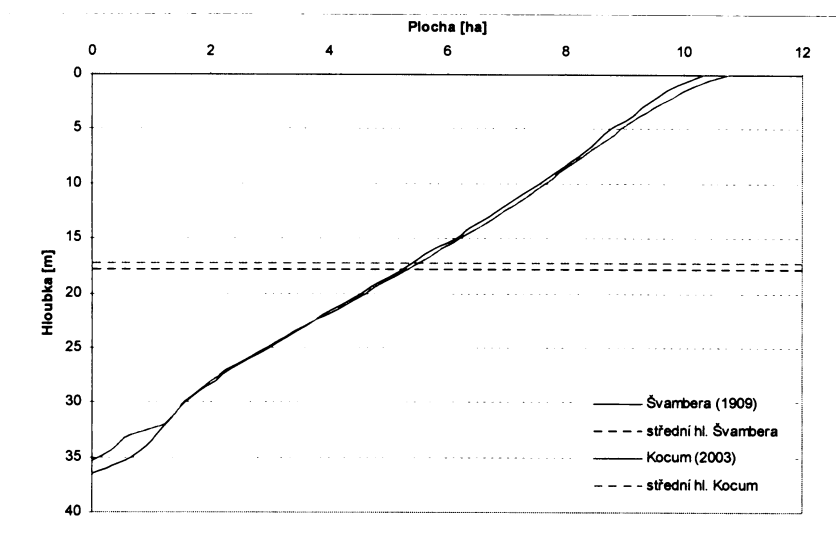
**Obrázek 67:** Batymetrická mapa Prášílského jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).



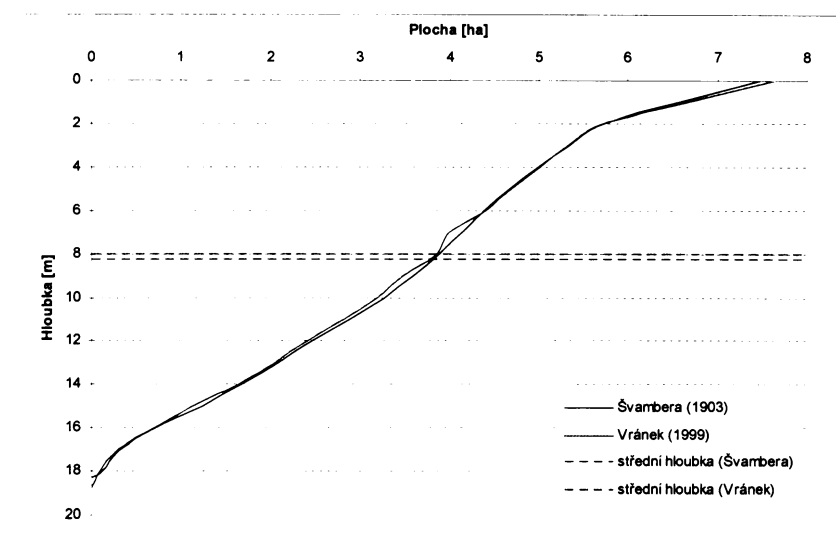
Obrázek 68: Batymetrická mapa jezera Laka (JANSKÝ ET AL. 2005).



**Obrázek 69:** Batymetrická křivka Černého jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).

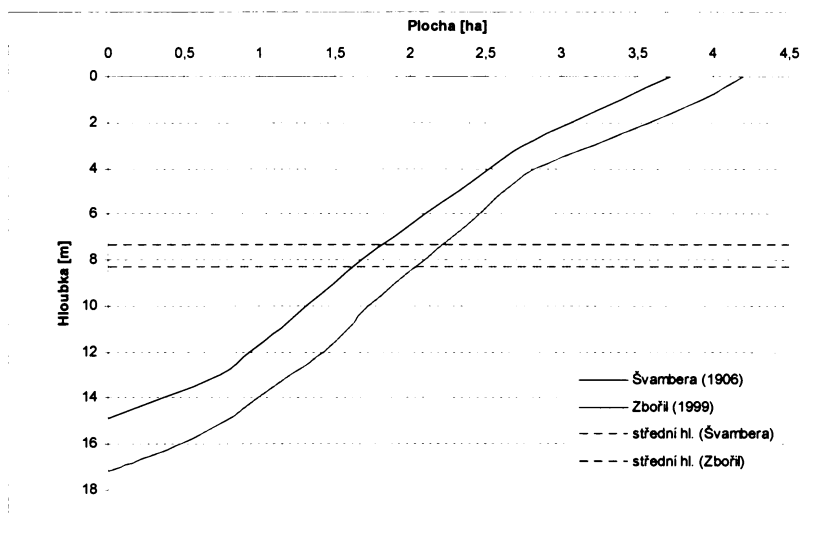


**Obrázek 70:** Batymetrická křivka Čertova jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).

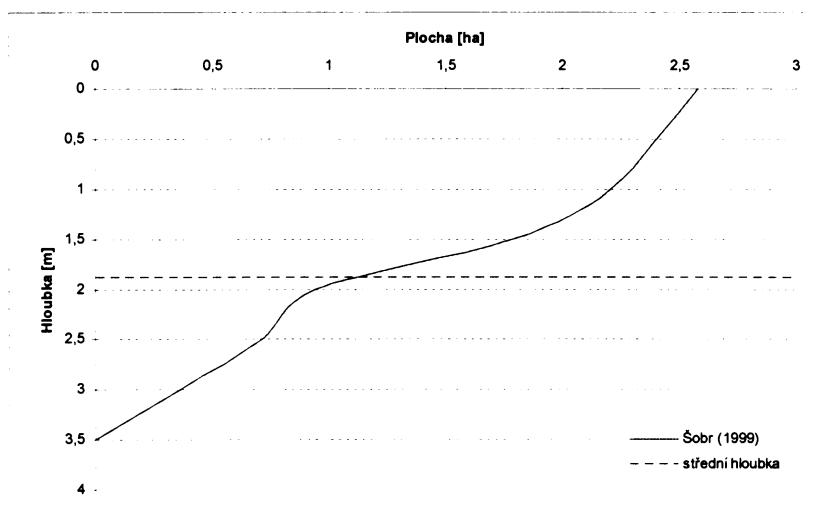


**Obrázek 71:** Batymetrická křivka Plešného jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).

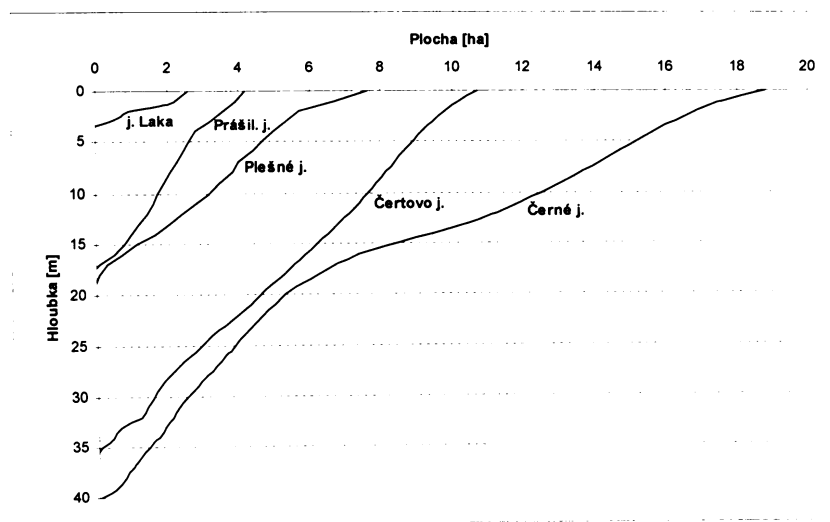




**Obrázek 72:** Batymetrická křivka Prášílského jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).



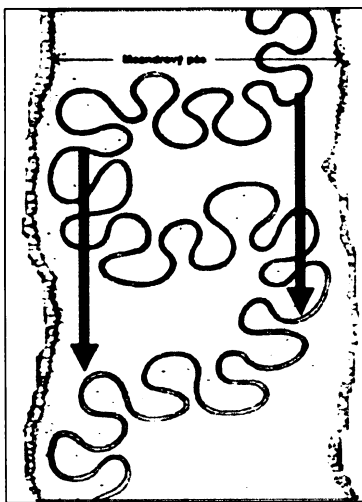
**Obrázek 73:** Batymetrická křivka jezera Laka (JANSKÝ ET AL. 2005).



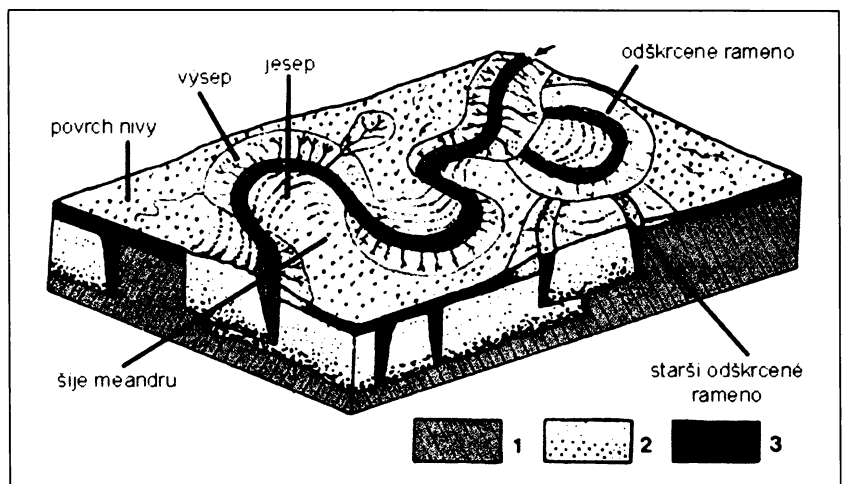
**Obrázek 74:** Batymetrické křivky šumavských jezer (JANSKÝ ET AL. 2005).

## 6.2. FLUVIÁLNÍ JEZERA

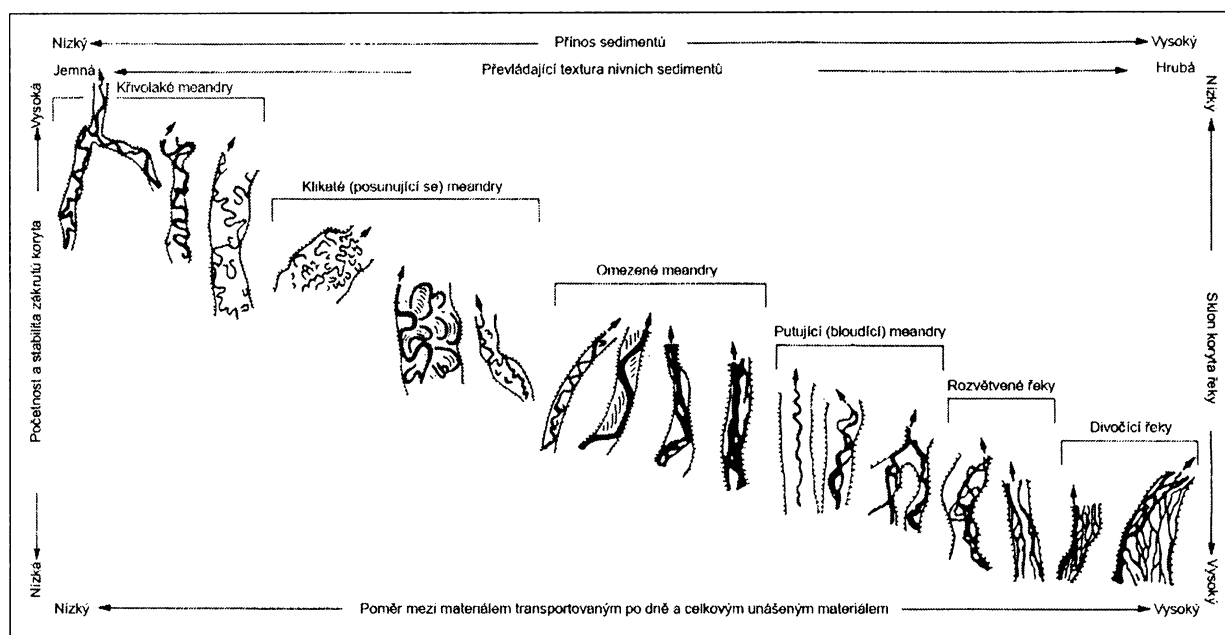
Jezerá fluviálního typu se vyskytují v říčních nivách mnoha světových řek. Jejich existence je svědectvím předchozího vývoje říčních koryt, a to především v úsecích středních a dolních toků (BRIDGE 2003). Po výtoku z pramenných horských oblastí, kde říční toky zpravidla zahlubují svá koryta a unášejí množství plavenin, ztrácejí v podhorských oblastech svoji rychlost, ukládají unášený materiál, často překládají svá koryta nebo se rozlévají do různých ramen. V dalším průběhu toku v rovinách či nížinách vytvářejí často meandry. Volné meandry zpravidla v nivě vytvářejí meandrový pás (obr. 75), ve kterém se jednotlivé zákruty posouvají směrem po toku. Zároveň se zmenšuje nejužší místo meandru, meandrová šíje, ve kterém v posledním stádiu vývoje dojde k protržení meandru (DEMEK 1987). Takto vytvořené mrtvé rameno během dalšího vývoje koryta zůstává stranou od hlavního říčního proudu a obvykle se stává fluviálním jezerem (obr. 76). Zvláště u velkých řek, unášejících značné množství plavenin, bývá vývoj říčních koryt velmi dynamický a řeky mohou přeložit svůj tok i během jednoho nebo několika období záplav. Z obrázku 77 je patrné, na čem závisí charakter koryta vodního toku a jaké podmínky jsou příznivé pro vznik fluviálních jezer.



**Obrázek 75:** Posun v meandrovém pásu (upraveno podle BRIDGE 2003).



**Obrázek 76:** Model údolní nivy meandrující řeky. Vysvětlivky: 1 – skalní podloží, 2 – šterkovité (dole) a písčité sedimenty (nahoře), 3 – hlíny s obsahem organického materiálu (upraveno podle DEMEK 1987).



**Obrázek 77:** Chování koryta řeky v závislosti na sklonu toku, množství a zrnitosti přinášených sedimentů a poměrem materiálu transportovaného po dně a celkem unášeného. Pro vznik mrtvých ramen je zapotřebí malého sklonu toku a relativně velké množství poměrně jemnozrnných sedimentů (upraveno podle WETZEL 2001).

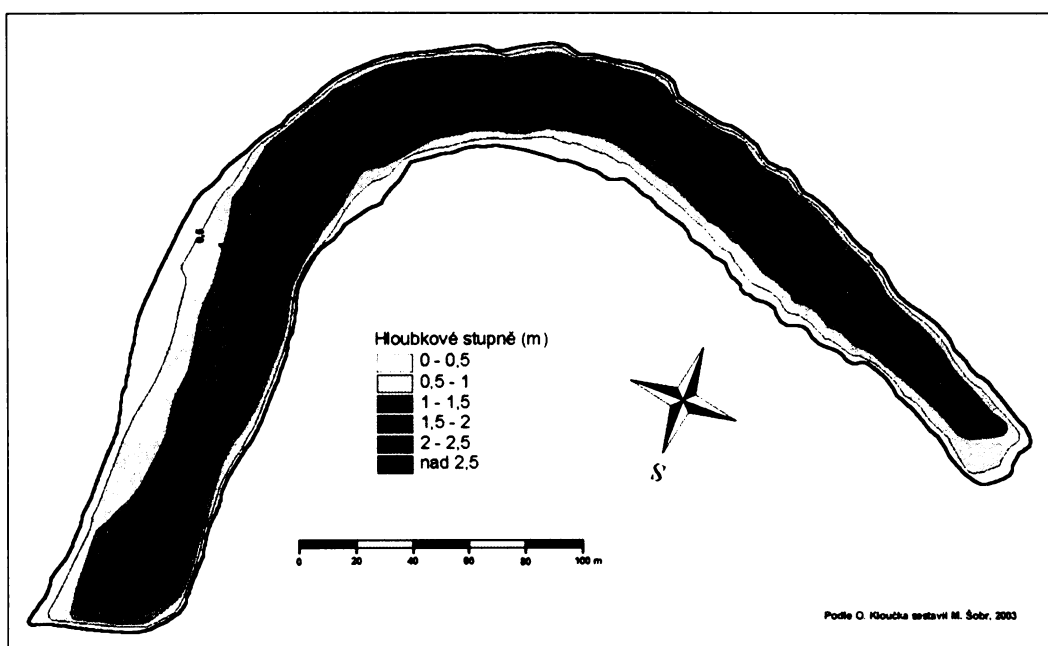
Fluviální jezera se mohou rovněž vytvořit i při jednorázové změně koryta toku např. při povodňové události či pouhým vybřežením vodního toku při vyšších stavech vody a její akumulaci v depresních polohách (např. periodické tůně na inundačních loukách na pravém břehu Labe v PR Týnecké mokřiny). Zvláštní případ nastává i při vytvoření průtočného jezera přímo v říčním korytě např. za terénní nerovnosti, při náhlé změně struktury geologického podloží či v místech prudké změny sklonu koryta (např. PR Skryjská jezírka).

V některých případech došlo k odškrcení říčního meandru uměle při napřimování koryta toku spojeném s výstavbou protipovodňových hrází (např. dolní tok Moravy, Labe – obr. 78). Jezera mají protáhlý tvar, kdy délka zpravidla několikanásobně přesahuje jejich šířku. Svým půdorysem a rozložením hloubek v jezerní pánvi kopírují původní říční koryto slepého ramene (obr. 79). Dále je pro ně typické prohnutí do podoby luku či několikeré zprohýbání. Od současného říčního koryta jsou vzdálena desítky, stovky, výjimečně několik tisíc metrů. Výška hladiny vody v jezerech je dána výškou hladiny podzemní vody v říční nivě a často bývá hydrologicky spojena s hladinou vody v současném toku. Fluviální jezera mohou být s hlavním tokem spojena povrchovým přítokem a odtokem (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003). Jsou však známy i případy, kdy mají pouze povrchové napájení a podzemní odtok nebo naopak. Velmi významné je ovlivnění fluviálních jezer (i periodických) povodňovými vodními stavy (viz obr. 80).

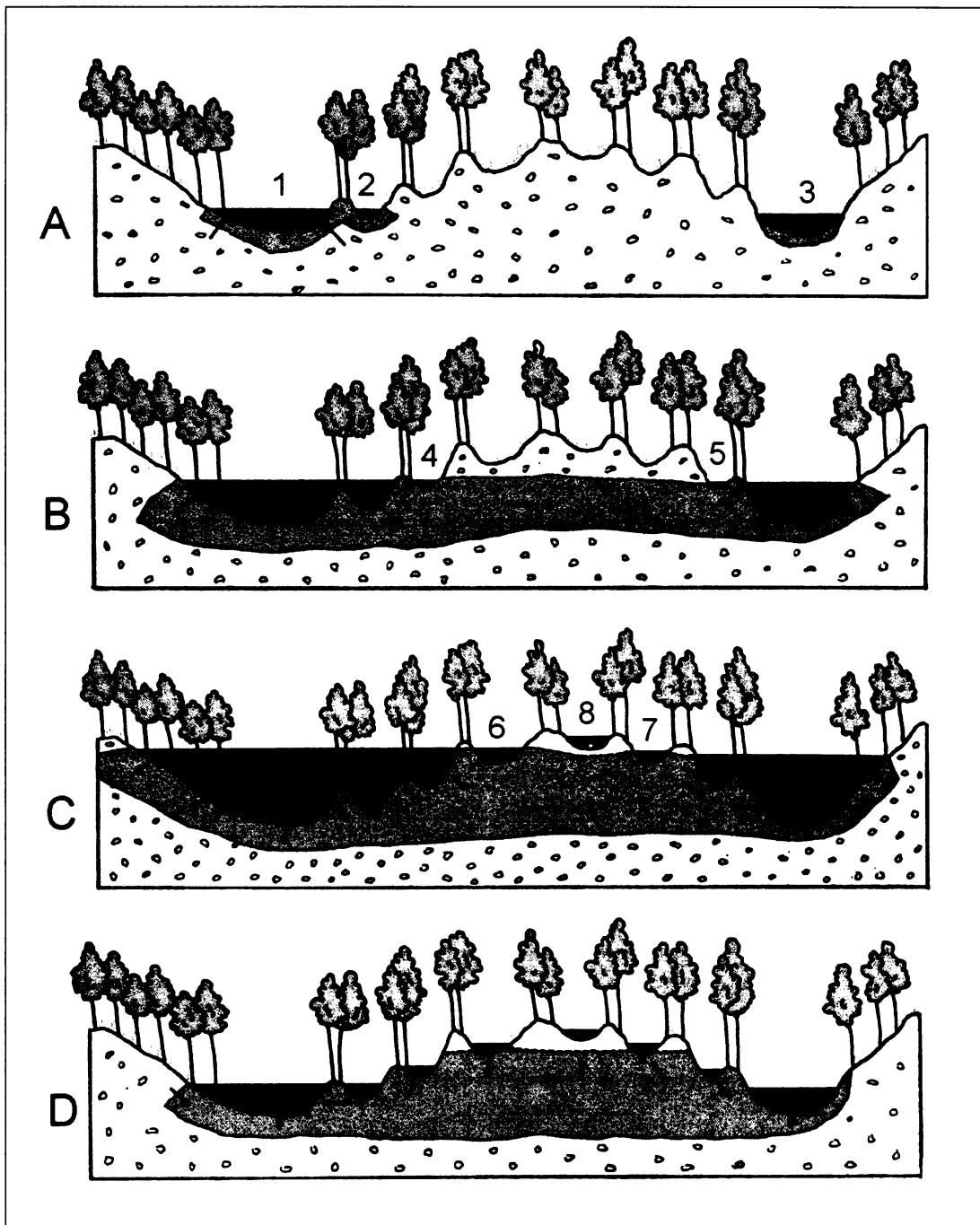


**Obrázek 78:** Fluviální jezero Doleháj u Kolína vzniklo jako důsledek regulace toku Labe. Jeho současná jezerní pánev byla vytvořena vodní erozí, celé mrtvé rameno však bylo od hlavního toku odstaveno činností člověka při regulaci Labe v letech 1854-55.

Dno fluviálních jezer je většinou tvořeno hlinitým či jemně písčítým materiálem aluviální náplavů se značným množstvím odumřelé organické hmoty, která se podílí na jejich postupné eutrofizaci. Ze starších odškrcených ramen se pak postupným zazemňováním stávají slatiny. Obsahují-li zbytky vodních ploch, stojí na přechodu mezi fluviálním a organogenním typem jezer.



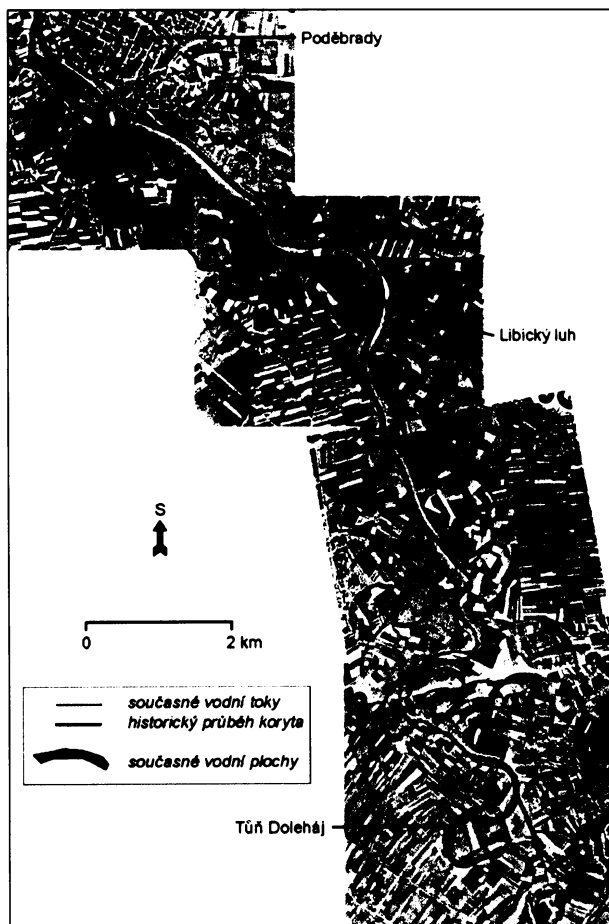
**Obrázek 79:** Batymetrická mapa fluviálního jezera Labiště pod Opočínkem.



**Obrázek 80:** Změna vodního stavu v příčném řezu údolní nivou. Na schématu A je niva v době minimálního vodního stavu. Řeka drenuje krajinu a formou bazálního odtoku odvádí podzemní vodu (světle modrá barva). Deprese v okolí vodního toku a ležící výše jsou suché (1 nížinná řeka, 2 opuštěné rameno spojené s řekou, 3 starší rameno oddělené od řeky, ale s vodou po celý rok). Schéma B ukazuje situaci za zvýšeného vodního stavu řeky. Říční voda zvyšuje hladinu starého ramene a současně se infiltruje do mělkého sousedního podzemí. Infiltrovanou poříční vodou jsou naplněny periodické tůňe 4 a 5. Na schématu C je znázorněn povodňový stav. Část nivy je zaplavena a říční voda mohutně infiltruje do mělkého podzemí. Některé tůňe jsou přelity povrchovou říční vodou, další se plní infiltrovanou poříční vodou (6, 7), tůň 8 je naplněna pouze srážkovou vodou. Schéma D zachycuje stav, kdy povodňová vlna opadla, ale v mělkém podzemí se ještě dlouho bude nacházet podzemní poříční voda, která bude postupně drenována řekou. Rovněž v periodických tůňích se voda po nějaký čas udrží (upraveno podle ŠTĚRBA 1986).

Fluviální jezera jsou nejrozšířenějším typem přírodních jezer v České republice a vyskytují se zejména podél toků Labe (mezi Hradcem Králové a Mělníkem – část tohoto území je zachycena na obrázku 81), Moravy (mezi Zábřehem a Litovlí a mezi Otrokovicemi a soutokem s Dyjí), Dyje (od Nových Mlýnů po soutok s Moravou), Lužnice (od Nové Vsi po Novou řeku), Orlice (od Týniště po Hradec Králové) a Odry (od Košatky po Ostravu–Petřkovice). Poříční jezera se často vyskytují v územích zvláštní ochrany přírody čítající nejčastěji přírodní památky, ale i národní přírodní rezervace. Mezi nejznámější patří národní přírodní rezervace Libický luh, Polanská niva, Křivé jezero, Ramena řeky Moravy, Vrapač a další. Vesměs se jedná o ochranu ohrožené mokřadní a vodní vegetace a organismů často vázaných na ekosystém lužního lesa. Mnohá opuštěná ramena jsou též významnými ornitologickými lokalitami. Jezera jsou rovněž využívána k rekreačnímu rybolovu s umělým dosazováním ryb.

Typické příklady fluviálních jezer dále najdeme např. v PR Hrbáčkovy tůň, kterou tvoří soustava opuštěných říčních meandrů v různém stupni zazemnění s několika vodními plochami větších rozměrů (Václavka, Kozí chlup, Byšická tůň, Labičko), ve kterých se nachází poměrně čistá voda bez příznaků větší eutrofizace lemovaná rákosinami a starými stromy.



**Obrázek 81:** Na sérii leteckých snímků z roku 1938 je zachycen úsek Labe mezi Kolínem (leží těsně pod nejjižnější hranicí scény) a Poděbrady. Je zde vidět průběh současné říční sítě, tmavě modrou barvou jsou vyznačena současná stálá fluviální jezera. Tam kde byl na leteckých snímcích podle využívání zemědělských ploch dobře patrný průběh koryta v nedávné době, je toto vyznačeno červenou barvou.

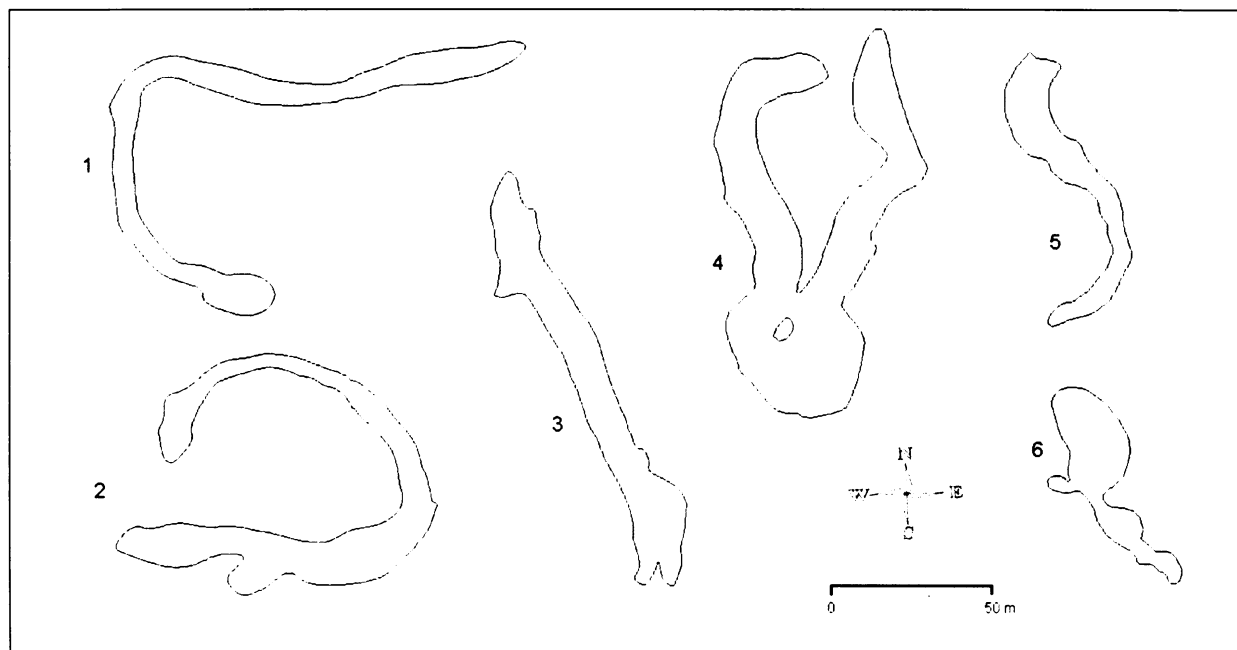
Zvláštní pozornost si zaslouhují fluviální jezera v nivě Lužnice (v úseku státní hranice – Suchdol nad Lužnicí). Jedná se o přírodní typ nivy s minimálními vodohospodářskými úpravami, s původním meandrujícím tokem a hydrologickým režimem, který je charakterizován četnými plošnými rozlivy, které jsou ohraničené říční terasou a infiltrací do nivních sedimentů. Nachází se zde mnoho stálých a periodických tůní. Vzhledem k antropogenně neovlivněnému hydrologickému režimu je zde průtok vody v průběhu roku značně rozkolísaný (ČERNÝ 1994). Pro erozní působení vodního proudění mají největší význam povodňové stavy (v tomto horním úseku toku nastávají již od asi  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), zvláště pak jejich nástupy, kdy dochází k zrychlenému zaplňování jednotlivých tůní a vzniku lokálních proudů vody, které mají rozhodující vliv na modelaci (prohlubování ale i zanášení) poričních jezer. Pro dynamický vývoj tůní je důležitější více menších a krátkodobějších povodní, než jedna velká a déle trvající, při které je niva kompletně zaplavena a eroze proudící vody je výrazně zmenšena.

V nivě Lužnice se vyskytují 4 typy fluviálních jezer (obr. 82), které mají odlišnou genezi (ČERNÝ 1994). Jednak jsou to slepá ramena původního vodního toku, většinou podlouhlá, obloukovitá nebo různě zakřivená. Svou polohou odpovídají původním meandrům, od současného koryta jsou odděleny štěrkopískovými lavicemi. Jejich další vývoj závisí na tom, jakým způsobem dochází k proudění vody (ke komunikaci mezi jezerem a řekou) v době zvýšených vodních stavů. Může docházet k zanášení jezera říčními náplavy nebo může být jezero dále prohlubováno.

Druhým typem jsou jezera kruhového půdorysu o průměru 15 – 20 m, kterých se zde vyskytuje několik desítek. Jejich břehy jsou velmi příkré, tvar pánve je trychtýřovitý, zajímavostí je velká relativní hloubka. Hlavní roli při vzniku těchto jezer hraje břehová vegetace, která vychyluje hlavní proud vody při zvýšeném vodním stavu. V místech nárazového břehu se poté vytváří vířivý protiproud, který má velkou erozní schopnost- boční i hloubkovou (obr. 83 a 84). Takto je tedy vytvořena trychtýřovitá prohlubeň, která je oddělena od toku štěrkopískovou lavicí tvořenou vneseným materiálem. Po zvýšení této bariéry a jejím zpevněním uchycenou vegetací vzniká jezero, které je definitivně odděleno od koryta toku. Pro další vývoj tůně je důležité zachování periodicity záplav, které hlavně na počátku povodně vytváří v tůni vířivý pohyb, který jezero zbavuje jemných sedimentů. V fázi vrcholné povodně, kde je celá niva zalita vodou a klesá rychlost proudění, dochází k sedimentaci jemných jílovitých plavenin.

Oválné tůně větších rozměrů a značné hloubky jsou třetím typem fluviálních jezer v nivě Lužnice. Jejich vznik je vázán na původně odškrcený meandr, který prošel postupným

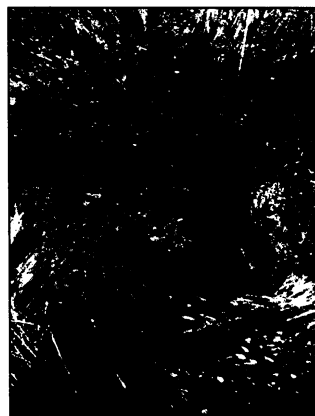
vývojem, kdy povodňové průtoky postupně přemodelovaly původní jezerní pánev. Posledním typem jsou nepravidelné, plošně rozsáhlé mělké deprese v nivě Nové řeky. Podle ČERNÉHO (1994) vznikly druhotně po výstavbě tohoto umělého kanálu nerovnoměrnou sedimentací písčitého materiálu za povodňových průtoků.



**Obrázek 82:** Břehové linie vybraných fluviálních jezer v oblasti Horní Lužnice. 1 – tůň u Suchdolu n. L., 2 – tůň u Halámek a 5 – tůň u Tušti mají prozatím tvar opuštěných říčních meandrů, bez výraznější modelace. 3 – jezero u Suchdolu n. L. leží v těsné blízkosti řeky. Na obou jeho koncích jsou vidět mohutné štěrkopískové náplavy, v severní části zřejmě upravené antropogenně. 4 – tůň u Dvorů n. L. je modelována povodňovými průtoky, jižní část pánve se vlivem vířivého proudění prohlubuje. 6 – jezero u Halámek má dvě rozdílné pánve, spojené mělkým průlivem. Jižní pánev je mělká a zarostlá vodní vegetací, severní pánev má více kruhový tvar a hloubkové poměry odpovídají trychtýřovitému zahloubení (podle vlastního terénního měření).



**Obrázek 83:** Při jarním tání je niva horní Lužnice pravidelně zaplavována (situace z 9.4.2004).



**Obrázek 84:** Vířivé proudy v době zvýšených průtoků pomáhají svou erozní a akumulací činností neustále měnit polohu a morfologii fluviálních jezer.





**Obrázek 85:** Příklad postupně zanikajícího jezera nalezneme i v nivě Blanice nad Blanickým mlýnem. Čerstvé štěrkopískové sedimenty v popředí jsou památkou na jarní povodeň 2006, postupně zarostou vegetací (foto M. Jeníček).

### 6.2.1. Morfometrické charakteristiky zkoumaných fluviálních jezer

V tabulce 7 jsou morfometrické charakteristiky čtyř zkoumaných fluviálních jezer naměřené a vypočtené na základě batymetrického mapování.

**Tabulka 7:** Morfometrické charakteristiky zkoumaných fluviálních jezer (KLOUČEK 2002<sup>1)</sup>, ŠNAJDR 2002<sup>2)</sup>, CHALUPOVÁ 2003<sup>3)</sup>, TUREK 2004<sup>4)</sup>).

Lokalita	Obříství <sup>2)</sup>	Labiště pod Opočínkem <sup>1)</sup>	Doleháj <sup>3)</sup>	Libiš <sup>4)</sup>
Plocha jezera [ha]	11,282	1,785	7,750	9,878
Délka břehové linie jezera [m]	4 014	1 019	1725	3198
Délka jezera [m]	1 483	475	745	1 445
Maximální šířka [m]	121	51,5	140	94
Průměrná šířka [m]	76	37,6	104	68
Stupeň členitosti břehové linie	3,37	2,15	1,75	2,87
Maximální hloubka [m]	1,6	2,5	2,7	2,6
Objem jezera [m <sup>3</sup> ]	98 000	21 300	83 500	100 800
Průměrná hloubka [m]	0,87	1,19	1,08	1,02
Hloubkový koeficient	0,54	0,48	0,40	0,39
Relativní hloubka [%]	0,42	1,66	0,86	0,76

### **6.3. KRASOVÁ JEZERA**

Krasová jezera vznikají akumulací srážkové či podzemní vody v dutinách či depresních polohách krasových hornin, kterými jsou nejčastěji vápence a dolomity. Jejich vznik může být předurčen tektonickou poruchou, podél níž dochází k vývěru podzemních vod a často je přímo vázán na procesy krasování, jakými jsou např. tvorba sintrových či travertinových hrázek, rozpouštění karbonátové horniny agresivními srážkovými či minerálními vodami aj. Krasová jezírka se rovněž mohou vytvářet v místech, kde dochází k zúžení profilu jeskyně či před jeskynními sifony. Podmínkou pro akumulování vody je ale nepropustné dno, ovšem krasové horniny jsou charakteristické propustností. Je tedy podmínkou vyplnění deprese nepropustnou zvětralinou nebo hlínou. Nejčastěji se jedná o jílovité červenozemě – terra rossa, rendzina (STÁRKA 1957).

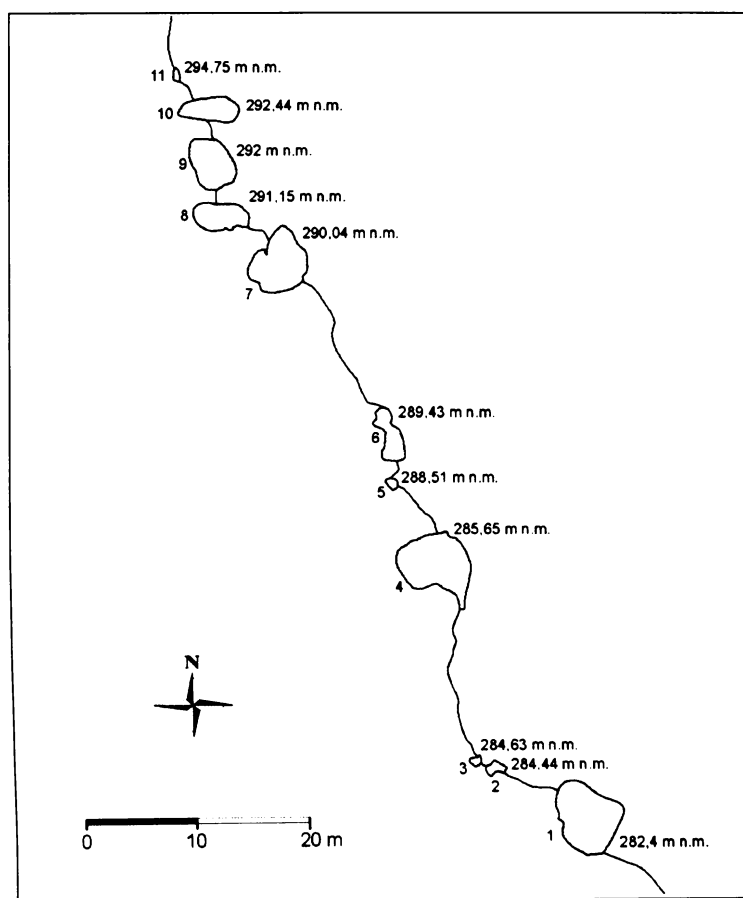
Krasová jezera se dělí na jezera typu polje, závrtová, okrajová, podzemní, krasovo-tektonická, travertinová a jezera původně nekrasová, transformovaná krasovými procesy (např. krasovo-ledovcová jezera). Okrajová jezera se nacházejí na okrajích krasových oblastí v místech, kde dochází k soustředění vody před ponorem do podzemí. Většinou dochází k ucpaní hltače a voda se do podzemí dostává pouze průsakem. Podzemní jezera vznikají většinou zahrazením podzemního vodního toku nějakou překážkou – zřícený strop jeskyně, sintrové hráze. Rovněž mohou vznikat propadnutím stropu jeskyně (jezera na dně propasti Macocha). Většinou malé vodní plochy vznikají akumulací skapávající vody ze stropu jeskyně, která je zadržena v nepropustných hlínách nebo v sintrové kůře (PŘIBYL ET AL. 1992).

V České republice se však plnohodnotně rozvinutý kras nevyskytuje, a tak zde nenajdeme ani jedno z jezer, která jsou pro takový kras typická (např. jezera typu polje vyskytující se v plochých sníženinách velkých krasových oblastí, z nichž bylo ucpaním ponorů zamezeno odtékání vody). Krasová jezera jsou na našem území vázána především na nejhlubší propasti, jeskynní prostory a ve výjimečných případech i koryta toků pod vývěry krasových vod. Všechna jezera se vyznačují specifickým teplotním režimem s malou amplitudou teploty vody v průběhu celého roku a značným obsahem rozpuštěných karbonátů. Vzhledem k tomu, že se až na výjimky nacházejí v jeskynních prostorách či v hlubokých terénních depresích, neslouží ani tak k ochraně ohrožených druhů živočichů jako estetickému zpestření jeskyní a propastí.

Na dně propasti Macocha se nacházejí dvě jezírka menších rozměrů v hloubce 138,5 m. Horní jezírko je hluboké 11 m, dolní dosahuje hloubky až 30 m a na jeho dno se také

počítá hloubka celé propasti, tj. 168 m. Obě jezírka jsou protékána ponornou říčkou Punkvou. V Bozkovských jeskyních se vyskytuje několik plošně rozlehlých krasových jezer v dolomitickém vápenci, které jsou v českých jeskyních opravdovou výjimkou. Při objevení jeskyní dosahovala hloubka vody v největším z nich až 7 m. Po zpřístupnění jeskyní byla však hladina vody v jezerech snížena o několik metrů (HROMAS ET AL. 1981).

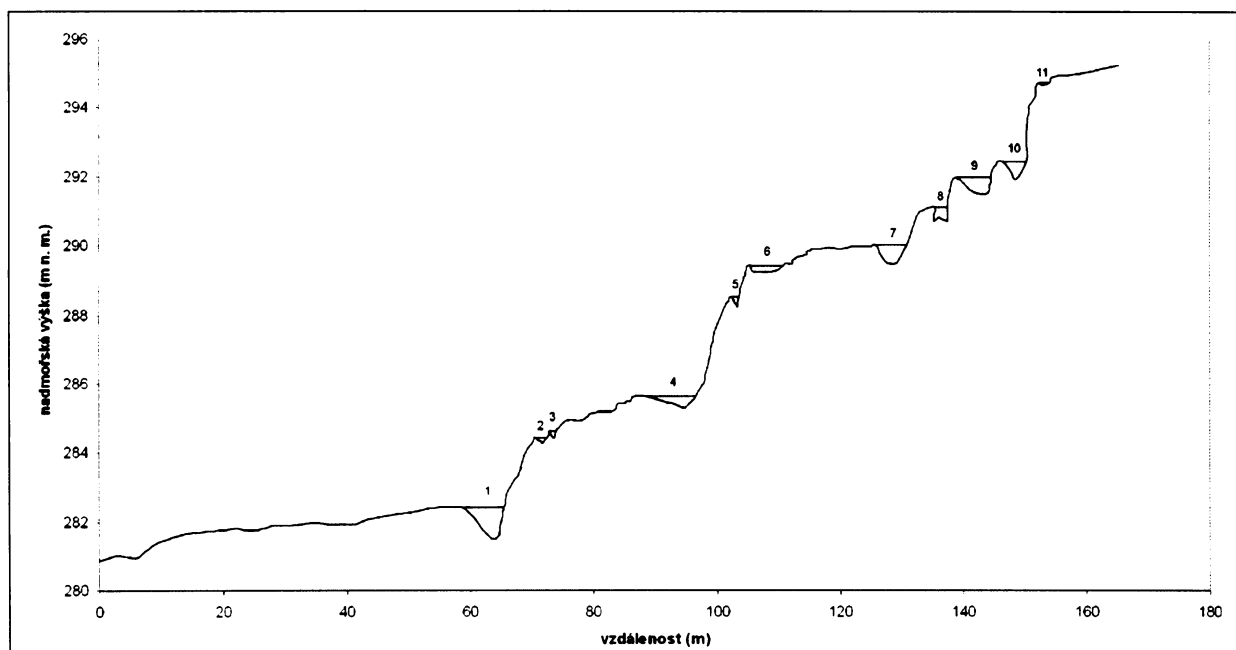
Jezírka na Bubovickém potoce jsou soustavou sedmi větších a čtyř velmi malých vodních ploch v několika stupních nad sebou (obr. 86). Nacházejí se v místech odolnějšího souvrství vápenců, kde se vytvořily skalní stupně, které jsou překonávány drobnými vodopády (obr. 87). Voda Bubovického potoka je obohacena uhličitánem vápenatým ve formě hydrogen-uhličitanu vápenatého  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Mechy, řasy a játrovky, které porůstají skalnaté dno a břehy potoky a skalních stupňů odebírají z tohoto roztoku  $\text{CO}_2$  a na jejich povrchu se následně vysráží uhličitán vápenatý  $\text{CaCO}_3$  v podobě porézních vápenců – pěnovců, které vytvářejí hrázky, za nimiž je akumulována voda. Celková plocha jezírek je  $127,2 \text{ m}^2$ , převýšení mezi hladinou nejspodnějšího a nejvýše položeného jezírka je 12,35 m (obr. 88). Základní morfometrické parametry jezírek jsou v tabulce 8. Jezírka slouží jako cenné refugium mnoha druhům obojživelníků.



**Obrázek 86:** Mapa lokalizace jezírek na Bubovickém potoce.



**Obrázek 87:** Jezírka na Bubovickém potoce, pohled na horní část kaskády.



**Obrázek 88:** Podélný profil Bubovického potoka v úseku kaskády krasových jezírek.

**Tabulka 8:** Vybrané morfometrické parametry jezírek na Bubovickém potoce.

Jezírko č.	Plocha [m <sup>2</sup> ]	Obvod [m]	Délka [m]	Šířka [m]	Max. hloubka [m]	Nadm. v. [m n.m.]
1	28,5	20,7	7,1	6,1	0,93	282,40
2	1,5	5,7	1,7	1,6	0,16	284,44
3	0,8	3,5	1,2	1,2	0,23	284,63
4	28,9	23,7	8,2	6,1	0,35	285,65
5	0,9	3,7	1,2	0,9	0,29	288,51
6	8,0	14,9	5,2	2,2	0,21	289,43
7	22,3	20,2	6,4	5,0	0,56	290,04
8	10,8	13,8	5,3	2,8	0,46	291,15
9	15,0	14,8	5,5	3,7	0,52	292,00
10	9,8	13,3	5,6	2,4	0,53	292,44
11	0,7	3,5	1,5	0,7	0,06	294,75

Nejhlubším jezerem v Česku je dno Hranické propasti, která je z větší části vyplněna vodou a lze ji tedy považovat za jezero. Výzkumem se postupně zabývala řada osob, vzhledem k velké hloubce a morfologii zatopené části propasti je nutností provádět výzkum s pomocí potápěčů. Kompletní bibliografii Hranické propasti publikoval TRAVĚNEC (1990). Propasti se původně říkalo jednoduše Propast, hraničtí Němci ji podle pověsti nazývali Kmotrova díra. Ve dvacátých letech 20. století se objevuje název Macůška, který vychází z porovnání Propasti s Macochou („Macocha v malém“). Název Macůška se objevuje i v řadě odborných publikací, je však nesprávný. Poprvé se Propast objevuje na Komenského mapě Moravy v roce 1627. Mapu zhotovil holandský rytec N. I. Piscator a Propast je na ní vyznačena jako rozeklaný vrchol. Jedná se o první krasový útvar na našem území, který byl kartograficky zobrazen (KUČERA ET AL. 1981).

Propast se nachází v kře devonských vápenců, kde jsou exhumovány nejvyšší části elevací tropického kuželového krasu (vrchy Malá a Velká Kobylanka jsou vrcholovými částmi krasových kuželů). Ten je z větší části pohřbený pod mořskými miocénními sedimenty (PŘIBYL ET AL. 1992). Samotná Propast s jezírkem vznikla na výrazné tektonické poruše (puklině), která probíhá přibližně středem propasti ve směru SZ – JV. Při vzniku propasti se uplatňovala převážně korozní činnost výronů termominerálních pramenů, vystupujících ze dna podél pukliny. Voda z Bečvy se přes šterkovité dno údolí a vápencové pukliny zanořuje do hloubek okolo 700 – 1000 m až k nepropustnému podloží, ze kterého se vlivem aktivních tektonických pochodů na styku Českého masivu s Karpatskou soustavou uvolňuje juvenilní CO<sub>2</sub>. Teplý CO<sub>2</sub> proplyňuje vodu, která jako slabá kyselina uhličitá (kyselka) stoupá vzhůru. Vzhledem k vyšší teplotě a obsahu CO<sub>2</sub> rozpouští a eroduje vápenec více než srážková voda

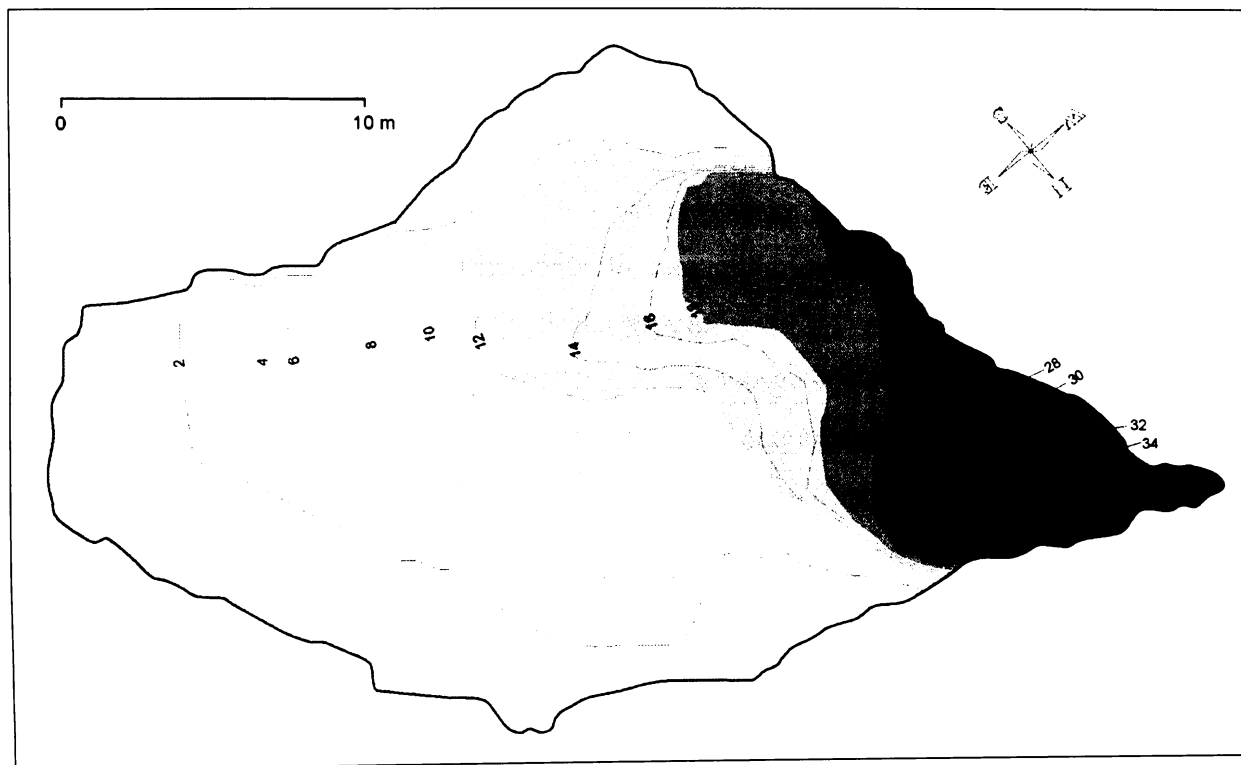
(jedná se o tzv. hydrotermální kras). Krasové jevy v Hranické propasti tedy vznikají odspodu a ne shora, jak je v krasových oblastech obvyklé (TRAVĚNEC 2002). Množství rozpuštěného CO<sub>2</sub> se mění vlivem atmosférického tlaku, přítokem povrchových vod, kolísáním hladiny Bečvy a nepravidelností výronů CO<sub>2</sub>. Tím dochází i ke změně v průhlednosti vody. Ta kolísá mezi 1 a 60 m (někdy i více), běžně se pohybuje kolem 10 – 15 m. Teplota vody se pohybuje kolem 16°C, v některých částech Propasti naměříme až 19,8°C. V části zvané Rotundam (viz obr. 90) byla naměřena doposud nejvyšší teplota 24°C. Nadmořská výška hladiny kolísá v průběhu roku o více než 1 m, průměrně dosahuje hodnoty 245,5 m n.m.

První pečlivé měření hloubky proběhlo v roce 1902 a sestávalo se z 36 bodových měření pomocí olovnice. Maximální hloubka byla stanovena na 36 m. V roce 1951 prováděl svá měření olomoucký geograf Dosedla znovu pomocí olovnice (DOSEDLA 1953). Z 85 naměřených hodnot zkonstruoval batymetrický plán v měřítku 1 : 100 (viz obr. 89). Vodní stav v jezírku v době měření byl 1,4 m pod nejvyšší úrovní hladiny (zjištěna podle stop na skalních stěnách), vodní stav na řece Bečvě na vodočtu v Teplicích byl 68 cm. DOSEDLA (1953) navrhuje další průzkum jezírka pomocí potápěčů, nemyslí si však, že by mělo v podzemí rozsáhlejší pokračování.

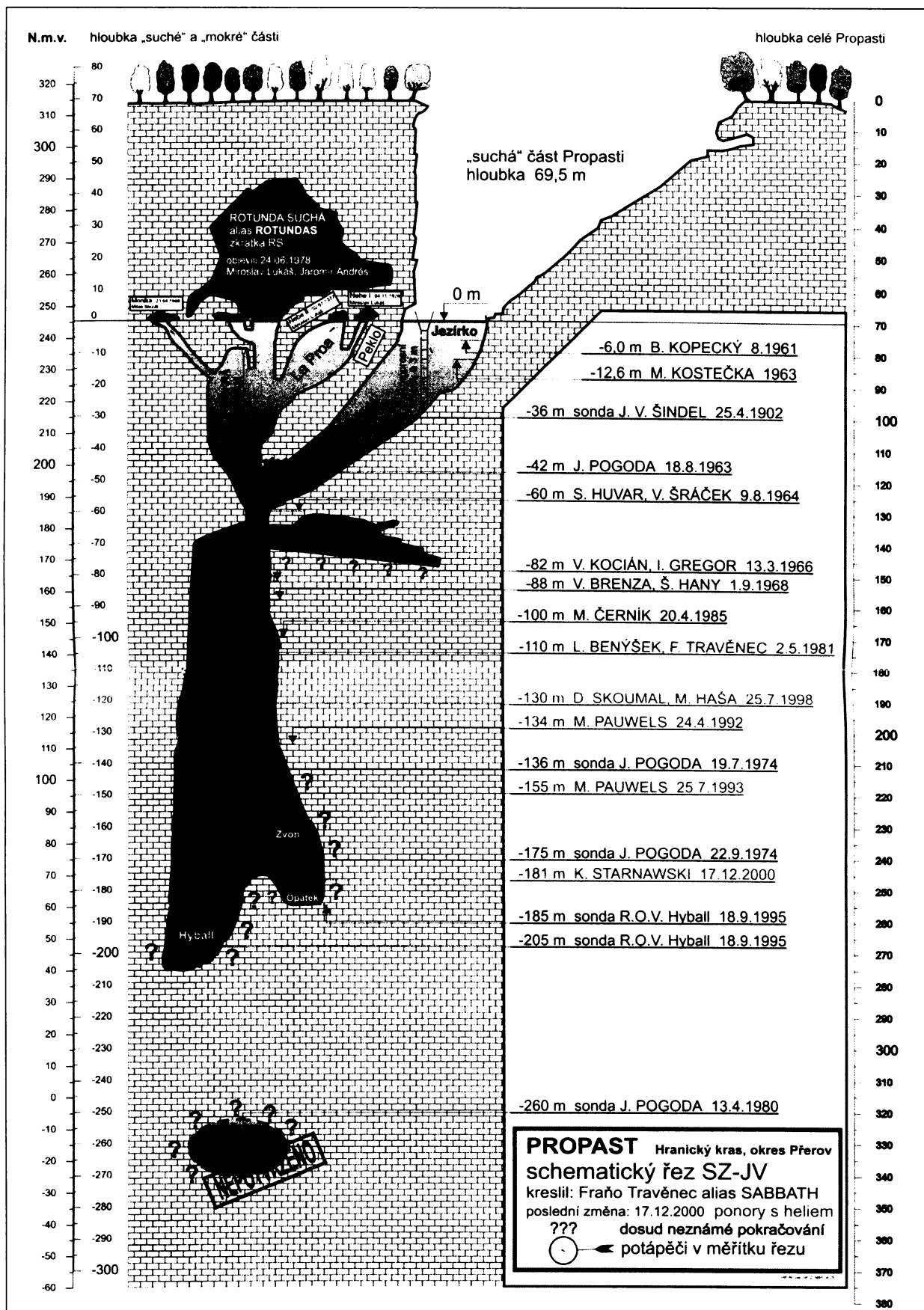
První ponor s dýchacím přístrojem uskutečnil B. Kopecký v roce 1961, od roku 1963 začali ponory organizovat potápěči organizovaní (1963 – M. Kostečka -12,6 m; 1963 – J. Pogoda, B. Kvapil, V. Šráček -42 m; 1964 – S. Huvar, V. Šráček -60 m; 1966 - V. Kocián, I. Gregor -82 m; 1968 – V. Brenza, Š. Hany -88 m) (TRAVĚNEC 2002). V hloubce -88 m již potápěči dýchající vzduch ztrácejí vědomí, proto se Pogoda rozhoduje další výzkum provádět pomocí olovnice, které spouštěl z místa zvaného Zubatice (viz obr. 90). V roce 1974 dosáhli potápěči pod Pogodovým vedením pomocí olovnice hloubky -175 m. Celková hloubka propasti tak dosáhla hodnoty 244 m a stala se tak nejhlubším krasovým útvarem v tehdejší ČSSR. O rok dříve bylo pod vedením Pogody provedeno velmi podrobné a přesné vymapování viditelné části jezírka pomocí olovnice kontrolované potápěči. Další měření měla probíhat pomocí speciální sondy (ponorky), ovšem mezi potápěči došlo ke sporům a Pogoda ze skupiny odešel. Sám potom uskutečnil 13.4.1980 vlastní měření pomocí sondy vlastní konstrukce. Sonda dosáhla údajně hloubku -260 m. Jakákoliv následující měření ovšem nepotvrdila tuto hodnotu, takže se lze domnívat, že Pogoda udělal při měření chybu nebo měl mimořádné štěstí a našel nějakou puklinu apod. V letech 1977 a 78 byly objeveny a zmapovány suché jeskynní prostory – Suchá a Mokrá Rotunda, Nebe I a II, kde byly objeveny gejzírovité stalagmity, doposud známé jen ze Zbrašovských aragonitových jeskyní (viz obr. 91).

Aby bylo možné potopit se do hloubky větší než 80 m, je nutno použít k dýchání směsi kyslíku, dusíku a hélia. První takový ponor uskutečnili 2.5.1981 L. Benýšek a F. Travěnek, dosáhli při něm hloubky -110 m. Rekord v ponoru posunul Belgičan M. Pauwels v červenci 1993, kdy dosáhl hloubky -155 m. Významným je rok 1995, kdy belgický průmyslník Carl von Basel financoval spuštění dálkově ovládaného robota Hybal R. O. V. (obr. 92). Ten byl vybaven kamerou a sonarem a byl spuštěn do hloubky -205 m. Poté došlo k jeho uváznutí nejprve ve větvích, posléze ve starých potápěčských kabelech a musel být vyloven potápěči. Vzhledem k jeho vysoké ceně (asi 3 mil. Kč) sponzor nehodlal dále riskovat a již v dalších měřeních nikdy nepokračoval. V prosinci 2000 se polský potápěč K. Starnawski potopil do hloubky -181 m (24 m nad doposavad nejhlubší zjištěné místo), jedná se o dosud největší hloubku, do které se v Propasti dostal člověk (TRAVĚNEC 2002).

V současné době probíhá mapování v části New York. Je to úzká ale vysoká trhlina, ve které se v hloubce 60 – 90 m podařilo proniknout do vzdálenosti 50 m pod oblast s volnou hladinou jezera. Výzkum ztěžují zvržené sedimenty a odlupující se kamenné plotny vlivem potápěči vypouštěného vzduchu. Puklina má směr JV-SZ a je součástí tzv. Centrální spáry, na které se vyvinula celá propast (TRAVĚNEC 2002). Z výzkumů tedy vyplývá, že celková hloubka Propasti je 274 m, samotné jezero je hluboké 205 m.



**Obrázek 89:** Mapa viditelné části jezera v Hranické propasti. Plocha 415 m<sup>2</sup>, obvod 94 m, max. hl. 36 m, objem 4239 m<sup>3</sup>, stf. hl. 10,2 m, nadm. výška hl. 239,55 m n. m. (upraveno podle DOSEDLA 1953).

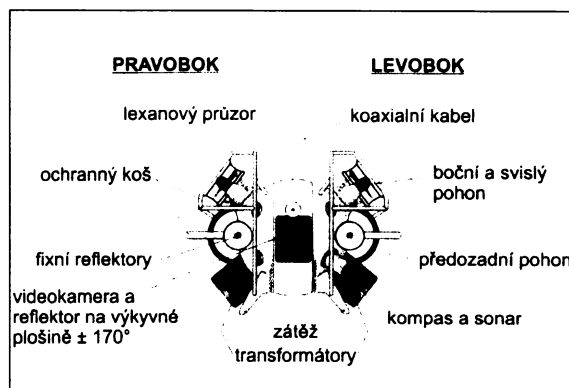


Obrázek 90: Schematický řez jezerem v Hranické propasti (upraveno podle TRAVĚNEC 2002).

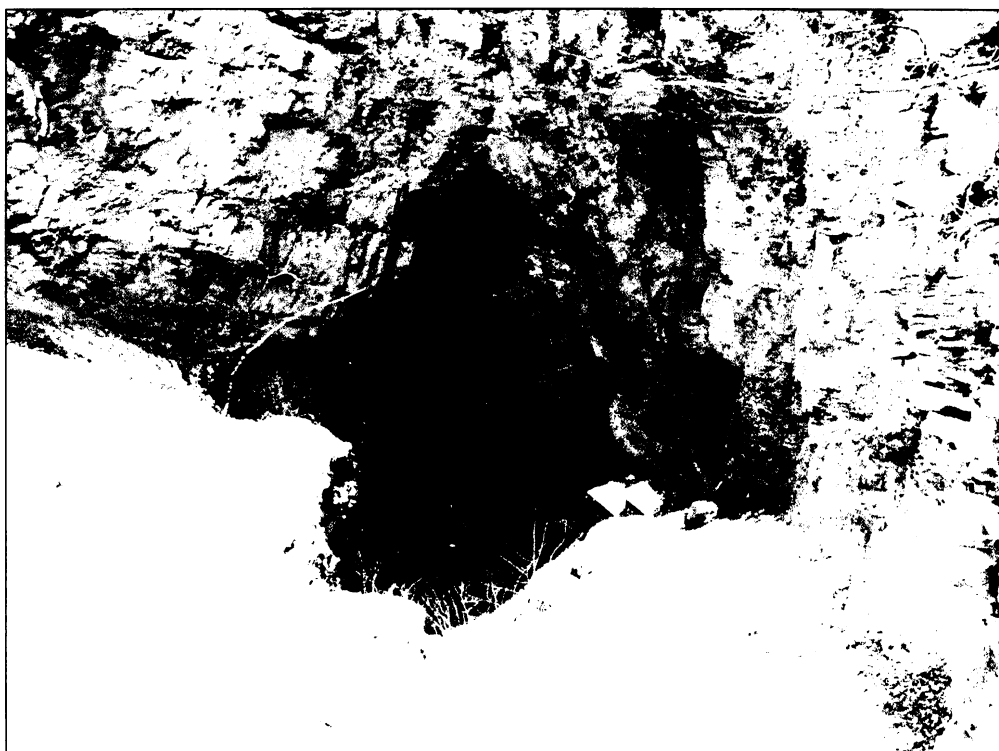




**Obrázek 91:** Gejírovité stalagmity v části Nebe I (TRAVĚNEC 2002).



**Obrázek 92:** Návrh sondy Hybal, která změřila doposud největší hloubku 205 m (TRAVĚNEC 2002).



**Obrázek 93:** Jezero na dně Hranické propasti. Hladina je pokryta napadaným listím a vodním rostlinstvem. Část propasti je svislá (výška stěny nad hladinu je 69 m), část tvoří strmý svah, po kterém je možno sestoupit až k hladině jezera. Další pokračování propasti je patrné z obrázku 90.

#### 6.4. SESUVEM HRAZENÁ JEZERA

Nejmladším přírodním jezerem na území Česka je Mladotické (Odlezelské) jezero, které se nachází v Žihelské pahorkatině, součásti Jesenické pahorkatiny. Vzniklo zahrazením údolí Mladotického potoka sesuvem nadložních arkóz a slepenců na západním úpatí

Potvorovského kopce. K sesuvu došlo po intenzivních srážkách a následných katastrofálních povodních v noci z 27. na 28. května 1872 (obr. 94). Údolí potoka bylo přehrazeno v délce kolem 300 m. Údaje o hloubce těsně po vzniku jezera nejsou k dispozici, ale je odhadována na 14 – 16 m (JANSKÝ 1975).



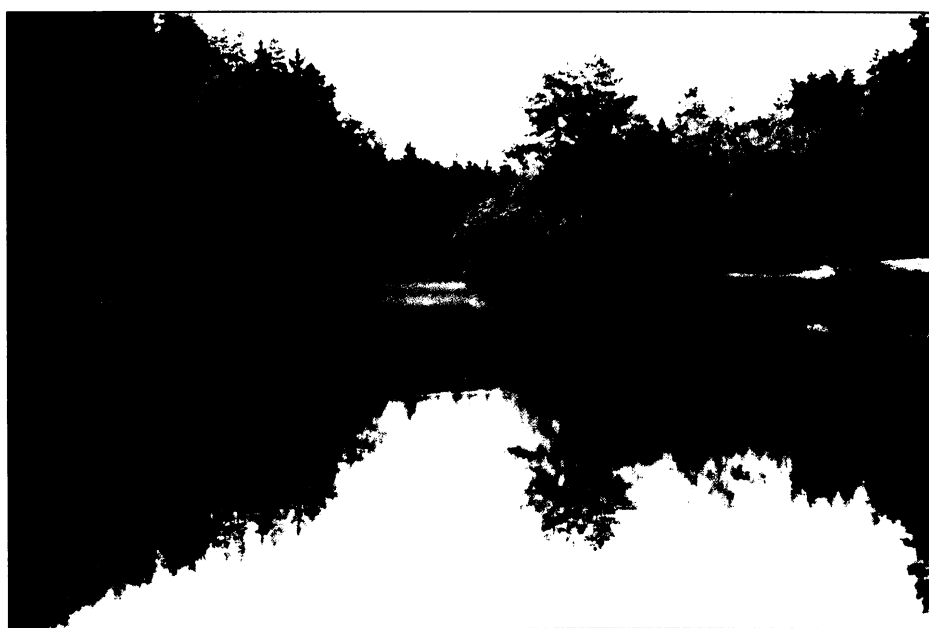
**Obrázek 94:** Pohled na vznikající Mladotické jezero z hráze tvořené sesuvem. Dnes je hráz porostlá lesem (foto C. Purkyně in. ČERMÁK 1912).

Zahrazená jezera patří mezi velmi nestálé vodní plochy, velmi rychle podléhají zazemňování jezerní pánve. Touto problematikou se na Mladotickém jezeře (obr. 95) dlouhodobě zabývá JANSKÝ (1975, 1976, 1977, 1994, 2003 A, 2003 B), v poslední době v rámci mezinárodní spolupráce (SCHULTE, ALBRECHT, DAUT, WALLNER, JANSKÝ A GELDERN 2006). Velmi rychlé zanášení tohoto jezera můžeme vidět již pouhým porovnáním batymetrických map a na jejich základech zjištěných morfometrických parametrů, vytvořených v různých letech (tab. 9). První batymetrickou mapu jezera vytvořil Janský podle měření v roce 1972. Další mapa byla vytvořena kolektivem katedry fyzické geografie a geoekologie v roce 1999, nejnovější a nejpřesnější mapa vznikla v roce 2003 pod vedením Česáka, Janského a Šobra. V roce 1990 byla rovněž vytvořena batymetrická mapa, její interpretace je však problematická z důvodu nízkého stavu hladiny jezera (JANSKÝ, URBANOVÁ 1994). Na obrázku 96 jsou mapy z let 1972 a 2003. Výsledky batymetrického mapování ukázaly, že v průběhu čtyř let (1999-2003) nedošlo k žádné výrazné změně

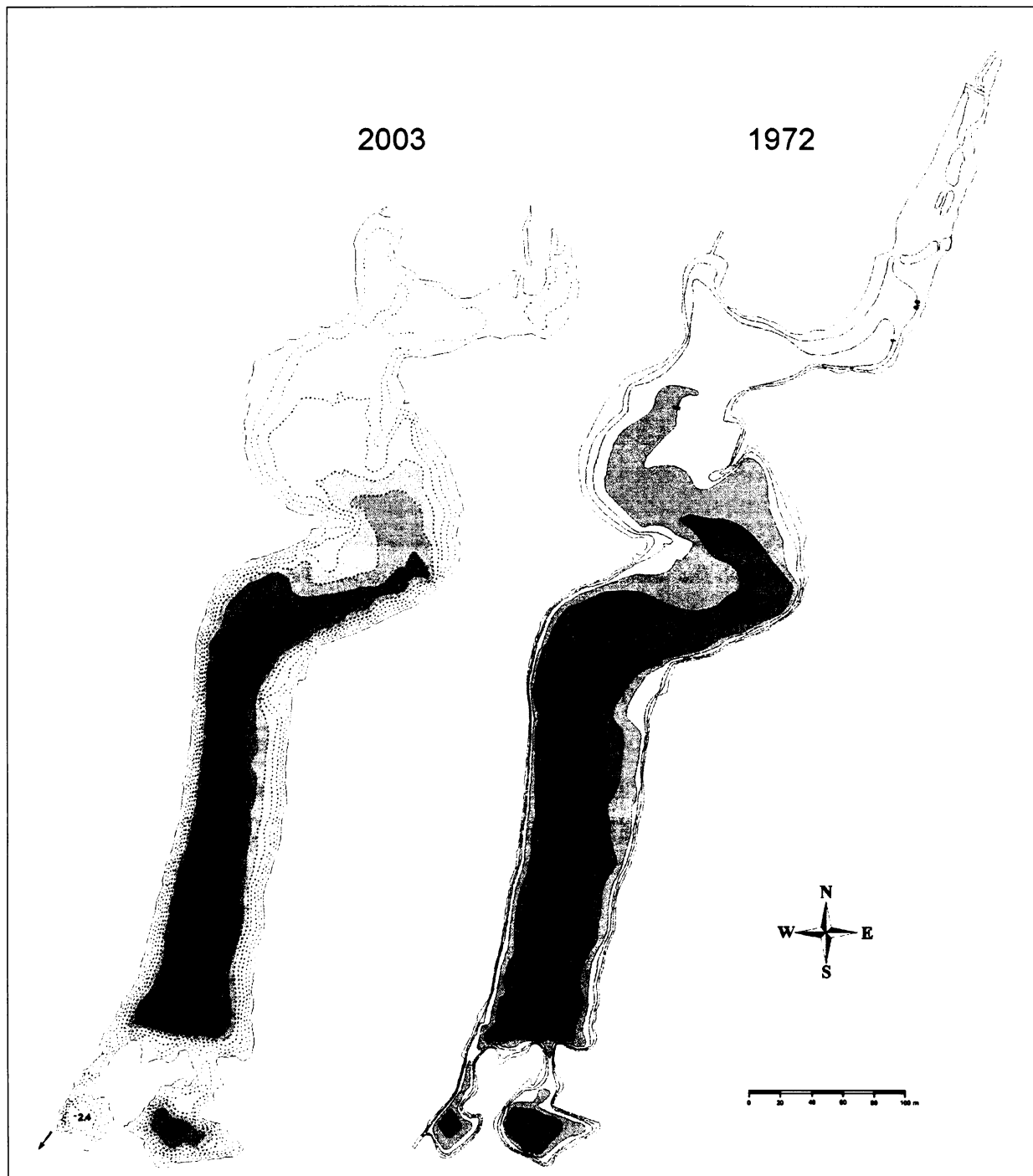
v parametrech jezera, obě mapy jsou prakticky totožné. Drobné rozdíly v ploše jezera, objemu zadržované vody a ploše jednotlivých hloubnic (viz tab. 9) lze přičíst na vrub odlišným metodám mapování břehové linie a způsobu určování plochy jezera, použité metodě interpolace a pod. (V roce 1999 byla břehová linie mapována pomocí ortogonální metody a hloubky byly interpolovány ručně, v roce 2003 bylo mapování prováděno totální geodetickou stanicí, interpolace byla provedena v počítačovém programu Surfer.) Postupné zanášení jezerní pánve a hromadění sedimentů v oblasti ústí Mladotického potoka dokumentují i batymetrické křivky jezera z let 1972, 1999 a 2003 a podélné profily jezerní pánvi z let 1972 a 2003 (viz obr. 97, 98 a 99).

**Tabulka 9:** Základní morfometrické údaje vypočtené na základě batymetrického mapování Mladotického jezera (JANSKÝ 1975, JANSKÝ 2003 B).

	<b>1972</b>	<b>1999</b>	<b>2003</b>
Plocha [ha]	5,86	4,55	4,74
Max. hloubka [m]	7,7	6,7	6,7
Objem [m <sup>3</sup> ]	141 380	104 750	103 910
Hloubnice 1 m [m <sup>2</sup> ]	44 208	33 860	33 773
Hloubnice 2 m [m <sup>2</sup> ]	31 690	22 250	21 853
Hloubnice 3 m [m <sup>2</sup> ]	18 210	13 980	13 185
Hloubnice 4 m [m <sup>2</sup> ]	12 008	7 140	7 154
Hloubnice 5 m [m <sup>2</sup> ]	8 494	3 820	3 667
Hloubnice 6 m [m <sup>2</sup> ]	3 364	2 390	2 052
Hloubnice 7 m [m <sup>2</sup> ]	2 138	0	0



**Obrázek 95:** Pohled na Mladotické (Odlezelské) jezero od přítoku směrem ke hrázi jezera.



**Obrázek 96:** Batymetrické mapy Mladotického (Odlezelského) jezera z let 1972 a 2003 (zdroj: JANSKÝ 1975, terénní měření 2003).

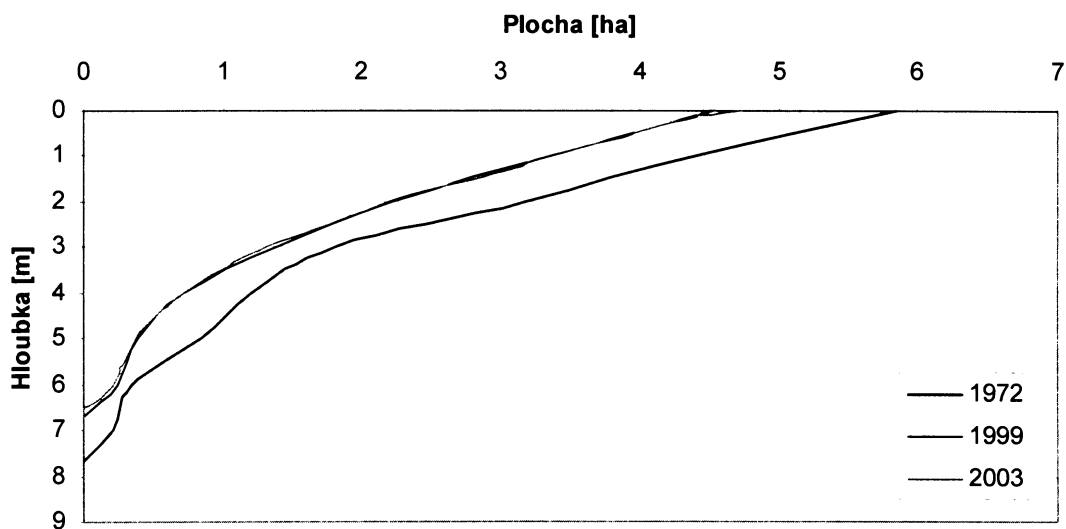
Z porovnání výsledků batymetrických měření v letech 1972 (JANSKÝ 1975) a 2003 vyplývají následující poznatky:

- Maximální hloubka jezera klesla ze 7,7 m na 6,7 m.
- Zcela vymizela hloubnice 7 m, plocha všech ostatních hloubnic se zmenšila. U hloubnice 6 m nastal pokles na 61 %, u hloubnice 5 m na 43 %, u hloubnice 4 m na 60 % své původní

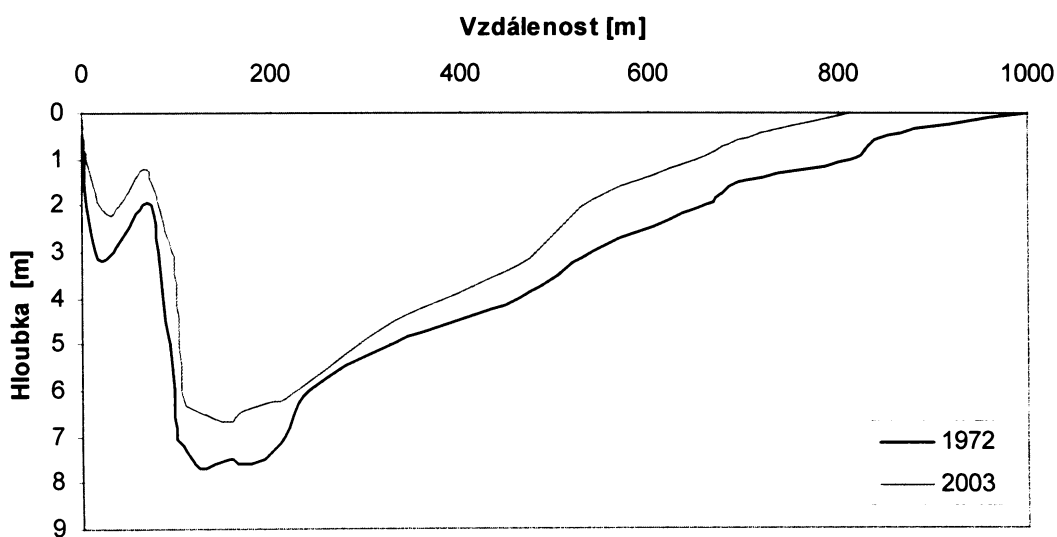
plochy z roku 1972. Poněkud méně výrazný je pokles ploch hloubnic mělkovodních oblastí, kde u hloubnice 3 m nastal pokles na 72 %, u hloubnice 2 m na 69 %, u hloubnice 1 m na 76 %.

- Došlo k poklesu plochy vodní hladiny jezera z původních 5,8562 ha (1972) na 4,7364 ha (2003), tj. o 19 %.

- Z původní kubatury 141 380 m<sup>3</sup> (1972) došlo k poklesu na 103 910 m<sup>3</sup>, tj. o 26,5 %.



**Obrázek 97:** Batymetrické křivky Mladotického (Odlezelského) jezera z batymetrických měření v letech 1972, 1999 a 2003 (JANSKÝ 1975, JANSKÝ 2003 B, terénní měření 2003).



**Obrázek 98:** Podélné profily jezerní pánvi z let 1972 a 2003 (JANSKÝ 1975, terénní měření 2003).

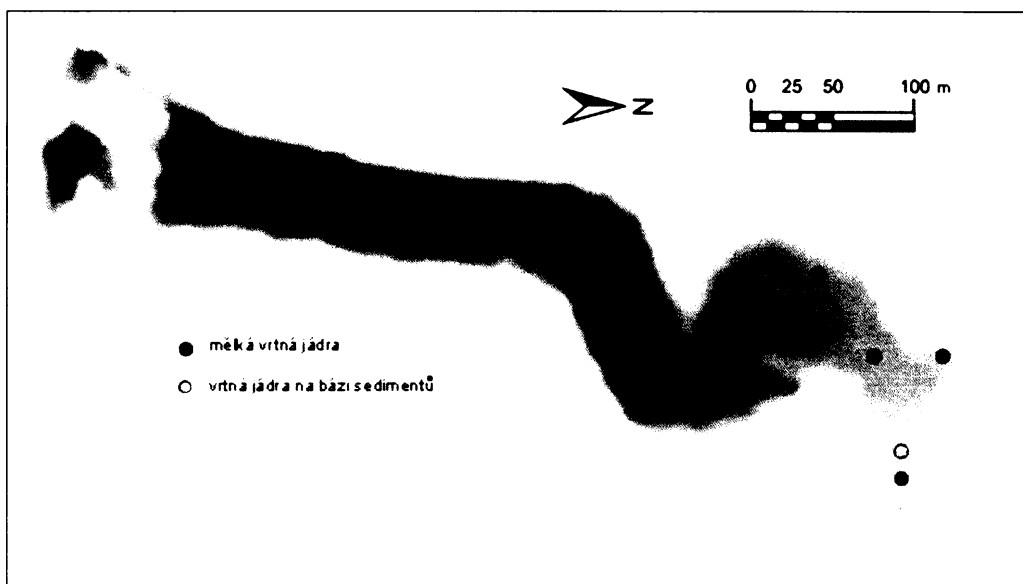


**Obrázek 99:** Delta hlavního přítoku postupuje velmi rychle do jezera, což dokumentuje zmenšující se plocha vodní hladiny, srovnání batymetrických map a podélných profilů z let 1972 a 2003 (obr. 96 resp. 98).

V roce 2003 bylo ve spolupráci s německými univerzitami v Jeně a Berlíně (Freie Universität Berlin) provedeno vrtání jezerních sedimentů Mladotického jezera (obr. 100). Cílem bylo ověřit doposud pouze odhadovanou původní hloubku jezera a na základě datování sedimentů určit rychlost sedimentace v závislosti na změně land-use v povodí jezera. Celkem bylo provedeno 5 vrtů na bázi sedimentů a 13 mělkých vrtů do hloubky cca 1 m (obr. 101).



**Obrázek 100:** Vrtání sedimentů v nejhlubší části Mladotického (Odlezelského) jezera z mobilní vrtné plošiny.

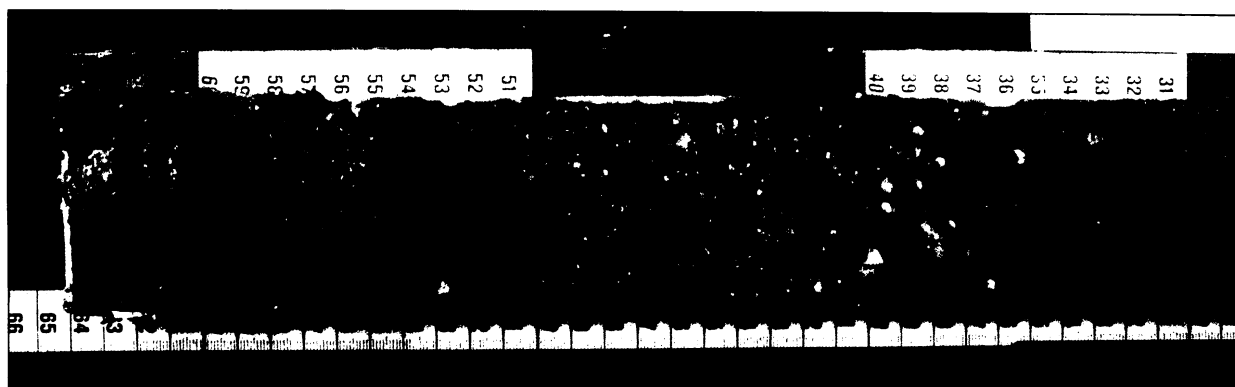


**Obrázek 101:** Lokalizace mělkých a hlubokých vrtů na Mladotickém (Odlezelském) jezeře při vrtání v květnu 2003 (upraveno podle SCHULTE ET AL. 2006).

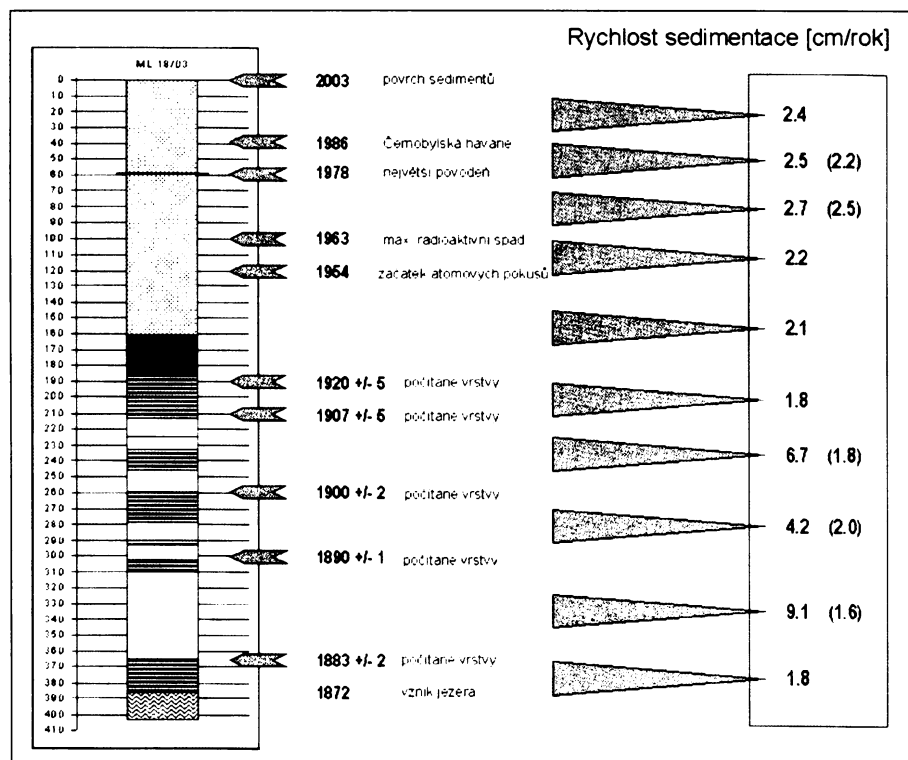
Nejhlubším vrtem bylo dosaženo hloubky 462 cm pod úroveň dna v místě vzdáleném asi 70 m od hráze jezera. Nejspodnější část vrtného jádra je vidět na obrázku 102. První vrstvy sedimentu, které představují jednotlivé roční periody byly poškozené a nebylo je možné dostatečně přesně interpretovat. Počítání jednotlivých vrstev bylo možné až od roku 1883 (s chybou  $\pm 2$  roky. Průměrná sedimentační rychlost do roku 1883 byla  $1,8 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Další vrstva o mocnosti 50 cm je tvořena homogenním nevrstevnatým sedimentem a její vrchní část je datována do roku 1890 při průměrné sedimentační rychlosti  $9,1 \text{ cm}/\text{rok}$ . Materiál této vrstvy pochází z doté doby vegetačně neobsazené oblasti jižní části jezera (hráz jezera) nebo jej přinesly povodňové průtoky Mladotického potoka.

Nad hloubkou 190 cm ve vrtu (rok 1920) se střídají nevrstevnaté partie a pravidelné roční vrstvy sedimentu. To vede kolektiv autorů (SCHULTE ET AL. 2006) k domněnce, že se v tomto období sedimentační rychlost měnila v rozmezí 6,7 až  $1,8 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Nad hranicí 160 cm leží diatomové bahno, které je možné pomocí různých metod přesně datovat. V sedimentech byla nalezena vrstva, která je datována při porovnání s atomovými pokusy v roce 1954. Ta leží v hloubce 120 cm. Sedimentační rychlost mezi léty 1920 a 1954 byla vypočtena na  $2,1 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Maximum radioaktivního spadu bylo nalezeno v roce 1963 v hloubce 100 cm (sedimentační rychlost  $2,4 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ ). Další znatelnou vrstvu zanechala povodeň v roce 1978. Sedimentační rychlost v období let 1963-78 byla vypočtena na  $2,7 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Mezi vrstvou vyznačenou radioaktivním spadem po havárii v Černobylu a současností (rokem 2003) byla rychlost sedimentace  $2,4 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ , mezi léta 1978 a 1986 byla

rychlost  $2,5 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$  (SCHULTE ET AL. 2006). Změna rychlosti sedimentace v čase je patrná z obrázku 103. Největší vliv na změnu rychlosti sedimentace (v roce 1920  $2,1 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ , v roce 1963  $2,7 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ ) neměly povodňové situace, ale kolektivizace zemědělství v 60. a 70. letech 20. století. Vlivem likvidace mezí oddělujících jednotlivé pozemky došlo k prodloužení svahů a zvětšení jejich sklonů. Tím byl ovlivněn zvýšený transport jemných sedimentů, které se následně ukládaly v jezeře. Eroze půdy vlivem změny v land-use se zvětšila mnohem více, než je zachyceno v sedimentačním záznamu, značná část přinesených sedimentů je uložena ve formě náplavových kuželů v zóně přítoku Mladotického potoku do jezera (obr. 99).



**Obrázek 102:** Nejspodnější část vrtného jádra (na obrázku vlevo) se nacházela v hloubce 462 cm pod úrovní dna. Byla navrtána cca 32 cm mocná vrstva fluviálního materiálu, nad kterým v hloubce 430 cm začíná záznam jemnější limnické sedimentace (SCHULTE ET AL. 2006).



**Obrázek 103:** Výsledky datování vrstev sedimentů a vypočítané rychlosti sedimentace (SCHULTE ET AL. 2006).

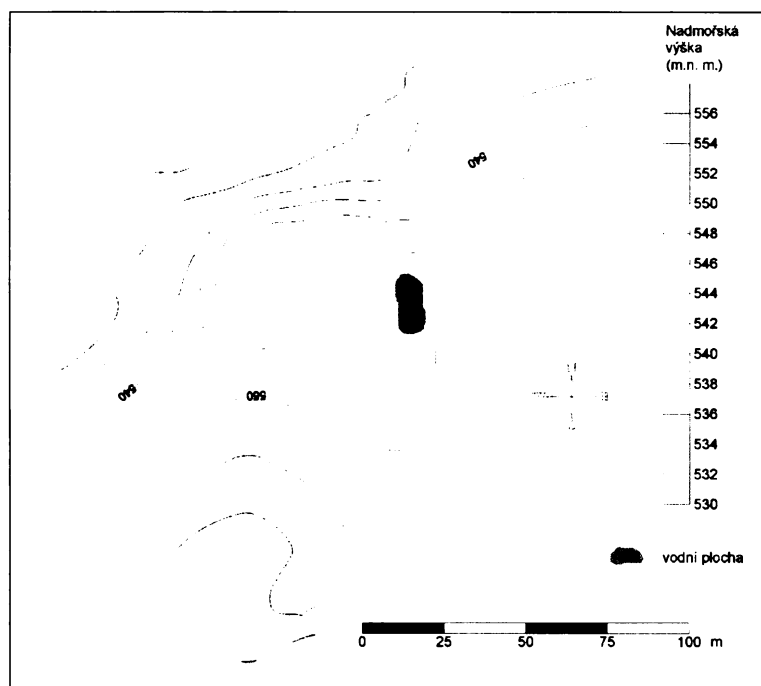


Sesuvem hrazená jezera se nacházejí také na Moravě. Ve Vsetínských vrších, severně od Velkých Karlovic, vytvořil sesuv hrazené jezero u osady Jezerné. Na katastrální mapě z roku 1835 bylo zakresleno ještě jako mokřad o rozloze 0,75 ha. Na zazemněném jezeru byl později přístavbou hráze vytvořen rybník. Další krátkodobé jezero vzniklo ve Vsetínských vrších sesuvem z 28. 1. 1920 v Hošťálkové u Vsetína zahrazením údolí Hajnušov (KŘÍŽ 1994).

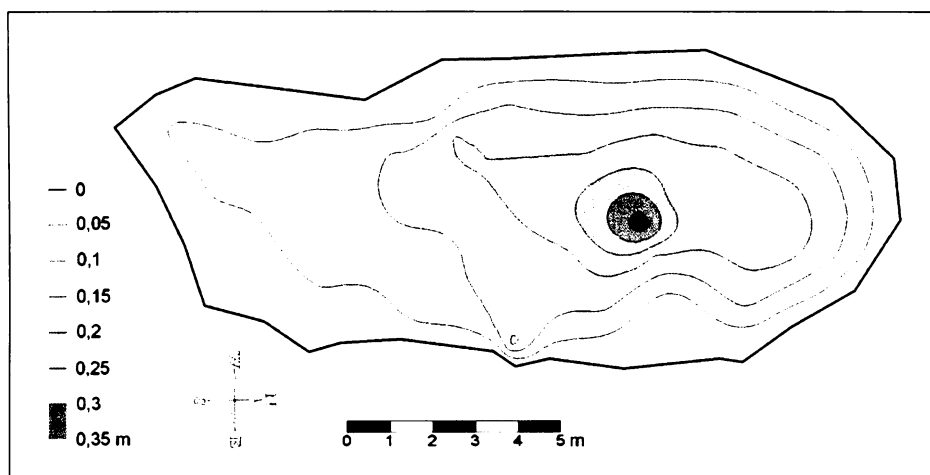
Obvykle plošně velmi malá a mělká jezera nalezneme v některých amfiteatrálních tvarech přímo na tělesech sesuvů, která vznikla díky 1-8 m vysokým amfiteatrálním stupňům (KŘÍŽEK 2005). Příkladem může být jezírko v sesuvu u obce Loukov v Hostýnských vrších (obr. 104, 105). Jedná se o mělkou vodní plochu (obr. 106), která v průběhu roku velmi mění svoji hladinu v závislosti na množství srážek, protože nemá trvalý povrchový přítok.



**Obrázek 104:** Jezírko v sesuvném území nedaleko obce Loukov v Hostýnských vrších.



**Obrázek 105:** Část čela sesuvu nedaleko obce Loukov s lokalizací jezírka v depresi na povrchu sesuvu.



**Obrázek 106:** Jezírka v tělesech sesuvů se vyznačují malými rozměry a hloubkou. Jezírko o rozměrech 18,5 × 7,5 m v sesuvu u Loukova mělo v době jarního měření (hladina na svém ročním maximu) plochu 105 m<sup>2</sup>, maximální hloubka činila 35 cm.

## 6.5. ORGANOGENNÍ JEZERA

Jezera organogenního původu vznikají akumulací srážkové či podzemní vody v mělkých depresích s nedostatečným odtokem vody za spoluúčasti procesů rašelinění či tvorby slatin, tj. tvorby humolitů, které vznikají ve vodou nasyceném prostředí bez přístupu vzduchu. Jejich klasifikace v sobě zahrnuje několik faktorů, jak je patrné z tabulky 10.

Rozlišují se tedy jezera rašelinná, jezera přechodových rašelinišť a slatinná, pro něž je specifický původ, složení i jakost vody (POŠTA 2005).

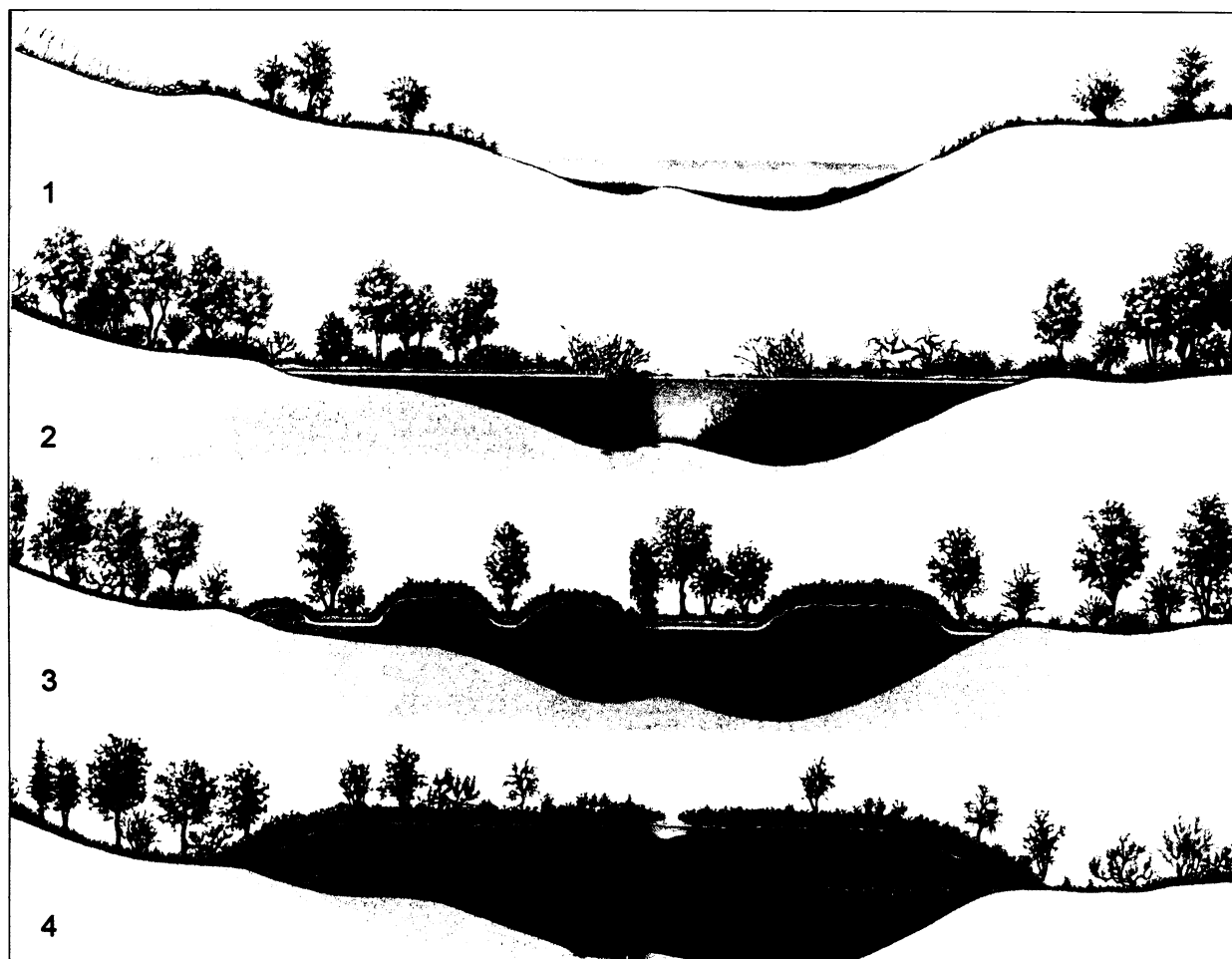
**Tabulka 10:** Typy humolitů (upraveno podle POŠTA 2004).

stanoviště	geografická poloha	výchozí vegetace	úživnost prostředí	zdroj vody
vrchoviště	horské a podhorské oblasti	mechová (rašeliník)	oligotrofní	podpovrchová a srážková
přechodové rašeliniště	pahorkatiny až hornatiny	rašeliniko-mecho-travná	oligotrofní až mezotrofní	podpovrchová a srážková
slatiniště	nížiny	mecho-travino-bylinná	mezotrofní až eutrofní	podpovrchová (prameny)

Rašelinná jezírka vznikají nejčastěji uvnitř vrchovišť, kde dochází k akumulaci měkké srážkové vody, která je posléze zbarvena produkty z procesu rašelinění. Jednou z podmínek vzniku vrchovištních jezer je výrazné převládání srážek nad výparem. Klíčovou úlohu při vzniku rašeliniště hraje dominantní skupina rostlin - mechorosty rašeliníky. Tyto rostliny mají tu schopnost, že jejich vrchní část je schopna neustále přirůstat a dolní část rostliny odumírá. Spodní odumřelá část rostliny s velkými buňkami působí jako houba, která nasává a zadržuje nadbytečnou vodu i tehdy, když rašeliníky ve středu rašeliniště dále rostou a celá jejich střední část se zvedá, takže v průběhu času se celé rašeliniště vyklenuje směrem od okrajů do středu (obr. 107). Největší mocnosti dosahují šumavská rašeliniště – 10-12 m. PIVNIČKOVÁ (1997) udává rychlost narůstání vrchoviště jeden metr za 500 let pro slabě rozloženou rašelinu (1 m silně rozložené rašeliny vzniká 1000 let). Roční přírůstek tak činí 1-2 mm.

Vrchovištní rašeliniště jsou geomorfologicky velmi pozoruhodná stanoviště, skládající se z několika částí. Na temeni se vyskytuje jedno nebo více jezer kruhového či oválného půdorysu, zvané blánk. Velikost těchto jezer je různá, pohybuje se od několika metrů po desítky metrů; v závislosti na pohybu hladiny podzemní vody, chodu srážek a zarůstání vegetací se v čase mění. I když má rašeliník na povrchu rašeliniště značnou retenční schopnost, dochází k situaci, kdy již vodu nedokáže pojmout a ta pak odtéká směrem k okraji vrchoviště, kde se následně vytváří silně vlhký pás, tzv. lagg. Vrchoviště je obvykle rozbrázděno sítí malých prohlubní (šlenků), na jeho povrchu nalezneme i bochánkovité vyvýšeniny (bulty), které vznikají díky mrznutí vody, sesedavým pohybům odumřelého rašeliníku a rozdílné distribuci vody. Vlivem mrazu bývá rašeliniště rozčleněno na síť delších vyvýšených pruhů (strängů) a prohlubní (flarkary, větší a hlubší se nazývají kolky). Tzv. nepravé flarkary vznikají tříštivými pochody, které postihují rašelinu v důsledku její vlastní

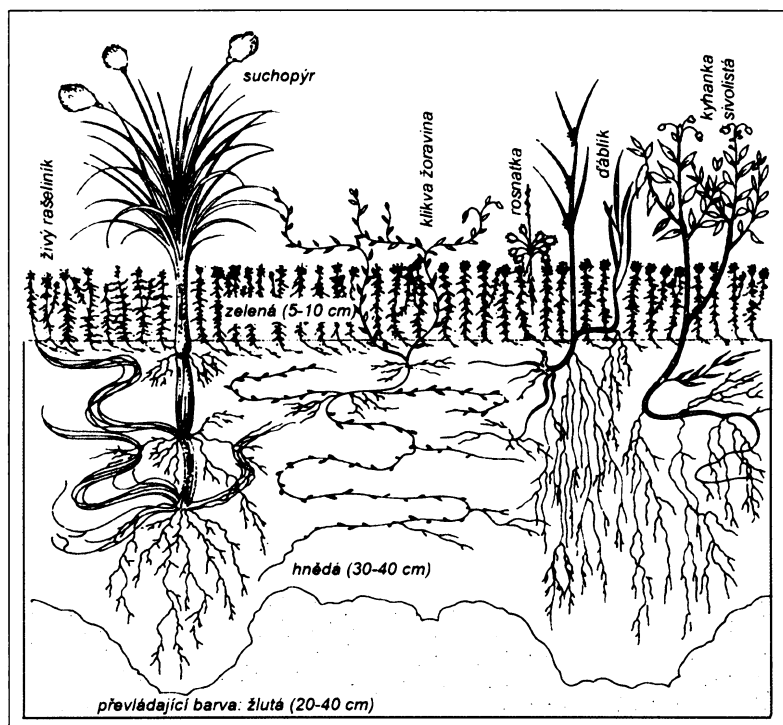
váhy. Šlenky, flarkary a nepravé flarkary bývají vyplněny vodou a tvoří jezera různé velikosti a hloubky (NEVRLÝ 1962). Specifické názvosloví používané k popisu struktury vrchoviště pochází zejména ze švédštiny (blänk, flark aj.) a z němčiny (např. kolk). V anglické literatuře se pro vrchovištní jezera používá termín „bog pool“ (POŠTA 2005).



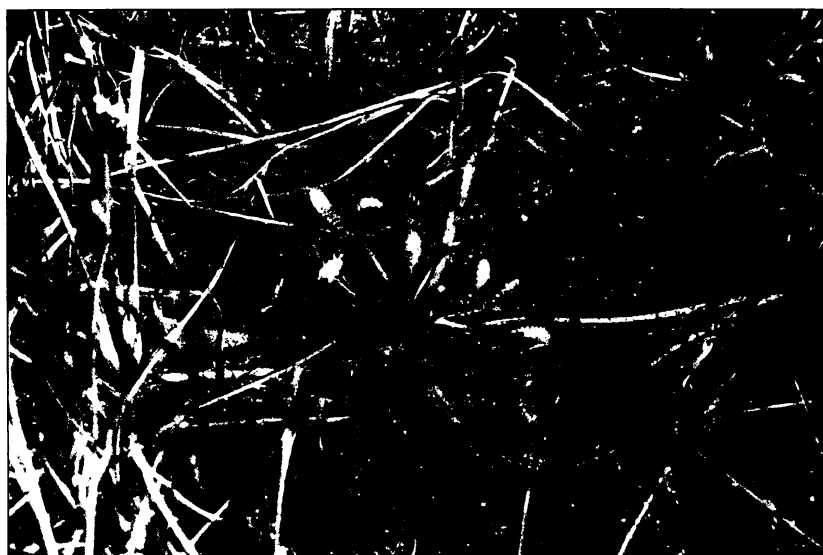
**Obrázek 107:** Stádia vývoje vrchoviště (upraveno podle REICHHOLF 1988). Na konci posledního glaciálu byly terénní deprese vyplněné vodou z tajících ledovců nebo trvalé sněhové pokrývky (1). V průběhu tisíciletí se od břehů do nádrže šířily rostliny, které po sobě zanechaly organické zbytky, které se postupně měnily v rašelinu (2). Postupně jezero zcela zmizelo a ve vlhkém podnebí se rozšířily mocné rašelinné vrstvy, nad úroveň terénu se začaly zdvíhat první polštáře rašeliníků (3). Postupně se rašelina vyklenula nad okolní krajinu, živou zůstává pouze vrchní vrstva vrchoviště s drobnými jezery, která je znatelně vyvýšena nad okolí (4). Pokud dojde k nadměrnému vyklenutí vrchovištní klenby, při němž již podzemní voda nedosáhne do horních partií profilu, vrchoviště začne vysychat a na jeho místo nastupuje kleč a smrk.

Pro vrchovištní jezera je typický nedostatek minerálních látek a nízké pH, které se nejčastěji pohybuje v rozmezí 3–5 a znemožňuje tak výskyt mnohým druhům živočichů. Rostliny rostoucí na rašeliníštích mají tak málo živin, že se s tímto nedostatkem vyrovnávají jen málo nenáročných druhů, které na rozdíl od svých příbuzných z jiných lokalit dorůstají

podstatně menších velikostí (obr. 108, 109). Malou úživnost způsobuje i velmi omezené využití organických látek, které se ve velké míře vyskytují ve formě humusových koloidů. Ty dodávají vodě rezavé až červenohnědé zbarvení.



**Obrázek 108:** Hlavní rostlinné druhy, které nalezneme na vrchovištních lokalitách (upraveno podle REICHHOLF 1988).



**Obrázek 109:** Masožravá květina Rosnatka okrouhlostá (*Drosera rotundifolia*) u jednoho z mnoha drobných vrchovištních jezer v Rokytecké slati na Šumavě. Tato rostlina je důkazem, jak vzácné jsou ve vrchovištích živiny potřebné k životu. K doplnění potřebné výživy využívají i živočišné bílkoviny, s jejichž pomocí získávají z vnějšku nesnadno dostupný dusík a sloučeniny síry, které kvetoucí rostliny potřebují v mnohem větším množství než primitivní mechy rašeliníky.

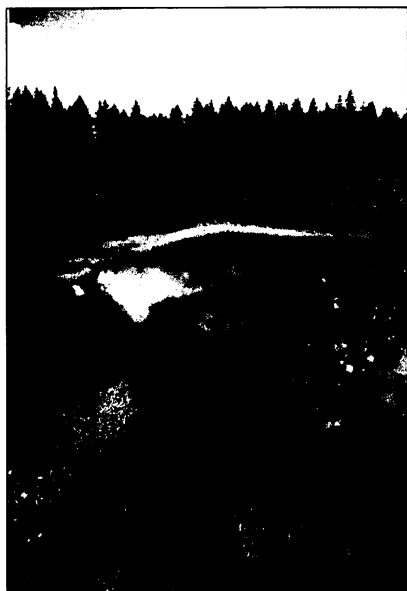
Slatiniště (někdy se setkáme též s termínem slatiništní rašeliniště) vznikají v úživném prostředí nížin. Vytvářejí se buď v místech vývěru podzemní vody (pak se jim říká černavy) nebo vznikají v důsledku zarůstání jezer (většinou fluviálních). Podle stupně mineralizace je lze rozlišit na prostá (bez výraznějšího obohacení minerálními látkami) a mineralizovaná, která vznikají na hlubinných pramenech artéských vod, jež jsou při výstupu k povrchu obohaceny o uhličitán vápenatý vyluhovaný z vápnitých slínů a slínovců (SÁDLO, STORCH 2000). V důsledku nasycení humolitu vápníkem je znemožněn rozklad organických částí mikroorganismů, které se hromadí a vytvářejí slatinu. Podle PIVNIČKOVÉ (1997) narůstá slatina rychleji než rašelina, zejména při zarůstání vodních ploch (obr. 110).



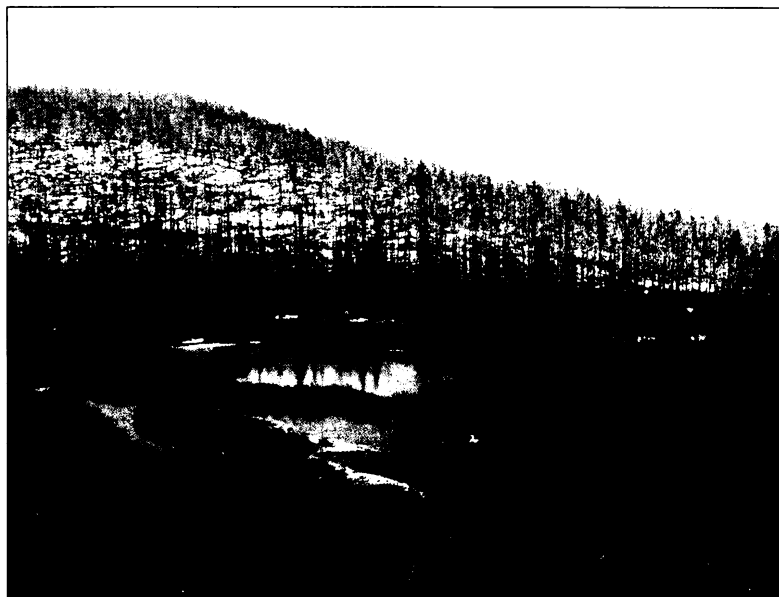
**Obrázek 110:** Typická slatina je tvořena několika pásmy. Nalezneme zde pásmo plovoucích nebo ponořených rostlin (parožnatka, okřehek), pásmo rostlin zakořeněných ve dně s listy a květy na hladině (stulík, leknín, blatouch), pásmo pobřežní vegetace (rákos, orobíneček) a pásmo křovinatých břehových porostů s plochami trav (olše, ostřice) (upraveno podle DOHNAL ET AL. 1965 A REICHHOLF 1988).

Přechodová rašeliniště vykazují vlastnosti obou předchozích typů. Vyskytují se od chladnějších pahorkatin až po horské oblasti. Kombinují se zde různé druhy mechů (rašeliník, ploník aj.) s travinami (zejména ostřicemi). Podle DOHNALA ET AL. (1965) je typ přechodového rašeliniště potřeba chápat jako pomocný článek v posloupnosti vývoje ložisek humolitů.

Rašelinná jezírka jsou všeobecně malých rozměrů a vyskytují se téměř ve všech našich pohraničních pohořích. Nejvíce se jich nachází v klidovém území vrchovištního komplexu Modravské slatě (plocha 3615 ha) v centrální části **Šumavy** (Rokytecká slat' – obr. 111, Roklanská slat', Blatenská slat' – obr. 112, Mlynářské slatě, Novohuťské močály, Šárecká slat', Tříjezerní slat' a Javoří slat'), kde jsou zastoupena v počtu 207 vrchovištních organogenních jezer (MRÁZKOVÁ, SKUHRAVÝ 1999). Na Šumavě se vrchovištní rašeliniště nazývají místním názvem slatě (též Filz), tento termín však nemá nic společného se slatinami. Celková rozloha šumavských rašelinišť je větší než 5000 ha (DOHNAL ET AL. 1965). Oblast šumavských rašelinišť byla díky své jedinečnosti vyhlášena jedním z českých Ramsarských stanovišť. Na Šumavě se také nachází i největší organogenní jezírko u nás, typu přechodového rašeliniště, které se vytvořilo v Chalupské slati poblíž Borových Lad (plocha hladiny včetně ostrůvků 1,26 ha).



**Obrázek 111:** Jezero ležící na západním okraji Rokytecké (též Weitfällerské) slati poblíž státní hranice se SRN.



**Obrázek 112:** Blatenská slat' je tvořena celkem dvanácti jezery (foto T. Hrdinka). Hranice vrchovištního rašeliniště je vymezena výskytem borovice blatky (*Pinus uncinata*) a borovice kleče (*Pinus mugo*), soliterně se zde vyskytují borovice limba (*Pinus cembra*) a smrk ztepilý (*Picea abies*).

Dalšími významnými oblastmi výskytu rašelinných jezer jsou **Jizerské hory** (Na Čihadle, Klečové louky, Vlčí louka, U posedu, Na knejpě, Černá jezírka, Rybí loučky, Pytlácká louka, Sedlová louka, Na kotli, Hraniční louka, Louka U studánky, Nová louka a Rašeliniště Jizerky dělené na části: V močálech, Velká jizerská louka, Malá jizerská louka), **Krušné hory** (Velké a Malé Jeřábí jezero – obr. 113, Velký močál, Novodomské rašeliniště,

Božidarské rašeliště, lokalita Oceán a sedlové rašeliště Haar), **Český les** (Jezírka u Rozvadova), **Krkonoše** (Úpské rašeliště, Pančavská louka, Černohorské rašeliště), **Orlické hory** (Velká louka, Jelení lázeň, Pod Pětirozcestím, Pod Předním vrchem, U Kunštátské kaple), Hrubý Jeseník (Velké a Malé Mechové jezírko, rašeliště Skřítek), **Novohradské hory** (U tří můstků), **České středohoří** (Březina) a **Slavkovský les** (Sirňák, Smrad'och, Kladské rašeliny). Všechna jezera se nacházejí v územích zvláštní ochrany přírody, často v kategorii národní přírodní rezervace (Velké Jeřábí jezero, Mechová jezírka u Rejvízu, Novodomské rašeliště). Na Červeném blatu u Suchdola nad Lužnicí a Borkovickém Blatu u obce Zálší došlo ke vzniku umělých organogenních jezer v souvislosti s těžbou rašeliny pro hospodářské účely. Podrobnější popis lokalit organogenních jezer nalezneme v pracích POŠTY 2004 a 2006.



**Obrázek 113:** Velké Jeřábí jezero v Krušných horách (foto T. Hrdinka).

Slatiništní jezera se vyskytují v nižších nadmořských výškách, a to na vývěrech podzemních vod či v oblastech výskytu opuštěných říčních ramen v pokročilém stádiu zazemňování. Voda ve slatiništních jezerech je bohatší jak na minerální látky, tak na organické živiny, častěji zde dochází k eutrofizaci. Typickým příkladem jsou drobné, pozvolna zanikající odškrčené meandry v okolí Labe a Dyje či jezírka na vývěrech minerálních vod v národní přírodní rezervaci Soos u Františkových lázní. Zvláštním případem jsou rašelinné až slatinné tůňky na některých potocích, které se pravděpodobně vyvinuly z původních rybníků (PP Na Kačíně, Rašelinné jezírko Rozsíčka). V takových případech je velmi těžké určit, zda se jedná o jezero organogenní, antropogenní (rybník) či fluviální.



### 6.5.1. Morfometrické charakteristiky zkoumaných organogenních jezer

V tabulce 11 jsou morfometrické charakteristiky čtrnácti zkoumaných organogenních jezer na devíti lokalitách naměřené a vypočtené na základě batymetrického mapování. Z vypočítaných charakteristik je patrné, že jezera se svým půdorysným tvarem blíží kruhu, jejich dno není morfologicky příliš členité, protože maximální hloubka většinou příliš nepřevyšuje průměrnou hloubku (viz hodnoty hloubkového koeficientu).

**Tabulka 11:** Morfometrické charakteristiky zkoumaných organogenních jezer (POŠTA 2005).

Jezero	Plocha [m <sup>2</sup> ]	Obvod [m]	Délka [m]	Stup. členitosti břeh. čáry	Max. hloubka [m]	Objem [m <sup>3</sup> ]	Prům. hloubka [m]	Hloubkový koeficient	Relativní hloubka [%]
Roklanská slat' – východ	2060	190	66	1,18	1,70	1955	0,95	0,56	3,32
Roklanská slat' – střed	890	120	41	1,13	1,40	893	1,00	0,71	4,16
Gayerrück – malé	240	80	28	1,46	0,80	165	0,68	0,85	4,58
Gayerrück – velké	615	102	40	1,16	0,90	437	0,71	0,79	3,22
Blatenská slat' - velké	1730	221	77	1,50	1,05	1008	0,58	0,55	2,24
Blatenská slat' - malé	1525	151	54	1,09	0,90	716	0,47	0,52	2,04
Rokytecká slat'	2160	224	79	1,36	1,15	1738	0,80	0,70	2,19
Mlynářská slat' – jih	440	107	37	1,44	1,50	514	1,17	0,78	6,34
Mlynářská slat' – sever	745	127	43	1,31	1,00	647	0,87	0,87	3,25
Úpské rašeliniště	1245	163	58	1,30	1,05	792	0,64	0,61	2,64
Na Čihadle – horní	370	84	27	1,23	1,70	405	1,10	0,65	7,83
Na Čihadle – spodní	215	72	25	1,39	0,95	127	0,59	0,62	5,74
Velké Jeřábí jezero	335	69	24	1,06	1,00	-	-	-	-
Chalupská slat'	9320*	441	147	1,11	2,00	10500	1,12	0,56	1,58

\* bez rašelinných ostrůvků, s ostrovy 12 600 m<sup>2</sup>

### 6.6. ANTROPOGENNÍ VODNÍ PLOCHY

Antropogenními jezery můžeme nazývat všechny vodní plochy, které vznikly v důsledku činnosti člověka. Jedná se o vodní díla vybudovaná za účelem určitého využití či jezera vzniklá jako důsledek těžební činnosti. Podle naší definice jezera (viz kapitola 3) budeme ovšem jezery nazývat pouze ty antropogenní vodní plochy, které se nedají běžným způsobem vypustit. Jsou to jezera mnohdy neprávem opomíjená a vzhledem k vysoké kvalitě některých důlních a lomových vod by mohla být v budoucnu efektivně využita, např. k vodohospodářským či rekreačním účelům. Nezanedbatelný je rovněž i jejich ekologický význam, kdy až na výjimky pozitivně ovlivňují své okolí a mnohdy tvoří území soustředění

významných přírodních hodnot. Vzhledem k velké variabilitě antropogenních jezer je nutné jejich další rozdělení.

První velkou skupinu antropogenních vodních ploch tvoří rybníky, druhou údolní nádrže různé velikosti a třetí pak vodní plochy vzniklé v souvislosti s těžební činností člověka – antropogenní jezera. Prvním dvěma skupinám byl v literatuře věnován již dostatek pozornosti a proto o nich bude jen stručně pojednáno, hlavní pozornost bude zaměřena na jezera vzniklá po těžbě nerostných surovin, která jsou jedním z nejrozšířenějších druhů jezer v České republice a odpovídají definici jezera, protože je nelze, na rozdíl od rybníků či přehradních nádrží, běžným způsobem vypustit.

Z geomorfologického hlediska nemůžeme antropogenní jezera lokalizovat v nejširším pojetí do lomů, protože tento pojem se nevžil pro označení 4 jevů nižšího řádu: kamenolomů, šterkoven, pískoven a hlinišť (ZAPLETAL 1978). Ve své práci navrhuje zavedení souhrnného názvu zemník, který je vžitý ve stavebnictví a lépe charakterizuje všechny 4 výše zmíněné jevy. Rovněž upozorňuje na nesprávné užívání pojmů povrchový důl, podzemní nebo podpovrchový lom a hlubinný lom, protože hornickou činností vznikají na zemském povrchu lomy a v zemském povrchu doly. Podle fyzických vlastností těžených hornin (pevné a sypké, hrubozrnné a jemnozrnné) rozlišujeme lomy v užším slova smyslu čili kamenolomy a dále šterkovny, pískovny a hliniště (ZAPLETAL 1978).

Kamenolomy, lomy v užším slova smyslu, jsou místa, kde se těží nebo těžil nerost či hornina kompaktní kamenné povahy (vápenec, žula, čedič a pod.). Z nich má své speciální jméno pouze kamenolom na uhlí – oprám – povrchový uhelný lom. Šterkovny jsou místa produkující těžený nebo drcený šterk, tj. nesoudržnou zeminu tvořenou kamennými zrny o velikosti 2 – 12,8 cm. V pískovnách se těží a případně upravuje písek, tvořený zrny různých nerostů uvolněných z matečných hornin o velikosti 0,05 – 2 mm. Často používané synonymum pro pískovnu – písniček není dle ZAPLETALA (1978) vhodné pro odbornou literaturu. Hliniště jsou vzniklá těžbou hlíny, která je z větší části tvořena prachovými částicemi o velikosti 0,005 až 0,05 mm, pískovými zrny a příměsí jílnatých částic o velikosti do 0,005 mm. Kompletní seznam antropogenních jezer – zatopených zemníků – bohužel neexistuje. V již zmiňované práci ZAPLETALA (1978) je pouze uveden počet zemníků v ČSSR – 39 000 lokalit. Nelze říci, jaká jejich část je opuštěná a zaplněna vodou.

### **6.6.1. Rybníky**

Rybníky jsou mělké vodní nádrže nejrůznějších rozměrů sloužící především k chovu ryb ale i jiným účelům. Rybníkářství má v českých zemích mnohaletou tradici, přičemž

největšího rozmachu dosáhlo koncem 15. a v 16. století. Jeho vývoj lze nejlépe dokumentovat na příkladu rozvoje rybníkářství v Třeboňské pánvi, která byla v tomto smyslu pomyslnou osou veškerého dění. Podle ŠTĚRBOVÉ (1987) nastal první výraznější rozvoj rybníkářství v Třeboňské pánvi za vlády Jana Lucemburského a především pak za vlády Karla IV. ve 2. polovině 14. století. (první rybník v Čechách však podle zakládací listiny kladrubského kláštera vznikl již v roce 1115). Z této doby pochází nejstarší jihočeský rybník Dvořiště (1363). V husitské době došlo k přechodnému útlumu, který byl v polovině 15. století vystřídán novým rozvojem rybníkářství za vlády Rožmberků.

Na přelomu 15. a 16. stol. začala z jednotlivých rybníků v Třeboňské pánvi vznikat důmyslná soustava. Nová vodní díla systematicky budoval za vlády Petra Voka z Rožmberka později významný stavitel Josef Štěpánek Netolický. Pod jeho vedením vznikly např. rybníky Velký Tisý, Opatovický a Horusický, avšak jeho vrcholným počinem byla výstavba Zlaté stoky (dokončena 1518) v délce 45 km, která přiváděla a stále ještě přivádí vodu do největších jihočeských rybníků z řeky Lužnice.

Ve 2. pol. 16. stol. se vlády nad třeboňským rybníkářstvím ujímá Jakub Krčín z Jelčan, který se proslavil stavbou rybníků velkých rozměrů a rovněž se podílel na jejich rozšíření a modernizaci (Dvořiště, Opatovický, Horusický, Záblatký aj.). Jeho díly jsou např. rybníky Svět (původní název Nevděk) a Rožmberk (1590), tehdy největší rybník v Evropě, v současnosti největší v České republice (původně 1060 ha, dnes 489 ha). Nejodvážnějším počinem však byla výstavba 13,4 km dlouhé stoky, která měla ochránit budoucí Rožmberk od povodňových přívalů vod na řece Lužnici. Nápad odvést přebytečnou vodu do řeky Nežárky byl uskutečněn v letech 1585–87 a stoka dostala název Nová řeka (obr. 115).

Třetím významným stavitelem byl Mikuláš Ruthard z Malešova, který se nejvíce zasloužil o rozvoj chlumecké rybníční soustavy. Pod jeho vedením vznikly rybníky Hospodář a Podsedeck a rovněž se proslavil výstavbou Staňkovského rybníka (1544), který je z českých rybníků nejdelší, nejhlubší, zaujímá největší objem vody a je také nejvíce oligotrofní. Posledním počinem bylo rozšíření Mlýnského rybníka, kterému byl posléze dán název Hejtman.

V 17. století, zejména po třicetileté válce, nastal celkový úpadek rybníkářství na celém území Čech, ke konci 18. stol. pak došlo v souladu s Josefskými reformami ke zmenšování či vysoušení rybníků na úkor výnosnějších obilnin. Počátkem 19. stol. nastalo v jižních Čechách období překotného vysušování rybníků, mezi roky 1826–52 bylo v Třeboňské pánvi zrušeno na pět velkých a asi dvanáct malých rybníků, z nichž některé byly ve 2. polovině 19. stol. v souvislosti s renesancí rybníčního hospodářství znovu obnoveny (ŠTĚRBOVÁ 1987).

Kromě Třeboňské pánve je další výrazné soustředění rybníků lokalizováno do Českobudějovické pánve, na Blatensko, do Polabí, na Českomoravskou vrchovinu a do povodí dolní Dyje a Odry. Celkově se v České republice nachází asi 21 000 rybníků o celkové ploše 49 000 ha, z toho 40 000 ha v Čechách (KESTRÁNEK ET AL. 1984). V jižních Čechách se přitom nachází 10 rybníků s plochou větší než 200 ha, které se na jiných místech v Česku vyskytují již jen ojediněle (Máchovo jezero, Nesyt, Velké Dářko) (KUKLÍK 1984).

Z hlediska původu vody se rybníky rozdělují na rybníky nebeské, rybníky pramenišť a rybníky říční a potoční (ŠTĚRBOVÁ 1987). První skupinu tvoří rybníky dotované pouze srážkovou vodou, která je velmi měkká a obsahuje malé množství minerálních látek. Ve druhé skupině se nalézají rybníky s vodou původem z pramenů, které mohou být na břehu i ve dně a jejich voda může být naopak velmi mineralizovaná. Třetí skupinu tvoří typ nejvíce obvyklý, kdy se do rybníka dostává přísun chladné a dobře okysličené tekoucí vody, která je pro maximální výnosy nezbytná. Současně s hospodářskou funkcí slouží rybníky také k rekreačním účelům (Máchovo jezero) a v neposlední řadě i k ochraně často bohaté mokřadní vegetace s výskytem mnoha druhů obojživelníků a velkého množství vodních ptáků (NPR Velký a Malý Tisý, NPR Novozámecký rybník). Druhotné využití pak spočívá především v ochraně proti záplavám, v nadlejšování průtoků či v akumulaci vody pro závlahové účely.



**Obrázek 114:** Typický vesnický rybník Podolí u obce Bílenice na Sušicku patří svou rozlohou 4 ha mezi malé vodní plochy tohoto typu.



**Obrázek 115:** Rozvodí – místo kde se řeka Lužnice dělí a vzniká Nová řeka. Vlevo přes jez pod mostem vede původní tok - Stará řeka, která ústí do největšího českého rybníku Rožmberk. Nová řeka odbočuje vpravo do umělého řečiště a vlévá se do Nežárky.

### 6.6.2. Údolní nádrže

Údolní nádrže jsou vodní plochy vyskytující se vždy v údolích větších či menších řek, které byly přehrazeny hrází. Samotné přehrady lze dělit podle různých kritérií, nejčastěji

podle druhu materiálu, z něhož byla přehrada postavena (např. zem, kámen, beton, ocel) a podle jejich konstrukce (např. sypaná, gravitační, klenbová). Údolní nádrže se na území České republiky začaly budovat především ve 2. polovině 20. století. V roce 1945 bylo v Československu jen 41 nádrží, v roce 1975 se jejich počet zvýšil na 100 jen v České republice (KESTRÁNEK ET AL. 1984). V současnosti je na území Česka 115 velkých vodních nádrží. Přehradní nádrže mají až na výjimky široké spektrum využití a téměř vždy slouží několika účelům najednou. Mezi nejdůležitější patří zásobování obyvatelstva (Švihov) a průmyslu (Hněvkovice) vodou, výroba vodní energie (Orlík), zachytávání povodní (Šance), vyrovnávání a nadlepšování průtoků, vytváření zásob vody pro závlahy (Rozkoš) a další (KŘÍŽ 1996). Dále se mohou využívat k chovu ryb, pro lodní dopravu a v neposlední řadě i k rekreaci a sportovnímu vyžití. Poslední, avšak neméně důležitou funkcí, je samotná retence vody v krajině.

Jako příklad poslouží tři čísla, která nejlépe prezentují velikost našich vodních děl. Největší údolní nádrž v České republice je podle plochy Lipno I. s rozlohou 4870 ha, největší objem 716,5 mil.m<sup>3</sup> zaujímá údolní nádrž Orlík a nejvyšší přehradou je 99,5 m vysoká kamenná hráz vodního díla Dalešice (KESTRÁNEK 1984).



**Obrázek 116:** Husinecká přehradní nádrž na středním toku Blanice (foto J. Langhammer).

Kromě velkých údolních nádrží se v Česku vyskytují i vodní nádrže menších rozměrů, sloužící specifickým účelům, např. dnes již nefunkční nádrže na plavení dřeva (klauzy) v Moravskoslezských Beskydech a na Šumavě, či četné víceúčelové nádrže protipožární ochrany v sídlech.



**Obrázek 117:** Uměle protržená kluza v Luzenském údolí na Šumavě. Vpravo v pozadí vrchol Luzného (1373 m n. m.).



**Obrázek 118:** Voda zadržovaná v kluzách se vypouštěla za účelem plavení polenového dřeva v umělých kanálech či potocích (foto in ROUČKA 2006).

### **6.6.3. Jezera vzniklá v souvislosti s těžbou nerostných surovin**

Jezera tohoto typu tvoří spolu s fluviálními jezery a rybníky nejrozšířenější typ vodních ploch v České republice. Jde o jezera vyskytující se v povrchových dolech a lomech všeho druhu, na přidružených výsypkách či v poklesových kotlinách. Vodní plochy různých rozměrů vznikly buď samovolně nebo jako důsledek cílené, tzv. hydrické rekultivace (ŠTÝS 1981). Jejich rozšíření je pochopitelně vázáno na výskyt a těžbu specifických nerostných surovin, které svým charakterem ovlivňují kromě rozlohy a hloubky jezera i vlastnosti akumulovaných vod povrchového či podzemního původu. Těmi jsou nejčastěji barva a průhlednost vody, obsah specifických minerálů, pH a z nich plynoucí biologická aktivita. Důležitým faktorem je rovněž čas, který uplynul od ukončení těžby (i několik set let), a s ním spojená eutrofizace akumulovaných vod, která je ve většině případů velmi pozvolná a někdy i zcela chybí. Vzhledem k výše uvedenému je nutné rozdělit tato jezera podle druhu těžených surovin na jezera vzniklá po těžbě: 1) písku a štěrkopísku, 2) kaolinu, 3) hnědého a černého uhlí, 4) vápence, břidlice a droby, 5) žuly, dioritu a čediče, 6) cihlářské hlíny a jílu a 7) jiných nerostných surovin (viz vložená příloha práce).

#### **6.6.3.1. Těžba písku a štěrkopísku**

Jezera v povrchových lomech na písek a štěrkopísek patří k nejrozšířenějšímu typu antropogenních jezer u nás. Jsou téměř vždy lokalizována podél toků větších či menších řek v oblastech kvartérních štěrkopískových náplavů. Často se jedná o vodní plochy velkých

rozměrů, které po ukončení těžby nacházejí velmi mnoho druhů využití. Existence vody v jezerech souvisí především s vysoko položenou hladinou podzemní vody podél vodních toků, s níž je také hladina vody v jezerech v hydraulickém spojení. Poněvadž se jedná o vodu podzemní či vodu říčního původu filtrovanou skrze štěrkopískové náplavy, je její kvalita většinou velmi dobrá a propůjčuje těmto jezerům modrozelené zabarvení vody při průhlednosti až několik metrů. Jezera po těžbě písků a štěrkopísků se nacházejí zejména podél toků Labe (od Jaroměře po Lovosice), Moravy (od Mohelnice po Hodonín), Lužnice (od Nové Vsi po Veselí) a Odry (severně od Ostravy). Ojedinele se pak vyskytují v povodí Jizery, Cidliny a Opavy, ale i na jiných místech České republiky. Využití jezer je různorodé a závisí hlavně na velikosti, hloubce a poloze jezera, přičemž důležitou roli hraje kvalita vody. Parametry jezer se značně liší a pohybují se od malých a mělkých „písníků“ po plošně rozlehlé a několik desítek metrů hluboké vodní plochy v jižních Čechách či na jižní Moravě. Nejprogresivnější využití takových jezer je využití pro vodárenské účely, pro průmysl či závlahy v zemědělství. Pro svou čistou vodu jsou jezera často využívána k rekreaci a vodním sportům, některá dosahují velkých rozměrů (Lhota u Čelákovic). Důležitý je rovněž význam bioekologický, kdy zejména malé a pozvolna zarůstající „písníky“ tvoří významná refugia bezobratlých živočichů a obojživelníků s výskytem ohrožených druhů rostlin (PP Bělečský písník) a větší vodní plochy slouží jako shromaždiště vodního ptactva (PR Chomoutovské jezero, PR Moravičanské jezero).



**Obrázek 119:** Jedno z jezer v komplexu zatopených pískoven v nivě Lužnice u Halámk. V pozadí je vidět pokračující těžba na sousední lokalitě. Těžba zde skončila teprve před 10 lety, břehy jezera jsou místy doposud bez vegetace.



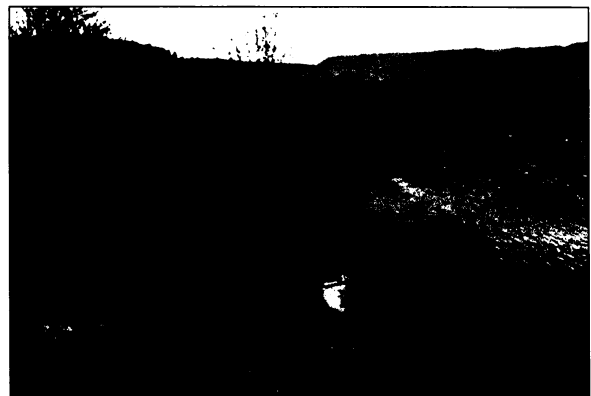
**Obrázek 120:** V místě současného jezera u obce Březhrad na Královéhradecku byla ukončena těžba písku před více než padesáti lety. Sukcese vegetace zakryla všechny stopy po těžební činnosti. Břehy lemují porosty olší, bříz, habrů a rákosin.

### **6.6.3.2. Těžba kaolinu**

Jezera vzniklá po těžbě kaolinu se vyskytují jak v tradičních oblastech těžby, tak příležitostně v rámci území celé České republiky. Největší koncentrace jezer je v místech severně od Chebu, západně od Karlových Varů a severního i jižního okolí Horní Břízy na Plzeňsku. Ojedinele se vyskytují v drobných lomech v okolí Znojma, Veverské Bitýšky, Jedovnic v Moravském krasu, Vidnavy a u Podbořan na Žatecku. Jezera jsou vesměs menších rozměrů než vodní plochy v uhelných či pískových dolech a také nejsou tak hluboká. Kaolin je nezpevněná hornina bílé barvy, která se velmi významně zasluhuje o barvu jezer. Ta se pohybuje v modravých až zelenavých odstínech. Průhlednost však bývá při porovnání např. s pískovkami menší, poněvadž voda často obsahuje velké množství kaolinu ve formě suspenze, který se do ní dostává z nezpevněných břehů. Vzhledem k nadměrnému obsahu minerálu kaolinitu jsou tato jezera většinou oligotrofní.



**Obrázek 121:** Více než 100 let se jezero po těžbě kaolinu vyvíjelo bez zásahu člověka (lokalita Jimlíkov na Karlovarsku).



**Obrázek 122:** Voda ze zatopeného kaolinového lomu se používá při zpracování těžené suroviny (lokalita Božičany na Karlovarsku).

### **6.6.3.3. Těžba hnědého a černého uhlí**

Tato jezera tvoří společně s rybníky a jezery po těžbě štěrkopísků nejčetnější typ antropogenních jezer v České republice. Jejich výskyt je vázán především na těžbu hnědého uhlí, jehož největší ložiska se nalézají v severočeských hnědouhelných pánvích. Největší počet jezer je pak lokalizován do Sokolovské a Mostecké pánve a okolí měst Teplice a Ústí nad Labem. Vesměs jsou to jezera neobyčejně různorodá a lze je rozdělit do tří zcela odlišných skupin.

První skupinu tvoří jezera, která vznikla akumulací srážkové a hlavně podzemní vody v uhelných lomech - oprámcích. Tato jezera asi nejvíce odpovídají klasické představě lomových jezer a pokud se v jejich okolí již netěží, tvoří je většinou čistá voda modravých



odstínů (Barbora). Druhým typem jsou jezera vyskytující se v poklesových kotlinách a na rozsáhlých výsypkách hlušiny, kde dochází k akumulaci srážkové vody v depresních polohách reliéfu. Tato jezera svou fyziognomií připomínají spíše rybníky, odlišují se však nepřítomností bahnitého sedimentu. Třetím typem jsou pak odkaliště různých průmyslových podniků a plaviště popílků tepelných elektráren, která se vyskytují buď přímo ve spodních částech lomů nebo v umělých nádržích k tomu účelu postavených. Tyto vodní plochy se vyznačují přítomností jemného mazlavého sedimentu tmavé barvy, který je rovnoměrně rozprostřen po celém dnu jezera. Také je pro ně typická ostře ohraničená plocha hydrokalu, který je sem přiváděn potrubím z dotyčného podniku a nepříjemný chemický zápach v celém okolí jezera. Využití jezer tohoto typu je tedy předem dané a jakékoliv jiné užití je pro povahu jejich vod naprosto vyloučené. Jezera na výsypkách či v poklesových kotlinách jsou většinou mělká a dají se dobře využít např. k chovu některých druhů ryb, druhotně zde také dochází k růstu mokřadní vegetace (ekologická funkce). Jezera v oprámcích, pokud nejsou znečištěna ropnými či jinými chemickými látkami, by mohla mít i více druhů využití, hlavně jde-li o jezera větších rozměrů. Některá proto již slouží závlahám v zemědělství či individuální rekreaci a vodním sportům. Některá rozlehlá a hluboká jezera by mohla sloužit i vodárenským účelům (např. jezero v lomu Barbora).

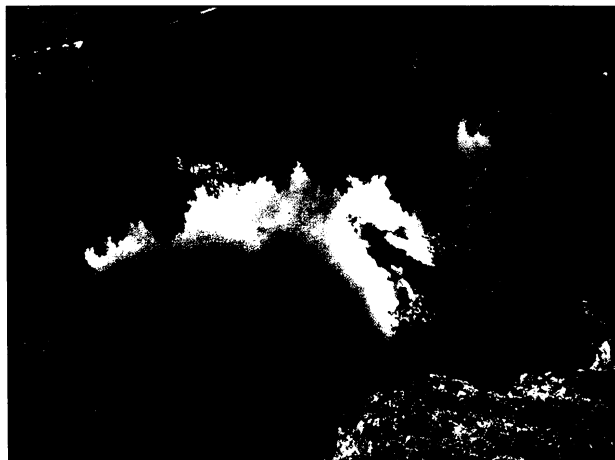
Jezera vzniklá v souvislosti s těžbou černého uhlí nalezneme zejména v zatopených propadlinách podzemních důlních děl na Ostravsku a Karvinsku (pinky, poklesové kotliny), dále se jedná o drobná jezírka při úpatí hald, která vznikla akumulací srážkové vody po její infiltraci ve svahových a vrcholových partiích těchto útvarů. Na výsypkách a v poklesových kotlinách se zejména v oblasti mezi Havířovem a Orlovou vyskytují též desítky kališť různých rozměrů, která se nacházejí i v umělých nádržích k tomuto účelu zbudovaných.

#### **6.6.3.4. Těžba vápence, břidlic a drob**

Tuto skupinu jezer nalezneme v kamenolomech, v nichž se těží zpevněné sedimenty mořského původu, kterými jsou nejčastěji vápence, břidlice a droby. Tyto horniny se sice liší svou barvou a základními fyzikálními a chemickými vlastnostmi, ale lomové vody se shodují v několika parametrech. Jezera jsou si podobná svou velikostí, která často dosahuje úctyhodných rozměrů, hloubkou, která může dosahovat až několika desítek metrů a barvou a průhledností jezerních vod. Nejznámější jezera vázaná na vápence se nalézají v lomech Velká (obr. 123) a Malá Amerika u Mořiny na Karlštejnsku, podobná jezera menších rozměrů však najdeme i na jiných místech v Českém krasu. Další jezera se vyskytují spíše výjimečně

v čočkách krystalických vápenců u Čimic (obr. 124), Rabí či Hejné na Sušicku a v druhohorních vápencích severně od Valašského Meziříčí.

Jezera v kamenolomech na břidlici jsou koncentrována především východně od Bruntálu, ojedinělý výskyt je i v okolí Vrbna pod Pradědem a v Českém krasu. Třetí horninou jsou droby a na ně vázaná jezera, která se vyskytují pouze na Moravě, zejména při okrajích Oderských vrchů a Nízkého Jeseníku, příležitostně pak v Moravském krasu či okolí Litovle. K vodním plochám ve zpevněných sedimentech lze ještě přiřadit jezero v lomu Rasová v jílovcích a pískovcích u Komni a jezero ve slepencích křídového stáří v PP Skalka u Žehušic. Pro modravé až zelenavé zbarvení vody a mimořádnou průhlednost až několik metrů jsou jezera, podobně jako zatopené pískovny, vyhledávána především k rekreaci. Kvalita vody některých jezer je však natolik dobrá, že by se dala využít k vodárenským účelům pro sídla v nejbližším okolí. Jediným zjevným nežádoucím faktorem je přítomnost velkého množství vápenatých solí, které se projevují ve vysoké tvrdosti vody. Jezera jsou v převážné většině oligotrofní s výskytem jen několika menších druhů ryb a koryšů. Vzhledem k uvedeným charakteristikám by bylo zapotřebí alespoň některá jezera ochránit před masovou rekreací, která s sebou často přináší znehodnocení kvalitní vody.



**Obrázek 124:** Jezero v bývalém vápencovém lomu u Čimic na Sušicku.



**Obrázek 123:** Jezero Velká Amerika u Mořiny v Českém krasu (foto J. Česák).

#### **6.6.3.5. Těžba žuly, dioritu a čediče**

Tuto skupinu tvoří jezera vyskytující se v kamenolomech po těžbě magmatických, popřípadě metamorfovaných hornin. Většinou se jedná o jezera menších rozměrů, často obklopená příkrými lomovými stěnami. Z tohoto důvodu dopadá na vodní hladinu jen část přímého slunečního záření a jezera se tak nacházejí část či většinu dne ve stínu (podle roční doby a s tím související výšky slunce). Nezřídka tvoří příhodná útočiště zejména pro mnohé druhy obojživelníků. Pro jezera je typická velká hloubka a tmavé zbarvení vody, které se pohybuje nejčastěji v odstínech zelenožluté barvy a bývá umocněno tmavou barvou magmatických hornin. Průhlednost vody se značně liší a záleží na stáří lomu i charakteru jeho okolí. Lomy se totiž často nacházejí v lesních komplexech a tento fakt přispívá ke zvýšení eutrofizace jezerních vod. I když se voda navenek projevuje stejnými vlastnostmi, chemické složení se bude stejně jako u jezer předchozí skupiny pravděpodobně lišit v závislosti na typu horniny (žula - čedič). Jezera vzniklá v souvislosti s těžbou žuly jsou rovnoměrně rozmístěna na území celé Středočeské pahorkatiny a Českomoravské vrchoviny tam, kde žulový pluton vystupuje k zemskému povrchu. Největší koncentrace těchto jezer se nachází v okrajové části Železných hor severně od Hlinska v okolí Skutče, druhou nejvýznamnější koncentrací je oblast kolem Žulové v Žulovské pahorkatině na severní Moravě. Jezera vázaná na diorit či granodiorit se vyskytují především v Benešovské pahorkatině (Hříměždice, Kozárovice) a pak již jen ojediněle u Poličky a Jablonného nad Orlicí. Jezera vázaná na těžbu čediče se ojediněle vyskytují v severních Čechách na známé lokalitě Panská skála u Kamenického Šenova v okrajové části Českého Středohoří a u Heřmanic ve Frýdlantské pahorkatině. Osamocené jezero v čediči lze ještě nalézt v lomu Hlavno poblíž Sokolova. Do této skupiny lze ještě zařadit jezero v bývalém těšinitovém (tmavá hrubozrnná výlevná hornina) lomu u Žermanic poblíž Havířova. Vzhledem k malé velikosti a někdy i horší jakosti vody se tato jezera nedají vždy využít k vodárenským účelům, jako je tomu v případě lomů na vápenec či dolů na písek. Představují však často místa soustředění nemalých přírodních hodnot a v některých případech zde proto došlo i k vyhlášení územní ochrany přírody v kategorii přírodní památka (Božkovské jezírko, Lom Chlum, Teletínský lom, Žermanický lom aj.).



**Obrázek 125:** Jezero v kamenolomu u Srní na Hlinsku (foto J. Česák). Antropogenní jezera jsou vzhledem k velké hloubce a v mnoha případech kvalitní akumulované vodě vyhledávanými potápěčskými lokalitami.



**Obrázek 126:** Jezero v kamenolomu u Rožan na Šluknovsku. Voda je znečištěna (skládka, biologický materiál...), přičemž při odbourávání škodlivin se spotřebovává ve vodě rozpuštěný kyslík. Z rozpuštěných síranů vzniká sulfan (sirovodík) charakteristický svým zápachem.

#### **6.6.3.6. Těžba cihlářské hlíny a jílu**

Tuto skupinu tvoří jezera vyskytující se v zemnicích po těžbě cihlářské hlíny a žáruvzdorných jíků. Ty jsou rovnoměrně roztroušeny po území celé České republiky a přesně lokalizovány na okraje či do okolí velkých i menších měst. Jezera po těžbě hlíny dosahují podstatně menších rozměrů než jim nejvíce podobná jezera po těžbě písků a také jsou poměrně mělká. Malé množství vody pak vede k intenzivnějšímu prohřívání a následné eutrofizaci vody. Barva vody se nejčastěji pohybuje v odstínech žlutozelené až žluté, velmi omezená je průhlednost jejich vod. Ta je snižována zejména velkým množstvím jílovité suspenze, která vzniká neustálým omýváním nezpevněných břehů jezera. Jako vhodné se pro taková jezera jeví využití pro chov ryb, popřípadě mohou sloužit jako protipožární nádrže. V případě větších rozměrů a lepší kvality vody lze taková jezera rovněž využít k rekreaci.

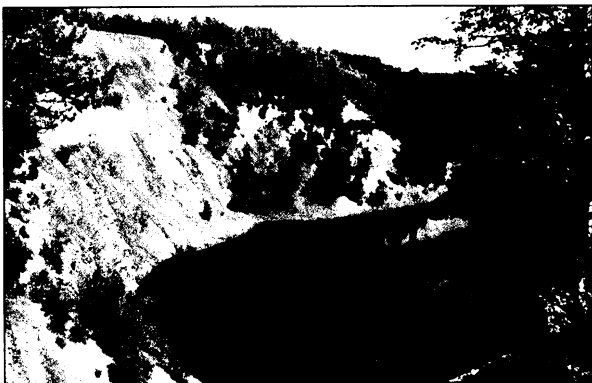
#### **6.6.3.7. Těžba jiných nerostných surovin**

Jezera této skupiny jsou vázána na těžbu specifických nerostných surovin, které často velmi významně ovlivňují chemické složení jezerních vod. V České republice jsou tato jezera ojedinělá, a proto je nutné se s nimi na konkrétních příkladech blíže seznámit.

Chomutovské Kamencové jezero se nachází na severovýchodním okraji Chomutova, vzniklo pravděpodobně kolem roku 1812 propadnutím dna původního močálu do prostor bývalého kamencového dolu, který byl následně zaplaven vodou. Podle GABRIELOVÉ (1996) jsou však doba a původ vzniku nejasné a liší se podle jednotlivých autorů (např. teorie o

vzniku jezerní pánve po podzemním požáru uhelné sloje). Jezero je samo o sobě světovou raritou a na existenci obdobných poukazují jen nepřímé indicie. Kamenec, hydratovaný podvojný síran draslíku a hliníku [ $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \times 12 \text{H}_2\text{O}$ ], zásadním způsobem ovlivňuje chemismus vody v jezeře i s ním spojenou biologickou aktivitu. Od doby zaplavení lomu docházelo k postupnému sycení jezerní vody tímto minerálem až na současnou úroveň přibližně 1% roztoku, což prakticky znemožňuje existenci vyšších forem života. Kationty hliníku jsou toxické jak pro řasy, tak i ryby a nepříznivé je též velmi nízké pH vody, které podle vydatnosti srážek dosahuje hodnot 2–4,5 (GABRIELOVÁ 1996). Jezero má plochu 15,98 ha, obvod 1836 m, objem činí 323 000 m<sup>3</sup> a maximální hloubka je 4 metry (GABRIELOVÁ 1996). Jezero je v současnosti využíváno především k masové rekreaci, která by mohla v budoucnu ohrozit jeho jedinečnost.

Hromnické Červené jezírko (obr. 127) se nachází na severovýchodním okraji obce Hromnice, severně od Plzně. Vzniklo nahromaděním agresivních síranových vod v 60 metrů hlubokém lomu po těžbě vitriolové břidlice. Vznik jezera souvisí s výrobou tzv. olea, české dýmavé kyseliny sírové, která byla zahájena na počátku 19. století. Výroba probíhala odpařením vitriolového louhu, který vznikl proléváním hald vytěžené suroviny vodou. Po zavedení syntetické výroby kyseliny sírové byla těžba k roku 1898 zastavena a došlo k zaplavení vodou. Jezero má plochu 0,97 ha, maximální hloubka je 14 m (BOHÁČKOVÁ 2005), má temnou, hnědočervenou barvu. Voda s velmi vysokým obsahem síranů se vyznačuje nízkým pH pohybujícím se kolem 3. Kolem celého lomu je cítit znatelný sirnatý zápach. Jezero a jeho okolí je územím zvláštní ochrany přírody v kategorii přírodní památka. Podobné vlastnosti má nedaleko ležící Zelené jezírko u Dolní Bělé (obr. 128).



**Obrázek 127:** Hromnické Červené jezírko. V okolí jsou dobře patrné haldy z vytěžené břidlice, které jsou srážkovou vodou neustále promývány a rostou tak koncentrace síranů v jezeře.



**Obrázek 128:** Zelené jezírko u Dolní Bělé na Plzeňsku. Plocha této výjimečné lokality je 0,35 ha, maximální hloubka je 6 m. Jezero je veřejnosti nepřístupné, v okolí byla zřízena oplocená obora na soukromých pozemcích.

Stříbrné jezírko u Fulneku se nachází jihozápadně od obce Jestřabí, vzniklo zatopením šachty bývalého galenitového lomu, který byl opuštěn v 17. století. Jezírko o ploše asi 500 m<sup>2</sup>, z nichž 2/3 tvoří mělčiny a 1/3 vlastní šachta, se postupem času stává významným biotopem vodních živočichů a obojživelníků (čolek, kuřka) s porosty ohrožených druhů rostlin (d'áblík, leknín). Území je unikátní, antropogenně podmíněnou přírodní památkou.

Stříbrné jezero u Opavy je rozlehlé jezero po těžbě sádrovce na severním okraji Opavy. Má poměrně čistou modrozelenou vodu a je využíváno především k rekreačním účelům jako veřejné koupaliště.

Zatopený lom u Ejpovic je značně velkých rozměrů. Jezero vzniklo zatopením vytěženého ložiska železné rudy řekou Klabavou, která jím protéká. Využívá se k rekreačním a sportovním účelům.

Na území České republiky se kromě výše zmíněných vyskytují i další lokality těžby méně obvyklých nerostných surovin a na ně vázané vodní plochy. Jsou to např. zatopené jámy po těžbě nespecifikovaných rud v PP Ranská jezírka, jezírko po těžbě křemene v lomu U kyzu u Churáňova, jezero v aplitovém lomu u Nového Pařezova či kaliště spojená s těžbou radioaktivních surovin u Dolní Rožínky, Zlatkova a Stráže pod Ralskem.

#### **6.6.3.8. Morfometrické charakteristiky zkoumaných antropogenních jezer**

V tabulce 12 jsou morfometrické charakteristiky dvaceti pěti zkoumaných antropogenních jezer naměřené a vypočtené na základě batymetrického mapování. Vybrané lokality jsou malých i větších plošných rozměrů, velká je i variabilita hloubkových poměrů. Tvar jezerních pánví a s tím související hodnota maximální hloubky, jsou dány typem nerostné suroviny, která se v místě jezera původně těžila. Největších hloubek dosahují lomy v žulách, vápencích či břidlicích, mají vzhledem ke své často malé ploše velkou maximální hloubku (viz hodnota relativní hloubky v tab. 12). Menších hloubek zato větších plošných rozměrů jsou vodní plochy vzniklé po těžbě písku a šterkopísku, což je dáno mocností těchto fluvialních sedimentů v aluviích řek a způsobem těžby.

**Tabulka 12:** Morfometrické charakteristiky zkoumaných antropogenních jezer (BERVICOVÁ 2006<sup>1)</sup>, BOHÁČKOVÁ 2005<sup>2)</sup>, HRDINKA 2005<sup>3)</sup>, KNAPP 2006<sup>4)</sup>, KŘTĚNOVÁ 2006<sup>5)</sup>).

Jezero - lokalita	Plocha [ha]	Obvod [m]	Délka [m]	Stup. členitosti břeh. čáry	Max. hloubka [m]	Objem [tis. m <sup>3</sup> ]	Prům. hloubka [m]	Hloubkový koeficient	Relativní hloubka [%]
Velká Amerika <sup>3)</sup>	2,09	1060	414	2,07	11,0	151,5	7,3	0,66	6,74
Čimice (Sušice)	0,49	326	123	1,31	5,5	-	-	-	6,96
Vápenka (Raspenava) <sup>1)</sup>	0,20	172	56	1,08	5,8	6,4	3,2	0,55	11,49
Jasenice (Val. Meziříčí)	0,76	319	107	1,12	11,5	54,0	7,1	0,62	11,69
Výkleky (Lipník n. Beč.)	3,15	900	345	1,49	8,2	185,9	5,9	0,72	4,09
Srní (Hlinsko) <sup>3)</sup>	1,15	485	163	1,28	33,0	189,5	16,5	0,5	27,27
Rampa (Žulová)	0,44	380	120	1,62	20,6	41,1	9,3	0,45	27,52
Jílové (Držkov) <sup>1)</sup>	0,23	205	80	1,21	7,0	7,3	3,2	0,46	12,94
Lhotský vrch (Jesenice) <sup>4)</sup>	0,04	93	33	1,31	7,6	1,1	2,6	0,34	33,68
Ostrovec (Jesenice) <sup>4)</sup>	0,10	142	50	1,27	3,8	1,8	1,8	0,47	10,65
Čankov (Karlovy Vary) <sup>3)</sup>	4,48	950	386	1,27	19,2	361,5	8,1	0,42	8,04
Stříbrné jezero (Opava)	7,13	1397	584	1,48	14,1	456,3	6,4	0,45	4,68
Lom u Litvínova <sup>3)</sup>	1,62	543	194	1,20	11,9	76,5	4,7	0,39	8,29
Pelnář (Uhelná)	4,87	926	336	1,18	6,4	114,0	2,3	0,36	2,57
Svobodné Heřmanice	3,83	1171	483	1,83	35,1	492,5	12,9	0,37	15,89
Stříbrné jezero (Fulnek)	0,13	175	64	1,39	4,5	1,8	1,4	0,31	11,06
Hromnické jezero <sup>2)</sup>	0,97	535	212	1,53	14,0	61,0	6,3	0,45	12,60
Zelené jezero <sup>3)</sup>	0,35	239	72	1,14	5,9	11,5	3,3	0,56	8,84
Panská skála (Ka. Šenov) <sup>1)</sup>	0,09	169	43	1,59	2,5	1,2	1,2	0,48	7,39
Pískovna u Hradce Kr. <sup>3)</sup>	2,45	899	344	1,62	4,7	66,0	2,7	0,57	2,66
Pískovna u Veselí n. L. <sup>5)</sup>	11,45	1689	636	1,41	7,7	332,1	2,9	0,38	2,02
Pískovna u Halámek <sup>5)</sup>	21,00	-	-	-	6,2	-	-	-	1,20
Pískovna u Františkova <sup>5)</sup>	7,84	1370	513	1,38	9,2	329,3	4,2	0,46	2,91
Florián (Písečná)	3,63	1096	345	1,62	3,9	-	-	-	1,81
Ježírko u Kyzu (Churáňov)	0,28	203	72	1,08	8,7	-	-	-	14,57

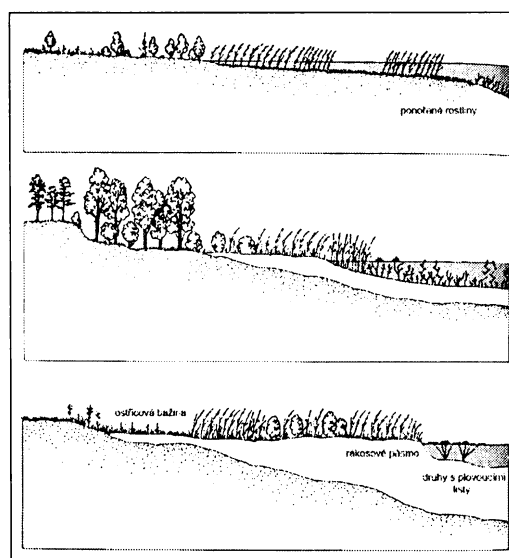
## 6.7. ZANIKLÁ JEZERA NA ÚZEMÍ ČR

Každé jezero je již při svém vzniku odsouzeno k zániku, každé jezero postupně stárne. V případě velkých a na živiny chudých jezer postupuje proces stárnutí pozvolna, statisíce let i více, z perspektivy jednoho lidského života se tato jezera jeví jako stabilní. Jinak je tomu u malých na živiny bohatých jezer, někdy je vývoj patrný už za velmi krátkou dobu. Příčin zániku jezer je několik. První příčinou může být činnost člověka, který jakožto modelační činitel působí v krajině někdy velmi významně. Příkladem je odvodnění a zánik

Komořanského jezera v roce 1850 z důvodu těžby hnědého uhlí. Jezero může zaniknout rovněž účinkem rizikových geomorfologických, geologických či hydrologických procesů. Příkladem mohou být málo stabilní vysokohorská (ledovcová nebo zahrazená) jezera, která se protrhnou v důsledku sesuvů uvolněných přímo do jezera. Průtrž může způsobit i nadměrný přítok vody nebo selového materiálu jako následek přivalových dešťů. K protržení mladých jezer hrazených morénou může dojít i vlivem roztátí pohřbeného ledu v jejich hrázi.

V našich podmínkách se jako činitel způsobující zazemňování a postupný zánik jezera výrazně projevuje rozšiřování pobřežní zóny, kdy materiál tvořící původně břeh jezera postupně sklouzává nebo se odlamuje do jezera a dále je činností vln tříděn a transportován. V jezerech, jejichž vody jsou bohaté na rozpuštěný uhličitán vápenatý, hraje velkou roli v jejich zazemňování tvorba tzv. jezerní křídly. To je vrstva vysráženého uhličitánu vápenatého, který vzniká při asimilaci vodních rostlin, které uvolňují oxid uhličitý z rozpuštěného uhličitánu vápenatého a na dno potom klesají jemné destičky  $\text{CaCO}_3$ . Mohutné vrstvy jezerní křídly jsou vyvinuty například v podalpských jezerech (REICHHOLF 1988).

Biogenní zarůstání jezer je dalším činitelem, který způsobuje postupný zánik jezer. Postupný přírůstek pobřežní biomasy způsobuje zdvihání dna a posun pobřežních rostlin dále do jezera (obr. 129). Nejdále od břehu jezera se vyskytují ponořené rostliny (hloubka ve které je nalezneme je závislá na čistotě vody), blíže ke břehu je následující porosty vyšších vodních rostlin (např. druhy s plovoucími listy jako leknín či stulík), přechodnou příbřežní oblast tvoří např. rákos, sítina a kosatce. Následují pásma ostricových luk a lužního lesa (viz také obr. 110 na str. 129).



**Obrázek 129:** Postupné zarůstání jezer (upraveno podle REICHHOLF 1988).



Velmi významně se na zanášení jezer podílejí také povrchové přítoky, které přinášejí do jezera mnoho splavenin a plavenin. V deltách těchto přítoků se potom objevují písčné lavice, které postupně zmenšují plochu jezera. Písčné lavice velmi rychle zarůstají vegetací, která způsobuje ještě rychlejší usazování dalších sedimentů při zvýšených vodních stavech. Velmi dobře je zazemňování jezer patrné v deltě přítoku Mladotického (Odlezelského) jezera (viz obr. 99 na str. 121).

K výzkumu zaniklých jezer na našem území se používají archeologické, palynologické a datovací metody. Z nálezů příslušných sedimentů můžeme usuzovat na existenci bývalých jezer, jejich vývoj a parametry. POKORNÝ (1997) např. považuje za pozůstatky bývalého jezera to slatinné ložisko, v jehož souvislém vrstevním sledu jsou zachovány jezerní sedimenty o mocnosti alespoň 30 cm a mají plošný rozsah alespoň 2 ha. Zaniklá jezera na našem území, která byla objevena, jsou různého genetického původu.

Nejstarší fluviální jezera vznikla jako důsledek přechodu divočení toku k meandrování. Příkladem je lokalita Řežabinec u Putimi a Tišice. Jezero Řežabinec (původní plocha asi 80ha) vzniklo v meandru řeky Otavy, který byl v pozdním glaciálu přehrazen dunou vátých písků. Vznikla tak nádrž sycená podzemní vodou a závislá na změnách úrovně hladiny řeky. Od počátku jeho vzniku se jednalo o mělké eutrofizované jezero, k jeho úplnému zazemnění došlo počátkem atlantiku asi před 7000 lety. Tišice je velké slepé rameno, které se dlouho zazemňovalo. Leží v deltě Košáteckého potoka, který jím zřejmě protékal (POKORNÝ 1997).

Eolická jezera většinou vznikala z pramenišť v závěrech údolí, která byla přehrazena sprašemi nebo vátými písky. Lokalita Hrabanov u Lysé nad Labem je příkladem eolického jezera z pozdního glaciálu. Dalšími příklady jsou Vacenovické jezero a Vracov na Kyjovsku. (POKORNÝ 1997).

Zaniklým krasovým jezerem je Měňanské travertinem hrazené jezero u Koněprus. Travertinová hráz je 13 m mocná, jednalo se o systém (kaskádu) několika jezer. Bylo objeveno náhodně podle výskytu fosilních měkkýšů vyplavených potokem, který přes zazemněné jezero protékal. KOVANDA (1955) odhaduje stáří jezera na starší holocén (8000 let), opírá se přitom o porovnání zde nalezených měkkýších společenstev s datovanými společenstvy z Polabí.

Lokalita Soos byla v minulosti také jezerem, pravděpodobně tektonicky založeným. Svědčí o tom nálezy některých rostlin, které dokazují dříve lepší podmínky pro život. Dnes nalézáme křemelinu (rozsivkovou zeminu) v bývalém jezeře.

Komořanské jezero vzniklo pravděpodobně v pozdním glaciálu (12 000 BP) přehrazením zřejmě tektonicky založeného údolí Bíliny váťými písky (POKORNÝ 1997). Původní rozloha jezera byla přibližně 12 km<sup>2</sup>. Jednalo se bezesporu o největší jezero na našem území. Jezero bylo napájeno z Krušných hor. Mocnost jezerních sedimentů je jen 3 m, sediment byl zřejmě vyplavován občasnými přítoky. Asi před 2000 lety postoupil zazemňovací proces natolik, že se jezero rozpadlo na několik menších vodních ploch. Zanášení pánve se urychlilo v 16. století díky sedimentaci povodňových hlín úzce souvisejících s erozí na odlesněných svazích Krušných hor. Na mapě 1. vojenského mapování z roku 1780 jsou ještě dvě oddělené vodní plochy, zbytek jezera je zakreslen jako lužní les. V roce 1931 byla pánev odvodněna z důvodu těžby hnědého uhlí. Prvně bylo zkoumáno Karlem Rudolfem, zakladatelem české paleobotaniky (cca 1910). V 70. letech 20. stol. byly provedeny poslední odběry sedimentů. Malý zbytek původního jezera je překryt starou výsypkou. Jezero bylo lemováno pravěkými stavbami z doby bronzové a pozdního paleolitu (stavby na kůlech, přístavy, lodě). Z toho lze usuzovat na malé kolísání hladiny jezera. Dalšími příklady jezer vzniklých díky oživení tektonických poruch jsou Čejčeské a Kobylská jezero na Hodonínsku.

Výzkumem jezera Švarcenberk (severní část Třeboňské pánve) se detailně zabýval POKORNÝ (2000 a 2001). Jedná se o pleniglaciální (vrchol glaciálu) termokrasové jezero, které vzniklo táním permafrostu před asi 16 tis. lety. Jezero se nalézalo v místě, kde podél tektonické poruchy pronikala artézská voda, která pod zmrzlým jílovito-písčítým substrátem vytvořila rozměrnou čočku podzemního ledu - pingo. Po roztátí vzniká na místě jezero – alas. Plocha jezera v době vzniku byla přibližně 12 ha, maximální hloubka byla zrekonstruována na 11 m. Bylo napájeno vydatnými prameny již zmíněné artézské vody, proto si udržovalo v průběhu své existence stálou vodní hladinu bez výraznějšího kolísání v závislosti na změnách klimatu. Před 5500 lety bylo zcela zazemněno, střed bývalé jezerní pánve se změnil v rašeliniště. Dnes je na místě původního jezera rybník Švarcenberk (založený 1701), který má téměř stejnou plochu jako původní jezero. Při zamrznání rybníka nedochází k zámruzu na dvou místech vývěru artézské vody. Z archeologických nálezů v okolí jezera je patrné, že bylo v mezolitu osídleno, obživou lidem byl rybolov, lov ptáků a zemědělství. V sedimentech jezera lze nalézt uhlík, proto je možné usuzovat na časté vypalování lesa.

Na jihu Třeboňské pánve se nachází další lokalita zaniklého jezera Velanská cesta (poblíže Českých Velenic). Vznik tohoto jezera v pozdním glaciálu není doposud dostatečně objasněn (POKORNÝ 1997). Plocha jezera byla asi 10 ha, k celkovému zazemnění došlo pravděpodobně již na počátku holocénu (před 9 000 lety).

Jezírko na Vladaři je pozůstatkem umělé vodní nádrže o velikosti 30×40 m z doby Laténské (osídlení Kelty) asi 400 př. n.l (POKORNÝ 1997). Vladař je vypreparovaný lávový proud, který byl velmi hustě osídlen (jsou patrné 2 valy opevnění o celkové délce 18 km). V nádrži je 300 cm mocná vrstva sedimentů. Byly v ní nalezeny maliny a mák (jedná se první nález máku na našem území). Jezerní sedimentace začíná od hloubky sedimentů asi 260 cm, je patrné zarůstání vodním rostlinstvem a postupné zazemňování (ostřice a další zbytky rostlin). Podle nalezených pylových zrn lze usuzovat i na složení lesa v okolí (bříza, smrk, borovice, jedle). Velmi dobře je patrné odlesnění, kdy se ve středověku na Vladaři páslo, ale nesídlilo.

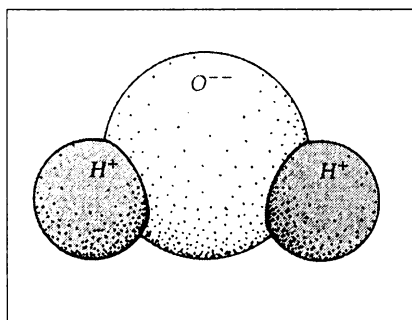
V Krkonošském Labském dolu bylo objeveno zaniklé jezero nad karovým stupněm. Sedimenty jezerního původu byly zjištěny pod povrchem rašeliniště v oblasti Labských meandrů v hloubce 12,7-8,1 m (ENGEL ET AL. 2004). Tato část vrtaného profilu sedimentovala dle pylové analýzy v časovém úseku preboreálu až staršího atlantiku, na jehož sklonku došlo k postupnému přechodu jezera v rašeliniště.

## 7. FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI JEDNOTLIVÝCH GENETICKÝCH TYPŮ JEZER

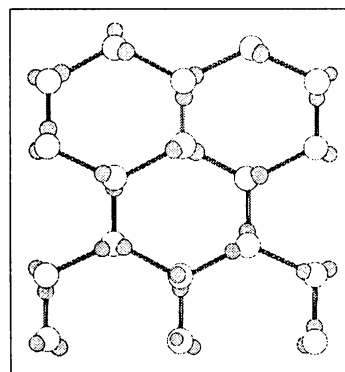
### 7.1. STRUKTURA A ZÁKLADNÍ FYZIKÁLNÍ A CHEMICKÉ VLASTNOSTI VODY

#### 7.1.1. Struktura a skupenství vody

Voda je z fyzikálního a chemického hlediska velmi komplikovanou sloučeninou s řadou jedinečných vlastností, přičemž vykazuje anomálie ve všech svých vlastnostech (LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Molekula vody  $H_2O$  má tvar rovnoramenného trojúhelníku (obr. 130) odpovídajícího postavení obou atomů vodíku vůči atomu kyslíku (svírají úhel  $104,5^\circ$ ), vzdálenost vodíkových atomů od atomu kyslíku je  $0,096$  nm (WETZEL 2001). Prostorové uspořádání atomů vodíku vůči kyslíku dává molekule vody charakter silných dipólů, které významně inklinují k tvorbě sloučenin s látkami, jejichž molekuly jsou výraznými dipóly. Ze stejného důvodu se váží také molekuly vody navzájem a vytvářejí řetězce tzv. vodíkových můstků (obr. 131). Prostory mezi shluky jsou vyplněny volnými molekulami. Velikost shluků je proměnlivá, závisí na teplotě vody, přičemž s klesající teplotou roste jejich velikost, ale klesá pohyblivost shluků. V pevném skupenství (led) tvoří každý atom vodíku můstek mezi atomy kyslíku. V ledovém krystalu jsou molekuly vody navzájem více vzdálené než v kapalném skupenství, proto je led lehčí a má větší objem než voda a plave na hladině. Prakticky všechny ostatní látky se při přechodu z tekutého do pevného skupenství stávají těžšími a proto klesají. Voda je kapalná v rozmezí teplot  $0-100^\circ C$  (při tlaku  $1013,25$  hPa), je velmi dobrým rozpouštědlem, v tělech organismů působí voda jako transportní médium (WETZEL 2001). Fyzikální vlastnosti (tab. 13) významným způsobem modifikují vlastnosti hydrického prostředí z hlediska existenčních možností jednotlivých organismů.



**Obrázek 130:** Model molekuly vody (REICHHOLF 1988).



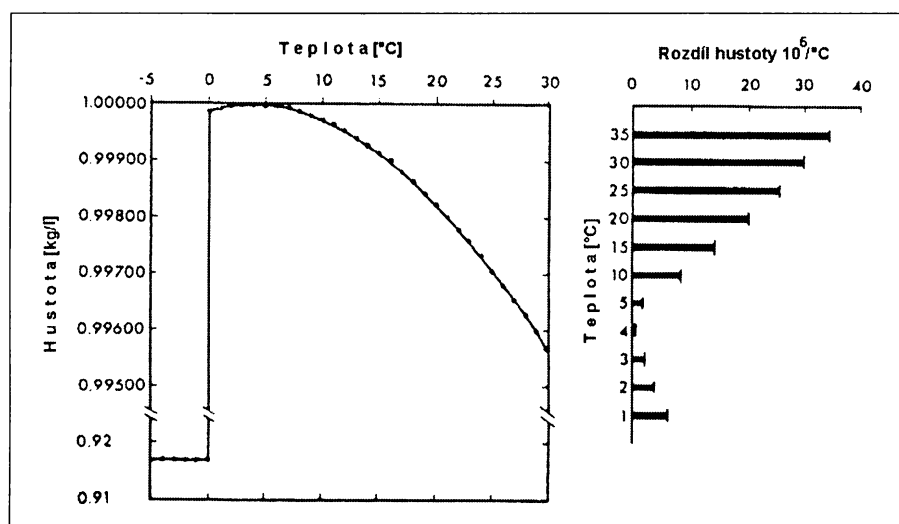
**Obrázek 131:** Uspořádání prostorové mřížky molekul vody v důsledku přirozených dipólů (REICHHOLF 1988).

**Tabulka 13:** Fyzikální vlastnosti vody (KALF 2002, LELLÁK, KUBÍČEK 1992, WETZEL 2001).

<b>Fyzikální vlastnosti</b>	<b>Hodnota</b>	<b>Jednotky</b>
maximální hustota (při 3,98°C)	1 000,000	[kg·m <sup>-3</sup> ]
hustota při 25°C	997,075	[kg·m <sup>-3</sup> ]
dynamická viskozita (při 25°C)	0,890·10 <sup>-3</sup>	[Pa·s <sup>-1</sup> ]
kinematická viskozita (při 25°C)	0,890·10 <sup>-6</sup>	[m <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
teplota tání (při 101 325 Pa)	0,000	[°C]
teplota varu (při 101 325 Pa)	100,000	[°C]
měrné skupenské teplo tání	333,7	[J·g <sup>-1</sup> ]
měrné skupenské teplo varu	2 255,5	[J·g <sup>-1</sup> ]
odparné teplo	2 454	[J·g <sup>-1</sup> ]
sublimační teplo	2 843	[J·g <sup>-1</sup> ]
měrná tepelná kapacita (při 15°C)	4 186	[J·kg <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> ]
povrchové napětí (při 25°C)	71,97·10 <sup>-3</sup>	[N·m <sup>-1</sup> ]
relativní permitivita (při 25°C)	78,54	

### 7.1.2. Hustota vody

Veškeré fyzikální a chemické procesy jsou ovlivňovány rozdíly v hustotě vody. Hustota vody je závislá na teplotě, množství rozpuštěných látek a na tlaku. Hustota čistého ledu o teplotě 0°C je 0,9168 kg·l<sup>-1</sup>, led je o 8,5 % lehčí než kapalná voda o stejné teplotě (hustota vody při teplotě 0°C je 0,99987 kg·l<sup>-1</sup>). Nejvyšší hustota destilované vody (1 kg·l<sup>-1</sup>) při tlaku 1013,25 hPa je při teplotě 3,98°C. S rostoucí i klesající teplotou hustota vody nelineárně klesá (obr. 132). Jak je patrné z tabulky 14, rozdíly v hustotě s měnící se teplotou nejsou velké, ale i tyto malé rozdíly jsou pro chování vody ve vodním sloupci důležité (WETZEL 2001). Se stoupající teplotou rychle narůstá relativní rozdíl v hustotě, takže například rozdíl v hustotě mezi 29°C a 30°C je 40krát, mezi 24°C a 25°C je 30krát vyšší než mezi 4°C a 5°C. Tím lze vysvětlit dobrou stabilitu stratifikovaných tropických jezer i při velmi malých teplotních rozdílech v jejich vertikálním profilu (např. jezero Tanganjika má teplotu hypolimnionu 23,5°C, na hladině je teplota kolem 25°C, teplota se v průběhu roku mění pouze do hloubky 80 m, podle HERDENDORF 1982).



**Obrázek 132:** Závislost hustoty vody na teplotě. V pravé části obrázku je znázorněn zvyšující se rozdíl gradientu hustoty vody s rostoucí teplotou (upraveno podle WETZEL 2001).

**Tabulka 14:** Změna hustoty vody s teplotou. Různí autoři počítají hustotu vody podle různých vzorců, takže nalezneme odlišné hodnoty hustot vody při stejných teplotách, odchylka je však nepatrná. Ve třetím sloupci je změna hustoty se změnou teploty o jeden stupeň (KALFF 2002).

Teplota [°C]	Hustota vody o druhé teplotě [kg·l <sup>-1</sup> ]	Změna hustoty [kg·l <sup>-1</sup> ·10 <sup>-7</sup> ]
0-1	0,9999267	+588
1-2	0,9999679	+412
2-3	0,9999922	+243
3-4	1,0000000	+78
4-5	0,9999919	-81
5-6	0,9999681	-238
6-7	0,9999295	-388
7-8	0,9998762	-533
8-9	0,9998088	-674
9-10	0,9997277	-811
10-11	0,9996328	-949
11-12	0,9995247	-1081
12-13	0,9994040	-1207
13-14	0,9992712	-1328
14-15	0,9991265	-1447
15-16	0,9989701	-1564
16-17	0,9988022	-1679
17-18	0,9986232	-1790
18-19	0,9984331	-1901
19-20	0,9982323	-2008
20-21	0,9980210	-2113
21-22	0,9977993	-2217
22-23	0,9975674	-2319
23-24	0,9973256	-2418
24-25	0,9970739	-2517
25-26	0,9968128	-2611
26-27	0,9965421	-2707
27-28	0,9962623	-2798
28-29	0,9959735	-2888
29-30	0,9956756	-2979

Hustota vody je dále závislá na množství rozpuštěných látek, které ve sladkovodních jezerech dosahuje hodnot 0,01 až 1 g·l<sup>-1</sup>, obvykle kolísá v rozmezí 0,1 až 0,5 g·l<sup>-1</sup>. Změna hustoty vody se salinitou není velká, ale nelze ji zanedbávat, zvláště u hlubokých jezer nebo přehradních nádrží. Změnu hustoty vody v závislosti na změně salinity ukazuje tabulka 15. Salinita ovlivňuje teplotu maximální hustoty vody, kterou snižuje o 0,2°C při zvýšení salinity o 1 g·l<sup>-1</sup>. Mořská voda o průměrné salinitě 35 g·l<sup>-1</sup> by dosáhla nejvyšší hodnoty hustoty při teplotě -3,52°C. Vzhledem k teplotě mrznutí mořské vody (-1,91°C) je však její nejvyšší hustota dosažena těsně před zmrznutím vody (WETZEL 2001).

**Tabulka 15:** Změna hustoty vody se změnou salinity při teplotě 4°C (WETZEL 2001).

Salinita [g·l <sup>-1</sup> , ‰]	Hustota při teplotě 4°C [kg·l <sup>-1</sup> ]
0	1,00000
1	1,00085
2	1,00169
3	1,00251
10	1,00818
35	1,02822

Hydrostatický tlak rovněž snižuje teplotu maximální hustoty vody. Tlak ve vodě roste o 0,1 MPa na 10 m hloubky. Teplota maximální hustoty klesá o 0,1°C na 100 m hloubky. Změna teploty maximální hustoty vody s tlakem se výrazně projevuje u velmi hlubokých jezer (KALF 2002). Například nejhlubší jezero světa Bajkal má teplotu vody v hypolimnionu vlivem hydrostatického tlaku a dalších vlivů cca 3,4°C.

### 7.1.3. Viskozita vody

Dynamická viskozita (vnitřní tření) charakterizuje odpor, který klade voda vlastnímu pohybu nebo jiné vzájemné změně částic vodní masy. Odpovídá síle potřebné k posunu 1 kg za 1 s o 1 m (jednotkou veličiny je Pa·s – pascalsekunda). Viskozita vody je asi 100krát vyšší než viskozita vzduchu a je závislá na teplotě (tab. 16). Závislost viskozity na teplotě má velký význam pro vznášející se a plovoucí organismy. Kinematická viskozita je dána poměrem mezi dynamickou viskozitou a hustotou (jednotky m<sup>2</sup>·s<sup>-1</sup>). Při jakémkoliv posunu organismu ve vodě působí proti tomuto pohybu třecí síly, které závisí na jeho tvaru, rychlosti pohybu a na viskozitě vody. V teplé vodě se organismus pohybuje s menším výdejem energie, ale klesá

rychleji než ve vodě studené. Podobně se s rostoucí teplotou vody ve vodním toku snižuje mechanická unášecí síla na přisedlé organismy (LELLÁK, KUBÍČEK 1992, WETZEL 2001).

**Tabulka 16:** Závislost dynamické a kinematické viskozity na teplotě (KALF 2002).

Teplota [°C]	Dynamická viskozita [Pa·s <sup>-1</sup> ·10 <sup>-3</sup> ]	Kinematická viskozita [m <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> ·10 <sup>-6</sup> ]
0	1,792	1,792
5	1,519	1,519
10	1,308	1,308
15	1,140	1,141
20	1,005	1,007
25	0,894	0,896

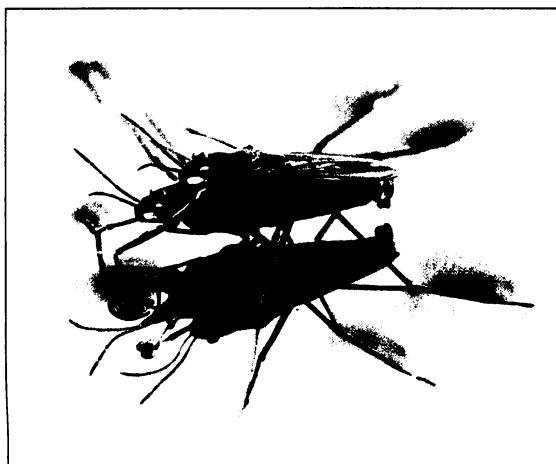
#### 7.1.4. Povrchové napětí vody

Povrchové napětí vody vzniká na rozhraní mezi kapalným a plynným prostředím zvýšenou soudržností molekul. Je to efekt, při kterém se povrch tekutin chová podobně jako „elastická fólie“ a snaží se dosáhnout co možná nejhladšího stavu s minimálním rozpětím. To znamená, že se povrch tekutiny snaží dosáhnout stavu s nejmenší energií. Povrchové napětí je výsledkem vzájemné interakce přitažlivých sil molekul nebo atomů, z nichž se skládá povrchová vrstva. Jeho hodnota je závislá na teplotě, na obsahu látek rozpuštěných ve vodě a na koncentraci organických látek (WETZEL 2001). Povrchové napětí vody má nejvyšší hodnotu ze všech kapalin, kromě rtuti. Jak je patrné z tabulky 17, může být povrchové napětí vody sníženo vysokým obsahem huminových látek nebo v době silných vegetačních zákalů a vodních květů vlivem planktonních řas a sinic. Povrchové napětí vody poskytuje řadě vodních organismů stabilizační plochu a oporu k trvalému nebo přechodnému pobytu, tyto adaptované organismy nazýváme neuston (mikroskopické organismy, které využívají povrchovou blanku ze vzdušné – epineuston či spodní strany – hyponeuston) a pleuston (tvoří jej některé rostliny – např. okřehek rodu *Lemna* a živočichové pobíhající po vodní hladině – např. vodoměrky rodu *Gerris* – viz obr. 133). Povrchového napětí vody využívají některé druhy vodního hmyzu k odkládání svých vajíček (např. komáři rodu *Culex* a *Anopheles*), která plavou na hladině až do vylíhnutí larev (LELLÁK, KUBÍČEK 1992).



**Tabulka 17:** Závislost povrchového napětí vody na změně teploty a jeho zmenšení vlivem rozdílných podmínek (upraveno podle WETZEL 2001).

Teplota [°C]	Povrchové napětí [N·m <sup>-1</sup> ·10 <sup>-3</sup> ]	Podmínky	Snížení povrchového napětí [N·m <sup>-1</sup> ·10 <sup>-3</sup> ]
Sladká voda			
0	75,6	Oligotrofní jezera	0 - 2
5	74,9	Eutrofní jezera	0 - 20
10	74,4	Slatinná jezera	0 - 20
15	73,5	Jezerní voda s pěnou	2 - 9
20	72,7	Blízko plovoucích listů rostlin	5 - 20
25	72,0	Blízko ponořených rostlin	1 - 2
30	71,2	V době vodního květu	0 - 2
35	70,4	Otevřené moře	< 1
40	69,6	Plymouthský průliv v blízkosti bahnitě pláže	6 - 20
Slaná voda		Přístavy s těžkou námořní dopravou	15 - 20
5	75,0		



**Obrázek 133:** Využití povrchového napětí vodoměrky (pravděpodobně *Gerris najas*) při páření (foto M. Gayda).

### 7.1.5. Tepelné vlastnosti vody

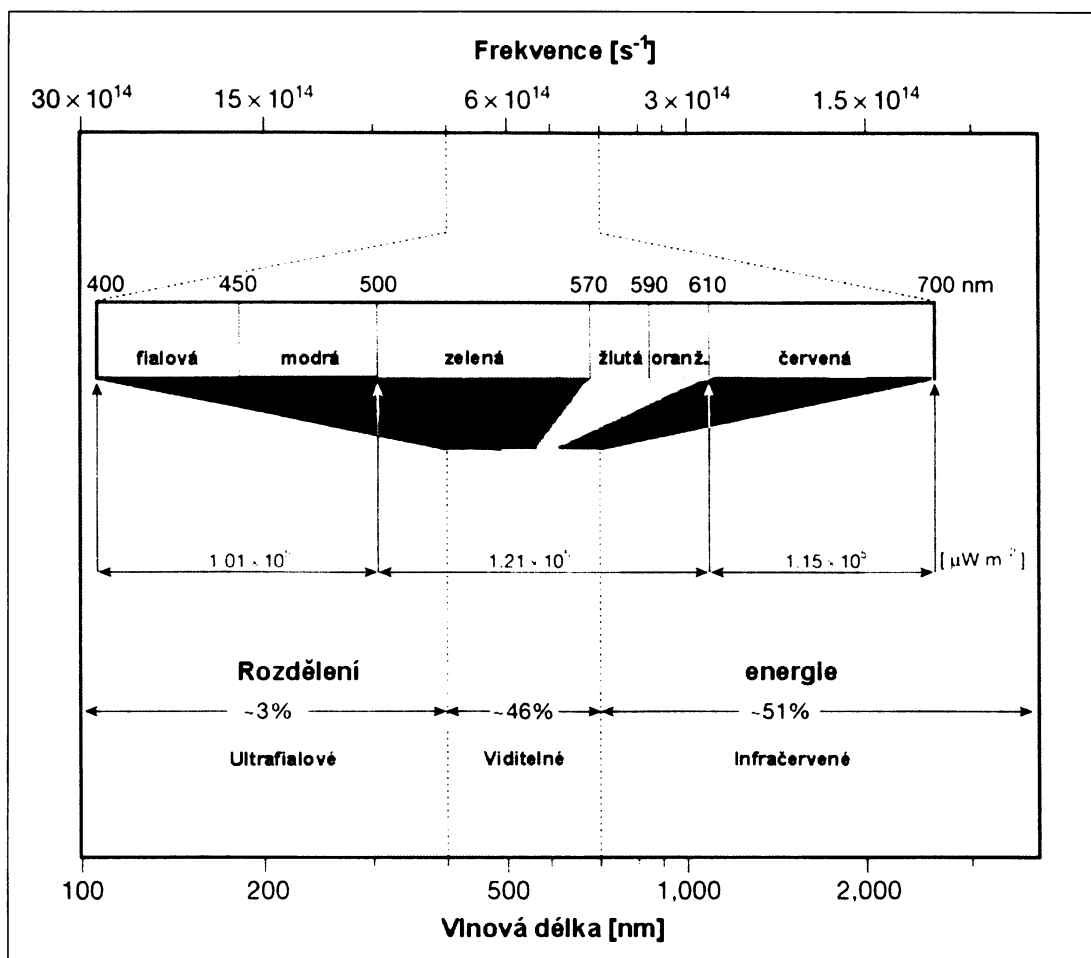
Důležitou vlastností kapalné vody je její vysoká měrná tepelná kapacita (viz tab. 13). K ohřátí 1 kg vody o 1°C při 15°C je potřeba dodat 4 186 kJ. Vyšší hodnoty měrné tepelné kapacity má pouze hélium a vodík, všechny ostatní kapaliny, plyny i pevné látky mají mnohem nižší hodnoty. Znamená to tedy, že k ohřátí vody je zapotřebí relativně velké množství tepla, ale ohřátá vodní masa působí jako akumulátor tepla, které se uvolňuje do okolního prostředí v době ochlazování. Voda má také vysoké hodnoty skupenského tepla

tuhnutí a varu. Při přeměně 1 kg vody z kapalného skupenství na pevné se uvolní 333,7 kJ, stejné množství je zapotřebí dodat pro tání 1 kg ledu. Pro přeměnu 1 kg vody do plynného skupenství je nutno dodat 2 255,5 kJ tepla, stejné množství se uvolňuje při kondenzaci 1 kg vody. Velmi významnou tepelnou vlastností vody, která výrazně ovlivňuje tepelný režim vodního prostředí, je malá tepelná vodivost vody (schopnost molekulárního přenosu tepla). Hodnota tepelné vodivosti vody je 0,00569, ledu 0,02386 a vzduchu 0,000238 J·cm<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>·K<sup>-1</sup>. Molekulární přenos tepla, byť i na malé vzdálenosti, je zcela bezvýznamný, proto se téměř veškerý přenos tepla ve vodních nádržích uskutečňuje pohybem (prouděním) vody (LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Kombinace výše uvedených specifických tepelných vlastností vody dodávají vodním biotopům vysokou tepelnou stabilitu a termickou kapacitu, které tlumí denní a sezónní kolísání teploty okolní atmosféry.

## **7.2. SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ A SVĚTELNÉ KLIMA VE VODÁCH ČESKÝCH JEZER**

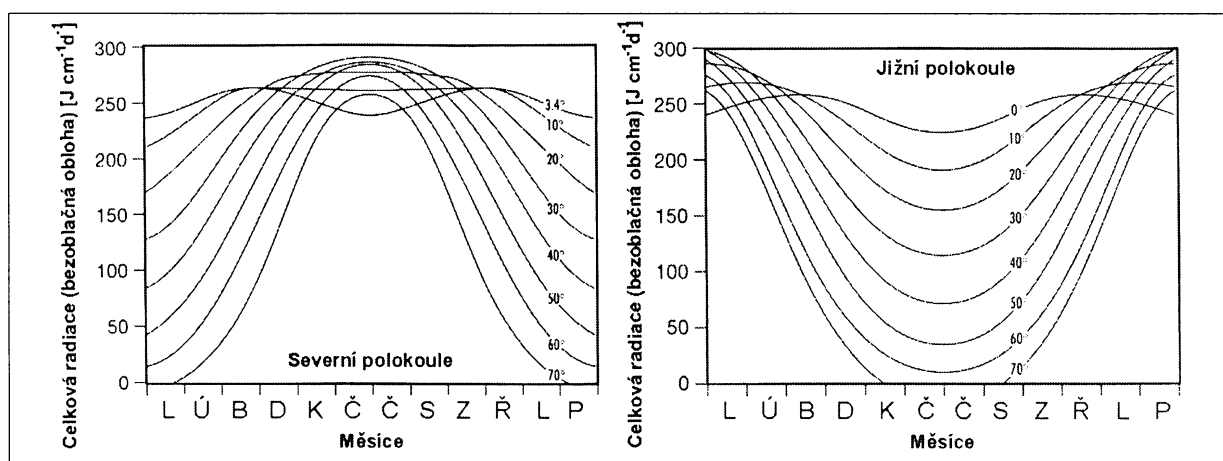
Solární radiace má zásadní vliv na dynamiku vodního ekosystému. Téměř veškerá energie, která je zapotřebí pro látkovou výměnu v jezerním ekosystému, je odvozená přímo ze slunečního záření a je spotřebována fotosyntézou. Absorpce a rozptýlení solární energie ve formě tepla účinně ovlivňuje teplotní stratifikaci vodních mas a cirkulační zákonitosti jezera. Koloběh dusíku, distribuce rozpuštěných plynů a rozšíření a adaptace organismů, to vše je závislé na zákonech teplotní stratifikace. Proto jsou optické vlastnosti jezerní vody důležitým regulačním faktorem pro fyziologii a chování vodních organismů (WETZEL 2001).

Globální sluneční záření (celkové záření dopadající na zemský povrch) je elektromagnetické vlnění o vlnových délkách 300-3000 nm, které se skládá ze dvou hlavních složek – přímého a difúzního slunečního záření. Podle vlnových délek jej dělíme na ultrafialové záření, které má spektrální rozsah 300-390 nm, viditelné záření, které je zdrojem fotosynteticky aktivního záření (390-770 nm) a infračervené záření o rozsahu 770-3000 nm, které je hlavním přirozeným zdrojem tepla pro jezera a vodní toky – viz obr. 134 (LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Meze spektra fotosynteticky aktivního záření udávají různí autoři rozdílně – WETZEL 2001 (400-700 nm), KALF 2002 (390-710 nm).



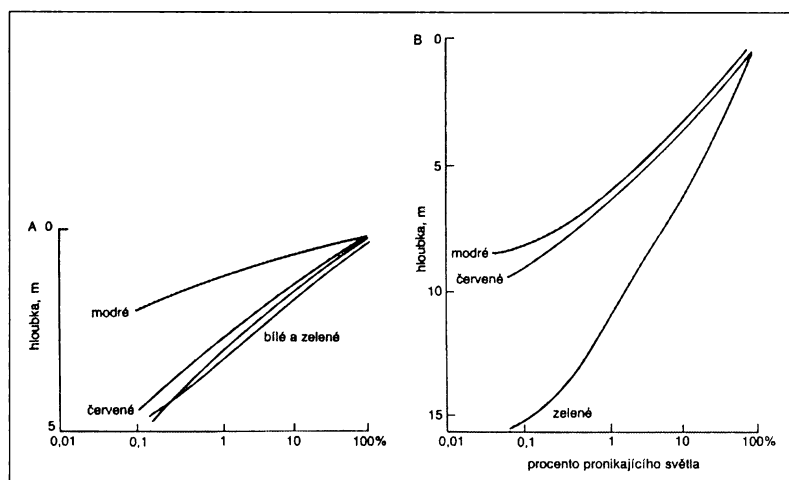
**Obrázek 134:** Vlnové délky slunečního záření, průměrné denní rozdělení energie záření na hladině moře a procentuální rozdělení energie na hladině moře (upraveno podle KALFF 2002).

Světlo, které vstupuje do vodního ekosystému je ovlivněno (kvalitativně i kvantitativně) odrazem, absorpcí a rozptylem ve vodním sloupci. Hodnota odrazu světla na hladině závisí na výšce Slunce a na vlastnostech hladiny (při klidné hladině jsou ztráty menší než při velkých vlnách). Výška Slunce se mění jak v průběhu jednoho dne, tak i v průběhu roku. Od klidné hladiny se při dopadu světla při výšce slunce  $30^\circ$  nad obzorem odráží 6 %, při výšce  $20^\circ$  již 13,4 % a při výšce  $10^\circ$  až 34,8 % světla (LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Jak se mění hodnoty celkové radiace v závislosti na zeměpisné šířce a ročním období za jasných dnů je patrné z obrázku 135. Ve vysokohorských oblastech je pro světelný a teplotní režim jezer důležité i zastínění hladiny jezer v závislosti na výšce hřebenů a orientaci údolí. Podrobněji se touto problematikou zabývají GREGOR a PAČL (2006). Velký vliv na příjem slunečního záření představují oblaka pokrývající oblohu. Při stoprocentním pokrytí oblohy oblaky cirrus nebo cumulus je dopadající solární radiace snížena o 25 – 35 %, při pokrytí oblohy oblaky stratus, nimbus nebo mlhou, je radiace snížena o 75 - 85 % oproti bezoblačné obloze (STRAŠKRABA 1980).



**Obrázek 135:** Průměrné změny sluneční radiace na zemském povrchu v závislosti na roční době a zeměpisné šířce (upraveno podle KALFF 2002).

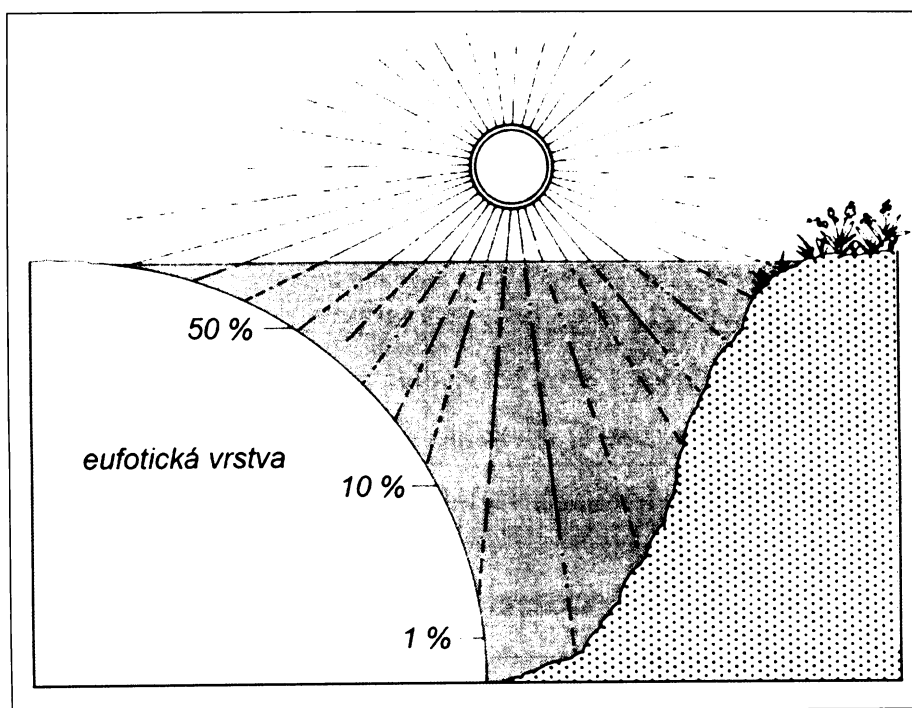
Další ztráty při průniku světla vodou jsou způsobené rozptylem na anorganických i organických částicích, které se vznášejí ve vodě. Rovněž dochází k absorpci látkami, které jsou ve vodě rozpuštěné. Směrem ke dnu se mění kvalita světla vlivem selektivní absorpce jednotlivých složek slunečního spektra. Nejdříve jsou absorbovány (pohlceny) okrajové složky viditelného světla (zejména dlouhovlnné), hlouběji pronikají složky středního pásma spektra (viz obr. 136). Pojmem extinkce označujeme pohlcený podíl světla, pronikající světlo se označuje jako transmise. Extinkce a propustnost čisté vody pro světlo závisí na vlnových délkách jednotlivých složek světla (viz tab. 18). Intenzita záření ( $J \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$ ) se mění s hloubkou (viz obr. 137), je závislá na množství dopadajícího světla a na tzv. extinkčním koeficientu (LELLÁK, KUBÍČEK 1992, WETZEL 2001, REICHHOLF 1988).



**Obrázek 136:** Absorpce různých barev světelného spektra po průchodu vrstvou vodního sloupce. Vlevo (A) je příklad eutrofního jezera, vpravo (B) je ukázka oligotrofního jezera, kde zelená složka spektra proniká nejhluběji (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

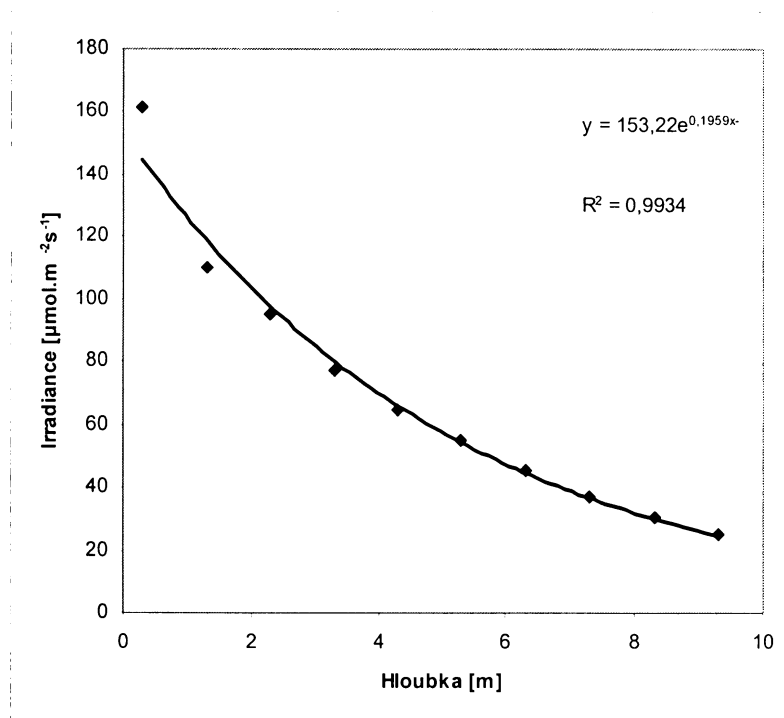
**Tabulka 18:** Hodnoty extinkce a procentuální absorpce monochromatického světla v čisté vodě o teplotě 21,5°C (WETZEL 2001).

Vlnová délka [nm]	Absorpční koeficient [%]	Extinkční koeficient [ $\eta \cdot \text{m}^{-1}$ ]
820 (infračervené)	91,1	2,42
800	89,4	2,24
780	90,1	2,31
760	91,4	2,45
740	88,5	2,16
720	64,5	1,04
700	59	0,89
689,2	47,6	0,646
680,1 (červená)	42,6	0,555
666,5	38,7	0,489
645,0	31,4	0,377
624,8 (oranžová)	29,6	0,351
605,9	24,8	0,285
588,0	12,3	0,131
574,5 (žlutá)	8,1	0,084
546,3	5,3	0,054
526,2 (zelená)	4,0	0,041
512,7	3,5	0,0354
499,9	2,3	0,0236
487,7	1,9	0,0188
473,1	1,8	0,0181
465,0 (modrá)	2,1	0,0208
454,4	2,2	0,0224



**Obrázek 137:** Pokles světelné intenzity s přibývající hloubkou vody (upraveno podle REICHHOLF 1988).

Do roku 1980 bylo množství světla měřeno pomocí fotometrů, v současnosti je k dispozici přístroj s kvantovými senzory (tzv. kosinové nebo skalární kolektory) spektrometr, který je schopný měřit světlo v oblasti vlnových délek fotosynteticky aktivního záření s přesností na 8 nm. Některé modely spektrometrů jsou schopné měřit v rozmezí vlnových délek 280-800 nm, takže zaznamenávají i UV-A a UV-B rozpětí (KALF 2002). Na jaře 2004 bylo pod vedením Dr. Fotta provedeno měření absorpce fotosynteticky aktivního záření na antropogenním jezeře Velká Amerika (viz obr. 138). Intenzita záření (irradiance) byla vyjádřena pomocí absorpčního koeficientu, který činí  $0,1959 \text{ m}^{-1}$ . Alternativním vyjádřením absorpčního koeficientu je absorpční polotloušťka, což je vrstva vody v metrech, v níž dochází k zeslabení irradiance na polovinu. V případě našeho měření to bylo v hloubce 3,54 m. Výpočtem bylo zjištěno, že do hloubky 10 m (maximální hloubka) proniklo něco přes 14 % hladinové (přesněji podhladinové) irradiance, toto měření je potvrzeno hodnotou průhlednosti, kdy byla Secchiho deska vidět až na dně. To znamená, že všude na dně mohou růst autotrofní organismy – sinice a řasy.



**Obrázek 138:** Změna irradiance s hloubkou na lokalitě Velká Amerika (nepublikovaná data poskytnutá J. Fottem).

### 7.2.1. Průhlednost a barva vody českých jezer

Průhlednost vody je významná fyzikální vlastnost, která ovlivňuje množství světla pronikajícího vodním sloupcem. Průhlednost je různou měrou snižována zákalem, který je

způsoben částicemi rozptýlenými ve vodě. Může se jednat o anorganický zákal (zvířené kaly, splach z okolí a pod.) nebo vegetační zákal (bakterioplankton, fytoplankton a organický detrit z rozložené vegetace). Například průhlednost vody v proglaciálních vysokohorských jezerech, která jsou zásobována zakalenými tavnými ledovcovými vodami (tzv. ledovcovým mlékem), dosahuje většinou hodnot pouze do 0,5 m. Obecně platí, že v oligotrofních jezerech chudých na živiny a s malou produkcí organické hmoty dosahuje hodnota průhlednosti 15 až 20 m. Na jezeře Bajkal (ale i jinde na světě – Crater Lake, Lake Tahoe – USA – KALFF 2002) byla naměřena maximální průhlednost 40 m (SHIMARAEV ET AL. 1994), autor této práce naměřil na jezeře Bajkal průhlednost 24 m, ovšem za nepříznivých povětrnostních podmínek. V jezerech se zvýšeným obsahem minerálních živin, které zajišťují vysokou produkci (mezotrofní a eutrofní jezera), kolísá průhlednost vody od několika decimetrů po hodnoty 3 až 6 m (viz tab. 19). U většiny jezer obvykle dochází k sezónním změnám hodnot průhlednosti. Nejvyšší hodnoty zpravidla naměříme v zimě a začátkem jara, kdy není v jezeře rozvinut vegetační zákal v takové míře, jak tomu bývá v letních měsících, kdy je průhlednost naopak nejnižší (LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Roční chod průhlednosti v oblastech pelagiálu na velkých jezerech, jako je např. Bajkal, je nepatrně odlišný. Maximální průhlednost je zde dosahována v době promíchávání jezerní vody, tj. v červnu a začátkem července a v listopadu a prosinci, kdy se k povrchu dostávají čisté hlubinné vody. Nejnižších hodnot průhlednosti je zde dosahováno v době stabilního zvrstvení vody (srpen, září, březen, duben), kdy dochází k nejvyššímu rozvoji planktonních organismů (GALAZIJ, VOTINCEV 1978).

**Tabulka 19:** Průhlednost vody určená Secchiho deskou v jezerech bez anorganického suspendovaného materiálu a trofická úroveň jezer (KALFF 2002).

Trofická třída jezera	Průhlednost [m]	
	průměrná	minimální
Ultra-oligotrofní	> 12	> 6
Oligotrofní	> 6	> 3
Mezotrofní	6 – 3	3 – 1,5
Eutrofní	3 – 1,5	1,5 – 0,7
Hypertrofní	< 1,5	< 0,7

Hodnota průhlednosti koreluje s pronikáním světla do hloubky. Obecně platí, že v hloubce průhlednosti je přibližně 10 % hodnoty světla na povrchu. Podle KALFFA (2002) ale mnoho praktických příkladů ukázalo, že nelze stanovit jeden koeficient pro určování množství dopadající světla (příp. vypočítat extinkční koeficient) pro všechny typy jezer. Hodnota

průhlednosti koreluje i s barvou vody, nejvíce průhledná jezera mají modrou barvu podle Forel-Uleovy stupnice, s klesající průhledností se barva mění přes zelenou a žlutou k hnědé. Podobně je tomu u platinových jednotek barvy vody – vysoce průhledná jezera mají hodnoty blízké se 0 Pt, jezera s průhledností kolem 2 m mají barvu vody kolem 100-200 Pt jednotek.

Zbarvení různých typů vod je značně rozdílné. Jak je vidět na Forel-Uleově stupnici barev (viz obr. 15 na str. 51), jsou odstíny vody od modré přes zelenou, zelenožlutou do hnědé barvy. Příčiny musíme hledat v různé absorpci barev světelného spektra po průchodu vodní vrstvou (viz obr. 136). Skutečná barva čisté vody je modrá (vysokohorská oligotrofní jezera), se stoupajícím obsahem různých rozpuštěných látek se však mění propustnost vody pro dopadající světlo. Jednotlivé složky spektra jsou propouštěny selektivně a tím se také mění barva vody. Skutečná barva vody je často překryta druhotným zbarvením, mluvíme potom o zdánlivé barvě vody (barva hladiny je ovlivněna odrazem vegetace a oblohy, barvou půdy, dna, planktonními organismy a pod.).

Naměřené hodnoty průhlednosti a určené odstíny barvy vody podle Forel-Uleovy stupnice na zkoumaných jezerech v podstatě odpovídají teoretickým a v literatuře publikovaným poznatkům. V tabulce 20 jsou vybrané zkoumané lokality s hodnotami naměřené průhlednosti a barvy vody. Vůbec nejvyšší hodnota průhlednosti byla naměřena v době podzimní homotermie na lokalitě Svobodné Heřmanice – 12 m. Vysoké hodnoty průhlednosti byly zaznamenány rovněž na Černém jezeru a dalších hlubokých antropogenních jezerech, kde byl Secchiho disk vidět i na dně (Velká Amerika – 10 m, lom Výkleky - 9 m). Jedná se oligotrofní jezera, jejichž barva vody kolísá od modré po modrozelenou. Většina ostatních antropogenních jezer dosahuje průměrné průhlednosti od 1,5 do 4 m, přičemž barva vody se pohybuje v odstínech zelenožluté barvy. Fluviální jezera jsou typická menší průhledností, většinou kolem 1 m, což je typické pro eutrofní až hypetrofní jezera. Průhlednost je zde často snížena zvýšeným obsahem zvířeného detritu, který byl nalezen i při hydrobiologické analýze odebraných vzorků (TUREK 2004). Organogenní jezera ve vrchovištích jsou charakteristická svou malou hloubkou, která zřídka kdy přesahuje 1 až 1,5 m, průhlednost u těchto drobných jezer většinou dosahuje na dno. Barva jejich vody kolísala od světlehnědých po tmavě hnědé odstíny. Zpravidla v létě a na podzim, kdy je nižší úroveň hladiny, je barva vody tmavší, což je zřejmě způsobeno vyšším obsahem rozpuštěných iontů.



**Tabulka 20:** Průhlednost a barva vody vybraných zkoumaných lokalit. V kolonce průhlednost jsou uvedeny hodnoty průhledností a barvy vody v jednotlivých obdobích. Průhlednost byla určována bílou Secchiho deskou o průměru 30 cm, barva vody byla určena podle Forel-Uleovy stupnice barev v poloviční hloubce průhlednosti.

Název lokality	Průhlednost [m]						Barva dle Forel-Uleovy stupnice			
	Jaro	Léto	Podzim	Zima	Průměr	Minimum	Jaro	Léto	Podzim	Zima
Černé j.	-	10,4	-	9,7	10,05	9,7	-	3	-	7
Čertovo j.	5,3	5,1	3,4	2,8	4,15	2,8	19	10	-	15
Plešné j. <sup>1)</sup>	2,2	1,6	1,8	-	1,87	1,6	16	15	16	-
Prášílské j. <sup>2)</sup>	3,6	3,6	-	-	3,60	3,6	15	15	-	-
Laka*	2,5	3	3	3,2	2,93	2,5	16	13	15	12
Obříství	0,7	0,4	0,7	0,7	0,63	0,4	17	17	16	16
Labiště pod Opoč.	0,6	0,5	0,6	0,9	0,65	0,5	17	18	19	18
Doleháj	0,4	0,3	0,4	0,4	0,38	0,3	17	17	17	17
Libiš	0,7	0,9	0,7	0,7	0,75	0,7	18	19	18	18
Mladotické j.	1,3	1,3	-	2,3	1,63	1,3	18	15	-	15
Roklanská s. východ	0,8	0,9	1,1	-	0,93	0,8	22	20	21	20
Gayerůvck velké	0,6	0,7	0,7	-	0,67	0,6	19	19	20	-
Blatenská s. velké	0,5	0,8	0,6	-	0,63	0,5	20	21	21	-
Rokytecká s.	0,7	1	0,6	-	0,77	0,6	20	21	21	-
Mlýnská s. jih	0,8	1	0,8	0,6	0,80	0,6	21	20	21	20
Mlýnská s. sever	0,9	0,9	0,7	-	0,83	0,7	22	21	21	-
Úpské raš.	0,9	0,95	-	-	0,93	0,9	20	20	-	20
Na Čihadle horní	0,6	0,5	0,8	0,6	0,63	0,5	19	20	19	19
Velké Jeřábí j.	0,75	-	0,6	0,6	0,65	0,6	22	-	20	20
Chalupská s.	-	0,5	0,5	0,4	0,47	0,4	-	22	22	20
Velká Amerika	5,2	7,2	6,7	8,1	6,80	5,2	8	6	6	6
Čimice	4	3,5	2	0,6	2,53	0,6	11	15	15	15
Vápenka	1,5	1,1	0,8	1,2	1,15	0,8	12	16	20	18
Jasenice	6	4,7	4,7	5,5	5,23	4,7	7	9	9	8
Výkleky	8,1	5,1	8	8	7,3	5,1	6	8	8	5
Srní	3,5	2,9	5,5	4	3,98	2,9	14	8	13	10
Rampa – Žulová	2,4	3,8	4,5	1,8	3,13	1,8	13	14	15	14
Jílové – Držkov	4,5	2	1,9	2,9	2,83	1,9	15	16	16	16
Lhotský vrch	1,3	1,2	1,5	1,8	1,45	1,2	19	19	20	19
Ostrovec	1,5	1,2	1,3	1,3	1,33	1,2	20	18	20	17
Čankov	1,5	2,3	0,4	1,9	1,53	0,4	17	18	18	15
Stříbné j. - Opava	1,5	1,6	1,5	2,5	1,78	1,5	17	16	17	15
Lom u Litvínova	5,4	4	2,7	7,9	5,00	2,7	10	15	10	15
Pelnář - Uhelná	1	1,5	1,4	1,2	1,28	1,2	17	17	18	18
Svobodné Heřmanice	4,5	7,5	12	5	7,25	4,5	6	8	7	6
Stříbné j. - Fulnek	1,6	0,6	1	2,5	1,43	0,6	19	22	19	15
Hromnické j.	1,8	1,8	1,5	1,2	1,58	1,2	19	21	19	19
Zelené j.	5,2	4,5	4,8	5,3	4,95	4,5	5	7	7	5
Panská skála	1,5	1,3	2	1,5	1,58	1,3	19	18	16	19
Hradec Králové	2,6	1,8	1,5	3,3	2,30	1,5	11	15	18	15
Veselí	1,6	1,8	1,3	1,6	1,58	1,3	18	21	18	16
Halámky	2,5	1,3	1,7	2,1	1,90	1,3	9	19	16	15
Františkov	1,0	1,5	1,3	2,1	1,48	1,0	20	19	19	18
Florián - Písečná	1,5	1,5	1,7	2,6	1,83	1,5	17	16	16	15
Jezírko u Kyzu	2,7	2,5	3,8	2,4	2,85	2,4	18	17	19	17

Zdroje: 1) VRÁNEK (1999), 2) ZBOŘIL (1994). Měření na ostatních lokalitách byla součástí prací na výzkumných projektech (viz kap. 2.2.), jichž byl autor disertace spoluřešitelem.

\* průhlednost až na dno tvořené povrchem porostu ponořené vegetace

### 7.3. ELEKTRICKÁ VODIVOST VOD ČESKÝCH JEZER

Měrná vodivost (konduktivita) je parametr závislý na koncentraci iontů, jejich pohyblivosti a na teplotě. Celková vodivost je dána součtem na sobě nezávislých dílčích vodivostí kationtů a aniontů. Konduktivita tedy odpovídá koncentraci látek v roztoku, jejich druh a původ ovšem není možno určit (PITTER 1990). Naměřené hodnoty specifické vodivosti na sledovaných lokalitách jsou v tabulce 21.

**Tabulka 21:** Hodnoty specifické konduktivity naměřené ve vodě zkoumaných lokalit. Měření byla prováděna ve vertikálním profilu, v tabulce jsou vždy uváděny hodnoty na hladině a hodnoty u dna jezera. Kde je uvedena pouze jedna hodnota, tam bylo provedeno měření jen v povrchové vrstvě.

Název lokality	Stáří jezera [let]	Podloží	Specifická konduktivita [ $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ]			
			Jaro	Léto	Podzim	Zima
Černé j.	> 10.000	svor	-	15-11	-	18-11
Čertovo j.	> 10.000	svor	16-10	16-10	21-15	20-11
Obříství	94	šterkopísek	992	918	806	-
Doleháj	152	šterkopísek	433-468	617-630	511-565	408-440
Libiš	asi 180	šterkopísek	561-698	1555-1537	1875-1731	2140-2226
Mladotické j.	135	arkózy, jíł	516-542	395-440	-	430-477
Roklanská s. východ	tisíce let	vrchoviště	14-15	15-15	27-25	22-24
Roklanská s. střed	tisíce let	vrchoviště	13-13	15-15	23-25	-
Gayerrück velké	tisíce let	vrchoviště	12-12	15-15	22-22	-
Blatenská s. velké	tisíce let	vrchoviště	11-12	21-22	37-38	-
Rokytecká s.	tisíce let	vrchoviště	20-20	22-22	41-41	-
Mlýnářská s. jih	tisíce let	vrchoviště	15-15	26-26	46-46	19-20
Mlýnářská s. sever	tisíce let	vrchoviště	14-15	15-15	27-25	22-24
Úpské raš.	tisíce let	vrchoviště	8-8	12-12	-	55
Na Čihadle horní	tisíce let	vrchoviště	15	10	14	27
Na Čihadle spodní	tisíce let	vrchoviště	15	19	32	-
Velké Jeřábí j.	tisíce let	vrchoviště	38-37	-	65-65	20-21
Chalupská s.	tisíce let	vrchoviště	-	37-39	33-33	27-28
Velká Amerika	44	vápenec	401-415	418-374	418-411	380-472
Čimice	asi 40	krystalický vápenec	243-251	146-209	-	269-296
Vápenka	40	vápenec	1060-1834	952-1852	946-1727	818-1720
Jasenice	37	vápenec	636-679	653-717	638-639	630-658
Výkleky	17	droba	402-401	396-402	401-403	407-406
Srní	38	granodiorit	140-460	169-386	171-378	179-451
Rampa – Žulová	asi 30	granodiorit	161-235	164-201	175-202	194-195
Jílové – Držkov	asi 20	fylit	58-102	70-110	90-99	67-104
Lhotský vrch	45	granodiorit	118-280	141-298	158-191	195-356
Ostrovec	50	granodiorit	110-358	94-163	162-162	202-291
Čankov	58	kaolín, hnědé uhlí	801-2050	740-1626	768-1777	794-1830
Stříbrné j. - Opava	43	sádrovec	2233-2457	2249-2466	2341-2409	2371-2388
Lom u Litvínova	45	hnědé uhlí	510-571	508-502	471-502	495-502
Pelnář - Uhelná	55	lignit, kaolín	295-334	306-359	306-330	283-323
Svobodné Heřmanice	asi 50	břidlice	724-737	713-733	718-722	757-721
Stříbrné j. - Fulnek	300 – 400	galenit	115-425	119-484	122-123	142-318
Hromnické j.	110	vitriolové břidlice	1737-6839	-	2876-7725	2748-7386
Zelené j.	120	vitriolové břidlice	168-1118	-	1054-1665	775-1580
Panská skála	62	čedič	71-74	54-50	73-66	73-85
Hradec Králové	50	šterkopísek	679-650	622-629	619-593	574-827
Veselí	21	šterkopísek	180-193	188-189	191-188	196-197
Halámky	22	šterkopísek	193-193	189-241	194-194	185-208
Františkov	32	šterkopísek	201-218	203-209	202-202	200-207
Florián - Písečná	20	galaciální šterkopísky	282-461	223-263	275-304	331-398
Ježířko u Kyzu	asi 100	křemencové pisky	27-88	32-88	31-82	57-114

Z naměřených hodnot je vidět velká variabilita naměřených hodnot specifické konduktivity. Absolutně nejnižší hodnoty, které ukazují na malé množství rozpuštěných látek, nalezneme u šumavských ledovcových jezer. Velmi nízkou konduktivitu mají i dystrofní jezera v rašelinách – organogenní jezera. Koncentrace rozpuštěných iontů jsou u organogenních jezer závislé na objemu vody v jezeře, to se ale v průběhu roku mění v závislosti na srážkách či na množství vody z tajícího sněhu a ledu. U všech jezer byla pozorována nejnižší specifická konduktivita na jaře, nejvyšších hodnot bylo dosaženo zpravidla na podzim, kdy byl nejnižší stav vody. Vyšší hodnoty konduktivity naměříme ve fluviálních jezerech, které jsou většinou hydraulicky propojeny s nedaleko tekoucí řekou vlivem velmi propustného podloží. Kvalita vody v řece tedy ovlivňuje kvalitu vody v jezeře, což dokazují výsledky prací ŠNAJDRA (2002), KLOUČKA (2002), CHALUPOVÉ (2003) a TURKA (2004). Hodnoty specifické konduktivity u mnoha zkoumaných antropogenních jezer jsou velmi variabilní, nejsou závislé na době ukončení těžby v příslušné lokalitě. Hlavní závislost lze vidět v podloží, ve kterém se jezera nacházejí. Nejnižší hodnoty konduktivity naměříme v žulových lomech a pískovnách, vyšší jsou ve vápencových oblastech. Absolutně nejvyšší hodnoty byly zaznamenány u jezer, která se nacházejí v oblastech relativně dobře rozpustných hornin – sádrovce a kaolinu. Zcela výjimečné jsou hodnoty specifické konduktivity u Hromnického jezera, které je pozůstatkem po těžbě vitriolových břidlic. Vliv konduktivity na teplotní zvrstvení vod českých jezer je podrobněji vysvětlen v následující kapitole.

#### **7.4. TEPLOTNÍ REŽIM ČESKÝCH JEZER**

Tepelný režim jezer je tvořen vzájemnou bilancí příjmu, výdeje a distribuce tepla vodním tělesem. Hlavním zdrojem tepelné energie, která je obsažená v určité nádrži nebo vodním toku, jsou sluneční radiace, geotermální zdroje ze zemského nitra a lidská činnost. Geotermální zdroj energie se uplatňuje v místech, kde dochází k vývěru horkých pramenů. Člověk ovlivňuje teplotní režim vody převážně u řek, které jsou teplotně znečišťovány vypouštěním vody např. z chladících systémů elektráren. (Např. jaderná elektrárna Poljarnyje Zory na poloostrově Kola je chlazená vodou z jezera Imandra a voda z ní vytékající zpět do jezera má teplotu 21,5°C, kdežto okolní jezerní voda měla ve vrcholném létě teplotu 14°C. Uvedené hodnoty byly zjištěny vlastním měřením při geografické exkurzi v roce 1998.) Ovšem podíl tohoto antropického zdroje tepla je i přes neustále se zvyšující význam prakticky zanedbatelný. Hlavním zdrojem tepla je tedy infračervená složka sluneční radiace, která je

absorbována převážně ve svrchní vrstvě vody. Nejteplejší je hladinová vrstva vody, do hloubky teplota vodních vrstev klesá (platí pro období, kdy jsou příjmy tepelné energie vyšší než výdaje). Teplotní režim je ovlivňován energií větru, pohyby vody, morfometrií jezerní pánve a ziskem a ztrátou tepla. Bilance tepla ve vodním prostředí je patrná z následující rovnice:

$$Q = Q_{SP} + Q_{SR} + Q_P + Q_W + Q_{Kon} - Q_E - Q_K - Q_R - Q_V \pm Q_D \pm Q_A$$

kde,

$Q_{SP}$  - přínos přímým slunečním zářením

$Q_{SR}$  - rozptýlené sluneční záření

$Q_P$  - teplejší přítoky

$Q_W$  - teplo vzniklé prací sil vnitřního tření ve vodě

$Q_{Kon}$  - teplo vzniklé kondenzací vodních par nad hladinou

$Q_E$  - ztráta výparem z vodní hladiny

$Q_K$  - ztráta konvekcí

$Q_R$  - ztráta vyzařováním z hladiny (např. za jasných nocí)

$Q_V$  - ztráta s odtékající vodou

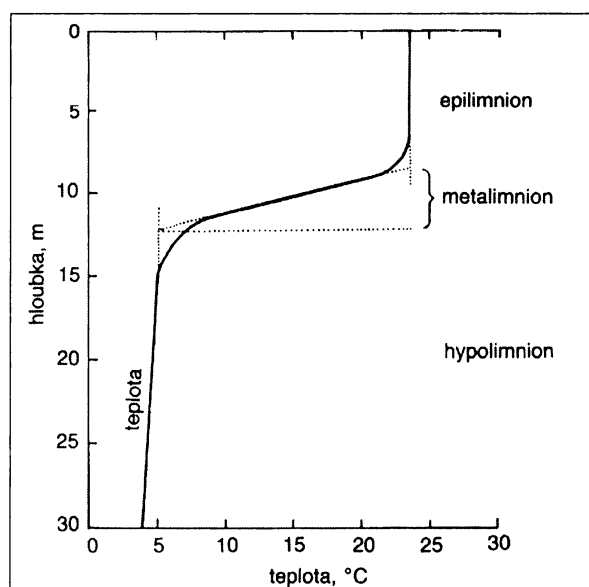
$Q_D$  - výměna mezi břehy a vodou

$Q_A$  - přínos nebo ztráta atmosférickými srážkami (upraveno podle DUB 1953, LELLÁK, KUBÍČEK 1992, WETZEL 2001, KALF 2002).

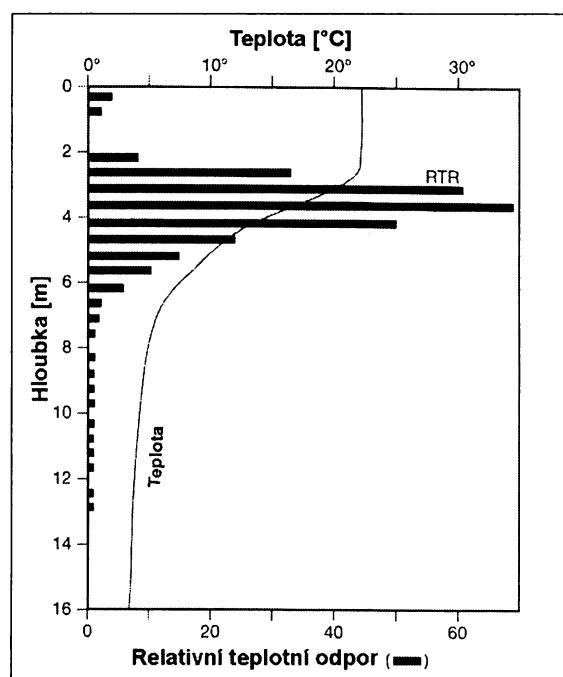
#### **7.4.1. Změny teplotního zvrstvení vody v průběhu roku u jezer mírného klimatického pásu**

Na konci zimy, kdy poměrně rychle odtaje ledová pokrývka jezera, získává voda velmi rychle teplotu maximální hustoty (4°C) a za přispění větru dochází k promíchávání vody ve vodním sloupci. Povrchové vodní vrstvy klesají do hloubky a vytlačují spodní vrstvy vody. Délka této jarní cirkulace (homotermie) je závislá na mnoha faktorech. WETZEL (2001) uvádí, že jezera menších rozměrů, která mají relativně malý objem akumulované vody, dobře chráněná před účinky větru (topografií terénu, vegetací), mohou být promíchávána pouze krátce, často během několika dní. Naproti tomu velká jezera se promíchávají týdny. Konečná teplota na konci cirkulace mělkých rozlehlých jezer může být mnohem vyšší než je teplota maximální hustoty vody (kolem 10°C). Cirkulaci obvykle zastaví bezvětorné a teplé období, kdy se zvýší teplota povrchové vrstvy vody, která znemožňuje další cirkulaci. Nastává tzv. přímé teplotní zvrstvení vody – letní stratifikace (obr. 139). Během ní je voda vertikálně

rozčleněna na 3 vrstvy. Hypolimnion je nejspodnější vrstva, jejíž teplota je závislá na konečné teplotě vody při jarní cirkulaci a v průběhu letní stratifikace se nepatrně mění. Epilimnion je nejsvrchnější vrstva vody v době letní stratifikace, je nejteplejší, dochází v ní k cirkulaci. Epilimnion doslova plave nad klidnou vrstvou hypolimnionu. Vrstva vody mezi epilimnionem a hypolimnionem se nazývá metalimnion a je charakteristická vysokým gradientem poklesu teploty vody s hloubkou (více než 1°C na 1 m hloubky). Její vymezení je patrné z obrázku 139. Termoklina je úroveň, vymezená hodnotou maximálního zmenšení teploty vody s hloubkou.



**Obrázek 139:** Typická letní teplotní stratifikace jezera s vyznačením vyvinutých vrstev: epilimnion, metalimnion a hypolimnion (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).



**Obrázek 140:** Letní teplotní stratifikace a relativní teplotní odolnost k míchání, která vyjadřuje poměr mezi změnou hustoty v příslušné hloubce a změnou hustoty mezi 4 a 5°C (upraveno podle KALF 2002).

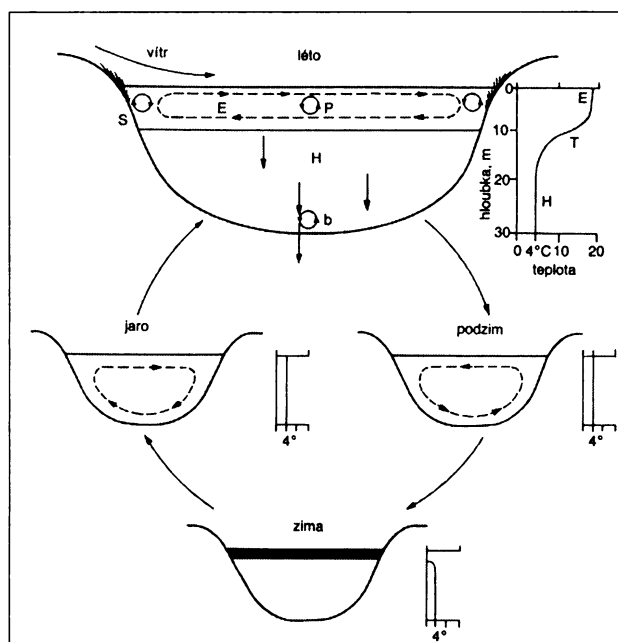
Stabilita letního zvrstvení je dána existencí metalimnionu, který se vzhledem k výrazné změně hustoty s měnící se teplotou vyznačuje velkým relativním teplotním odporem (viz obr. 140). Největší relativní teplotní odolnost mají vrstvy v blízkosti termokliny, tj. v oblasti největšího poklesu teploty s hloubkou. Ani silný vítr, který způsobuje konvekční proudění v epilimnionu nedokáže destabilizovat teplotní zvrstvení. Ovšem tyto rozdíly v hustotě vody nemusejí být vždy způsobeny změnou teploty. Změny v salinitě vody

kombinované se změnou teploty mají za následek vytvoření silné stabilizace teplotního zvrstvení (WETZEL 2001).

K promíchávání vody v epilimnionu dochází i v průběhu jednoho dne. Příkladem je typický teplý letní den, kdy intenzivní sluneční záření prohřívá svrchní vrstvu vodního sloupce, teplota s hloubkou nepatrně klesá, méně hustá voda leží nad hustější chladnější vodou. Večer a v noci obvykle převládá ztráta tepla hladinové vrstvy vody nad přínosem tepla. Začíná klesat povrchová teplota a tím se i voda vlivem rostoucí hustoty stává těžší a klesá do hloubek, kde se nachází stejně teplá a hustá voda. Současně je vzhůru vytlačována teplejší a lehčí voda, která se původně nacházela pod prohřátou svrchní vrstvou vody. Tímto střídavým oteplováním a ochlazováním svrchních vrstev vody vzniká tzv. konvekční vertikální proudění, kterým se promíchávají svrchní vrstvy vody. Tyto změny v málo mocné svrchní vrstvě mohou být způsobeny i vlivem změny místních meteorologických podmínek (zmenšení intenzity slunečního záření vlivem oblačnosti, chladný intenzivní déšť a pod.). Dalším činitelem, který výrazně přispívá k promíchávání vody ve stojatých vodách je vítr. Ten třením o hladinu vyvolává driftové horizontální proudy, které se u břehů stáčí v hlubších vrstvách do protisměru. Rychlost a mocnost promíchávání vody účinkem větru závisí na rychlosti a směru větru, rovněž na velikosti a orientaci jezera vůči směru větru. Větrné proudění výrazně ovlivňuje i vertikální promíchávání vody, jak bylo uvedeno výše.

Koncem letního období dochází u jezer mírného pásu k poklesu povrchové teploty vody, voda se postupně ochlazuje a klesá do hloubky. Postupně dojde k ochlazení metalimnionu, jeho zániku a k promíchání svrchních vrstev s vodou hypolimnionu. Rychlost podzimního promíchání (homotermie) celého vertikálního sloupce je opět závislá na mnoha faktorech, stejně jako při jarním míchání může u menších jezer proběhnou i v průběhu velmi krátké doby.

Když teplota vody dosáhne bodu maximální hustoty ( $4^{\circ}\text{C}$ ), může se za chladných klidných nocí velmi rychle začít tvořit led, protože povrchová vrstva vody již vlivem poklesu teploty nezvyšuje svoji hustotu a neklesá, ale právě naopak stává se lehčí a zůstává na hladině. Toto teplotní zvrstvení, kdy chladnější voda leží nad teplejší vodou o maximální hustotě, nazýváme inverzní stratifikací. Výše popsany roční cyklus změny teplotní stratifikace je patrný z obrázku 141.



**Obrázek 141:** Schéma sezónního cyklu teplotní stratifikace jezera mírného pásu (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992). Působení větru na hladinu v době letní stratifikace vyvolává horizontální cirkulaci vody v epilimnionu a výměnu živin mezi pelagiálem (P) a litorálem (S). Na dno a do hlubších vrstev vody sedimentují částice detritu a organismy, které do těchto míst přinášejí živiny, které mohou cirkulovat mezi dnovými sedimenty a vodou (b).

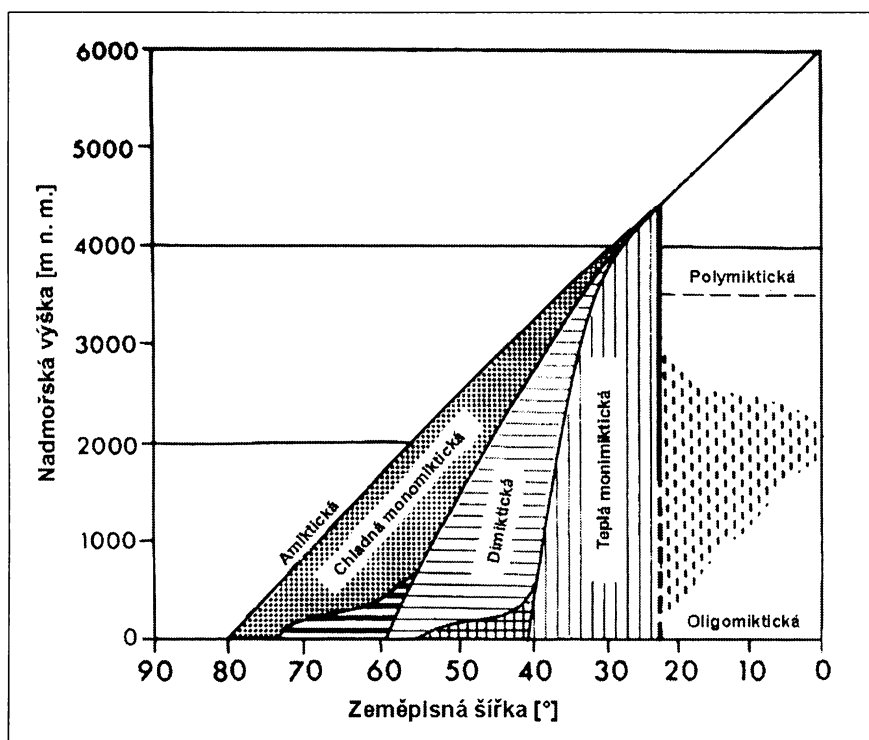
Takto výše popsaná jezera nazýváme jezery dimiktickými, dochází u nich v průběhu roku ke dvěma cirkulacím. Vzhledem k lokálním nebo regionálním variabilitám klimatu, různým morfometrickým charakteristikám jezer, rozdílnému chemickému a biologickému složení vody nalézáme zvláštnosti v teplotní stratifikaci. Často dochází zvláště v době po velkém míchání a ochlazení epilimnionu k vytvoření druhotného metalimnionu, vlivem intenzivního ohřívání svrchní vrstvy epilimnia. Obvykle toto období trvá velmi krátkou dobu, zánik tohoto zvrstvení epilimnionu je vázán na další změnu meteorologických podmínek (WETZEL 2001).

#### **7.4.2. Typy teplotních stratifikací**

Z předchozího textu vyplývá, že voda je ve vertikálním profilu rozvrstvena poměrně stabilně, k čemuž přispívají její fyzikální vlastnosti (hustota a viskozita), které se mění se změnou teploty. Teplotní stratifikace jezer se v průběhu roku mění v závislosti na klimatických podmínkách. Podle změn teplotní stratifikace v průběhu roku rozeznáváme několik typů stratifikací.

Zakladatel limnologie F. A. Forel klasifikoval jezera podle teplotních poměrů do tří skupin. Jezery mírnými (temperovanými) označil jezera, která se v průběhu roku dvakrát

promíchají při teplotě maximální hustoty vody. Tropická jezera jsou taková, jejichž voda nikdy nemá teplotu nižší než 4°C a jsou neustále stratifikována kromě krátké periody zimní cirkulace. Teplota vody polárních jezer nikdy nevystupuje nad 4°C a jsou stále inverzně stratifikována kromě krátké letní mixe. Tato klasifikace byla založena na základě změny teplotního režimu se změnou zeměpisné šířky. Lze však najít mnoho jezer v severním mírném klimatickém pásmu, která odpovídají definici tropických jezer. Proto byla vytvořena novější klasifikace Hutchinsona (1956), později upravena Lewisem v roce 1983 (KALFF 2002). Tato nová klasifikace dělí jezera do šesti základních teplotních typů (obr. 142).



**Obrázek 142:** Schéma rozložení teplotních typů v závislosti na zeměpisné šířce a nadmořské výšce. Nepopsané oblasti jsou přechodné (upraveno podle WETZEL 2001). Při zařazení jezera k příslušnému typu je zapotřebí rozlišovat mezi mělkými a hlubokými jezery.

Amiktická jezera jsou trvale zmrzlá, neprobíhá zde klasické promíchávání vody. Nacházíme je v Antarktické oblasti nebo v Grónsku, případně se vyskytují i ve velehorách. Mocnost ledu je udávána na 3,5-6 m. Teplo získávají spodní vody těchto jezer z vyhřívání břehů jezera nebo je zdrojem tepla záření pronikající skrz ledovou vrstvu.

Studená monomiktická jezera jsou větší část roku kryta ledovou vrstvou. Jsou míchána jednou ročně v letním období při teplotě 4°C nebo menší, kdy jsou leduprostá. Pravá studená monomiktická jezera musejí být hluboká, protože i ve vysokých zeměpisných šířkách může být povrchová teplota u mělkých jezer kolem 10°C.



Dimiktická jezera jsou charakteristická svými dvěma cirkulacemi na jaře a na podzim, v létě je v těchto jezerech vyvinuto přímé teplotní zvrstvení, v zimě inverzní teplotní zvrstvení. Detailně jim byla věnována kapitola 7.4.1. Kromě mírných šířek je nalezneme i ve vyšších horských polohách subtropických klimatických oblastí.

Teplá monomiktická jezera charakterizuje jedna cirkulace v zimním období při teplotě 4°C nebo vyšší, v letním období mají přímou teplotní stratifikaci. Jezera jsou po celý rok bez ledu.

Oligomiktická jezera jsou teplotně stratifikována, k ochlazení na teplotu cirkulace dochází jen ve vzácných případech. Jsou po celou dobu existence bez ledu.

Posledním typem jsou polymiktická jezera, která se promíchávají neustále nebo v určitých intervalech a dělí se na čtyři podskupiny:

a) Průběžně studená polymiktická jezera jsou pokryta ledem, v teplé sezóně ale roztávají a míchají se při teplotě blízké 4°C, cirkulace je v denních cyklech přerušena.

b) Nesouvisle studená polymiktická jezera jsou část roku zamrzlá, v letním období se míchají při teplotě blízké 4°C. Cirkulace je ale několikrát přerušena na několik dní či týdnů důsledkem meteorologických výkyvů.

c) Nesouvisle teplá polymiktická jsou celoročně bez ledu, většinou jsou mělká. Několikrát v průběhu roku dochází na několik dní či týdnů k přímé stratifikaci, po zbytek roku se promíchávají.

d) Průběžně teplá polymiktická jezera jsou jezera, která nikdy nezamrzají a neustále se promíchávají. Často se tato jezera promíchávají pouze v noci, kdy intenzivní vyzařování způsobí ztrátu tepla, které je dodáno opět při denním intenzivním slunečním záření (WETZEL 2001).

### **7.4.3. Meromiktní jezera**

Dimiktická jezera, jejichž roční chod teplot byl popsán v kapitole 7.4.1., jsou charakteristická dvěma cirkulacemi. Pokud dochází alespoň během jedné cirkulace k promísení celého vodního sloupce, jedná se o nádrž holomiktní. Z různých důvodů však k promíchání celého vodního sloupce nemusí dojít. Jezera, která se promíchávají pouze do určité hloubky nazýváme jezery meromiktními. Příčinou může být např. malá plocha hladiny jezera ve srovnání s hloubkou jezera (zde hovoříme o tzv. morfologicky podmíněné meromixi), vodní plocha může být také velmi dobře chráněna před účinky větru (topograficky

podmíněná meromixe) nebo je nedostatečné promíchávání vody způsobeno zvýšeným obsahem rozpuštěných solí v hypolimnionu (chemicky podmíněná meromixe).

Posledně jmenovaná chemická meromixe se poměrně často vyskytuje na některých českých antropogenních jezerech nebo dokonce na vodních nádržích. U těchto jezer je obvykle vytvořena chemická skočná vrstva zvaná chemoklina. Vrstva vody, která se nachází pod ní a nepodléhá totální vertikální cirkulaci vody, se označuje jako monimolimnion, pojmem mixolimnion označujeme vrstvu která se účastní cirkulace a je stratifikována (KALFF 2002).

Jak bylo uvedeno v kapitole 7.1.2.,  $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$  rozpuštěných solí ve vodě zvyšuje hustotu vody přibližně o hodnotu 0,00008. Tato změna měrné hustoty vody je velmi velká v porovnání se změnou hustoty, která je způsobena změnou teploty vody. Např. rozdíl v hustotě čisté vody v rozmezí teplot 4 až  $5^\circ\text{C}$  je 0,000008, abychom dosáhli stejné změny hustoty při konstantní teplotě, postačí přidání 10 mg solí do 1 litru vody. Změna množství rozpuštěných solí s hloubkou ve stratifikovaném jezeře je téměř vždy mnohem větší než  $10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ , ale ve většině jezer je gradient rozpuštěných solí nedostatečný ke snížení rovnováhy na úroveň, kde větrná energie nezpůsobí promíchání vody až ke dnu. Některá jezera se ale buď občasné nebo trvale projevují meromikticky v důsledku salinního gradientu.

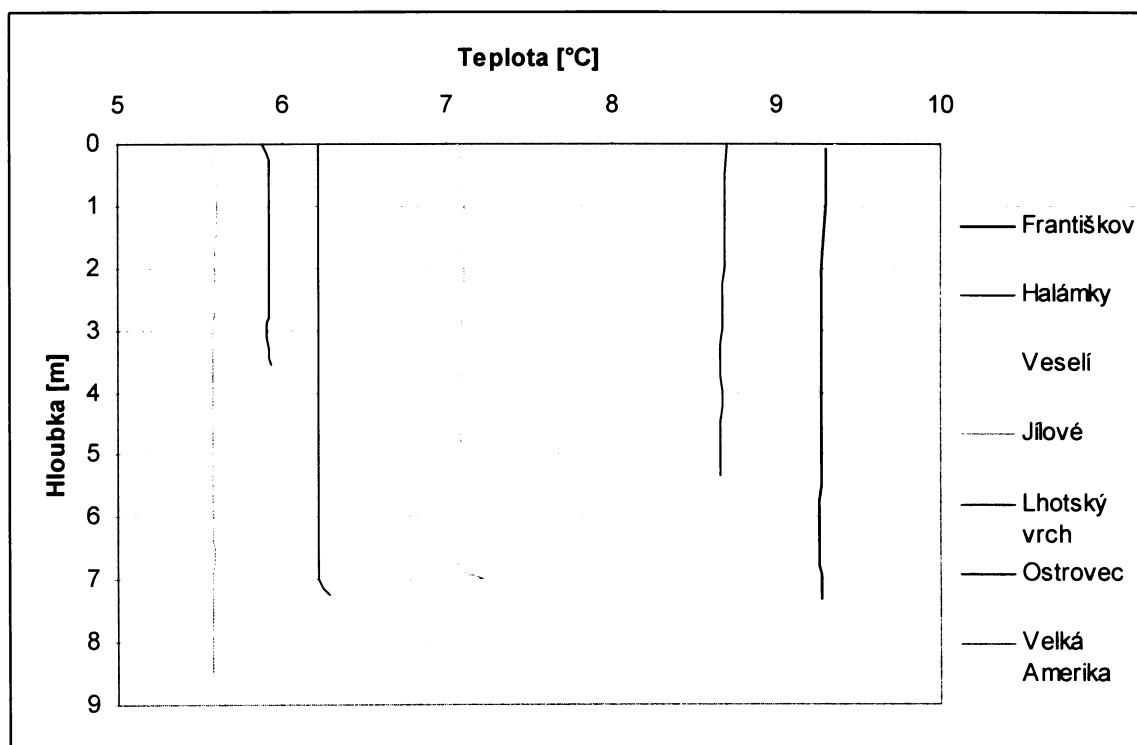
#### **7.4.4. Teplotní bariéra**

Jakmile u dimiktických jezer dojde k roztátí ledu, začíná období jarní cirkulace. U velmi hlubokých a rozlehlých jezer nebo u jezer, jejichž pánve jsou složitě členěny, dochází k velmi rychlému ohřívání mělkých příbřežních vod, které podporují teplejší vody z říčních přítoků. Dochází k formování tzv. teplotní bariéry (thermal bar) (KALFF 2002). Vzhledem k rozdílné hustotě obou typů vod se vzájemně nepromíchávají. Příkladem jezera, kde dochází k vývoji teplotní bariéry, je jezero Bajkal, kde k tání ledové pokrývky dochází v dubnu případně v květnu nebo až počátkem června, kdy říční voda má již mnohem vyšší teplotu než povrchové bajkalské vodní vrstvy. Formuje se zde hustotní a teplotní hranice mezi příbřežními vodami, kde začíná velmi intenzivní rozvoj planktonních organismů, a životem ochuzenými vodami volného jezera. Tato hranice se projevuje do hloubky 200-250 m, doba jejího trvání je obvykle 2-3 týdny. Dochází ke vzniku i tzv. podzimní teplotní bariéry, kterou způsobuje naopak přítok chladnější a méně husté vody obvykle v listopadu (SHIMARAEV 1996). Při takto vytvořené bariéře vznikají v Bajkalu hustotní proudy při dnu jezera, kdy voda má vyšší hustotu vlivem rozpuštěných solí a „sklouzává“ do velkých hloubek, kam přináší

kyslík. Tímto mechanismem dochází k výměně vody a přínosu kyslíku do velkých hloubek u hlubokých meromiktních jezer. Celý proces ale ještě není dokonale vysvětlen (HOHMANN 1997).

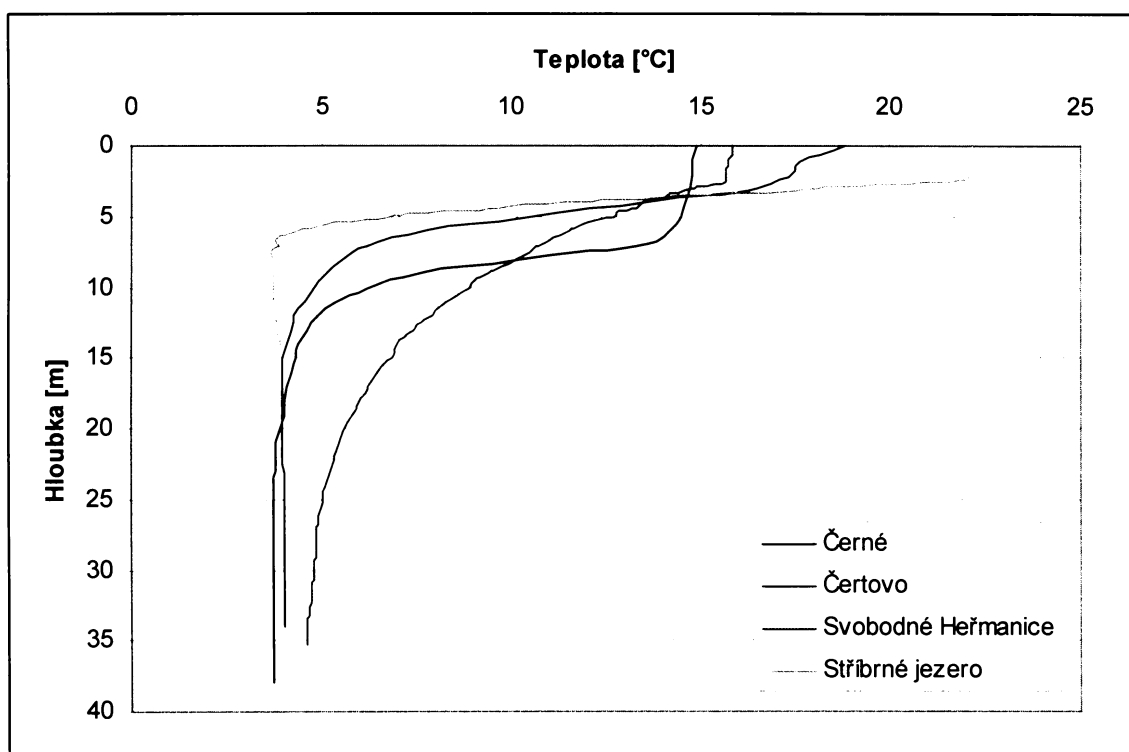
#### 7.4.5. Teplotní zvrstvení různých typů českých jezer

Vzhledem ke geografické poloze Česka a z výše uvedených poznatků z literární rešerše lze konstatovat, že naše jezera jsou dimiktická. Fáze jarního promíchávání vody mohou přitom nastávat od března do května, v závislosti na průběhu zimního období a na nadmořské výšce. Po většinou krátkém období jarní cirkulace nastává u hlubších jezer typické letní vertikální zvrstvení, které je následováno podzimním promícháváním vodních mas. To nastává zpravidla od října do listopadu a začíná probíhat již při teplotách kolem 8 – 10°C (obr. 143). Po něm následuje zimní obrácená stratifikace, při které zpravidla dochází k formování ledové pokrývky, která může u horských jezer trvat 5 až 6 měsíců. V průběhu zimní nepřímé stratifikace může docházet k periodickému roztátí a opětovnému zamrznutí vodní hladiny. Velmi významné období cirkulací se při terénních výzkumech nepodařilo pokaždé nalézt.

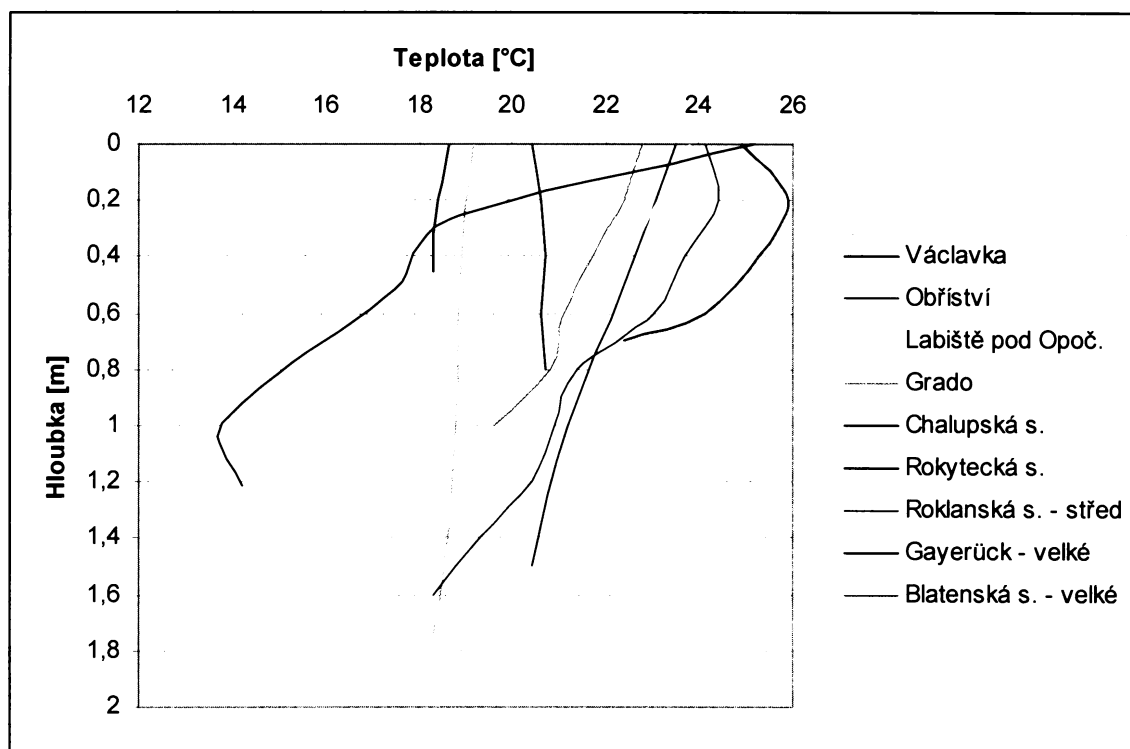


**Obrázek 143:** Vybraná holomiktní jezera při podzimní resp. jarní (Velká Amerika) cirkulaci. Promíchávání probíhá v rozmezí teplot 4 až 10°C.

Pokud bychom měli hledat zvláštnosti v teplotním režimu mezi různými genetickými typy jezer, budou hrát největší roli morfometrické parametry jezerních pánví, převážně pak hloubkové poměry. Velký vliv má také topografie okolního terénu, která způsobuje zastínění vodní hladiny a tím se zmenšuje přínos tepla. Na zastínění má vliv i charakter okolního porostu zvláště menších jezer, jejichž hladina může být vysokými stromy rovněž zastíněna. Pomineme-li plošně malé Mechové jezírko v Krkonoších a relativně mělké jezero Laka, jsou všechna ostatní ledovcová jezera dostatečně hluboká na to, aby se v nich vytvořilo typické letní zvrstvení s metalimnionem a hypolimnionem (obr. 144). Podobně je tomu z ostatních typů pouze u hlubokých antropogenních jezer (viz tab. 22 na str. 181). Všechna fluviální a organogenní jezera jsou holomiktní, ale v letním půlroce u nich vlivem jejich malé hloubky nedochází k typické letní stratifikaci (obr. 145). Jediné naše větší sesuvem hrazené Mladotické jezero nemá vlivem poměrně vysoké průtočnosti a relativně malé hloubky rovněž vyvinutý hypolimnion. Teplota zde u dna dosahuje v letních měsících kolem 11°C. Fyzikální vlastnosti vod krasových jezer nebyly zkoumány na žádné lokalitě.

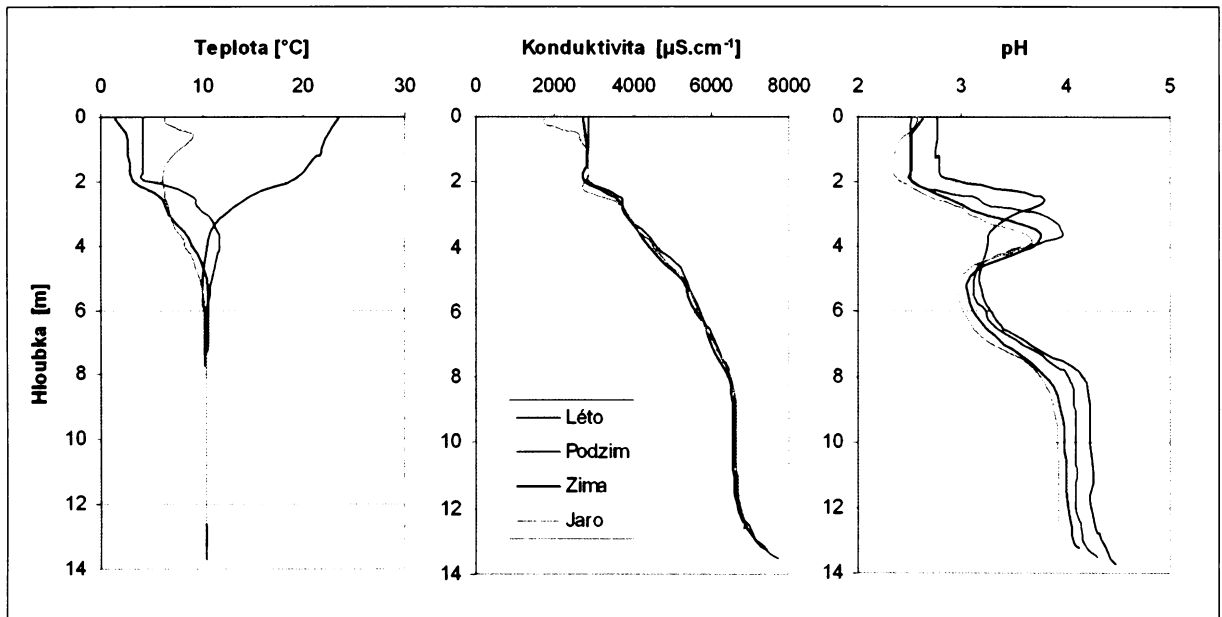


**Obrázek 144:** Typické letní zvrstvení vybraných jezer. Vertikálních profil Černého jezera jej zachycuje na konci léta, kdy se epilimnion začíná postupně ochlazovat. Na křivce Čertova jezera je vidět druhotná termoklina, která vznikla vlivem intenzivního slunečního záření ze bezvětří. Profil letní stagnace u jezera v lomu u Svobodných Heřmanic nebyl v době měření (červen) ještě zcela vyvinutý, ze stejného dne je profil Stříbrného jezera, které již vykazovalo typické letní zvrstvení.

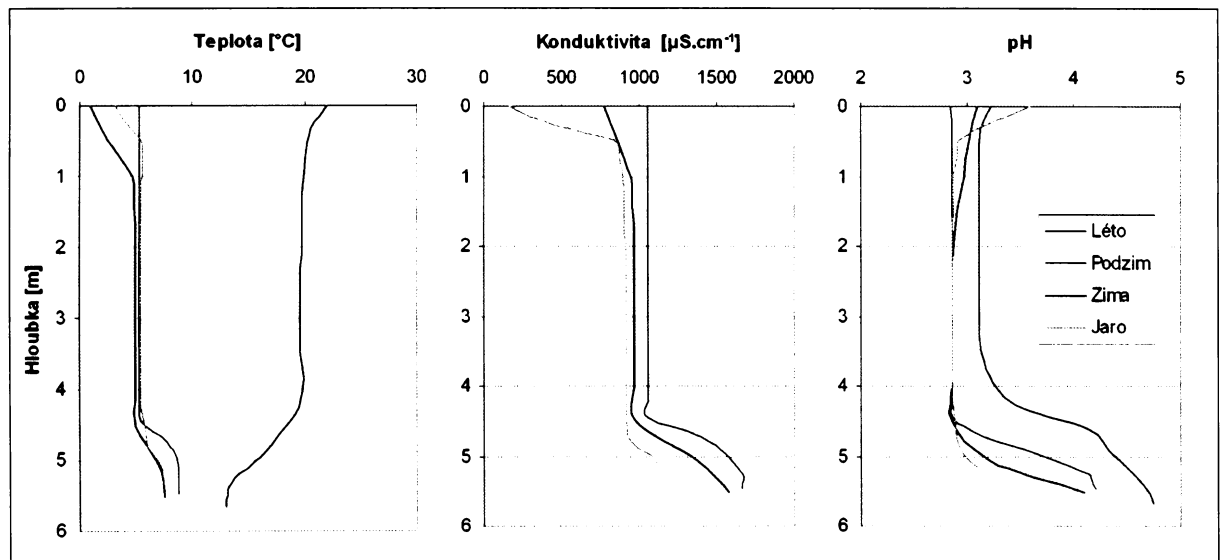


**Obrázek 145:** Letní teplotní zvrstvení vybraných fluviálních a organogenních jezer. Průběh teploty u jezera v Chalupské slati je dán termínem měření, které proběhlo 27.5. za velmi teplého dne. Intenzivní sluneční záření dokázalo prohřát svrchní cca 20 cm mocnou vrstvu vody o několik °C oproti níže ležící mase vody. Brzký termín měření zároveň ukazuje na nedostatečnou vyvinutost teplotního profilu, kdy hlubší vrstvy vody mají zatím teplotu kolem 14°C. Měření teploty na Rokytecké slati proběhlo v dopoledních hodinách, na profilu je patrný vzestup teploty s hloubkou, způsobený ztrátou tepla vyzařováním za jasné noci.

Některá zkoumaná antropogenní jezera jsou meromiktní a je u nich vyvinuta vrstva monimolimnionu ohraničená chemoklinou, která se v průběhu roku nepodílí na promíchávání vody. Celkem bylo jako meromiktní jezera klasifikováno 5 zkoumaných lokalit (viz tab. 22 na str. 181). Hromnické a Zelené jezírko jsou lokality vzniklé po těžbě vitriolových břidlic, jejich vody se vyznačují extrémně vysokými hodnotami konduktivity, která ukazuje na velké množství rozpuštěných látek (síranů), které obzvláště v dolních vrstvách výrazně zvyšují hustotu vody. Hloubka, do které se tato jezera promíchávají je cca 8 m u Hromnického jezera (mocnost monimolimnionu je 6 m – viz obr. 146), respektive 4,5 m u Zeleného jezírka (mocnost monimolimnionu je 1,4 m – viz obr. 147). U Zeleného jezírka byla chemoklina pozorována dokonce i vizuálně pomocí Secchiho kotouče. Ten byl dobře vidět až do hloubky 4,5 m, kde postupně zmizel do vizuálně těžko popsatelné „rosolovité“ zelenošedé vrstvy vody monimolimnionu.



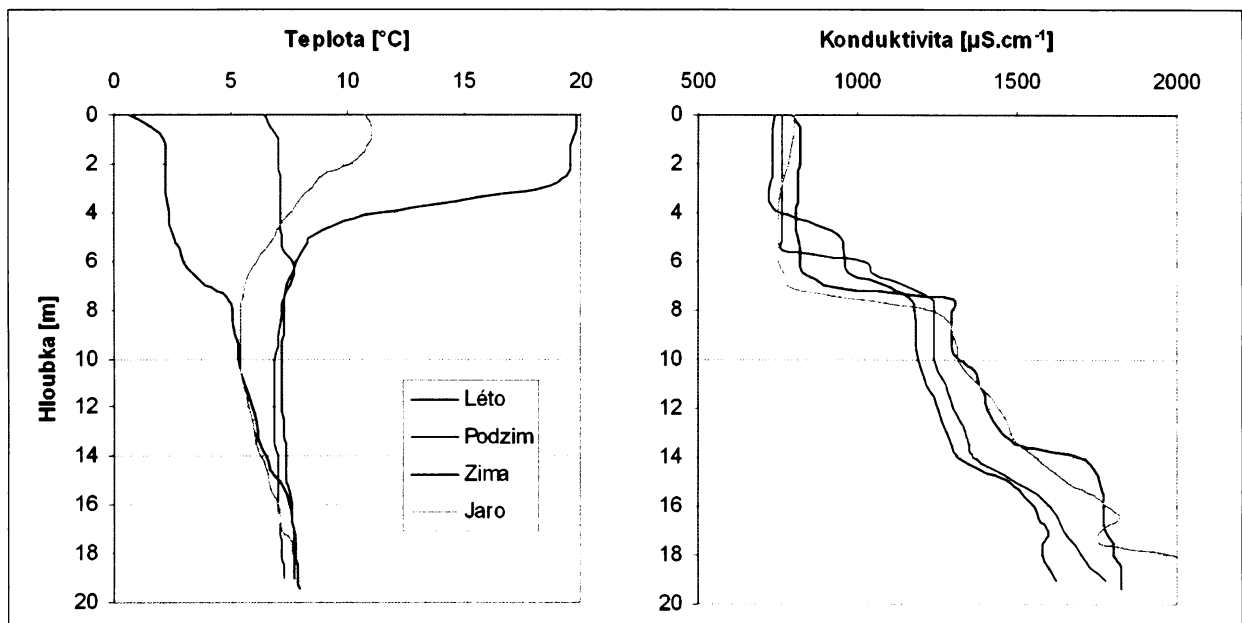
**Obrázek 146:** Vertikální profily teploty, konduktivity a pH Hromnického jezera. Teplota vody a konduktivita se v průběhu roku od hloubky 6 m nemění, stejný je i průběh pH, kde jsou poněkud odlišné pouze absolutní hodnoty, což je pravděpodobně dáno přesností měření. Povrchová vrstva vody (mixolimnion) vykazuje změny teplotního zvrstvení charakteristické pro jezera našeho klimatického pásu. Vyšší teplota monimolnionu je pravděpodobně způsobena chemickými reakcemi, které uvolňují teplo. Naměřená konduktivita u dna jezera odpovídá salinitě přibližně 4,5 ‰. Měření konduktivity v letním období se vlivem poruchy přístroje nepodařilo.



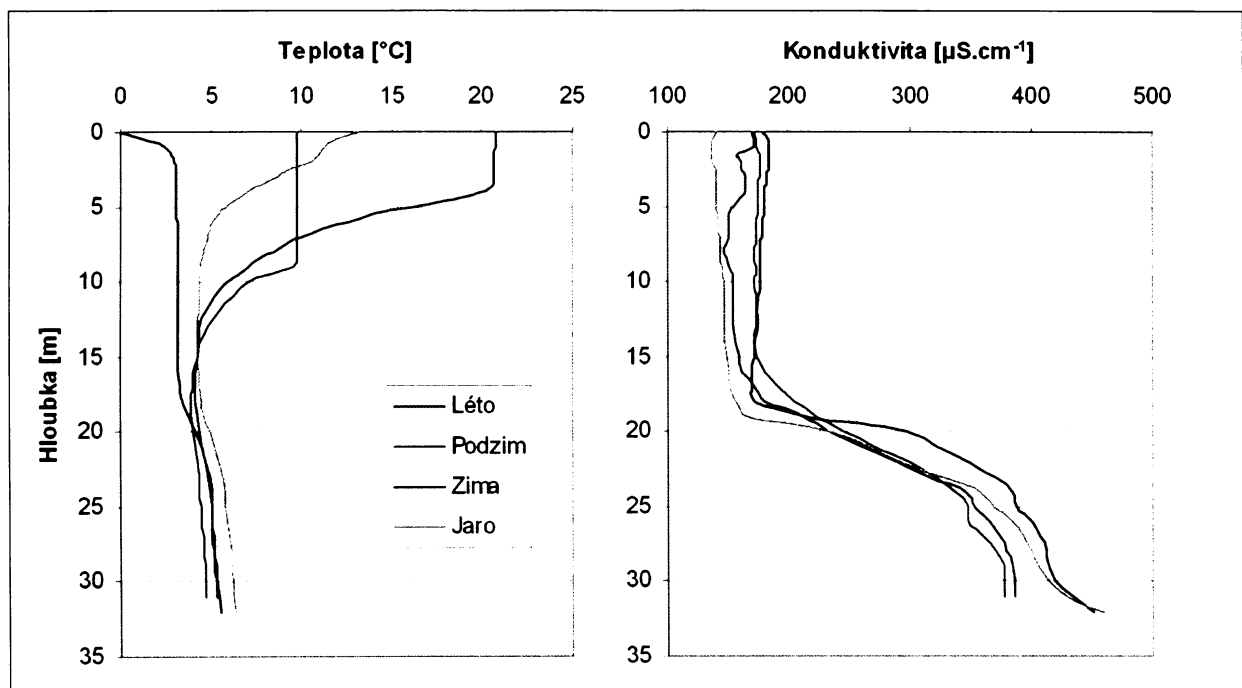
**Obrázek 147:** Vertikální profily teploty, konduktivity a pH Zeleného jezírka. Jak ukazují zobrazené parametry, chemoklina se nachází přibližně v hloubce 4,5 m. Vyšší teplota monimolnionu v letním období je pravděpodobně dána tepelnou energií slunečního záření, které vlivem vysoké průhlednosti vody (až na úroveň monimolnionu) a relativně malé hloubky proniká až k chemoklině. Teploty ve svrchní vrstvě vody byly v době od podzimu do jara vzácně vyrovnané. Za zmínku stojí hodnoty všech tří měřených parametrů v době jarního pozorování, které proběhlo při velkém oteplení těsně po rozmrznutí ledové pokrývky, kdy se v zastíněné části jezera nacházel ještě led. Svrchní vrstva vody pochází z roztátého sněhu a ledu (jeho mocnost v zimním období byla 20 cm), což je patrné hlavně z hodnoty konduktivity.

Dalším jezerem, kde je dobře vyvinutá vrstva monimolimnionu, je zatopený kaolinový lom u Čankova na Karlovarsku. V něm dochází k vertikální výměně vody pouze do hloubky asi 14 m (obr. 148). Hustší voda monimolimnionu má původ v poklesávající příbřežní vodě, která je minerálně více nasycená. To, že dochází se vzrůstající hloubkou k mírnému vzestupu teploty, způsobuje právě voda poklesávající podél svahu jezerní pánve, menší vliv mohou mít i mikroorganismy, které rozkládají odumřelou organickou hmotu za uvolňování reakčního tepla (WETZEL 2001). Jezero v zatopeném žulovém lomu Srní u Hlinska je stejně jako předchozí jezera meromiktní, přičemž hloubka chemokliny leží 18 m pod hladinou jezera (obr. 149). Od této hloubky je při všech ročních typech teplotního zvrstvení pozorován nepatrný nárůst teploty vody s hloubkou. Velká maximální hloubka (33 m) navíc způsobuje značnou setrvačnost v ochlazování vody v době přechodu z letní do zimní stratifikace.

Antropogenní jezero Vápenka je i přes své relativně malé velikostní parametry (viz tab. 12 na str. 146) velmi zajímavou lokalitou co do výzkumu fyzikálních vlastností vody. Jezero leží v bývalém vápencovém lomu a má silný přítok podzemní vody. Přebytečná voda odtéká uměle vybudovaným kanálkem a její množství se v průběhu roku měnilo. U jezera nebylo možné provést měření v době zimní stratifikace, neboť jezero nebylo nikdy dostatečně zamrzlé. Po prvním neúspěšném pokusu o vstup na zamrzlou hladinu byl učiněn druhý pokus po týdenním období silných mrazů, kdy noční teploty klesaly pod  $-10^{\circ}\text{C}$  a denní nevystoupily nad  $0^{\circ}\text{C}$ . Ani v tomto případě nebylo možné vstoupit na ledovou plochu, tvořenou kašovitou hmotou a asi jedním až dvěma centimetry čistého ledu. Lze tedy předpokládat, že tento silný přítok podzemní vody výrazně ovlivňuje i fyzikální parametry vody v jezeře. Našemu zjištění však odporuje ústní sdělení starosty obce Raspenava, na jejímž katastru se jezero nachází, že jezero běžně zamrzá. Jak je vidět z obrázku 150, nelze jednoznačně určit, zda je možné označit vrstvu vody u dna jako monimolimnion.

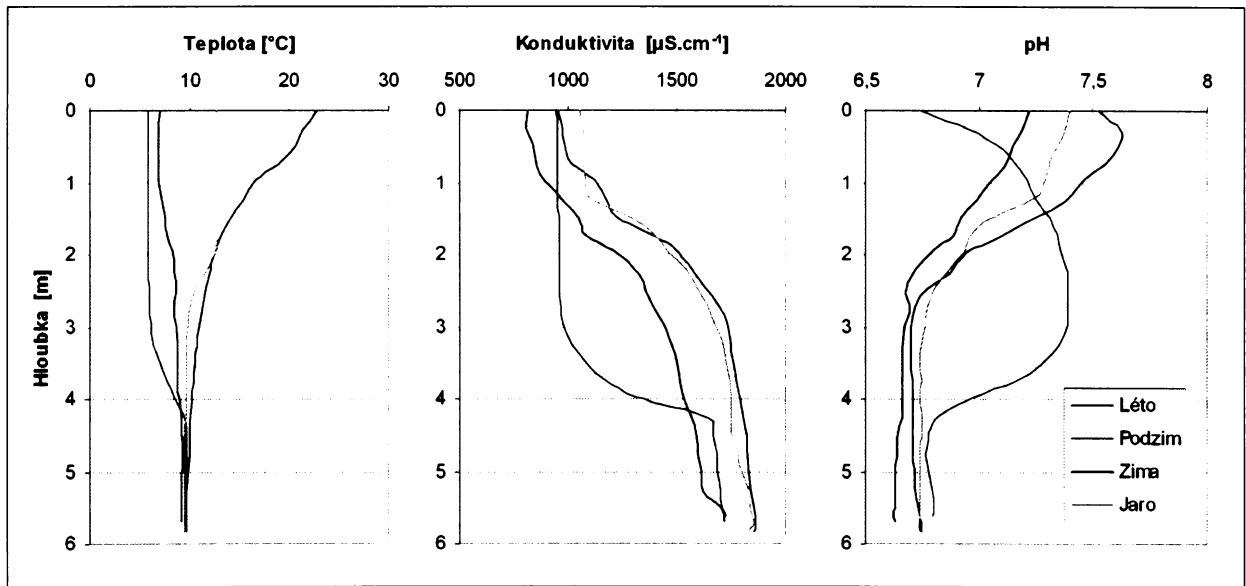


**Obrázek 148:** Vertikální profil teploty a konduktivity antropogenního jezera Čankov. Z průběhu obou křivek je dobře patrná poloha chemokliny v hloubce cca 14 m. Epilimnion měl v době letní stratifikace mocnost pouze 3 m, je to zřejmě způsobeno malou průhledností vody, která znemožňuje přínos tepelného záření do větších hloubek.



**Obrázek 149:** Vertikální profil teploty a konduktivity antropogenního jezera Smí. Z průběhu hodnot obou měřených parametrů je zřejmé, že vrstva monimolimnionu leží v hloubce asi 18 m. Epilimnion byl v letním období vyvinut do hloubky 4 m. V době podzimního měření bylo zachyceno promíchávání vody do hloubky asi 9 m. Dalšímu promíchávání bránila vyšší hustota vody pod úrovní 9 m způsobená výrazně klesající teplotou směrem do hloubky, která vznikla v době letního zvrstvení (metalimnion).





**Obrázek 150:** Vertikální profil teploty, konduktivity a pH jezera Vápenka. V jezeře je patrná vrstva vody ležící od hloubky 4,3 m níže, ovšem pouze teplota vody této vrstvy vykazuje v průběhu roku stejné hodnoty. Konduktivita a pH vody vykazují výrazné změny ve vertikálním profilu v hloubce cca 4,3 m pouze u podzimního měření. Nelze tedy s určitostí prohlásit, zda se jedná o meromiktní jezero.

**Tabulka 22:** Teplotní a kyslíkové poměry sledovaných jezer jednotlivých genetických typů.

Původ	Název lokality	Nadmořská výška [m n. m.]	Max. hloubka [m]	Holomiktní × meromiktní	Hloubka monimolimnionu [m]	Typické letní zvrstvení	Hloubka hypolimnionu [m]	Vertikální distribuce kyslíku*	
ledovcová	Černé j.	1008	40,1	holomiktní	-	ano	12	PH <sup>1)</sup>	
	Čertovo j.	1027	35,4	holomiktní	-	ano	8,5	NH <sup>1)</sup>	
	Plešné j.	1087	18,7	holomiktní	-	ano	11	n	
	Prášílské j.	1079	17,2	holomiktní	-	ano	?	n	
	Laka	1085	3,5	holomiktní	-	ne	-	n	
fluviaální	Mechové j.	937	1,2	holomiktní	-	ne	-	n	
	Obříství	158	1,6	holomiktní	-	ne	-	n	
	Labiště pod Opo.	210	2,5	holomiktní	-	ne	-	n	
	Doleháj	192	2,7	holomiktní	-	ne	-	n	
sesuv.	Libiš	159	2,6	holomiktní	-	ne	-	K	
	Mladotické j.	413	6,7	holomiktní	-	ne	-	K	
	organogenní	Velké Mechové j.	744	1,3	holomiktní	-	ne	-	K
		Roklanská s.vých	1090	1,7	holomiktní	-	ne	-	K
		Roklanská s.střed	1090	1,4	holomiktní	-	ne	-	K
		Gayerrück malé	1135	0,8	holomiktní	-	ne	-	K
		Gayerrück velké	1135	0,9	holomiktní	-	ne	-	K
		Blatenská s.velké	1245	1,05	holomiktní	-	ne	-	K
		Blatenská s.malé	1245	0,9	holomiktní	-	ne	-	K
		Rokytecká s.	1095	1,15	holomiktní	-	ne	-	K
		Mlynářská s.jih	1050	1,5	holomiktní	-	ne	-	K
		Mlynářská s.sev.	1030	1,0	holomiktní	-	ne	-	K
		Úpské raš.	1450	1,05	holomiktní	-	ne	-	K
		Na Čihadle horní	980	1,7	holomiktní	-	ne	-	K
Na Čihadle spod.		975	0,95	holomiktní	-	ne	-	K	
Velké Jeřábí j.	960	1,0	holomiktní	-	ne	-	K		
Chalupská s.	900	2,0	holomiktní	-	ne	-	K		
antropogenní	Velká Amerika	410	11,0	holomiktní	-	ne	-	O	
	Čimice	514	5,5	holomiktní	-	ne	-	PH	
	Vápenka	350	5,8	meromiktní?	4,5 ?	ne	-	PH	
	Jasenice	310	11,5	holomiktní	-	ano	7	PH	
	Výkleky	350	8,2	holomiktní	-	ne	-	O	
	Srní	630	33,0	meromiktní	18	ano	12	PH	
	Rampa – Žulová	351	20,6	holomiktní	-	ano	6	PH	
	Jílové – Držkov	550	7,0	holomiktní	-	ano	4,5	K	
	Lhotský vrch	547	7,6	holomiktní	-	ano	5	K	
	Ostrovec	448	3,8	holomiktní	-	ne	-	K	
	Čankov	405	19,2	meromiktní	14	ano	7	PH	
	Stříbmé j. Opava	260	14,1	holomiktní	-	ano	6	PH	
	Lom u Litvínova	360	11,9	holomiktní	-	ano	8	PH	
	Pelnář - Uhelná	306	6,4	holomiktní	-	ano	4,5	K	
	Svobodné Heřm.	460	35,1	holomiktní	-	ano	15	K	
	Stříbmé j. Fulnek	460	4,5	holomiktní	-	ano	2,5	K	
	Hromnické j.	380	14,0	meromiktní	8	ano	4	PH	
	Zelené j.	490	5,9	meromiktní	4,5	ne	-	K	
	Panská skála	580	2,5	holomiktní	-	ne	-	K	
	Hradec Králové	230	4,7	holomiktní	-	ne	-	K	
	Veselí	410	7,7	holomiktní	-	ne	-	K	
	Halámky	470	6,2	holomiktní	-	ne	-	K	
	Františkov	450	9,2	holomiktní	-	ano	5	K	
Florián - Písečná	397	3,9	holomiktní	-	ne	-	PH		
Jezírko u Kyzu	981	8,7	holomiktní	-	ano	6	K		

\* O – ortográdní křivka, K – klinográdní křivka, PH – pozitivně heterográdní, NH – negativně heterográdní, n – neměřeno. Vysvětlení pojmů je uvedeno v kapitole 7.5.2.

<sup>1)</sup> měřeno pouze do hloubky 10 m

## **7.5. KYSLÍKOVÉ POMĚRY VE VODÁCH ČESKÝCH JEZER**

Kyslíkový režim považujeme za jeden z nejdůležitějších faktorů vodních systémů, je nezbytný pro důležité chemické i biochemické procesy a reakce. Rozpuštěný kyslík spotřebovávají při dýchání bakterie, živočichové i rostliny. Obsah rozpuštěného kyslíku ve vodě pochází ze vzduchu a z fotosyntetické činnosti vodních rostlin. Množství kyslíku, získaného na základě rostlinné produkce, je závislé na několika faktorech. Jednak je to druh a množství makrovegetace a fytoplanktonu, délka a intenzita efektivního osvětlení a dostatek vhodných živin. Množství absorbovaného kyslíku přímou difúzí z ovzduší je závislé na velikosti styčné plochy vody a vzduchu, na barometrickém tlaku vzduchu, salinitě, pohybu a turbulenci povrchových vrstev vyvolaných větrem, velký vliv má teplota vody. S rostoucí salinitou klesá množství rozpuštěného kyslíku, v našich sladkých vodách je však pokles zanedbatelný.

### **7.5.1. Rozpustnost kyslíku ve vodě**

Rozhodujícím fyzikálním faktorem, který určuje koncentraci rozpuštěného kyslíku ve vodě, je teplota. S rostoucí teplotou klesá koncentrace rozpuštěného kyslíku, jak je patrné z tabulky 23. Destilovaná voda o teplotě 0°C může obsahovat asi 14,6 mg·l<sup>-1</sup> rozpuštěného kyslíku, zatímco voda např. tropických jezer o teplotě 25°C obsahuje pouze 8,3 mg·l<sup>-1</sup> rozpuštěného kyslíku. Rozpustnost jakéhokoli plynu je přímo úměrná jeho tlaku a řídí se Henryho zákonem. Rozpustnost kyslíku je tedy přímo úměrná atmosférickému a hydrostatickému tlaku. Atmosférický tlak klesá s nadmořskou výškou (tab. 24), hydrostatický tlak znatelně roste se zvětšující se hloubkou v hlubokých jezerech. Jak bylo uvedeno výše, množství rozpuštěného kyslíku je závislé i na salinitě vody. Mořská voda o salinitě 35 ‰ obsahuje o přibližně 20 % méně rozpuštěného kyslíku než destilovaná voda o stejné teplotě. Ještě patrnější je tento rozdíl např. u extrémně slané Mrtvého moře, kde voda o salinitě 345 ‰ a teplotě 25°C může obsahovat pouze 1,45 mg·l<sup>-1</sup> rozpuštěného kyslíku (KALFF 2002).

Množství rozpuštěného kyslíku ve vodě vyjadřujeme v mg·l<sup>-1</sup>, používá se i vyjádření procentuálního nasycení. Množství rozpuštěného kyslíku ve vodě, které je v rovnováze s atmosférou při dané teplotě, tlaku a salinitě se nazývá rovnovážná koncentrace. Koncentrace naměřená v přirozených podmínkách se vyjadřuje jako procento z této hodnoty. Tak například vnitrozemská sladkovodní nádrž na úrovni hladiny moře by měla obsahovat 9,09 mg·l<sup>-1</sup> O<sub>2</sub>. Pokud naměříme skutečnou koncentraci rozpuštěného kyslíku 7,02 mg·l<sup>-1</sup>, je voda nasycena

na 77 %, pokud naměříme  $10,31 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$  je nasycení 113 %. Pokud se nacházíme v nadmořské výšce 1000 m n. m., pak při teplotě vody  $20^\circ\text{C}$  by měla tato obsahovat  $8,06 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$  ( $9,09 \times 0,887$ ), takže naměřené koncentrace  $7,02$  resp.  $10,31 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$  znamenají nasycení 87 % resp. 128 % (KALFF 2002).

**Tabulka 23:** Koncentrace rozpuštěného kyslíku (DO) v čisté vodě za atmosférického tlaku 760 mm Hg = 1013,24 hPa (BENSON, KRAUSE 1980).

Teplota [°C]	DO [mg·l <sup>-1</sup> ]	Teplota [°C]	DO [mg·l <sup>-1</sup> ]	Teplota [°C]	DO [mg·l <sup>-1</sup> ]
0	14,621	14	10,306	28	7,827
1	14,216	15	10,084	29	7,691
2	13,829	16	9,870	30	7,558
3	13,460	17	9,665	31	7,430
4	13,107	18	9,467	32	7,305
5	12,770	19	9,276	33	7,183
6	12,447	20	9,092	34	7,065
7	12,138	21	8,914	35	6,949
8	11,843	22	8,743	36	6,837
9	11,559	23	8,578	37	6,727
10	11,288	24	8,418	38	6,620
11	11,027	25	8,263	39	6,515
12	10,777	26	8,113	40	6,412
13	10,537	27	7,968		

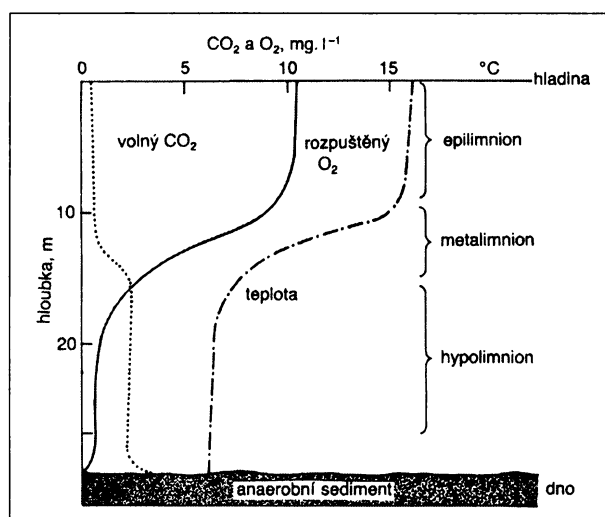
**Tabulka 24:** Tlakový korekční koeficient pro různé nadmořské výšky (MORTIMER 1981).

Nadmořská výška [m n.m.]	Tlak [mm Hg]	Korekční faktor
0	760	1,000
500	714	0,942
1000	671	0,887
1500	632	0,836
2000	594	0,785
2500	560	0,735
3000	526	0,692

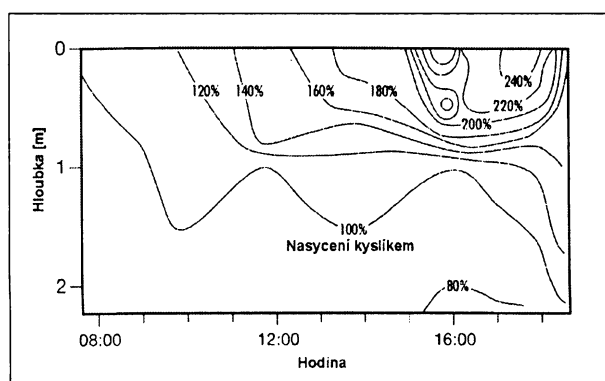
### 7.5.2. Denní a sezónní změny koncentrace a distribuce rozpuštěného kyslíku ve vodě českých jezer

Změny koncentrace rozpuštěného kyslíku jsou převážně způsobeny změnami fotosyntetické produkce a respirací. Jak je patrné z obrázku 137 na str. 160, množství světla potřebného pro fotosyntézu s klesající hloubkou klesá. Prosvětlená vrstva, ve které převládá hrubá fotosyntéza primárních producentů (fytoplanktonu, bentických řas, ponořených makrofyt – uvolňují do prostředí kyslík a produkují organickou hmotu) nad jejich respirací, se nazývá eufotická vrstva. Naproti tomu v afotické vrstvě, kam dopadá méně než 1 % množství fotosynteticky aktivního záření, které dopadá na hladinu, nemohou tito primární producenti trvale existovat a jejich respirace převažuje nad hrubou fotosyntézou (obr. 151). Změna výšky

slunce a s tím související pokles intenzity slunečního záření v průběhu jednoho dne, mají za následek tzv. diurnální změny koncentrace rozpuštěného kyslíku ve vodě (obr. 152), protože s úbytkem slunečního záření klesá intenzita fotosyntézy, přičemž v noci neprobíhá fotosyntéza vůbec. Denní změny koncentrace kyslíku se projevují v epilimnionu a litorálu eutrofních nádrží, případně v bažinatých oblastech, které jsou hustě porostlé vegetací. Maximální koncentrace je dosahována obvykle v pozdním odpoledni, kdy může dojít k výraznému přesycení vody rozpuštěným kyslíkem. Během noci rostliny a živočichové spotřebovávají kyslík dýcháním a dochází opět k poklesu  $O_2$  ve vodě. Kromě dýchání živočichů a rostlin je kyslík spotřebováván také při rozkladu organické hmoty bakteriemi, přítokem podzemních vod s nízkým obsahem  $O_2$  a vzestupem teploty. Koncentraci rozpuštěného kyslíku také výrazně snižuje průchod bublin ostatních plynů vodním sloupcem (WETZEL 2001).

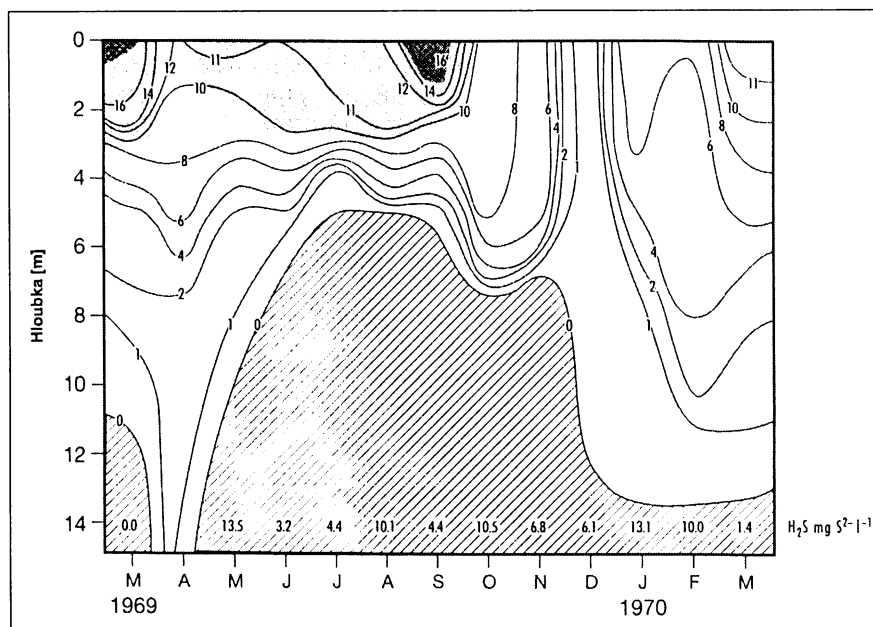


**Obrázek 151:** Typický průběh vertikální stratifikace rozpuštěného kyslíku, oxidu uhličitého a teploty v době letní stagnace. Jedná se o jezero s vysokou produktivitou, kde v hypolimnionu převládá respirace a tudíž je zde deficit rozpuštěného  $O_2$  a zvyšuje se množství  $CO_2$  (LELLÁK, KUBÍČEK 1992).



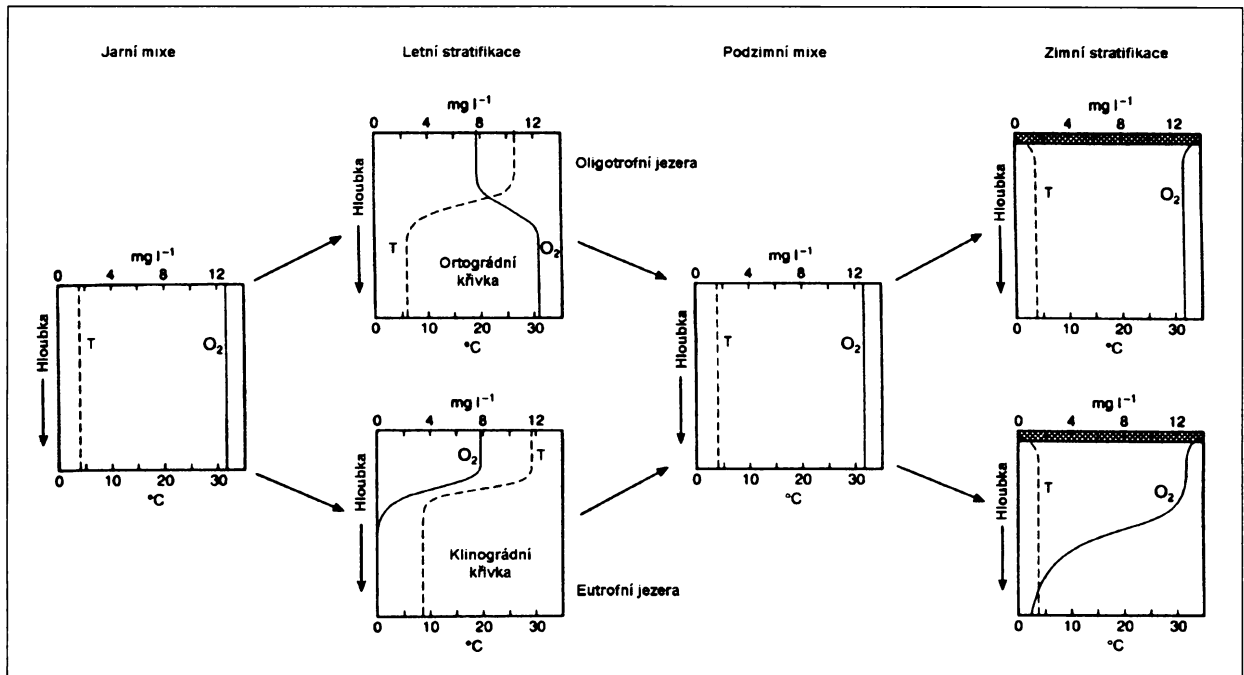
**Obrázek 152:** Denní kolísání koncentrace  $O_2$  (procentuální nasycení, interval 20 %) v mělkém hypereutrofním jezeře George (upraveno podle KALFF 2002).

V důsledku kvalitativních změn faktorů, které ovlivňují množství rozpuštěného kyslíku ve vodě, dochází ve vodách ke změnám koncentrace v průběhu celého roku (obr. 153).

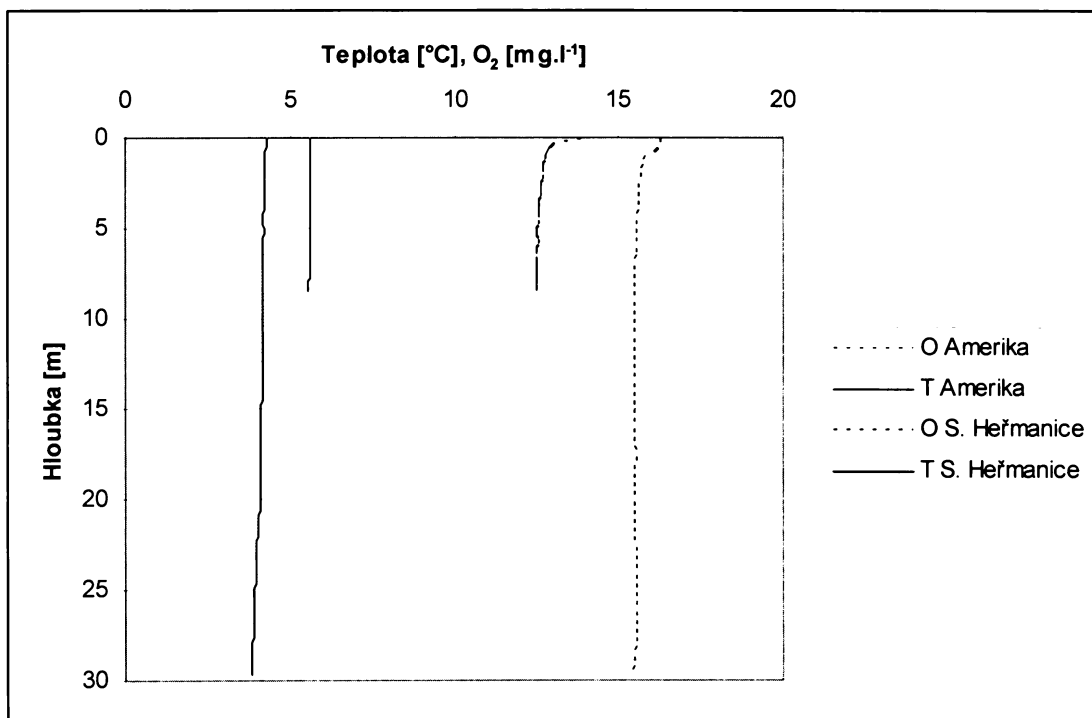


**Obrázek 153:** Sezónní změny koncentrace rozpuštěného kyslíku a sulfanu v eutrofním Rotsee (Švýcarsko). Nejvyšší koncentrace kyslíku (150 % nasycení) nastávají v březnu a ve vrcholném létě s rozvojem vodního květu. Šrafovaná oblast grafu vyznačuje anoxickou oblast hypolimnionu, jezero je promícháno pouze jedenkrát v roce (upraveno podle KALFF 2002).

Difúze plynů do vodního prostředí je velmi pomalý proces, je zapotřebí co největší cirkulace vody, která nastává v období homotermií (jarního a podzimního období mixe) a v letním období v epilimnionech stratifikovaných nádrží. Roční změny vertikálního zvrstvení rozpuštěného kyslíku jsou patrné z obrázku 154. V době jarní cirkulace je ideální stav takový, že teplota v celém vodním sloupci je konstantní ( $4^{\circ}C$ ), stejně tak i množství rozpuštěného kyslíku, které by na úrovni hladiny moře mělo mít hodnotu  $12 - 13\ mg\ l^{-1}$  (viz obr. 155). Odchyłky v množství kyslíku jsou obvyklé a jsou způsobeny fotosyntetickou produkcí, která se projevuje přesycením vody rozpuštěným kyslíkem, přičemž přebytečný kyslík uniká do atmosféry. Eventuálně může dojít k situaci, kdy spotřeba kyslíku při biochemické oxidaci způsobuje nižší nasycení. Mělké podhladinové vrstvy vody dystrofních organogenních jezer, které obsahují velké množství rozpuštěných organických látek, jsou často znatelně nenasycené rozpuštěným kyslíkem (WETZEL 2001).



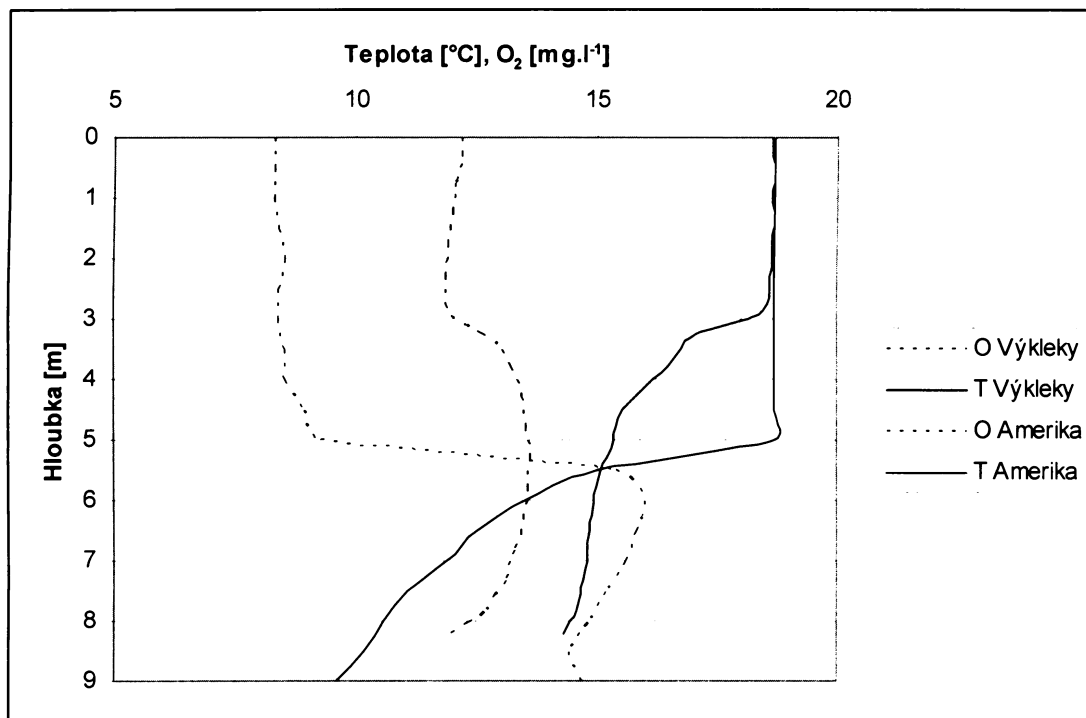
**Obrázek 154:** Ideální vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku ve čtyřech hlavních fázích oligotrofních a eutrofních dimiktických jezer (upraveno podle WETZEL 2001).



**Obrázek 155:** Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na jezerech Velká Amerika a Svobodné Heřmanice v době jarní cirkulace.

Vertikální zvrstvení O<sub>2</sub> ve vodních nádržích v době letní stagnace je závislé na stupni trofie lokality. Oligotrofní jezera mají množství rozpuštěného kyslíku regulované v závislosti na fyzikálních vlastnostech vody. Se vzrůstající teplotou epilimnionu klesá koncentrace O<sub>2</sub>,

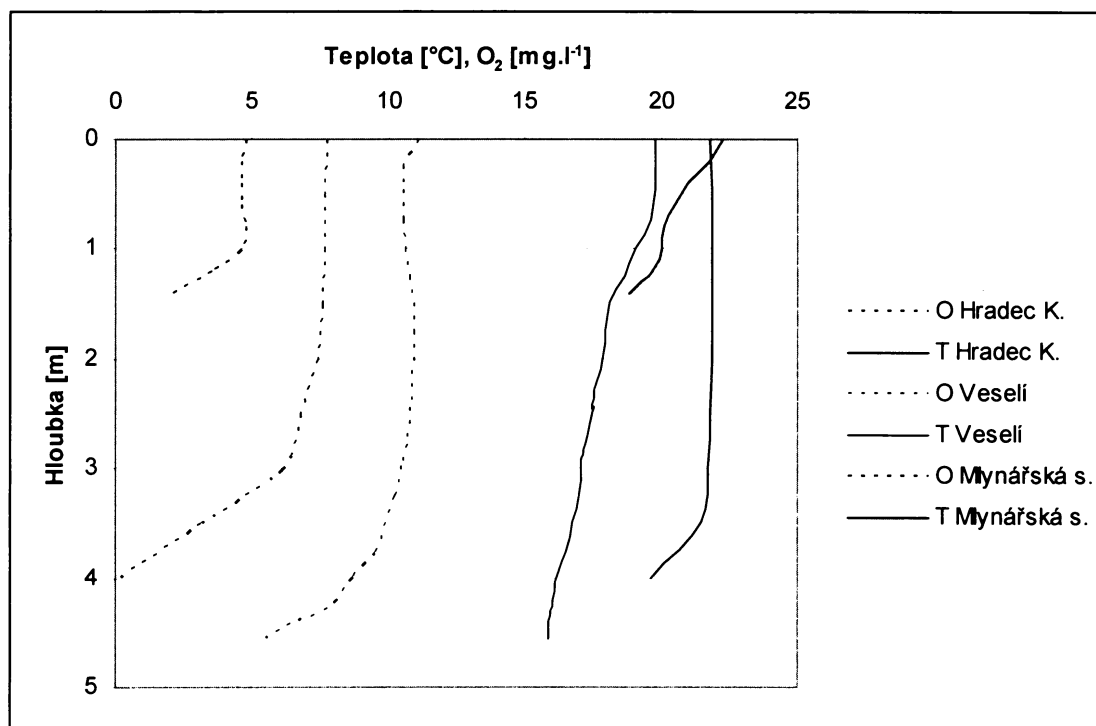
naproti tomu v metalimnionu a hypolimnionu, kde je teplota nižší, je koncentrace  $O_2$  vyšší, přičemž množství  $O_2$  je zde podobné jako při jarním míchání. Tomuto vertikálnímu zvrstvení  $O_2$  se říká ortográdní distribuce (viz obr. 154 nahoře). Ideální ortográdní křivku ale nalezneme pouze v extrémně neproduktivních jezerech nebo v době ranné letní teplotní stratifikace (WETZEL 2001). Z našich jezer lze za ortográdní křivku považovat zvrstvení  $O_2$  pouze u jezer v bývalých lomech Velká Amerika a Výkleky (obr. 156).



**Obrázek 156:** Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na jezerech Velká Amerika a Výkleky v době letní teplotní stratifikace.

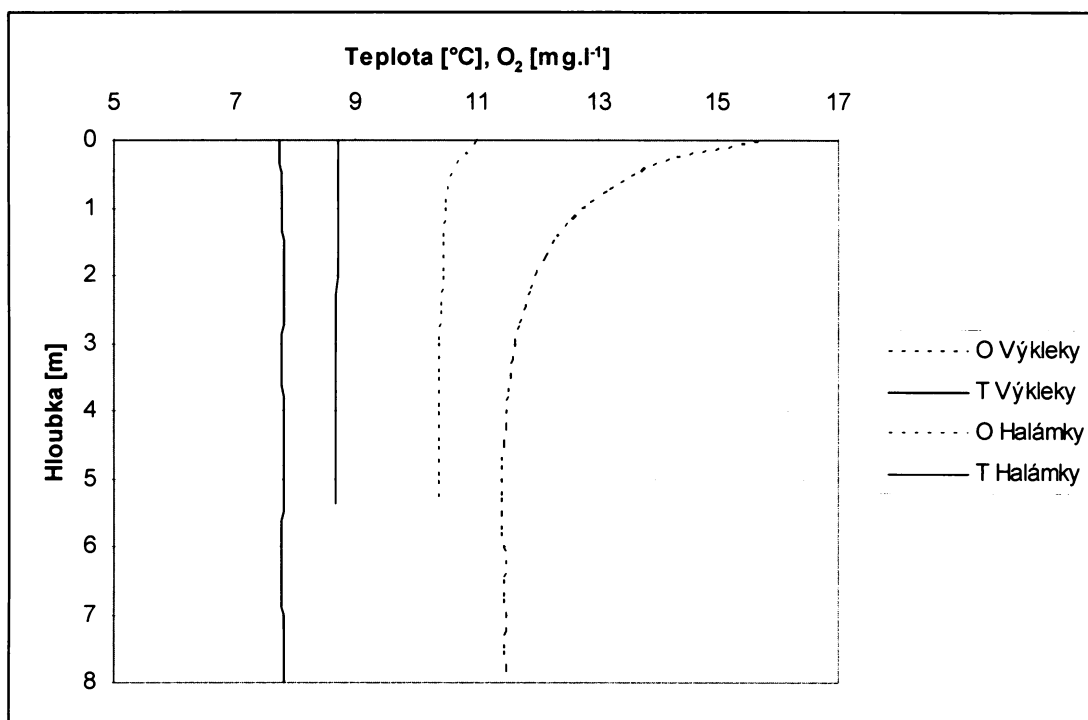
Jiná je situace u eutrofních jezer, kde do hypolimnií těchto jezer přichází daleko větší množství organické hmoty z produktivního epilimnionu. V hypolimnionu tak probíhá biologická oxidace, při které dochází ke spotřebě rozpuštěného kyslíku. Hypolimnion těchto jezer je často anaerobní. Průběh změny nasycení vody rozpuštěným kyslíkem ve vertikálním sloupci těchto jezer označujeme jako klinográdní křivku (viz obr. 157). V různých typech jezer dochází ke spotřebě kyslíku několika mechanismy. U velkých a hlubokých jezer převládá bakteriální respirace organického materiálu, který je fytoplanktonního původu. U mělkých nádrží s velkým přísunem allochtonní organické hmoty dominuje ve spotřebě kyslíku dekompozice této hmoty. Dystrofní organogenní jezera, charakteristická vysokým přísunem huminových látek, spotřebovávají rozpuštěný kyslík na chemickou oxidaci (WETZEL 2001).





**Obrázek 157:** Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na zatopených pískovnách Hradec Králové, Veselí a v organogenním jezírku na Mlynářské slati v době letní teplotní stratifikace. Klinográdní zvrstvení O<sub>2</sub> bylo nalezeno na mnoha dalších lokalitách, viz tab. 22 na str. 181.

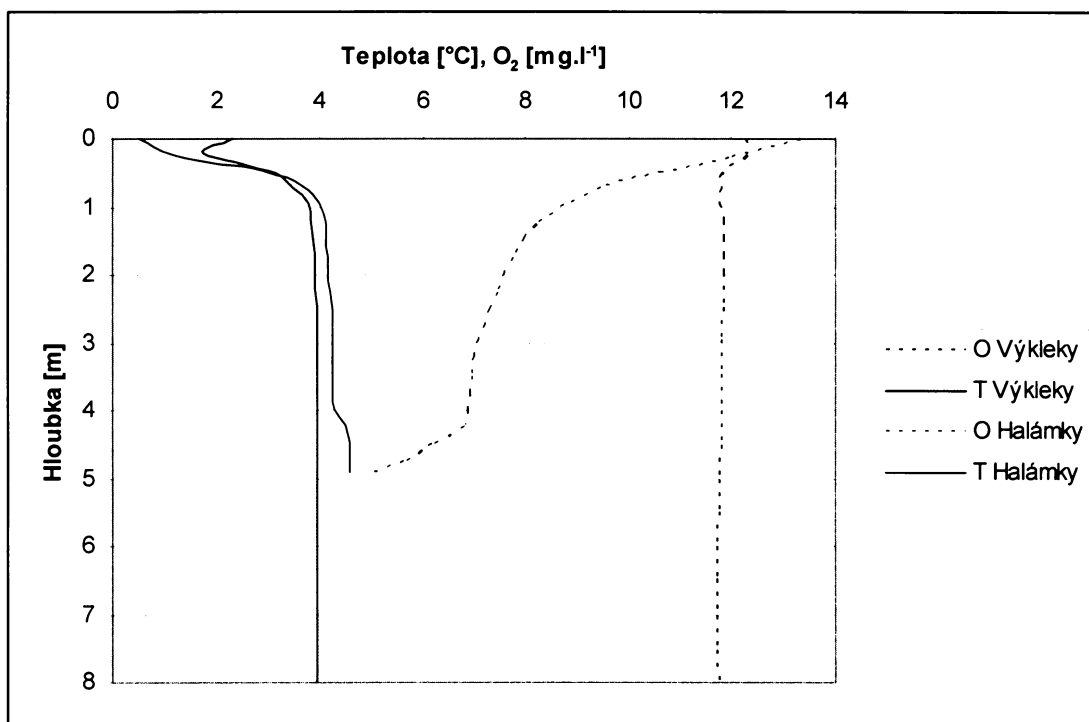
V době podzimní cirkulace dochází postupně k prokysličování celého vodního sloupce, takže vertikální zvrstvení O<sub>2</sub> je v ideálním případě stejné jako v období jarní cirkulace (viz obr. 154). Na obrázku 158 je zachyceno vertikální zvrstvení rozpuštěného kyslíku na lokalitách Výkleky (oligotrofní až mezotrofní zatopený lom) a Halámky (eutrofní zatopená pískovna). Jezero Výkleky se v době měření promíchávalo při teplotě 7,7°C, ale koncentrace rozpuštěného kyslíku jsou vyšší než by odpovídalo teplotě vody. Je to způsobeno velmi silným trvalým větrem, který způsobil výrazné okysličení nejen povrchové vrstvy vody, ale i celého vodního sloupce vzhledem k intenzivní cirkulaci. Na lokalitě Halámky probíhalo podzimní promíchávání za teploty 8,7°C, takže množství kyslíku bylo prakticky na maximálním možném nasycení vzhledem k nadmořské výšce jezera.



**Obrázek 158:** Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na lokalitách Výkleky a Halámky v době podzimního promíchávání vodního sloupce. Naměřené hodnoty na lokalitě Výkleky byly výrazně ovlivněny silným dlouhotrvajícím větrem.

V období zimní stagnace vodních mas můžeme opět vidět rozdíl v koncentraci rozpuštěného kyslíku mezi oligotrofními a eutrofními jezery (viz obr. 154). Eutrofní jezera mají i v zimním období určitý přínos kyslíku vlivem fotosyntézy, která je samozřejmě daleko méně intenzivní, velikost produkce kyslíku závisí na aktuální mocnosti a struktuře ledu, případně sněhové pokrývce. Na konci zimy bývá zpravidla fotosyntetická produkce vyšší (WETZEL 2001). Dýchání a oxidace snižují koncentraci kyslíku s klesající hloubkou podobně jako v letním období, ovšem vzhledem k nižší teplotě (4°C), je poměr poklesu nižší. Litorální vody mohou být v zimním období nepatrně prohřívány slunečním zářením, které proniká skrz led. Tato teplejší a tudíž nepatrně hustší a těžší voda pomalu klesá ke dnu a předává tak v sobě rozpuštěný kyslík povrchu sedimentů, kde je spotřebován na rozkladné procesy. Pokud koncentrace kyslíku poklesne pod 2 mg.l<sup>-1</sup>, dochází k masovému úhynu ryb a zooplanktonu. Typické zimní zvrstvení rozpuštěného kyslíku ukazuje obrázek 159. Jak už bylo ukázáno výše, lokalita Výkleky je oligotrofní až mezotrofní, proto i průběh zvrstvení tomu odpovídá. S klesající hloubkou se téměř nemění koncentrace rozpuštěného kyslíku. Za povšimnutí stojí teplejší vrstvička vody těsně pod ledem, kde je teplota vyšší zřejmě vlivem slunečního záření, které pronikalo skrz nezasněžený led a ohřívalo pod ledovou vrstvou vody. Vlivem fotosyntézy fytoplanktonu je zde i nepatrně vyšší obsah rozpuštěného kyslíku. Vertikální profil O<sub>2</sub> na

lokality Halámky představuje typické zvrstvení eutrofních jezer, které nalezneme na většině českých jezer, tedy poměrně výrazný úbytek koncentrace kyslíku s rostoucí hloubkou.



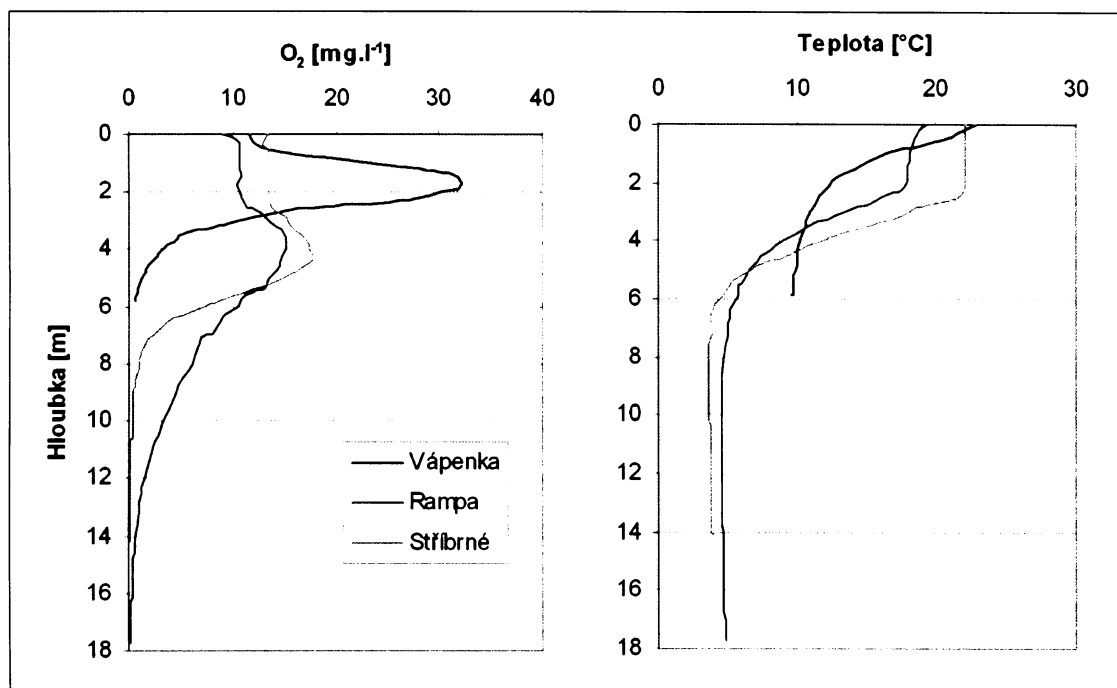
**Obrázek 159:** Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na lokalitách Výkleky a Halámky v době zimní stratifikace.

### 7.5.3. Nepravidelnosti v kyslíkovém režimu českých jezer

Nepravidelnosti v rozložení rozpuštěného kyslíku najdeme jak ve vertikálním, tak v horizontálním směru. Nejběžnější anomálií je tzv. pozitivní heterográdní průběh křivky (pozitivně heterográdní distribuce) obsahu kyslíku ve vertikálním sloupci. Maximální koncentrace O<sub>2</sub> se nacházejí v metalimniu, hovoříme o tzv. metalimnetickém maximu. Je to důsledek toho, že zde (v metalimnionu) dochází k soustředění fotosyntetizujících sinic nebo řas, které se vyvíjejí rychleji než sedimentují. Nalézáme zde druhy, které nejrychleji rostou při relativně nízkých teplotách, potřebují nižší intenzitu světla a vyšší koncentraci živin. Obsah rozpuštěného kyslíku může v těchto vrstvách, které se většinou nalézají v hloubce 3 až 10 m (pouze ve velmi čistých jezerech až v hloubkách kolem 50 m), činit až 36 mg.l<sup>-1</sup>, což odpovídá 400 % nasycení (WETZEL 2001). Ideální podmínky pro rozvoj metalimnetického maxima jsou tam, kde eufotická vrstva dosahuje do metalimnia. Extrémní maxima koncentrace O<sub>2</sub> se obvykle nacházejí v menších, silně stratifikovaných jezerech s tenkou vrstvou epilimnionu. Tato jezera jsou charakteristická morfometrií jezerní pánve, mají často velkou tzv. relativní hloubku (viz kap. 4.1.2.), jejich plocha je relativně malá k hodnotě jejich

maximální hloubky. Topografie okolního terénu většinou zabraňuje vzniku silného větru nad hladinou jezera, který by pomohl zintenzívnit vertikální výměnu vody. K horizontálnímu transportu kyslíku od břehů ke středu nádrže dochází na lokalitách, kde je litorál pokrytý hustou vegetací a jeho voda výrazně obohacená kyslíkem se transportuje po dostatečně příkrém břehu do příslušné teplotní vrstvy metalimnia.

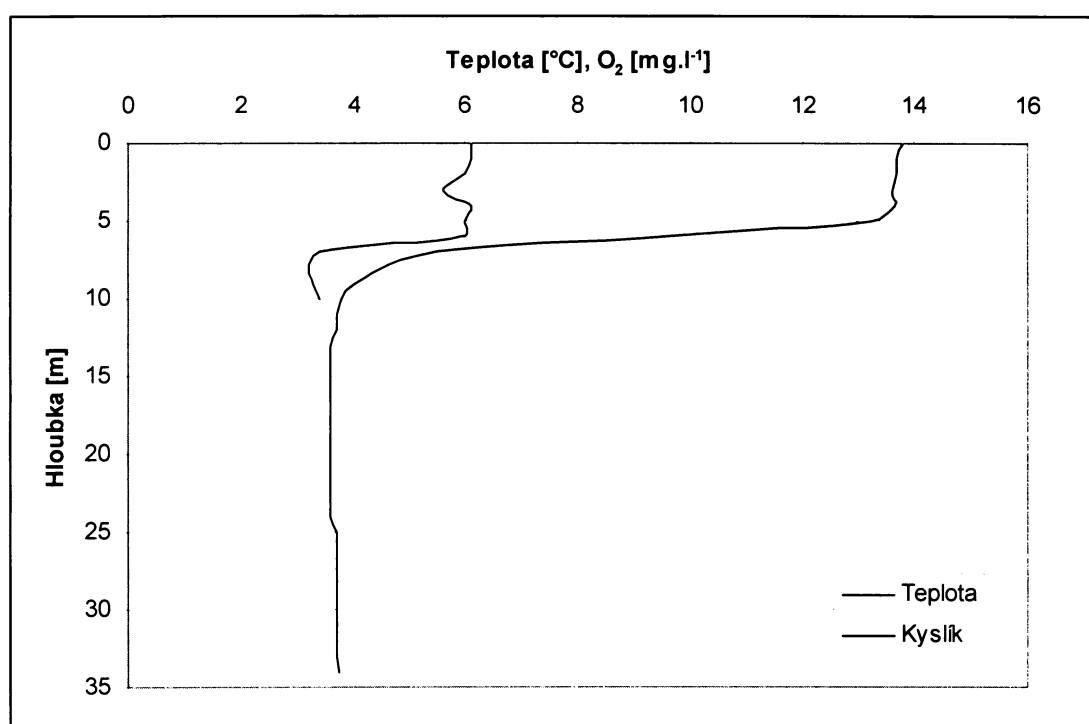
Příklady pozitivně heterográdní distribuce  $O_2$  bylo na zkoumaných lokalitách nalezeno několik (viz tab. 22). Na obrázku 160 jsou učebnicové příklady jezer s pozitivním heterográdním zvrstvením. Nejintenzivnější nárůst obsahu kyslíku byl zaznamenán na lokalitě Vápenka, kde koncentrace rozpuštěného kyslíku dosahovala hodnoty  $32 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$  při 310 % nasycení. Hodnoty na ostatních jezerech nedosahovaly tak extrémních výkyvů, většinou byly koncentrace v epilimnetickém maximu vyšší o 5 – 8  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$  oproti obsahu kyslíku v epilimnionu.



**Obrázek 160:** Pozitivní heterográdní zvrstvení rozpuštěného kyslíku v období letní stagnace na lokalitách Vápenka, Rampa a Stříbrné jezero u Opavy.

Opakem pozitivní heterográdní distribuce je mnohem méně častá negativně heterográdní distribuce rozpuštěného kyslíku, tzv. metalimnetické kyslíkové minimum. Podmínkou vzniku je existence hlubokého epilimnionu, kdy eufotická vrstva nedosahuje do metalimnia. Metalimnetické minimum je důsledek zvýšené respirace v metalimnionu, kam sedimentuje organická hmota z epilimnia. V hustším metalimnionu se sedimentace zbrzdí, takže dekompozice, která spotřebovává kyslík, může probíhat delší dobu. Často je

metalimnetické minimum pozorováno jako důsledek koncentrace planktonních koryšů, jejichž respiraci dochází k vyčerpání kyslíku. Velký vliv zde mohou sehrát opět morfometrické parametry jezera. Pokud má jezero mírné, pozvolné břehy s velkými plochami sedimentů s bakteriální činností, horizontálním transportem se do metalimnia ve středu nádrže dostává, na rozdíl od předchozího typu jezer, příbřežní voda s nižším obsahem rozpuštěného kyslíku (WETZEL 2001). Negativně heterográdní distribuce kyslíku ve vodním sloupci byla zjištěna při měření na konci léta na Čertovu jezeru (viz obr. 161). Bohužel při měření byl k dispozici oximetr s možností měření pouze do hloubky 10 m, takže neznáme další průběh nasycení vody kyslíkem.

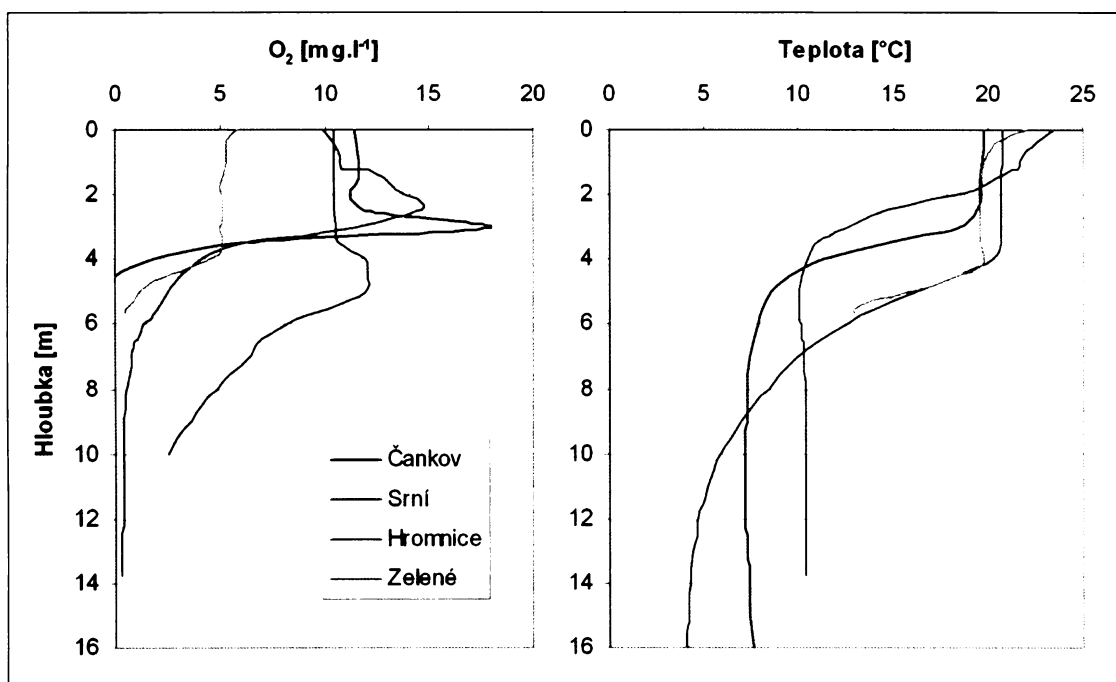


**Obrázek 161:** Vertikální profil množství rozpuštěného kyslíku a teploty v Čertovu jezeru při měření 12.9.2003.

Distribuce kyslíku v meromiktních jezerech je závislá na stupni meromixe. U permanentně meromiktních jezer nalézáme extrémně klinográdní křivku kyslíku, stálý monimolimnion nepřetržitě přijímá materiál organického původu, nebo sírany ze slané vody, což má za následek stálou anoxii v monimolimnionu. Dočasně meromiktická jezera mají velmi variabilní anomální distribuci O<sub>2</sub>. Eutrofní meromiktní jezera mají v letním i zimním období vyvinutu klinográdní distribuci kyslíku, v létě i v zimě jsou u dna nádrže (většinou v celém monimolimnionu) anoxické podmínky. Pokud v době jarní a podzimní cirkulace neproběhne výměna kyslíku v celém vodním sloupci, pak objem spodní vrstvy jezerní vody,

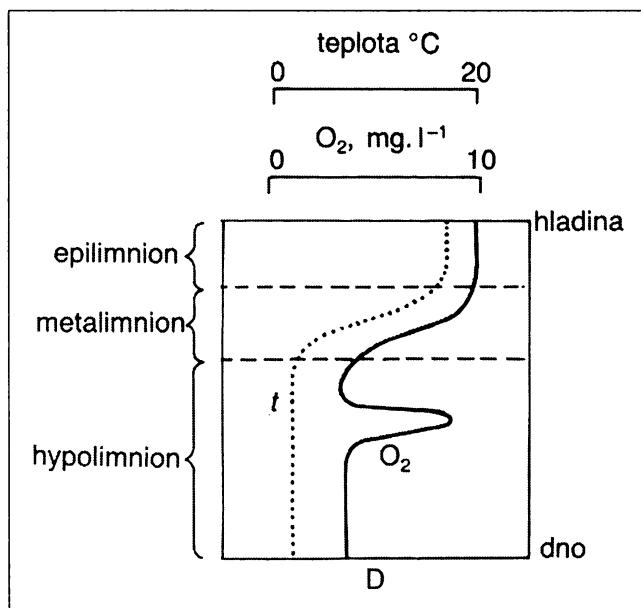
kde panují redukční a anaerobní podmínky, bude dále narůstat. Jak uvádí WETZEL (2001), různě dlouhá délka období, kdy je jezero meromiktní a kdy holomiktní, závisí na přínosu kyslíku do spodní vrstvy jezera v době jarní a podzimní cirkulace.

Všechna zkoumaná meromiktní jezera se vyznačují anoxickými podmínkami v monimolimnionech. Prudké poklesy koncentrace kyslíku nastávají od hloubky 4 m. Všechna jezera, kromě Zeleného, mají v metalimnionu pozitivní heterográdní průběh křivky rozpuštěného kyslíku, která ukazuje na přítomnost fotosyntetizujících organismů (obr. 162).



**Obrázek 162:** Vertikální profil kyslíku a teploty zkoumaných meromiktních jezer – lokality Čankov, Srní, Hromnické a Zelené jezírko. Z důvodu lepší čitelnosti grafů nejsou zobrazeny teploty v hloubkách pod 16 m u lokalit Srní a Čankov, u těchto lokalit byl navíc použit oximetr pouze s propojovacím kabelem délky 10 m.

Poslední nepravidelností ve vertikální koncentraci rozpuštěného kyslíku je tzv. anomální zvrstvení (obr. 163). Toto anomální zvrstvení kyslíku vzniká přítokem chladné vody s vysokým obsahem rozpuštěného  $O_2$ , která se nasouvá do hypolimnetické vrstvy v souladu se stratifikací hustoty vody v jezeře. V žádném ze zkoumaných jezer nebyla tato anomální stratifikace nalezena, žádné jezero nemělo dostatečný vodný podzemní nebo povrchový přítok s chladnou okysličenou vodou.



**Obrázek 163:** Anomální křivka vertikálního zvrstvení rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu jezera (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

## 7.6. SHRnutí

Ve výše uvedeném textu byly popsány a analyzovány sledované fyzikální parametry vody akumulované ve zkoumaných jezerech všech genetických typů (kromě jezer krasových). Všechny tyto fyzikální vlastnosti dále ovlivňují chemické složení a biologické oživení vody. Tyto vlastnosti se pak ukazují jako důležité například při posouzení možnosti využití některých antropogenních jezer jako zdroje pitné vody. Všechny hodnocené fyzikálně-limnologické parametry jsou seřazeny v tabulkách 20 – 22.

Glaciální jezera jsou vzhledem k morfometriím svých pánví holomiktní s vyvinutým hypolimnionem. Výjimku tvoří mělká jezera Laka a Mechové. Velmi podstatná je pro formování fyzikálních vlastností vody vysoká nadmořská výška. Ta velmi ovlivňuje klimatické charakteristiky v oblastech výskytu těchto jezer. Oproti níže ležícím jezerům je zde daleko menší průměrná teplota vzduchu a vyšší množství srážek, takže dochází k posunu období jarního promíchávání na pozdější dobu, naopak podzimní promíchávání nastává dříve. Šumavská jezera jsou i přes rapidní pokles atmosférických depozicí síry stále acidifikována (Čertovo, Černé a Plešné lze označit za silně acidifikovaná, Prášílské a Laka jsou ovlivněna méně), což mělo v minulosti za následek výrazný úbytek zooplanktonu a vymizení ryb (FOTT ET AL. 2001). Barvu a průhlednost vody výrazně ovlivňují sezónní změny výskytu fytoplanktonu a zooplanktonu. Jezera mají většinou hnědozelenou barvu, výjimku tvoří Plešné jezero, které má vodu zeleně zakalenou, což je dáno nejvyšší biomasou fytoplanktonu

ze všech šumavských jezer (VRBA ET AL. 2002). Hodnoty konduktivity a množství rozpuštěného kyslíku byly sledovány pouze ve vodě Černého a Čertova jezera. Nízké hodnoty konduktivity ukazují na velmi malé množství rozpuštěných látek ve vodách jezer. Pro málo produktivní jezera, jako jsou Černé a Čertovo jezero, je typická přibližně ortográdní distribuce rozpuštěného kyslíku s mírným poklesem obsahu směrem ke dnu. U Černého jezera byla v době vrcholného léta nalezena pozitivní heterográdní distribuce kyslíku ve vertikálním sloupci, u Čertova jezera tomu bylo naopak, zde byla naměřena negativní heterográdní distribuce kyslíku (viz obr. 161). Vzhledem k použití přístroje s omezenou hloubkou měření (10 m) nelze říci, jaká je distribuce kyslíku ve větších hloubkách.

Fyzikálně-limnologické parametry fluviálních jezer jsou rovněž dány morfologií jejich pánví. Všechny zkoumané lokality jsou velmi mělké, hodnoty maximálních hloubek nebyly u žádné lokality vyšší než 3 m. Teplotní režim těchto jezer je ovlivněn jejich nižší nadmořskou výškou, takže období zámruzu těchto jezer je v porovnání s ostatními typy nejkratší. Vzhledem k malé hloubce není u jezer vyvinuta typická letní stratifikace s metalimnionem a hypolimnionem. Povrchové teploty dosahují v letním období hodnot kolem 23-25°C, u dna se pohybují nejčastěji kolem 18°C (viz obr. 145). Většinou se jedná o eutrofní jezera, fytoplanktonní a zooplanktonní organismy ovlivňují jednak produkci a spotřebu kyslíku, rovněž mají za následek nejnižší průhlednost ze zkoumaných jezer, která nebyla vyšší než 1 m. Barva vody zkoumaných fluviálních jezer je bez výjimky zeleno-hnědá. Kyslíkové poměry fluviálních jezer jsou typické klinográdním průběhem vertikálního profilu. Hodnoty konduktivity se na sledovaných lokalitách pohybovaly v rozmezí 400-2200  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .

Sesuvem hrazené Mladotické (Odlezelské) jezero lze charakterizovat jako holomiktní jezero, ve kterém podobně jako u jezer fluviálních není vzhledem k malé maximální hloubce vyvinut metalimnion a hypolimnion. Zde je však na rozdíl od fluviálních (ale i dalších genetických typů) jezer potřeba hledat příčinu i v relativně vysoké průtočnosti jezera a s tím související kratší dobou zdržení vody. Teplota u dna se v době letní stagnace pohybuje kolem 11°C, v zimním období je teplota vody při dně 3,7°C. Kyslíkové poměry lze charakterizovat klinográdní vertikální stratifikací, u dna překvapivě panují anoxické podmínky. Podmínky pro průhlednost a barvu vody jsou ovlivňovány jako na ostatních jezerech oživením vody, zde však vstupuje do hry ještě další významný faktor a tím je zákal nerozpuštěnými látkami, který lze pravidelně pozorovat v souvislosti se zvýšeným průtokem vody na přítoku do jezera. Jezero vlivem tohoto zákalu dostává krátkodobě světle hnědou až oranžovou barvu vody (obr. 164).





**Obrázek 164:** Oblast přítoku Mladotického jezera 1.6.1999 po intenzivním nočním bouřkovém lijáku (foto B. Janský).

Fyzikálně-limnologické poměry organogenních jezer jsou opět dány jejich morfometrickými parametry, způsobem a místem jejich vzniku. Vysoká nadmořská výška značně ovlivňuje teplotní režim těchto jezer, zvláště pak období, kdy jsou jezera ukryta pod velmi mocnou vrstvou sněhu a ledu, která může dosahovat i několika metrů (v zimním období 2004 byla na jezeru v Úpském rašeliništi naměřena mocnost sněhu 1,5 m a tloušťka vrstevnatého ledu byla 0,7 m). Některé mělčí vodní plochy mohou zamrznat až do dna. Vody rašelinných jezírek jsou velmi slabě mineralizované, jejich konduktivita je společně s glaciálními jezery nejnižší ze všech genetických typů. Velmi významný je roční chod konduktivity, který je závislý na objemu vody v jezeře. Ten je zpravidla nejvyšší na jaře po odtání sněhové pokrývky, kdy je konduktivita na svém ročním minimu. Průhlednost vody dosahuje zpravidla až na dno, výjimkou je pouze jezero v Chalupské slati, kde se hodnoty průhlednosti pohybovaly kolem 0,5 m. Organogenní jezera jsou vlivem obsahu huminových látek typická barvou akumulované vody. Podle Forel-Uleovy stupnice se vždy jednalo o odstíny 19-21, což jsou světle až tmavě hnědé odstíny stupnice. Vzhledem k tmavé barvě vody dochází k pohlcování tepla a teplota vody v letním období je vyšší než 20°C prakticky v celém vodním sloupci, který není výrazně teplotně stratifikovaný. S relativně vysokou teplotou vody a spotřebou rozpuštěného kyslíku na chemickou oxidaci souvisí celkově malé koncentrace O<sub>2</sub> ve vodě. Organogenní jezera charakterizuje klinográdní distribuce rozpuštěného kyslíku.

Nejvíce rozmanité vlastnosti akumulovaných vod mají jezera antropogenní. Rovněž zde se uplatňuje vliv morfometrie jezerní pánve, dalším velmi důležitým faktorem je původně těžená surovina (geologické podloží). Drtivá většina antropogenních jezer je zásobována pouze podzemní a srážkovou vodou, trvalé povrchové přítoky pro tento typ jezer nejsou typické. Závislost některého ze zkoumaných ukazatelů na stáří jezera nebyla zjištěna. Stáří jezera hraje roli spíše v biologické sukcesi jezera, přičemž některá jezera se stala chráněnými územími s refugii pro nejrůznější druhy rostlin a živočichů. Mnoho lokalit antropogenních jezer by bylo možno pro jejich vysokou čistotu (kvalitu) vody využít jako potenciální zdroj pitné vody.

Antropogenní jezera jsou stejně jako ostatní genetické typy českých jezer dimiktická, na rozdíl od jezer přírodního původu zde nalezneme lokality, které nejsou holomiktní, tj. nepromíchávají se v celém vodním sloupci, ale pouze do určité hloubky. Teplotní režim meromiktních jezer byl podrobně diskutován v kapitole 7.4.5., kde byly vysvětleny příčiny vzniku monimolimnionu o vyšší hustotě vody (viz obr. 146 – 150). Typické letní zvrstvení je vyvinuto pouze u některých jezer. To, zda se vyvinou typické vrstvy epilimnia, metalimnia a hypolimnia, je závislé na morfometrii jezerní pánve (dostatečná maximální hloubka), v některých případech i na topografii okolního terénu (viz tab. 22 na str. 181). Například jezera na lokalitách Jílové, Lhotský vrch, Stříbrné j. (u Fulneku) a jezírko u Kyzu mají typické letní zvrstvení i přes menší hodnotu maximální hloubky. To je v těchto případech způsobeno polohou jezer v zakrytých místech (vysoké lomové stěny, lesní porost). V důsledku toho dochází k velmi rychlému promíchání vody, které není dostatečně podporováno větrem, k promíchávání tak dochází na velmi krátkou dobu za teplot blízkých 4°C. Epilimnion těchto jezer je velmi málo mocný, jeho hloubka je obvykle do 2 m. U dalších jezer, kde je vyvinuta letní stratifikace, je tato podmíněna velkou maximální hloubkou pánve, která je obvykle větší než 10 m.

Průhlednost a barva vody úzce souvisí s podložím, ve kterém se nachází pánev antropogenního jezera, a s jeho trofíí. Nejvyšší hodnoty průhlednosti byly zaznamenány u jezer v lomech po těžbě vápence (Velká Amerika, Jasenice), droby (Výkleky), břidlice (Svobodné Heřmanice) uhlí (lom u Litvínova) a žuly (Srní). Barva těchto jezer se pohybuje v odstínech od modré po žlutozelenou. Byla nalezena velká závislost na celkovém objemu akumulované vody, lokality menších objemových parametrů mají průhlednost mnohem menší, barva se stává více zelenou až zelenohnědou (viz tab. 20). Průhlednost u ostatních typů jezer se pohybuje průměrně okolo 1-3 m. Roční chod průhlednosti v podstatě kopíruje

teoretické poznatky, u většiny lokalit byla nejvyšší průhlednost naměřena na jaře nebo v zimě, případně při podzimním promíchávání vody u oligotrofního jezera na lokalitě Svobodné Heřmanice, kdy se k povrchu dostávala čistá voda z hloubky. Minimální průhlednost byla naopak ve většině případů zaznamenána v letním období, což souvisí s rozvojem oživení jezera. Velmi malé hodnoty průhlednosti byly zaznamenány u lokalit v bývalých kaolinových resp. sádrovcových lomech (lokalita Čankov a Stříbrné jezero), což je důsledkem velkého zákalu, který vzniká na nezpevněných březích jezer vlivem příboje a abraze. Konduktivita vod českých antropogenních jezer byla diskutována v kapitole 7.3.

Distribuce kyslíku ve vodách českých jezer je ve většině případů klinográdní, množství kyslíku s hloubkou klesá, ve velkých hloubkách jsou koncentrace velmi nízké, často zde panují anoxické podmínky. Ortozádní distribuce kyslíku byla pozorována ze zkoumaných jezer na lokalitách Velká Amerika a Výkleky. U některých lokalit byl zaznamenán odklon od klinográdní křivky distribuce kyslíku a byla nalezena metalimnická maxima, ve kterých jsou nejvyšší koncentrace rozpuštěného kyslíku. Tyto vrstvy jsou způsobené výskytem fotosyntetizujících řas a sinic. Hodnoty průhlednosti u jezer s pozitivní heterográdní distribucí se vždy nacházely těsně nad hranicí maximálního nasycení kyslíkem. Stejně tak platí, že se tato vrstva nacházela ve spodní části metalimnionu, což plně odpovídá teoretickým poznatkům uvedeným v kapitole 7.5.3., tj. že se zde vyskytují druhy organismů, které potřebují chladnější vodu a jsou méně náročné na příjem světelného záření.

## 8. ZÁVĚR

Pro potřeby geografického výzkumu jezer na území Česka byla na základě studia geografické a limnologické literatury upravena definice jezera. Jezero je přírodní deprese na zemském povrchu nebo pod ním, trvale nebo dočasně vyplněná vodou, nemající bezprostřední spojení s mořem. Na rozdíl od rybníků a vodních nádrží se jezera nedají jednoduchým způsobem vypustit. Mezi jezera počítáme i tzv. antropogenní jezera, která vznikla samovolným nebo řízeným zatopením terénních depresí na zemském povrchu, které jsou pozůstatky těžební činnosti člověka.

Na základě studia literatury a na základě terénního výzkumu byla provedena genetická klasifikace jezer ČR. Předcházelo jí studium různých genetických klasifikací používaných ve světové literatuře. Všechna jezera, která byla nalezena na turistických mapách KČT 1:50 000, byla geneticky zařazena a jsou vyznačena na mapě genetických typů jezer, která je součástí této práce (celkem 744 lokalit). V České republice nalézáme glaciální jezera, která jsou pozůstatkem horského zalednění posledního glaciálu. Celkem je na našem území 6 glaciálních jezer (5 na Šumavě, 1 v Krkonoších). Fluviální jezera vznikla činností vodních toků na jejich středním a dolním toku. Jezera jsou lokalizována v místech, kde došlo k přírodnímu nebo umělému odškrncení meandru a vzniku jezera v opuštěném rameni. Nejvíce těchto jezer nalezneme v nivách velkých řek (Labe, Morava, Odra, Lužnice atd.). Krasová jezera se v našich krasových oblastech vyskytují v porovnání s vyvinutějšími krasovými oblastmi v daleko menší míře. Pomineme-li většinou drobná jezírka v jeskynních systémech, často nejsou ani běžně přístupná, protože leží v nejnižších polohách jeskynních systémů. Na našem území nalezneme dvě lokality s jezery v propastech – Horní a Dolní Macošské jezero a jezero na dně Hranické propasti, které je svou hloubkou 205 m našim nejhlubším jezerem. Na Bubovickém potoce se nachází kaskáda jedenácti různě velkých jezírek, která jsou hrazena travertinovými hrázkami. Nejmladším jezerem v Česku je Mladotické (Odlezelské) jezero, které vzniklo díky mohutnému sesuvu, který přehradil údolí Mladotického potoka. Jezero je systematicky zkoumáno od roku 1972. Na základě opakovaného batymetrického mapování a datování sedimentů byla sledována změna rychlosti sedimentace v závislosti na změně ve využívání povodí jezera v období před a po kolektivizaci zemědělství. Bylo zjištěno zvýšení rychlosti sedimentace z původních  $2,1 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ , na  $2,7 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Organogenní jezera se nacházejí v našich nejvyšších pohorích, jsou vázána na oblasti s nepropustným krystalinickým podložím a vysokým úhrnem srážek, kde jsou ideální podmínky pro pomalý vývoj rašelinišť.

Jsou malých rozměrů, ale co do počtu se řadí k nejpočetnějším typům jezer u nás. Zvláštní zřetel byl kladen na doposud neprávem opomíjená antropogenní jezera, která byla podrobně rozdělena do skupin podle druhu nerostné suroviny, která se původně těžila v místě současného jezera a lze u nich předpokládat podobné vlastnosti akumulovaných vod.

Morfometrické parametry jezer ale i vodních nádrží a rybníků mají velký význam pro fyzikální, chemické či biologické vlastnosti vody. Důležité jsou hloubkové poměry jezerní pánve, objem zadržované vody a pod. Tyto parametry slouží jednak ke vzájemnému porovnávání jezer, ale mohou také podat vysvětlení k abnormalitám vlastností vody. Nejlepší obraz o morfometrických poměrech podává batymetrická mapa, ze které můžeme kartometricky určit všechny parametry běžně používané v limnologii. Pro potřeby výzkumu jezer byla vyvinuta nová metodika, která umožňuje přesnější a rychlejší mapování vodních ploch. Využívají se při ní nejmodernější přístroje, naměřená data jsou kompletně zpracována pomocí počítačů. V praxi ověřená metodika je používána týmem z našeho pracoviště při výzkumu jezer nejen na území Česka, ale i v zahraničí. Pro větší vodní plochy, kde nelze provést batymetrická měření navrženou metodikou, bylo zavedeno a prakticky vyzkoušeno měření pomocí echolotu s GPS přístrojem. Morfometrické parametry byly určeny u všech zkoumaných lokalit.

Zakladatel geografického výzkumu šumavských jezer, prof. Švampera, nabádal své pokračovatele k dalšímu batymetrickému mapování těchto glaciálních jezer, na základě něhož bude možné hodnotit vývoj pánví jezer a určit sedimentační rychlost. Jeho přání bylo vyplněno téměř sto let od prvních švamperových výzkumů v roce 2003, kdy bylo dokončeno nejnovější batymetrické mapování Černého a Čertova jezera. Jsou tak k dispozici nejnovější data pořízena pomocí moderních přístrojů, batymetrická mapa jezera Laka je vůbec první, která vznikla na základě podrobného hloubkového měření.

Na základě hodnocení naměřených hodnot teploty vody, konduktivity, obsahu rozpuštěného kyslíku, průhlednosti a barvy vody ve čtyřech ročních obdobích, byly hodnoceny fyzikální parametry jednotlivých genetických typů jezer. Výsledky všech těchto měření dokumentují rozmanitost fyzikálních vlastností českých jezer. Byla vysledována přímá závislost těchto parametrů na způsobu vzniku jezera resp. na morfometrických poměrech jezera. Jezera byla rozdělena na základě naměřených dat do skupin podle promíchávání vody a podle vertikální distribuce rozpuštěného kyslíku. Velmi podrobně byly zkoumány anomálie meromiktních jezer na lokalitách Srní, Čankov, Hromnické a Zelené jezero.

Všechny získané poznatky a data budou využity při tvorbě Atlasu jezer České republiky, jehož vydání se připravuje na rok 2008. Genetická klasifikace jezer, jejich morfometrické parametry a fyzikálně-limnologické charakteristiky v něm budou doplněny o hodnocení chemických a biologických vlastností vody. Vznikne tak komplexní dílo o českých jezerech.

## 9. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- ANONYMOUS (1882): Řivnáčův průvodce po království Českém. I. část popisná. F. Řivnáč, Praha, 619 s.
- ANONYMOUS (1980): Učebnýj komplet kosmičeskich snimkov razrabotan na Geografičeskom fakultete MGU. Moskva.
- ANONYMOUS (2001): Ozero Bajkal 1 : 500 000. Kartografičeskaja fabrika, Irkutsk.
- ATLAS KRAJINY ČESKÉ REPUBLIKY. Ministerstvo životního prostředí, Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, in print.
- BADUŠEK, V. (1982): Hradené jazero na Blatnej vo Velkej Fatre. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 144 s.
- BAYBERGER, F. (1886): Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Erght. No. 81, Petermanns Geogr. Mitt., Gotha.
- BENN, D. I., EVANS, D. J. A. (1998): Glaciers & Glaciation. Arnold, London. 734 p.
- BENSON, B. B., KRAUSE, D. (1980): The Concentration and Isotopic Fractionation of Gases Dissolved in Freshwater in Equilibrium with the Atmosphere, 1. Oxygen. Limnology and Oceanography, 25, p. 662-671, cited in: KALFF, J (2002): Limnology. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 592 p.
- BERVICOVÁ, D. (2006): Limnologická charakteristika vybraných antropogenních jezer ČR. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 85 s.
- BOHÁČKOVÁ, E. (2005): Hromnické a Zelené jezírko. Bakalářská práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 47 s.
- BRIDGE, J. S. (2003): Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Publishing, Oxford, 491 p.
- BRULÉ-PEYRONIE, M., DURANTEL, P. (1997): Lacs en Auvergne. Léonard de Vinci – La Pardieu, Clermont-Ferrand, 43 p.
- BRÜCHMANN, C., KULBE, T., SCHWAB, M.J., ACKSEL, D., STEBICH, M., & NEGENDANK, J.F.W. (2003): Varve structure and diatom record of laminated sediments from Lac Pavin (Massif Central, France), Session: Developments in Annual and Subannual Lake Records, 3rd Int. Limnogeology Congress.- Tucson (USA) April 2003.
- ČAPEK, R. ET AL. (1992): Geografická kartografie. SPN, Praha, 373 s.
- ČAPEK, R., KUDRNOVSKÁ, O. (1982): Kartometrie. SPN, Praha, 162 s.
- ČERNÝ, M., JANSKÝ, B., ŠOBR, M., ENGEL, Z., ČESÁK, J., KOCUM, J., ŽÁČEK, M., JEROCHIN, S. (2006): Monitoring vysokohorských ledovcových jezer a ochrana obyvatelstva před

- katastrofálními následky povodní vzniklých průtržemi morénových hrází. Závěrečná zpráva projektu rozvojové spolupráce mezi Českou a Kyrgyzskou republikou RP/27/2004, GEOMIN družstvo, Jihlava, 2 části + přílohy, 206 s.
- ČERNÝ, R. (1994): Vegetace makrofyt tůní a slepých ramen nivy řeky Lužnice a její bonifikační význam. Kandidátská dizertační práce, Pedagogická fakulta Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, Třeboň, 184 s.
- ČERMÁK, J. (1912): Sesutí stráně a hrazené jezero u Mladotic. Sborník české společnosti zeměvědné, Česká společnost zeměvědná, svazek 18, sešit 1, Praha, s. 19-23.
- ČESÁK, J., ŠOBR, M. (2005): Metody batymetrického mapování českých jezer. Geografie, Sborník ČGS, 110, 3, Praha, str. 141-151.
- DELEBECQUE, A. (1898): Les lacs francais. Typografie Chamerot & Renouard, Paris.
- DEMEK, J. (1987): Obecná geomorfologie. Academia, Praha, 480 s.
- DOHNAL, Z., KUNST, M., MEJSTRÍK, V., RAUČINA, Š., VYDRA, V. (1965): Československá rašeliniště a slatiniště. Nakl. ČSAV, Praha, 336 s.
- DOSEDLA, J. (1952): O našich jezerech. Lidé a Země, 1 (7), Praha, s. 236 – 238.
- DOSEDLA, J. (1953 A): Mapování Vrbického plesa. Kartografický přehled, VII, Praha, s.160.
- DOSEDLA, J. (1953 B): K morfologii jezera v Hranické propasti. Sborník ČSSZ, 58, Praha, s. 168 – 170.
- DUB, O. (1953): Limnológia. Hydrológia jezer a barín. Vydavateľství SAV, Bratislava, 109 s.
- DUB, O. (1957): Hydrológia, hydrografia, hydrometria. SVTL, 1. vyd., Bratislava, 488 s.
- DYNOVSKA, I., TLALKA, A. (1982): Hydrografia. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 299 s.
- ENGEL, Z. (2003): Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš. Dizertační práce, PŘF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 169 s.
- ENGEL, Z., ŠOBR, M., KRÍŽEK, M. (2003): Mechové jezírko v Krkonoších – fyzickogeografická studie. Opera Corcontica, roč. 40, str. 201-207.
- ENGEL, Z., TREML, V., KRÍŽEK, M., JANKOVSKÁ, V. (2004): Lateglacial/holocen sedimentary record from the Labe source area, the Krkonoše Mts. Acta Universitatis Carolinae, Geographica, No. 1, p. 95-109.
- FAIRBRIDGE, R. W. ED. (1968): The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of earth sciences series, Volume III, Reinhold, New York, 1295 p.
- FOREL, F. A. (1901): Handbuch der Seenkunde. Allgemeine Limnologie. Stuttgart.



- FOTT, J., KOHOUT, L., PRAŽÁKOVÁ, M. (2001): Zooplankton šumavských jezer: 130 let změn a perspektivy dalšího vývoje. *Aktuality šumavského výzkumu, Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk*, s. 58-59.
- FREJLACH, J. (1898): Bathymetrická mapa jezera Plöckensteinského. *Věstník Československé akademie nauk* 4, roč. 7, s. 267-270, Praha.
- FRIČ, A. (1871): Über die Fauna der Böhmerwaldseen. *Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss*, II., p. 6, 9, 10, Prag.
- FRIČ, A. (1873): Über weitere Untersuchungen der Böhmerwaldseen. *Sitz. k. böhm. Ges. Wiss*, 3, p. 103-109.
- FRIČ, A., VÁVRA, K. (1894): A preliminary report on examination of the Černé leke in Šumava (in Czech). *Věstník Československé akademie nauk* 3, str. 173-174.
- FRIČ, A., VÁVRA, K. (1898): Výzkumy zvířeny ve vodách Českých. III. Výzkumy dvou jezer šumavských, Černého a Čertova jezera. *Archiv pro přírodní výzkum Čech*, X, č. 3, Praha, str. 1-66.
- GABRIELOVÁ, I. (1996): Chomutovské kamencové jezero. Diplomová práce, PŘF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 230 s.
- GALAZIJ, G. I., VOTINCEV, K. K. (1978): Problemy Bajkala. Izdatel'stvo Nauka, Novosibirsk, 293 s.
- GARMIN (2004): GPSMAP 178C. Owner's manual. Garmin corporation, Taipei, 122 p.
- GREGOR, V., PACL, J. (2005): Hydrológia tatranských jazier. *Acta Hydrologica Slovaca*, ročník 6, č. 1, p. 161 – 187.
- GREGOR, V., PACL, J. (2006): Určenie dĺžky slnečného svitu a teplotný režim tatranských plies. *Geodetický a kartografický obzor*, roč. 52/94, č. 4, s. 74-78.
- GRIEVE, CH. (1991): Impact melt rocks from New Quebec Crater. *Meteoritics* 26, Quebec, p. 31-39.
- HERDENDORF, C. E. (1982): Large lakes of the world. *Journal of Great Lakes Research*, 8(3), p. 379-412.
- HOHMANN R. (1997): Deep Water Renewal in Lake Baikal. Dissertation submitted, Swiss federal institute of technology, ETH Zürich, 144 p.
- HOCHSTETTER, F. (1855): Aus dem Böhmerwald. Beilage zu Nr. 220 der Allg. Zeitung, 8. August 1855, p. 3515.
- HOJOVEC, V., DANIŠ, M., HÁJEK, M., VEVERKA, B. (1987): Kartografie. Geodetický a kartografický podnik, Praha, 660 s.

- HOLENDA, J. (2007): Limnologická charakteristika vybraných antropogenních jezer Moravy a Slezska. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 96 s, in print.
- HORIE, S. (1962): Morphometric features and the classification of all the lakes in Japan. Mem. College Sci. Univ. Kyoto (Ser. B) 29, p. 191-262.
- HRDINKA, T. (2004): Antropogenní jezera České republiky. Magisterská práce, PřF UK, katedra fyzické geografie, Praha, 115 s.
- HRDINKA, T. (2005): Antropogenní jezera Česka. Geografie – Sborník ČGS, 109, 3, Praha, str. 210-228.
- HROMAS, J., KUČERA, B., SKŘIVÁNEK, F. (1981): Jeskyně a propasti v Československu. Academia, Praha, 252 s.
- HUGGETT, R. J. (2003): Fundamentals of geomorphology. Routledge, New York, 386 p.
- HUTCHINSON, E., G. (1957): A Treatise on Limnology. Volume I, Geography, physics and chemistry. John Wiley & sons, inc., New York, 1015 p.
- CHALUPOVÁ, D. (2003): Limnologické poměry, kvalita vody a sedimentů ve starém labském rameni Doleháj u Kolína. Magisterská práce, PřF UK, ÚŽP, Praha, 102 s.
- JANSKÝ, B. (1975): Mladotické hrazené jezero. Rigorosní práce, PřF UK, 96 s., Praha.
- JANSKÝ, B. (1976): Mladotické hrazené jezero - Geomorfologie sesuvných území. Acta Universitatis Carolinae-Geographica, roč. XI, č. 1, s. 3 – 18, Praha.
- JANSKÝ, B. (1977): Mladotické hrazené jezero - Morfografické a hydrografické poměry. Acta Universitatis Carolinae-Geographica, roč. XII, č. 1, s. 31 – 46, Praha.
- JANSKÝ, B. (1989): Bajkal – perla Sibíře. Monografie, Panorama, Praha, 183 s.
- JANSKÝ, B., URBANOVÁ, H. (1994): Mladotice lake (Czech Republic) - siltation dynamics in the lake basin. Acta Universitatis Carolinae - Geographica. Roč. XXIX, č. 2, s. 95-109, Praha.
- JANSKÝ, B. (1996 A): Tradice geografických výzkumů jezer na Karlově univerzitě. Geografie, Sborník ČGS, 101, 1, Nakl. ČGS, Praha, s. 59 – 63.
- JANSKÝ, B. (1996 B): Hydrographic and Limnological Work of Professor Karel Kuchař. Acta Universitatis Carolinae – Geographica, XXIX., č. 2, UK, Praha, p. 95-109.
- JANSKÝ, B. (1999): Dynamika zanášení Mladotického jezera a intenzita erozních procesů v povodí. Závěrečná zpráva projektu GAUK č. 297/1997-B-GEO, 117 s., Praha.
- JANSKÝ, B. (2003 A): Mladotické jezero – vývoj jezerní pánve. Geomorfologický sborník 2, ČAG, ZČU v Plzni, s. 87-93.

- JANSKÝ, B. (2003 B): Dynamika zanášení Mladotického jezera. In: JANSKÝ, B., ŠOBR, M. ET AL. (2003): Jezerá české republiky. Monografie. Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha s. 65-70.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. ET AL. (2003): Jezerá České republiky. Monografie. PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 216 s.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. (2004 A): Genetic classification of lakes in the Czech Republic. Geografie - Sborník ČGS, 109, 2, str. 117-128.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. (2004 B): Genetic classification of lakes in the Czech Republic – present geographical research, p. 117 – 124, In: Jankowski, A., T., Rzetala, M. (eds.) (2004): Lakes and artificial water reservoirs – functioning, revitalization and protection. University of Silesia – Faculty of Earth Sciences, Polish Limnological Society, Polish Geographical Society – Branch Katowice, Sosnowiec, 234 p.
- JANSKÝ, B. (2005): Nové trendy geografického výzkumu jezer v Česku. Geografie – Sborník ČGS, 110, 3, str. 129-140.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M., KOCUM, J., ČESÁK, J. (2005): Nová batymetrická mapování glaciálních jezer na české straně Šumavy. Geografie, Sborník ČGS, 110, 3, Praha, str. 176-187.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M., YEROKHIN, S. (2006): Typology of high mountain lakes of Kyrgyzstan with regard to the risk of their rupture. Limnological Review, Vol. 6/2006. Polish Limnological Society, Poznań, p. 135-140.
- JANSKÝ, B., ČESÁK, J., ENGEL, Z., ŠOBR, M. & YEROKHIN, S. (2006): Petrov Lake (Tien-Shan, Kirgizia): Danger of a large-scale ecological disaster. IGU Regional Conference Brisbane, IGU Abstracts, 3. – 7. July 2006.
- JOSEFINSKÝ KATASTR (1786). Dominium Stubenbach. Položka č. 162 a zvláštní protokol.
- KALFF, J. (2002): Limnology. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 592 p.
- KESTŘÁNEK, J. ET AL. (1984): Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR, Academia, Praha, 316 s.
- KLOUČEK, O. (2002): Limnologické poměry, kvalita vody a sedimentů v Labišti pod Opočínkem. Magisterská práce, PřF UK, ÚŽP, Praha, 86 s.
- KNAPP, P. (2006): Antropogenní jezera v Přírodním parku Jesenicko. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 79 s.
- KOCUM, J. (2004): Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v českém povodí Řezné. Magisterská práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 210 s.

- KOPÁČEK, J., BRZÁKOVÁ, M., HEJZLAR, J., KAŇA, J., PORCAL, P., VRBA, J. (2003): Maas balance of nutrients and major solutes in the Plešné watershed-lake ecosystem in the 2001 hydrological year. *Silva Gabreta*, vol. 9., Vimperk, p. 33 - 52.
- KOTLJAKOV, V. M. (2001): Izbranyje sočinenija. Kniga 3, Geografija v menjajuščemsja mire. Nauka, Moskva, 411 s.
- KOVANDA, J. (1955): Předběžná zpráva o výzkumu sladkovodní křídý u Měňan. *Anthropozoikum*, 5, Praha, s. 401-405.
- KRÁL, V. (1953): Výzkum jezer v Liptovských Tatrách. Kartografický přehled, VII, Praha, s. 87-89.
- KRÁL, V. (1954): Jezera na severním svahu Liptovských Tater. Kartografický přehled, VI-II, Praha, s. 1-26.
- KRÁL, V. (1999): Fyzická geografie Evropy. Academia, Praha, 348 s.
- KREJČÍ, J., WENZIG, J. (1860): Der Böhmerwald. Prag.
- KREYBICH, F., J., H. (1831): Charte vom Prachiner Kreise, Prag.
- KŘÍŽ E. (1970): Jezera Západních Tater. Rigorózní práce PŘF UK Praha, s. 156.
- KŘÍŽ, V. (1971): Limnologie mechových jezírek u Rejvízu. *Campanula* 2: 47-78.
- KŘÍŽ, V. ET AL. (1988): Hydrometrie. SPN, Praha, 176 s.
- KŘÍŽ, V. (1994): Jezera České republiky. Sborník prací Přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity, Geografie – Geologie, 137, č. 2, str. 67 – 74.
- KŘÍŽ, V. (1996): Vodní nádrže a jezera České republiky. Tematický sešit, zeměpis. Atelier milata, Ostrava, 32 s.
- KŘÍŽEK, M. (2005): Morfostruktury a morfoskulptury Rusavské hornatiny. Dizertační práce, PŘF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 211 s.
- KŘTĚNOVÁ, M. (2006): Limnologické poměry vybraných pískoven v povodí Lužnice. Magisterská práce, PŘF UK, ÚŽP, Praha, 70 s.
- KUČERA, B., HROMAS, J., SKŘIVÁNEK, F. (1981): Jeskyně a propasti v Československu. Academia, Praha, 252 s.
- KUCHAŘ, K. (1933): Jezera východního Slovenska a Podkarpatské Rusi. Zeměpisné práce, sv. 5, Bratislava, s. 101.
- KUCHAŘ, K. (1936): Jezera Vysokých Tater. *Příroda*, XXIX, č. 2 Brno, s. 39-42.
- KUCHAŘ, K. (1937 A): Jezera východního Slovenska a Podkarpatské Rusi. Zeměpisné práce, sv. 12, Bratislava, s. 37.
- KUCHAŘ, K. (1937 B): Jezero Ochridské a jezera Prespanská. *Příroda*, XXX, č. 1, Brno, s. 1-7.

- KUCHAŘ, K. (1939): Příspěvky k výzkumu šumavských jezer. Sborník ČSZ, roč. 45, s. 87-90, Praha.
- KUCHAŘ, K. (1947): Mapy šumavských jezer podle měření prof. V. Švambery. Kartografický přehled, II, č. 3 - 4, s. 41 - 42, Praha.
- KUCHAŘ, K. (1947): Chomutovské Kamencové jezero. Sborník Státního ústavu hydrologického T. G. Masaryka, Praha, s.7.
- KUKLÍK, K., HRBÁČEK, J. (1984): České a moravské rybníky. Pressfoto ČTK, Praha, 83 s.
- KUNSKÝ, J. (1933): Zalednění Šumavy a šumavská jezera. Sborník ČSZ, roč. 39, s. 1-6, 33-40, Praha.
- KUNSKÝ, J. (1939): Jezera Slovenského krasu. Rozpravy Čes. Akad. II. tř., 49, č. 25, Praha, s. 1-17.
- KUNSKÝ, J. (1954): Zeměpisný náčrt. Blokdiagram. Nakladatelství ČSAV, Praha, 264 s.
- KUNSKÝ, J., LOUČEK, D., SLÁDEK, J. (1959): Praktikum fyzického zeměpisu. Nakladatelství ČSAV, Praha, 266 s.
- LAVINA, P. (2002): Le Volcanisme en Auvergne. Terre et Volcans. Géologue, volcanologue, Artis editions, 16 s.
- LELLÁK, J., KUBÍČEK, F. (1992): Hydrobiologie. Univerzita Karlova, Karolinum, Praha 257 s.
- MAPINFO PROFESSIONAL: Uživatelská příručka. MapInfo Corporation, Troy, New York 1998-2004, 575 s.
- MARCINEK, J., ROSENKRANZ, E. (1996): Das Wasser der Erde. Justus Perthes Verlag, Gotha, 328 s.
- MORTIMER, C. H. (1981): The Oxygen Content of Air-saturated Fresh Waters over Ranges of Temperature and Atmospheric Pressure of Limnological Interest. Mitt. Int. Ver. Limnol., 22, p 1-23, cited in: KALFF, J (2002): Limnology. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 592 p.
- MRÁZKOVÁ, I., SKUHRAVÝ, V. (1999): Borovice kleč (*Pinus mugo*) na rašeliništích Modravských slatí na Šumavě. Ochrana přírody, 54, č. 10, s. 298-299.
- MUCHA, L. (1966): Nová měření Vrbického plesa. Sborník ČSZ, 71, Praha, s. 74-76.
- NEUMANN, J. (1959): Maximum depth and average depth of lakes. J. Fish. Res. Board Can. 16, p. 923-927, cited in: WETZEL, R., G. (2001): Limnology. Lake and River Ecosystems. Third Edition. Academic Press, Elsevier Science (USA), San diego, 1006 p.
- NEVRLÝ, M. (1962): Topografie živých rašelinišť Jizerských hor. Sborník Severočeského muzea – přírodní vědy, Liberec, č. 2, s. 33-84.
- NOVÁK, V., MURDYCH, Z. (1988): Kartografie a topografie. SPN, Praha, 318 s.

- OULEHLE, F. (2002): Limnologie a hydrochemismus v NPR Rejvíz. Magisterská práce, PřF UK, ÚŽP, Praha, 84 s.
- PETTCREW, E. L. (2004): Lake. In: GOUDIE, A. S. ED.: Encyclopedia of Geomorphology. Volume 2, J-Z. Routledge, New York, 1156 p.
- PILOUS, V. (1979): Mechové jezírko. Krkonoše 12, 2, s. 16-17.
- PITTER, P. (1990): Hydrochemie. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 565 s.
- PIVNIČKOVÁ, M. (1997): Ochrana rašelinných mokřadů. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 32 s.
- POKORNÝ, P. (1997): Zaniklá jezera na území České republiky a nové poznatky z jezerních sedimentů na Třeboňsku. In: LUKAVSKÝ, J., ŠVEHLOVÁ, D. (EDS.): Limnologický výzkum pro rozumné hospodaření s vodou. Sborník referátů XI. Limnologické konference ČLS, Doubí u Třeboně, s. 135-138.
- POKORNÝ, P. (2000): Osudy zaniklého jezera. Vesmír, 79 (130), 4, s. 209-214.
- POKORNÝ, P. (2001): Nutrient distribution changes within a small lake and its catchement as response to rapid climatic oscillations.. In: VYMAZAL, J. (ED.): Transformation of Nutrients in Natural and Constructed Wetlands. Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands, p. 463-482.
- POŠTA, P. (2004): Organogenní jezera v České republice. Magisterská práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 116 s.
- POŠTA, P. (2005): Rašeliníšní jezera Česka. Geografie – Sborník ČGS, 110, č. 3, Praha, s. 188-209.
- PŘIBYL, J., LOŽEK, V. ET AL. (1992): Základy karseologie a speleologie. Academia, Praha, 354 s.
- REICHHOLF, J. (1988): Feuchtgebiete. Mosaik Verlag GmbH, München. Translate by: ČIHAŘ, J. (1998): Pevninské vody a mokřady. IKAR, Praha, 223 s.
- REISSINGER, A. (1930): Der Schwarze See im Böhmerwald. Die ostbayerischen Grenzmarken, Passau.
- REISSINGER, A. (1931): Schlammuntersuchungen am Schwarzen See im Böhmerwalde, Naturwiss. Gesellsch. Bayreuth, Bayreuth.
- ROUČKA, Z. (2006): Předválečnou Šumavou. Život, práce, krajina. ZR & T, Plzeň, 243 s.
- RUBÍN, J. (1988): Jezera. Proměny a perspektivy. Ročenka Lidé a Země '89, Academia, Praha, s. 42–58.
- SÁDLO, J., STORCH, D. (2000): Biologie krajiny. Vesmír, Praha, 96 s.

- SEDLMEYER, K. A. (1928): Die Seeforschung in der Hohen Tatra. 54. Jb. d. Karpathenvereins, Késmárk, s. 1-5.
- SEDLMEYER, K. A. (1929): Hydrographische Forschungen in den Seen der Hohen Tatra. Internat. Revue der Ges. Hydrobiologie u. Hydrographie, Heft 5/6, Praha, Bd. 21: 421-435.
- SEDLMEYER, K. A. (1930): Die See des Mengsdorfer Tales uad der Tschirmersee in der Hohen Tatra. Arbeiten des Geogr. Inst. d. Deutsch. Univ. in Prag, Praha, pp. 1-34.
- SHIMARAEV, M. N., VERBOLOV, V. I., GRANIN, N. G., SHERSTYANKIN, P. P. (1994): Physical Limnology of Lake Baikal: A review. Baikal International Center for Ecological Research, Irkutsk, 81 p.
- SHIMARAEV, M. N. (1996): Teplo i masoobmen v Bajkale. Disertační práce, Limnologický institut AV Ruska, Irkutsk, 96 s.
- SCHAFFER, J. (1928): Seenforschung in der Hohen Tatra. Pet. Geogr. Mittl., Gotha, s. 289-290.
- SCHAFFER, J., STUMMER, F. (1929-30): Atlas der See der Hohen Tatra. Arbeiten des Geogr. Inst, d. Deutsch. Univ. in Prag, I II, III, Praha.
- SCHULTE, A., ALBRECHT, M., DAUT, G., JANSKÝ, B. (2004): Sediment dynamics from the drainage area into Lake Mladotice in the western Czech Republic under influence of pre- to post-comunist landscape changes. In: GELLER, W. ET AL. (EDS.): 11<sup>th</sup> Magdeburg Seminar on Waters in Central and Eastern Europe: Assessment, Protection, Management. Umweltforschungszentrum Leipzig – Halle (UFZ), no. 18/2004, p. 171-172.
- SCHULTE, A., ALBRECHT, M., DAUT, G., WALLNER, J., JANSKÝ, B., GELDERN, R. (2006): Analyses and assessment of the sedimentary record of Lake Mladotice (western Czech Republic) in relation to flood events and pre- to postcommunist change in land use. Z. Geomorph, Suppl.-Vol. 142, Berlin, p. 229-243.
- SOMMER, J., G. (1841): Das Königreich Böhmen. IX. Budweiser Kreis, p. XXX, 258 s., Prag.
- STABILNÍ KATASTR, (1837) A. Stubenbach. I. Teil. Bl. VIII, 1:2880.
- STABILNÍ KATASTR, (1837) B. Stadler. III. Teil. Bl. VIII, 1:2880.
- STÁRKA, V. (1957): Krasová jezera v ČSSR. Lidé a Země, 6 (8), Praha, s. 337 – 338.
- STRAŠKRABA, M. (1980): The Effects of Physical Variables on Freshwater Production: Analyses Based on Models. p. 13-84. In: LE CREN, E. D. AND LOWE-MCCONNELL (EDS.): The Functioning of Freshwater Ecosystems. Cambridge Univ. Press.
- STEINER, I., ČERNÝ, J. (2003): GPS od A do Z. 2. rozšířené vydání, eNav, s.r.o., Praha, 178 s.

- STOLBERG, F., BORYSOVA, O., MITROFANOV, I., BARANNIK, V., EGHESADI, P. (2004): Caspian Sea. GIWA Regional assessment 23. University of Kalmar, Kalmar, Sweden, 92 p.
- SURFER: User's Guide. Golden Software, Inc., Colorado 1999-2003, 619 s.
- ŠNAJDR, M. (2002): Limnologické poměry, kvalita vody a sedimentů v mrtvém labském rameni u Obříství. Magisterská práce, PřF UK, ÚŽP, Praha. 86 s.
- ŠOBR, M (1999): Jezero Laka. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 89 s.
- ŠOBR, M., ČESÁK, J. (2006): Methodology and results of Bathymetric Measurements of the selected High Tatra Glacial Lakes. Acta Universitatis Carolinae, Environmentalica 20, Nos 1-2, Karolinum, Praha, p. 109-120.
- ŠTĚRBA, O. (1986): Pramen života. Panorama, Praha, 221 s.
- ŠTĚRBOVÁ, I. (1987): Rybníkářství v Třeboňské pánvi. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 106 s.
- ŠTÝS, S. ET AL. (1981): Rekultivace území postižených těžbou nerostných surovin. SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha, 680 s.
- ŠVAMBERA, V. (1912): Výzkum šumavských jezer. Sborník ČSZ, 18, s. 250 – 257, Praha.
- ŠVAMBERA, V. (1913): Šumavská jezera I. Malé Javorské jezero. Rozpravy České Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, tř. II, roč. 22, č. 11, Praha.
- ŠVAMBERA, V. (1914 A): Šumavská jezera II. Velké Javorské jezero. Rozpravy České Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, tř. II, roč. 23, č. 9, Praha.
- ŠVAMBERA, V. (1914 B): Šumavská jezera III. Prášilské jezero. Rozpravy České Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, tř. II, roč. 23, č. 16, Praha.
- ŠVAMBERA, V. (1914 C): Šumavská jezera IV. Laka. Rozpravy České Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, tř. II, roč. 23, č. 20, Praha.
- ŠVAMBERA, V. (1939): Jezera na české straně Šumavy. Sborník ČSZ, 45, s. 15 – 23, Praha.
- TIMMS, B. V. (1992): Lake geomorphology. Gleneagles Publishing, Glen Osmond, Australia, 180 p.
- TRAVĚNEC, F. ET AL. (1990): Bibliografie Hranického krasu. Česká speleologická společnost, svazek 19, Praha, 57 s.
- TRAVĚNEC, F. (2002): Hranická propast. In: ORÁLEK, M. ED. (2002): Hranická propast. Průvodce naučnou stezkou s nejhlubší českou propastí. Český svaz ochránců přírody, Valašské Meziříčí, 39 s.



- TUREK, M. (2004): Komplexní limnologická studie odstaveného labského ramene Libišská tůň v PR Černínovsko. Magisterská práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 105 s.
- VÁNĚ, M. (1997): Geologické poměry a podmínky vzniku Kamencového jezera v Chomutově. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, Český geologický ústav, Praha, s 124 – 125.
- VESELÝ, J. (1987): Development of acidification of the lakes in Bohemia. In: Proc. Geomon (MOLDAN, B. AND PAČES, T. EDS.), Geological Survey, p. 80–82, Prague.
- VESELÝ, J. (1994): Investigation of the nature of the Šumava Lakes: a review. Časopis Národního muzea, řada přírodovědná, Vol. 163 (1-4), p. 103 – 120, Praha.
- VITÁSEK, F. (1934): Fysický zeměpis. Díl I. Ovzduší a vodstvo. Vysokoškolské rukověti, řada spisů přírodovědných, svazek 2, Melantrich, Praha, 289 s.
- VRBA, J., KOPÁČEK, J., FOTT, J. (2002): Šumavská ledovcová jezera na přelomu tisíciletí. Živa, 6/2002, s. 265-269.
- VRÁNEK, T. (1999): Plešné jezero. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, 96 s., Praha.
- VYBÍRAL, V. (1975): Mapování Zeleného Javorového plesa a stejnojmenné dolinky. Diplomová práce, PřF UK, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 49 s.
- WAGNER, P. (1897): Die Seen des Böhmerwaldes. Leipzig, p. 54.
- WETZEL, R. G. (2001): Limnology. Lake and River Ecosystems. Third Edition. Academic Press, Elsevier Science (USA), San diego, 1006 p.
- YSI INCORPORATED (2002): YSI Environmental Operations Manual. Yellow Springs, Ohio, 220 p.
- ZÁKLADNÍ VODOHOSPODÁŘSKÁ MAPA 1:50 000. Český úřad geodetický a kartografický, 1989, Praha.
- ZAPLETAL, L. (1954): Jezera v Československu. Ochrana přírody, 9 (3), Praha, s. 86 – 90.
- ZAPLETAL, L. (1978): Geografie kamenolomů, štěrkoven, pískoven a hlinišť v Československu. Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium – Tom. 58, Geographica – Geologica XVII, s. 197-225.
- ZBOŘIL, A. (1994): Prášílské jezero. Diplomová práce, PřF UK, 94 s., Praha.

### **Internetové zdroje**

- Caspian Sea, Encyklopedia ENCARTA [online]. c2007, [cit. 2006-02-21]. Dostupné z: [<http://encarta.msn.com/>](http://encarta.msn.com/)

- Caspian Sea, World Lake Database, ILEC [online]. c1999, poslední revize 21.6.2001, [cit. 2006-02-21]. Dostupné z: <<http://www.ilec.or.jp>>
- Crater Lake, The Free Encyclopedia [online]. c2007, poslední revize 13.2.2007, [cit. 2007-02-13]. Dostupné z: <<http://en.wikipedia.org>>
- Daniel Peck, personal pages [online]. c2007, poslední revize 8.3.2007, [cit. 2007-03-13]. Dostupné z: <<http://home.iprolink.ch/dpeck>>
- Databáze trigonometrických a zhušťovacích bodů, ČÚZK [online]. c2003, poslední revize 18.12.2006, [cit. 2007-02-21]. Dostupné z: <<http://dataz.cuzk.cz/prehledky.php>>
- Directions Magazine [online]. c2005, [cit. 2005-01-16]. Dostupné z: <<http://www.directionsmag.com>>
- EPOD [online]. c2005, poslední revize 12.7.2005, [cit. 2007-02-16]. Dostupné z: <<http://epod.usra.edu>>
- Google Earth, [online]. c2007, poslední revize 16.1.2007, [cit. 2007-02-12]. Dostupné z: <<http://www.googleearth.com>>
- Hévíz, [online]. c2003, poslední revize 12.2.2007, [cit. 2007-02-12]. Dostupné z: <<http://www.heviz.hu>>
- Norskofoto, [online]. c2006, poslední revize 10.7.2006, [cit. 2007-02-12]. Dostupné z: <<http://www.norskfoto.nl>>
- Swisseduc, [online]. c2007, poslední revize 10.2.2007, [cit. 2007-02-12]. Dostupné z: <<http://www.swisseduc.ch>>
- The Royal Astronomical Society of Canada, Ottawa Centre, [online]. c2007, poslední revize 11.3.2007, [cit. 2007-03-20]. Dostupné z: <<http://ottawa.rasc.ca>>
- Tunguzskij zapovednik, [online]. c2007, poslední revize 11.3.2007, [cit. 2007-03-20]. Dostupné z: <<http://www.tunguska.ru>>

## **10. RÉSUMÉ**

### LAKES OF THE CZECH REPUBLIC – PHYSICO-GEOGRAPHICAL AND PHYSICO-LIMNOLOGICAL CHARACTERISTICS

#### **Introduction**

In comparison with other European regions, there are only a few of lakes of natural origin in the Czech Republic. In our country, there are neither high mountains with network of glacial lakes nor vast lowlands of northern type with the lake plateau. There are neither vast, fully developed karsts regions, nor active volcanic areas nor sea shores. The fluvial lakes originated in the floodplains of several waterways are one the most numerous types of lakes in the country. In the river floodplains there had been massive mining of gravel-sand alluvium sediments which is connected to the origination of the lakes of anthropogenic origin. These are also rather frequent in the areas of coal mining, especially of lignite coal and other mineral resources. And the last numerous type of lakes includes the water bodies in the peat bog and moor land areas which are scattered along the whole mountain border range in the Czech Republic (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003).

In comparison to the world's lakes, the lakes in the Czech Republic are of far smaller size and volume dimensions. They are located prevailingly in the protected natural regions – national parks, protected landscape areas and natural preserves. They deserve attention especially with respect to the maintenance of ecological stability of the protected area, preservation of the characteristic habitats, ecosystems, etc. Therefore, they are extraordinarily valuable and unique natural complexes (JANSKÝ, ŠOBR 2004 A). The objective of the thesis is to outline the geographical layout of the individual types of lakes in the region of the Czech Republic with the specific focus on the anthropogenic lakes.

Another goal of the thesis was the assessment of physico-limnological conditions of selected specimen of natural as well as anthropogenic lakes. In all selected locations, physical parameters in the vertical profile in each season of the year were monitored. Simultaneously, sampling of water, phytoplankton and zooplankton was carried out. The assessment of chemism and revival of waters in the separate locations was not the mission of this thesis but the results will be used in composing the publication Atlas of the Lakes of the Czech Republic to be published in 2008. The total of 51 Czech lakes was put into the field research.

## **Definition of lake**

On the basis of the analysis of information of the sources of the specialised literature and with a view to the specific conditions of the Czech Republic, we have laid down our own definition of lake (JANSKÝ, ŠOBR ET AL. 2003): Lake is a natural depression in or under the earth's surface, permanently or temporarily filled with water without a direct connection to sea. In contrast to ponds and minor water basins, lakes cannot be easily drained off. As opposed to shallow standing waters such as minor waters (poodles and pools), ponds, and organogenous and fluvial lakes, as far as deep lakes are concerned, the surface ripple does not affect their bed and shore vegetation does not reach to the beds due to their depth. The deepest areas are not therefore grown with the water vegetation.

The above mentioned analysis then implies that there are substantial differences between the deep and shallow lakes. These are shown especially in the different effects of the atmospheric factors to the lake ecosystem, which has direct response in the different thermic regime and other physical parameters of waters. The distinct differences are also obvious as regards the water vegetation on the lake surface. We therefore suggest to introduce two categories into the classification of lakes – shallow lakes and deep lakes. The deep lakes then correspond to the category of the lakes in more specific sense as they were defined by FOREL (1901).

Besides the lakes of natural origin, in the Czech Republic there are also a lot of standing water accumulation originated in the locations after the completion of the mining of mineral resources. With respect to small number of natural lakes, those are of concern in our country and it is necessary to give attention to them within the scientific research. Information acquired within such research may be instrumental in the considerations of their future reasonable utilisation within the scope of the environmental protection and landscape preservation, water resources management purposes, and the recreation facilities. The water accumulations originated due to the mining activities are referred to as anthropogenic lakes. We use the term “lakes” in spite of the fact that they did not originate by means of natural processes. However, a lot of them resemble the natural lakes by the parameters of their waters. Especially the anthropogenic lakes which originated after the past mining activities often create the valuable natural ecosystems which must be preserved for future generations. In contrast to the ponds and small water basins, the drowned quarries and pits are not possible to be drained off by means of usual equipment.

## **Methodology of bathymetric mapping of Czech lakes**

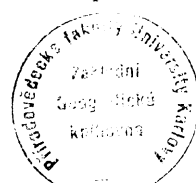
The methodology of bathymetric mapping of lakes stems from outlooks used for over hundred years. The period of long decades, when the researchers did not get along without theodolite for measuring of angles, tapes for measuring of lengths, and plumbs for depth measurements is exchanged for era of measuring by means of advanced instruments – total geodetic stations and sonars. The manually operated projection of shoreline and interpolation of measured depths is changed by computer processing of measured values by means of some types of software (ČESÁK, ŠOBR 2005).

Since the total geodetic station for ground plan survey (shoreline) of lake cannot be always used, a separate chapter outlines the procedure of measurement by means of orthogonal method. The described mapping methods can be used for the majority of the Czech lakes of natural or anthropogenic origin. To map the larger bodies of water (dams, flat-plated big lakes) it is necessary to adapt the methods, while the basis will stay the same – to obtain the points on water level with associated coordinates  $x$ ,  $y$ ,  $z$  for depth points delineation. The combination of GPS and echo sounder with the possibility of data storage in selected interval is presented itself.

The shoreline mapping is the first step. We can make it by means of orthogonal method. Thanks to progress in manufacture of geodetic instruments and in computer programs we can now execute the ground plan measurements through total geodetic stations with internal memory and MapInfo or ArcView, and Surfer computer programs. The ground plan measurement by means of this instrument give a net of points with found coordinates  $x$ ,  $y$  and  $z$ .

The previously used methods of depth measuring by means of plumb or weight are comparatively exact but time-consuming. At present, the echolots are commercially available equipment, through which we can comfortably determine the depth. The measurement accuracy depends on measured depth and moves from 0.1 to 0.3 m. We locate the profiles across the lake from the previously determined and exactly radiated points of shoreline, along those we then indicate the depth by means of echolot.

The creation of bathymetric map consists of several steps. Firstly, we download the data to computer and then edit them in Excel program. We consequently plot the point field of shoreline in MapInfo program and connect the points to obtain the shoreline, on which we can make the basic morphometric measurements. The survey of cross sections and creation of dotted field of points, on which we made the depth measurements, is the next step. The



measured depth is then assigned to those points. We will perform the interpolator calculation in Surfer program. The final map editing according to cartographic standards is the last step.

### **Genetic classification of lakes in the Czech Republic**

Lakes may be classified according to various points of view. According to the chemical composition, we distinguish the fresh-water lakes, the lakes with brackish water or salt water, from the biological point of view, we distinguish the oligotrophic, eutrophic and dystrophic lakes, i.e. according to the amount of organic substances and concentration of biomass in water. With respect to the vertical renewal of water in the lake basin, the lakes may be divided into the holomictic (with renewal of water in the whole water column) and meromictic (with the renewal of water only in a certain depth). The genetic classification is based on the classification of lakes according to the way of origination of the lake basin while the geomorphologic viewpoint prevails: glacial lakes, fluvial lakes, karst lakes, lakes dammed-up by landslides, organogenous lakes and anthropogenic lakes. As the anthropogenic lakes we may regard all the water bodies which originated as a consequence of the human activity – mining of mineral resources (JANSKÝ, ŠOBR 2004 A).

#### **Glacial lakes**

There are six glacial lakes in the Czech Republic, situated in the central part of Šumava (Černé, Čertovo, Plešné, Prášilské and Laka Lakes) and Krkonoše Mts. (Mechové Lake). The lakes in Šumava Mts. are the vestiges of the regress of glaciers of Würm age which at that time surrounded the hill-tops and hill-slopes of some of the highest peaks of the mountain range. From the research of Šumava glacial lakes it implies that all of them have the same modelling – consisting of the lake wall, lake basin, and lake brook, and are enclosed by dumped moraines of various widths which in several bends close the lake areas. The lowest moraine is regularly several hundred metres distant from the central part of the lake basin. The central moraine belt of all the lakes lies between 1000–1100 m above sea-level and the lake surface is located in the high altitudes (900–1100 m above sea-level) under the highest peaks of the mountain range (1300–1456 m above sea-level). The orientation of the cirques which are not fixed to a structure of rocks is between north and south-east. It follows that the lakes are partially hollowed by glacier (cirque lakes) and partially dammed-up by the dumped moraine. With the exception of the lake Laka, all the others are very deep (KUNSKÝ 1933). There is one small glacial lake in Krkonoše Mts. – Mechové Lake, situated in morain near Dolní Mísečky.

### **Fluvial lakes**

The lakes of fluvial origin occur in the floodplains of a lot of rivers in the world. Their existence gives evidence of the past development of the river beds especially in the middle and lower courses. After the flow-out from the headwater mountain regions where the river courses usually deepens their beds and carries off vast amount of alluviums, they become slower in the submountain regions, they deposit the carried-off materials and frequently relay their beds or spreads out to various river arms. In the further course in the flatlands and lowlands, they often create the meanders which may be detached (oxbowed) from the current river bed in the final stage. These may also be formed at the one-time change of the course bed, e.g. in case of the floods or by a mere overflowing of the water course in case of the high water levels occurrence and their accumulations in the depression positions (periodical pools on the flooded meadows in the natural preserve Týnecké mokřiny). The special case occurs at the origination of a through-flow lake directly in the river bed, e.g. behind the undulation, at sudden change of the structure of geological bottom or in the places of radical change of the bed slope (natural preserve Skryjská jezírka). In several cases, the river meander has been detached artificially at the straightening of the course riverbed.

The fluvial lakes are the most frequent type of natural lakes in the Czech Republic and they are located especially along the courses of Labe (between Hradec Králové and Mělník), Morava (between Zábřeh and Litovel and between Otrokovice and the junction with Dyje), Dyje (from Nové Mlýny to the junction with Morava), Lužnice (from Nová Ves to Nová řeka), Orlice (from Týniště to Hradec Králové) and Odra (from Košatka to Ostrava–Petřkovice). The riparian lakes often occur in the regions of special nature protection including the natural monuments as well as the national nature reserves. The most renowned are the National Nature Reserves Libický luh, Polanská niva, Křivé jezero, Ramena řeky Moravy, Vrapáč, and others.

### **Karst lakes**

The karst lakes originate by means of the accumulation of rainfall water or underground water in the recesses or depression positions of the karst minerals which include predominantly limestone and dolomite. Their origin may be predetermined by the tectonic disturbances along which the underground water is rising and it is frequently directly fixed to the processes of karstic phenomena such as e.g. the formation of sinter terraces or travertine dams, the dissolution of carbonate rock by the aggressive rainfall or mineral waters, and

others. The karst lakes may also be formed in the places where the cave profile constriction occurs or in front of the cave traps.

The karst lakes in the Czech Republic occur especially in the deepest abysses, cave areas and in exceptional cases in the beds of the water course under the spring of the karst waters. The lake in Hranice Abyss has small surface size and its surface is situated 69.5 m under the edge of the rock wall. However, it is unique by its depth which amounts to 205 m according to the last measurements, due to which Hranice Abyss is the deepest abyss in the Central Europe. On the bottom of Macocha Abyss, there are two lakes of small sizes in the depth of 138.5 m. The upper lake is 11 m deep, the lower reaches the depth of up to 30 m.

#### **Lakes dammed-up by landslides**

The youngest natural lake in the Czech region is Mladotické (Odlezelské) lake which is situated on the north of Plzeň, in the basin of the river Střela. It originated by damming the valley of Mladotický potok by the landslide of overlaying feldspathic sandstone (arcoses) and pudding-stones on the western bottom of Potvorovský vrch. The landslide came about after the intensive rainfalls and subsequent catastrophic floods during the night from 27<sup>th</sup> to 28<sup>th</sup> May 1872. The brook valley was dammed in the length of ca 300 m. Since its origination, the intensive sedimentation of the lake proceeds. The maximum measured depth in the year 1972 was 7.7 m, the maximum depth at the last measurements taken in the year 2003 dropped to 6.7 m. Also the lake surface has diminished from 5.93 ha to 4.74 ha (SCHULTE ET AL. 2006).

Small lakes dammed-up by landslide are probably located also in Moravia, in Vsetínské and Hostýnské vrchy.

#### **Organogenous lakes**

The lakes of organogenous origin originate by the retention of the rainfall or underground water in the shallow depressions under the participation of peat bogs or moor lands formation. Therefore, we draw a distinction between the bog lakes and moor lakes which have specific origin, composition as well as water quality. The bog lakes originate most frequently inside the upland bogs where the soft rainfall water accumulates and is afterwards coloured by the products of peat bogs forming.

The bog lakes are generally of small dimensions and they occur almost in all our border mountain ranges. The most of them are located in the resting area of Modravská slat' in the central part of Šumava (Rokytecká slat', Roklanská slat', Blatenská slat' Mlynářské slatě, Novohut'ské močály, and others) and they number approximately two



hundred. Also the largest organogenous lake is located in Šumava which is of valley bog type and which has been formed in Chalupská slat' near Borové Lady (area of 1.3 ha).

Other distinguished areas of the occurrence of the bog lakes are Jizerské Mountains (Na Čihadle, Klečové louky, Černá jezírka, Rybí loučky, and others), Krušné Mountains (Velké and Malé Jeřábí jezero, Velký močál, Novodomské rašeliniště), Bohemian Forest (Lakes near Rozvadov), Krkonoše (Úpské rašeliniště, Pančavská louka), Orlické Mountains (Jelení lázeň, Pod Pětirozcestím), Jeseníky Mountains (Mechová jezírka near Rejvízu) and Slavkovský Forest (Sirňák, Smrad'och, Kladské rašeliniště). All the lakes are located in the protected nature areas, frequently in the category of national natural reserves (Velké Jeřábí jezero, Mechová jezírka near Rejvíz, Novodomské rašeliniště). At Červené blato near Suchdol nad Lužnicí and Borkovické Blato near the village of Zálší, the artificial organogenous lakes originated in connection with the peat diggings for the economic purposes.

### **Anthropogenic Lakes**

As the anthropogenic lakes we may regard all the water bodies which originated as a consequence of the human activity. These are the water works constructed for the purpose of specific utilisation or the lakes originated as a result of mining activities. These lakes are mostly wrongly omitted, and with respect to the high quality of some of mine waters and quarry waters, they could be effectively utilised in future, e.g. for the water-resources and recreation purposes. Also their environmental significance is not negligible, since they for the most part affect its surroundings positively and often form the areas of the concentration of natural values. Considering the high variability of the anthropogenic lakes, the further classification of them is necessary.

One large group is formed by ponds, the other one by the dam lakes and the last by the water bodies originated in connection with the mining activity. The former two groups have already been extensively dealt with in the specialised literature, therefore, we will focus on the lakes originated as a result of the mining of mineral resources which are one of the most numerous types of lakes in the Czech Republic.

Lakes originated in connection with the mineral resources mining are together with the fluvial lakes and ponds the most numerous types of water bodies in the Czech Republic. The lakes occur in the open pits and quarries of all kinds, at the associated waste dumps or in the subsidence basin-shaped valleys. The water bodies of various sizes originated either spontaneously or as a result of the specific, so called hydrologic reclamation. Their occurrence is naturally fixed to the presence and mining of the specific mineral resources

which by their character affect, apart from the size and depth, also the parameters of the accumulated water of the surface as well as the underground origin. The parameters thus most often affected are colour and transparency of water, content of the specific minerals, pH and the resulting biological activity arising out of them. The important factor is also time which passed since the mining termination (even several hundreds of years) and the associated eutrophication of accumulated water that is for the most part very slow and gradual and often is missing utterly. With respect to the above-mentioned, it is necessary to classify these lakes according to the type of mined mineral resources as follows: the lakes originated on the mining of sand and sand-gravel; kaolin; lignite and black coal; limestone, bluestone and greywacke; granite, diorite and whinstone; brick clay and loam and other mineral resources.

There are quite unique lakes in the Czech Republic. The lakes of this group originate after the mining of the mineral resources which affect the chemical composition of the lake water rather significantly. For example: Kamencové jezírko (Alum Lake) near town Chomutov, Hromnické (Červené) jezírko (Hromnické Red Lake) near village Hromnice, Zelené jezírko (Green Lake) near Dolní Bělá, Stříbrné jezírko (Silver Lake) near Fulnek ect.

### **Physico-limnological characteristics of Czech lakes**

In selected locations of lakes of all genetic types, the multiparametric probe YSI 6920 with datalogger was used to measure basic physical parameters in the vertical profile. The following parameters were monitored: temperature, conductivity and content of dissolved oxygen. Water transparency and colour was determined using the Secchi disk and Forel-Ule scale.

With respect to the morphometry of their basins, glacial lakes are holomictic with developed hypolimnion. The only exceptions are shallow lakes Laka and Mechové. High altitude is significant for the formation of physical properties. The altitude affects heavily the climatic characteristics in the territory of occurrence of such lakes. In comparison with lower-altitude lakes, there is much lower average air temperature and higher precipitation volume, so the spring turnover is shifted to later periods, and on the contrary the autumn turnover comes earlier. Despite the rapid drop of atmospheric depositions of sulphur, the lakes in Šumava Mts. are still acidified (Čertovo, Černé and Plešné lakes may be described as heavily acidified, Prášílské and Laka are not so affected), which resulted in a marked decrease of zooplankton and extinction of fish in the past (FOTT ET AL. 2001). Water transparency and colour is heavily affected by seasonal changes in the occurrence of phytoplankton and

zooplankton. The lakes are mostly of brown-green, with the exception of Plešné lake having green turbid water caused by the highest biomass of phytoplankton among all Šumava lakes (VRBA ET AL. 2002). The values of conductivity and content of dissolved oxygen were monitored only in the water of Černé and Čertovo lakes. Low conductivity values show very small amounts of dissolved solids in the lake water. Approximately orthograde distribution of dissolved oxygen with a slight drop of the content towards the bottom is typical of low productivity lakes like Černé and Čertovo lakes. In Černé lake, positive heterograde distribution of oxygen in the vertical column was found in the peak summer period, in Čertovo lake, this was vice versa, with negative heterograde distribution of oxygen being measured. With respect to the use of equipment with limited depth of measurement (10 m) it was not possible to determine the oxygen distribution at greater depths.

The physico-limnological parameters of fluvial lakes are also defined by the morphology of their basins. All locations examined are very shallow, the maximum depth values did not exceed 3 m in any location. The thermal environment in such lakes is affected by their lower altitude, so the period of continuous ice-cover over such lakes is the shortest one in comparison with other types. With respect to low depth, typical summer stratification with metalimnion and hypolimnion is not developed in these lakes. During the summer, the surface temperatures are approximately 23 - 25 °C, and mostly 18 °C at the bottom. For the most part, these are eutrophic lakes, the phytoplanktic and zooplanktic organisms affect the production and consumption of oxygen, and they also implicate the lowest transparency value of the lakes examined, not exceeding 1 m. The colour of water in the fluvial lakes examined is green-brown in all cases. The oxygen conditions in the fluvial lakes are typical with clinograde curve of the vertical profile. The conductivity values in the locations examined were between 400 - 2200  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .

The landslide-dammed Mladotické (Odlezelské) lake may be characterized as holomictic lake, in which, similarly to fluvial lakes, metalimnion and hypolimnion is not developed due to low maximum depth. But here, in contrast to fluvial (but also other genetic types of) lakes, the cause is relatively high flow capacity of the lake with related shorter period of water retention. The temperature of water at the bottom is 11°C during the summer stagnation and 3.7°C during the winter. Oxygen conditions may be characterized by clinograde vertical stratification, with anoxic conditions at the bottom. As with other lakes, the conditions for the water transparency and colour depend on the water revival, but in this case it is necessary to take into account another important factor - the turbidity by suspended

solids, regular in connection with the increased water flow at the lake inflow, causing the orange-brown colour of the lake water on a short-term basis.

The physico-limnological parameters of organogenic lakes are again defined by their morphometric parameters, the way and place of their genesis. High altitude affects the temperature regime of such lakes heavily, especially during periods when the lakes are covered with a thick layer of snow and ice, which may amount to several meters (during the winter of 2004, the thickness of snow over the lake in Úpské peat-bog was 1.5 m and the layered ice thickness was 0.7 m). Some shallow water bodies may freeze down to the bottom. Water in bog lakes is slightly mineralized, their conductivity is, together with glacial lakes, the lowest one in all genetic types. Very important is the yearly course of conductivity, which depends on the volume of water in the lake. It usually reaches its maximum values in the spring after the snow cover melting when the conductivity is on its yearly minimum. Water transparency usually reaches to the bottom, with the exception of the lake in Chalupská peat-bog where the transparency values were around 0.5 m. Influenced by the content of humic substances, the organogenic lakes are characterized by the accumulated water colour. According to the Forel-Ule colour scale, these were always shades 19 - 21, light- to dark-brown shades of the scale. Due to its dark colour, the water absorbs heat and the water temperature during the summer exceeds 20 °C virtually in the whole water column, which is not markedly thermally stratified. The relatively high water temperature and consumption of dissolved oxygen for chemical oxidation causes the overall low concentrations of O<sub>2</sub> in the water. Organogenic lakes are characterized by clinograde distribution of the dissolved oxygen.

The most diverse features of accumulated water are found in anthropogenic lakes. The influence of the lake basin morphometry is important here, another very important factor is the originally extracted material (geological underlay). Overwhelming majority of anthropogenic lakes is fed only by ground and atmospheric water, permanent surface inflows are not typical for this type of lakes. Dependence of the examined indicators upon the age of the lake was not found. The age of the lake is important rather in its biological succession, while some lakes became protected territories with refuges for various species of plants and animals. Thanks to high water purity (quality), many anthropogenic lake locations may be used as potential drinking water sources.

Like other genetic types of Czech lakes, the anthropogenic lakes are dimictic. In contrast to natural lakes, there are locations, which are not holomictic, i.e. they do not mix

throughout the water column but only to a certain depth. The temperature regime of meromictic lakes was detailed in Chapter 7.4.5., with the explanation of creation of monimolimnion with higher water density. The typical summer stratification is developed in certain lakes only. The development of the typical layers of epilimnion, metalimnion and hypolimnion depends on the morphometry of the lake basin (sufficient maximum depth) and in some cases on the topography of the surrounding terrain. For example, lakes in locations Jílové, Lhotský vrch, Stříbrné lake (near Fulnek) and lake U Kyzu have typical summer stratification despite their lower value of maximum depth. It is caused in these cases by the position of the lakes in enclosed areas (high quarry faces, forest stands) causing very fast mixing of water, which is not sufficiently supported by wind, therefore the mixing period is very short at temperatures close to 4 °C. Epilimnion of such lakes is very weak, its depth is usually up to 2 m. In other lakes with developed summer stratification, the stratification is conditioned by high maximum depth of the basin, usually exceeding 10 m.

The transparency and colour of water is closely related to the underlay, in which the anthropogenic lake basin is situated, and to its trophism. The highest transparency values were measured in lakes in former limestone quarries (Velká Amerika, Jasenice), greywacke quarry (Výkleky), slate quarry (Svobodné Heřmanice), coal quarry (quarry near Litvínov) and granite quarry (Srní). The colour shades of such lakes vary from blue to yellow-green, depending upon the overall volume of accumulated water. Locations with lower volumetric parameters have much lower transparency, the colour is rather green, even green-brown. Transparency in other lake types is 1 - 3 m on the average. The yearly course of transparency in principle follows theoretical knowledge, in most locations the highest transparency was in the spring or winter, eventually during the autumn water turnover in the oligotrophic lake in Svobodné Heřmanice when clean water was surfacing from the deep. On the contrary, minimal transparency was recorded in most cases during the summer, which relates to the invigoration of the lake. Very low transparency values were measured in locations in former kaolin and gypsum quarries (location Čankov and Stříbrné lake), which is caused by extensive turbidity produced by waves washing their unconsolidated shores.

The oxygen distribution in the water of Czech lakes is mostly clinograde, the volume of oxygen decreases with depth, in high depths the concentration are very low, often there are anoxic conditions. The orthograde oxygen distribution in the lakes examined was found in the locations Velká Amerika and Výkleky. In some locations, we recorded divergence from the clinograde curve of oxygen distribution and we found metalimnetic maximums with the

highest dissolved oxygen concentrations. Such layers are caused by the occurrence of photosynthetic algae and cyanobacteria. The transparency values in lakes with positive heterograde distribution were always close above the border of maximal oxygenation, and such layers were found in the lower part of the metalimnion, which is in full correspondence with the theoretical knowledge shown in Chapter 7.5.3., i.e. there are organisms requiring colder water, which are not exacting in the reception of radiation of light.

## **Conclusion**

For the needs of the geographical research of lakes in the territory of the Czech Republic, the definition of lake was modified based on the studies of geographical and limnological literature. Based on the studies of literature and based on field researches, genetic classification of Czech lakes was carried out. This was preceded by studies of various genetic classifications used worldwide in literature. Special respect was paid to anthropogenic lakes, wrongly neglected to date, which were subdivided into groups according to the type of mineral raw material originally extracted in the location of the present-day lake, and it is possible to expect in them similar features of accumulated waters. Morphometric parameters of lakes, water reservoirs and ponds are very important for physical, chemical and biological properties of water. For the needs of lake research, new methodology was developed, allowing more accurate and faster mapping of water bodies. This methodology makes use of state-of-the-art equipment, the data measured is completely processed by computers. Based on the assessment of measurements of water temperature, conductivity, dissolved oxygen content, transparency and water colour in four seasons of the year, the physical parameters of the separate genetic types of lakes were assessed. The results of such measurements document diversity of physical properties of Czech lakes. Direct dependence of such parameters upon the way of creation of the lake and/or upon the morphometric conditions of the lake was discovered. Lakes were divided based on the measurements into groups according to the water mixing and according to the vertical distribution of dissolved oxygen. Very detailed research was carried out in the anomalies in meromictic lakes in the locations of Srní, Čankov, Hromnické and Zelené lakes.

## **11. SEZNAM GRAFICKÝCH PODKLADŮ**

U veškerých grafických součástí textu je uveden autor či citován zdroj, není-li tomu tak, pak se jedná o originál autora této práce.

### **11.1. SEZNAM OBRÁZKŮ**

Obr. 1: Počet světových jezer podle plochy a průměrné hloubky (upraveno podle WETZEL 2001).

Obr. 2: Schéma uzavřeného polygonového pořadu na příkladu mapování Mladotického (Odlezelského) jezera (ČESÁK, ŠOBR 2005).

Obr. 3: Ukázka podrobného mapování břehové linie Mladotického (Odlezelského) jezera ze stanoviska č. 1003. (ČESÁK, ŠOBR 2005).

Obr. 4: Mapování břehové linie pomocí totální geodetické stanice (foto J. Česák).

Obr. 5: Znárodnění změny velikosti úhlu kuželu vlnění a frekvence transduceru (upraveno podle GARMIN 2004).

Obr. 6: Vykreslení průběhu břehové linie na základě v terénu zaměřených bodů břehové linie.

Obr. 7: Cejchovaná lať pro měření hloubek vody na mělčinách je dělená po 10 cm, hloubku odečítáme zpravidla s přesností na 5 cm.

Obr. 8: Echolot Garmin umístěný na člunu při mapování jezera Petrova v Kyrgyzstánu.

Obr. 9: Obrazovku echolotu Garmin GPSmap178C Sounder lze nastavit na současné zobrazování pozice (mapka vlevo) a hloubkového profilu.

Obr. 10: Batymetrická mapa jezera Petrova (Tjan-Shan, Kyrgyzstán).

Obr. 11: Vertikální řezy tří forem jezerních pánví (upraveno podle NEUMANN 1959).

Obr. 12: Obrázek znázorňuje imaginární jezero s atypickým tvarem jezerní pánve, vpravo je batymetrická křivka tohoto jezera.

Obr. 13: Batymetrická mapa jezera Lac Pavin (upraveno podle BRÜCHMANN ET AL. 2003).

Obr. 14: Jezero Erne na stejnojmenné řece v Irsku (upraveno podle HUTCHINSON 1957).

Obr. 15: Forel-Uleova stupnice barev používaná pro určování barvy vody.

Obr. 16: Určování barvy vody pomocí Secchiho desky na lokalitě Velká Amerika (foto T. Hrdinka).

Obr. 17: Van Dornův odběrný válec před spuštěním do vody (foto T. Hrdinka).

Obr. 18: Multiparametrická sonda YSI 6920 s příslušenstvím.

- Obr. 19: Rozloha Sarmatského moře a vyznačení současných vodních ploch (upraveno podle HUTCHINSON 1957).
- Obr. 20: Jezera východoafrického riftového systému (upraveno podle HUTCHINSON 1957).
- Obr. 21: Příkré pobřeží jezera Bajkal na ostrově Olchon.
- Obr. 22: Lac de Joux v pohoří Jura leží v tektonicky modelované synklinále (foto D. Pecks, <http://home.iprolink.ch/dpeck>).
- Obr. 23: Crater Lake (<http://en.wikipedia.org>).
- Obr. 24: Lac Pavin (foto P. Bayle).
- Obr. 25: Maarové jezero Viti na Islandu (foto P. Alean, <http://www.swisseduc.ch>).
- Obr. 26: Profil mocného vrstevnatého tufového valu, který obklopuje jezero d'Issarlès v Massivu Central (foto M. Křížek).
- Obr. 27: Schéma vzniku jezera d'Aydat (upraveno podle LAVINA 2002).
- Obr. 28: Schéma vzniku jezera Chambon (upraveno podle LAVINA 2002).
- Obr. 29: Schéma vzniku sesuvem hrazených jezer (upraveno podle Wetzel 2001).
- Obr. 30: Jezero Koltor (Tjan-Shan, Kyrgyzstán) (foto S. Jerochin).
- Obr. 31: Jezero Kutman-Kul' (Západní Tjan-Shan, Kyrgyzstán) je hrazeno mohutným sesuvem z pravé strany údolí.
- Obr. 32: Trogová a karová jezera (upraveno podle WETZEL 2001).
- Obr. 33: Jezero Merzbachera vzniklo v místě, kde se ledovcový proud severního Inylčeku napojuje na Jižní Inylček (foto Z. Engel).
- Obr. 34: Jezero Petrova (Tjan-Shan) je největším kyrgyzským jezerem, které leží ve vnitromorénové depresi.
- Obr. 35: Schéma vzniku termokrasových jezer (upraveno podle DYNOVSKA, TLALKA 1982).
- Obr. 36: Termokrasové jezero v morénové hrázi jezera Petrova (Tjan-Shan, Kyrgyzstán).
- Obr. 37: Družicový snímek ze Sojuzu 22 (ANONYMOUS 1980) zachycující velký počet alasových jezer v centrálním Jakutsku v povodí řeky Viluj (levý přítok Leny).
- Obr. 38: Jezero Gokyo (Himálaj, Sagarmatha National Park) je hrazeno boční morénou (foto A. Korbová).
- Obr. 39: Jezera v Nordfjordu (upraveno podle HUTCHINSON 1957).
- Obr. 40: Jezero Hornindalsvatn je se svou maximální hloubkou 514 m nejhlubším jezerem Evropy (foto K. Stamp, <http://www.norskfoto.nl>).
- Obr. 41: Pohled na spodní část kaskády Plitvických jezer.
- Obr. 42: Travertinová jezírka Baishutai v provincii Yunnan v Číně.



- Obr. 43: Schéma vzniku tzv. rynnových jezer (upraveno podle DYNOVSKA, TLALKA 1982).
- Obr. 44: Jezero Minžilki v údolí Issyk-Ata (Tjan-Shan, Kyrgyzstán).
- Obr. 45: Výnosový kužel z vedlejšího údolí Ak-Saj do údolí řeky Ala-Arča (Tjan-Shan, Kyrgyzstán).
- Obr. 46: Severovýchodní část delty řeky Mississippi s velkým počtem deltových jezer (upraveno podle HUTCHINSON 1957).
- Obr. 47: Delta řeky Selengy (ANONYMOUS 2001).
- Obr. 48: Jezero hrazené písečnými dunami v poušti Namib (foto G. Vaughan, <http://epod.usra.edu>).
- Obr. 49: Pobřeží oblasti Landes ve Francii (upraveno podle HUTCHINSON 1957).
- Obr. 50: Schéma vzniku limanových jezer, která vznikají oddělením původních mořských zálivů písečnými kosami (upraveno podle WETZEL 2001).
- Obr. 51 - 53: Občasné jezírko ve svahovém úpadu u Bílenic na Sušicku.
- Obr. 54: Jezero v kráteru Ungava se svým kruhovým půdorysem zřetelně odlišuje od ostatních jezer v oblasti ([www.googleearth.com](http://www.googleearth.com)).
- Obr. 55: Pohled na jezero Ungava z letadla (foto Ch. O'Dale, <http://ottava.rasc.ca>).
- Obr. 56: Jedno z jezer v kráteru vzniklém v souvislosti s výbuchem tzv. Tunguzského meteoru (foto <http://www.tunguska.ru>).
- Obr. 57: Profil karem (upraveno podle DEMEK 1987).
- Obr. 58: Blokdiagram znázorňující kary Černého a Čertova jezera v Jezerní hoře (1343,4 m n. m.) při pohledu z Pancíře (1213,5 m n. m.) (upraveno podle KUNSKÝ 1954).
- Obr. 59: Pohled na Černé jezero z jezerní stěny (foto M. Křížek).
- Obr. 60: Jezero Laka je se svojí maximální hloubkou 3,5 m nejmělkším šumavským jezerem (foto M. Milfort).
- Obr. 61: Šídlatka jezerní (*Isoëtes lacustris*) na dně Černého jezera (foto M. Čtvrtlíková).
- Obr. 62: Mechové jezírko v listopadu 2002 (foto M. Křížek).
- Obr. 63: Batymetrická mapa Mechového jezírka.
- Obr. 64: Batymetrická mapa Černého jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 65: Batymetrická mapa Čertova jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 66: Batymetrická mapa Plešného jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 67: Batymetrická mapa Prášilského jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 68: Batymetrická mapa jezera Laka (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 69: Batymetrická křivka Černého jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).

- Obr. 70: Batymetrická křivka Čertova jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 71: Batymetrická křivka Plešného jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 72: Batymetrická křivka Prášílského jezera (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 73: Batymetrická křivka jezera Laka (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 74: Batymetrické křivky šumavských jezer (JANSKÝ ET AL. 2005).
- Obr. 75: Posun v meandrovém pásu (upraveno podle BRIDGE 2003).
- Obr. 76: Model údolní nivy meandrující řeky (upraveno podle DEMEK 1987).
- Obr. 77: Chování koryta řeky v závislosti na sklonu toku, množství a zrnitosti přinášených sedimentů a poměrem materiálu transportovaného po dně a celkem unášeného (upraveno podle WETZEL 2001).
- Obr. 78: Fluviální jezero Doleháj u Kolína.
- Obr. 79: Batymetrická mapa fluviálního jezera Labiště pod Opočínkem.
- Obr. 80: Změna vodního stavu v příčném řezu údolní nivou (upraveno podle ŠTĚRBA 1986).
- Obr. 81: Série leteckých snímků úseku Labe mezi Kolínem a Poděbrady.
- Obr. 82: Břehové linie vybraných fluviálních jezer v oblasti Horní Lužnice.
- Obr. 83: Při jarním tání je niva horní Lužnice pravidelně zaplavována (situace z 9.4.2004).
- Obr. 84: Vířivé proudy v době zvýšených průtoků pomáhají svou erozní a akumulací činností neustále měnit polohu a morfologii fluviálních jezer.
- Obr. 85: Příklad postupně zanikajícího jezera v nivě Blanice nad Blanickým mlýnem (foto M. Jeníček).
- Obr. 86: Mapa lokalizace jezírek na Bubovickém potoce.
- Obr. 87: Jezírka na Bubovickém potoce, pohled na horní část kaskády.
- Obr. 88: Podélný profil Bubovického potoka v úseku kaskády krasových jezírek.
- Obr. 89: Mapa viditelné části jezera v Hranické propasti (upraveno podle DOSEDLA 1953).
- Obr. 90: Schematický řez jezerem v Hranické propasti (upraveno podle TRAVĚNEC 2002).
- Obr. 91: Gejírovité stalagmity v části Nebe 1 (TRAVĚNEC 2002).
- Obr. 92: Nákres sondy Hybal, která změřila doposud největší hloubku 205 m (TRAVĚNEC 2002).
- Obr. 93: Jezero na dně Hranické propasti.
- Obr. 94: Pohled na vznikající Mladotické jezero z hráze tvořené sesuvem (foto C. Purkyně in. ČERMÁK 1912).
- Obr. 95: Pohled na Mladotické (Odlezelské) jezero od přítoku směrem ke hrázi jezera.

Obr. 96: Batymetrické mapy Mladotického (Odlezelského) jezera z let 1972 a 2003 (zdroj: JANSKÝ 1975, terénní měření 2003).

Obr. 97: Batymetrické křivky Mladotického (Odlezelského) jezera z batymetrických měření v letech 1972, 1999 a 2003 (JANSKÝ 1975, JANSKÝ 2003 B, terénní měření 2003).

Obr. 98: Podélné profily jezerní pánvi z let 1972 a 2003 (JANSKÝ 1975, terénní měření 2003).

Obr. 99: Delta hlavního přítoku Mladotického (Odlezelského) jezera.

Obr. 100: Vrtání sedimentů Mladotického (Odlezelského) jezera v nejhlubší části jezera z mobilní vrtné plošiny.

Obr. 101: Lokalizace mělkých a hlubokých vrtů na Mladotickém (Odlezelském) jezeře při vrtání v květnu 2003 (upraveno podle SCHULTE ET AL. 2006).

Obr. 102: Nejspodnější část vrtného jádra nejhlubšího provedeného vrtu na Mladotickém (Odlezelském) jezeře.

Obr. 103: Výsledky datování vrstev sedimentů a vypočítané rychlosti sedimentace (SCHULTE ET AL. 2006).

Obr. 104: Jezírko v sesuvném území nedaleko obce Loukov v Hostýnských vrších.

Obr. 105: Část čela sesuvu nedaleko obce Loukov v Hostýnských vrších s lokalizací jezírka v depresi na povrchu sesuvu.

Obr. 106: Batymetrická mapa jezírka v tělese sesuvu u obce Loukov v Hostýnských vrších.

Obr. 107: Stádia vývoje vrchoviště (upraveno podle REICHHOLF 1988).

Obr. 108: Hlavní rostlinné druhy, které nalezneme na vrchovištních lokalitách (upraveno podle REICHHOLF 1988).

Obr. 109: Masožravá květina Rosnatka okrouhlohlístá (*Drosera rotundifolia*).

Obr. 110: Typická slatina je tvořena několika pásmy rostlinných formací (upraveno podle DOHNAL ET AL. 1965 A REICHHOLF 1988).

Obr. 111: Jezero ležící na západním okraji Rokytecké (též Weitfällerské) slati poblíž státní hranice se SRN.

Obr. 112: Blatenská slat' je tvořena celkem dvanácti jezery (foto T. Hrdinka).

Obr. 113: Velké Jeřábí jezero v Krušných horách (foto T. Hrdinka).

Obr. 114: Typický vesnický rybník Podolí u obce Bílenice na Sušicku patří svou rozlohou 4 ha mezi malé vodní plochy tohoto typu.

Obr. 115: Rozvodí – místo kde se řeka Lužnice dělí a vzniká Nová řeka.

Obr. 116: Husinecká přehradní nádrž na středním toku Blanice (foto J. Langhammer).

Obr. 117: Uměle protržená klauza v Luzenském údolí na Šumavě.

- Obr. 118: Voda zadržovaná v klauzách se vypouštěla za účelem plavení polenového dřeva v umělých kanálech či potocích (foto in ROUČKA 2006).
- Obr. 119: Jedno z jezer v komplexu zatopených pískoven v nivě Lužnice u Halámek.
- Obr. 120: V místě současného jezera u obce Březhrad na Královéhradecku byla ukončena těžba písku před více než padesáti lety.
- Obr. 121: Více než 100 let se jezero po těžbě kaolinu vyvíjelo bez zásahu člověka (lokality Jimlíkov na Karlovarsku).
- Obr. 122: Voda ze zatopeného kaolinového lomu se používá při zpracování těžené suroviny (lokality Božičany na Karlovarsku).
- Obr. 123: Jezero Velká Amerika u Mořiny v Českém krasu (foto J. Česák).
- Obr. 124: Jezero v bývalém vápencovém lomu u Čimic na Sušicku.
- Obr. 125: Jezero v kamenolomu u Srní na Hlinsku (foto J. Česák).
- Obr. 126: Jezero v kamenolomu u Rožan na Šluknovsku.
- Obr. 127: Hromnické Červené jezírko.
- Obr. 128: Zelené jezírko u Dolní Bělé na Plzeňsku.
- Obr. 129: Postupné zarůstání jezer (upraveno podle REICHHOLF 1988).
- Obr. 130: Model molekuly vody (REICHHOLF 1988).
- Obr. 131: Uspořádání prostorové mřížky molekul vody v důsledku přirozených dipólů (REICHHOLF 1988).
- Obr. 132: Závislost hustoty vody na teplotě (upraveno podle WETZEL 2001).
- Obr. 133: Využití povrchového napětí vodoměrkami (pravděpodobně *Garris najas*) při páření (foto M. Gayda).
- Obr. 134: Vlnové délky slunečního záření, průměrné denní rozdělení energie záření na hladině moře a procentuální rozdělení energie na hladině moře (upraveno podle KALFF 2002).
- Obr. 135: Průměrné změny sluneční radiace na zemském povrchu v závislosti na roční době a zeměpisné šířce (upraveno podle KALFF 2002).
- Obr. 136: Absorpce různých barev světelného spektra po průchodu vrstvou vodního sloupce (LELLÁK, KUBÍČEK 1992).
- Obr. 137: Pokles světelné intenzity s přibývajícím hloubkou vody (upraveno podle REICHHOLF 1988).
- Obr. 138: Změna irradiance s hloubkou na lokalitě Velká Amerika (nepublikovaná data poskytnutá J. Fottem).

Obr. 139: Typická letní teplotní stratifikace jezera s vyznačením vyvinutých vrstev: epilimnon, metalimnion a hypolimnion (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

Obr. 140: Letní teplotní stratifikace a relativní teplotní odolnost k míchání, která vyjadřuje poměr mezi změnou hustoty v příslušné hloubce a změnou hustoty mezi 4 a 5°C (upraveno podle KALF 2002).

Obr. 141: Schéma sezónního cyklu teplotní stratifikace jezera mírného pásu (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

Obr. 142: Schéma rozložení teplotních typů v závislosti na zeměpisné šířce a nadmořské výšce (upraveno podle WETZEL 2001).

Obr. 143: Vybraná holomiktní jezera při podzimní resp. jarní (Velká Amerika) cirkulaci. Promíchávání probíhá v rozmezí teplot 4 až 10°C.

Obr. 144: Typické letní zvrstvení vybraných jezer.

Obr. 145: Letní teplotní zvrstvení vybraných fluviálních a organogenních jezer.

Obr. 146: Vertikální profily teploty, konduktivity a pH Hromnického jezera.

Obr. 147: Vertikální profily teploty, konduktivity a pH Zeleného jezírka.

Obr. 148: Vertikální profil teploty a konduktivity antropogenního jezera Čankov.

Obr. 149: Vertikální profil teploty a konduktivity antropogenního jezera Srní.

Obr. 150: Vertikální profil teploty, konduktivity a pH jezera Vápenka.

Obr. 151: Typický průběh vertikální stratifikace rozpuštěného kyslíku, oxidu uhličitého a teploty v době letní stagnace (LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

Obr. 152: Denní kolísání koncentrace O<sub>2</sub> (procentuální nasycení, interval 20 %) v mělkém hypereutrofním jezeře George (upraveno podle KALFF 2002).

Obr. 153: Sezónní změny koncentrace rozpuštěného kyslíku a sulfanu v eutrofním Rotsee (Švýcarsko) (upraveno podle KALFF 2002).

Obr. 154: Ideální vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku ve čtyřech hlavních fázích oligotrofních a eutrofních dimiktických jezer (upraveno podle WETZEL 2001).

Obr. 155: Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na jezerech Velká Amerika a Svobodné Heřmanice v době jarní cirkulace.

Obr. 156: Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na jezerech Velká Amerika a Výkleky v době letní teplotní stratifikace.

Obr. 157: Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na zatopených pískovnách Hradec Králové, Veselí a v organogenním jezírku na Mlynářské slati v době letní teplotní stratifikace.

Obr. 158: Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na lokalitách Výkleky a Halámky v době podzimního promíchávání vodního sloupce.

Obr. 159: Vertikální profily teploty a rozpuštěného kyslíku na lokalitách Výkleky a Halámky v době zimní stratifikace.

Obr. 160: Pozitivní heterográdní zvrstvení rozpuštěného kyslíku v období letní stagnace na lokalitách Vápenka, Rampa a Stříbrné jezero u Opavy.

Obr. 161: Vertikální profil množství rozpuštěného kyslíku a teploty v Čertovu jezeru při měření 12.9.2003.

Obr. 162: Vertikální profil kyslíku a teploty zkoumaných meromiktních jezer – lokality Čankov, Srní, Hromnické a Zelené jezírko.

Obr. 163: Anomální křivka vertikálního zvrstvení rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu jezera (upraveno podle LELLÁK, KUBÍČEK 1992).

Obr. 164: Oblast přítoku Mladotického jezera 1.6.1999 po intenzivním nočním bouřkovém lijáku (foto B. Janský).

## **11.2. SEZNAM TABULEK**

Tab. 1: Morfometrické charakteristiky vybraných jezer různých genetických typů.

Tab. 2: Přehled morfometrických dat šumavských karů (KUNSKÝ 1933).

Tab. 3: Historie batymetrických měření šumavských jezer (upraveno a doplněno podle VESELÝ 1994).

Tab. 4: Výsledky měření Wagnera (WAGNER 1897).

Tab. 5: Výsledky měření Švambery (ŠVAMBERA 1939).

Tab. 6: Morfometrické charakteristiky pánví šumavských jezer a jejich povodí (podle ZBOŘIL 1994, ŠOBR 1999, VRÁNEK 1999, JANSKÝ, ŠOBR, KOCUM, ČESÁK 2005, KOCUM 2004).

Tab. 7: Morfometrické charakteristiky zkoumaných fluviaálních jezer (KLOUČEK 2002, ŠNAJDR 2002, CHALUPOVÁ 2003, TUREK 2004).

Tab. 8: Vybrané morfometrické parametry jezírek na Bubovickém potoce.

Tab. 9: Základní morfometrické údaje vypočtené na základě batymetrického mapování Mladotického jezera (JANSKÝ 1975, JANSKÝ 2003 B).

Tab. 10: Typy humolitů (upraveno podle POŠTA 2004).

Tab. 11: Morfometrické charakteristiky zkoumaných organogenních jezer (POŠTA 2005).

Tab. 12: Morfometrické charakteristiky zkoumaných antropogenních jezer (BERVICOVÁ 2006, BOHÁČKOVÁ 2005, HRDINKA 2005, KNAPP 2006, KŘTĚNOVÁ 2006).

Tab. 13: Fyzikální vlastnosti vody (KALF 2002, LELLÁK, KUBÍČEK 1992, WETZEL 2001).

Tab. 14: Změna hustoty vody s teplotou (KALFF 2002).

Tab. 15: Změna hustoty vody se změnou salinity při teplotě 4°C (WETZEL 2001).

Tab. 16: Závislost dynamické a kinematické viskozity na teplotě (KALF 2002).

Tab. 17: Závislost povrchového napětí vody na změně teploty a jeho zmenšení vlivem rozdílných podmínek (upraveno podle WETZEL 2001).

Tab. 18: Hodnoty extinkce a procentuální absorpce monochromatického světla v čisté vodě o teplotě 21,5°C (WETZEL 2001).

Tab. 19: Průhlednost vody určená Secchiho deskou v jezerech bez anorganického suspendovaného materiálu a trofická úroveň jezer (KALFF 2002).

Tab. 20: Průhlednost a barva vody vybraných zkoumaných lokalit.

Tab. 21: Hodnoty specifické konduktivity naměřené ve vodě zkoumaných lokalit.

Tab. 22: Teplotní a kyslíkové poměry sledovaných jezer jednotlivých genetických typů.

Tab. 23: Koncentrace rozpuštěného kyslíku (DO) v čisté vodě za atmosférického tlaku 760 mm Hg = 1013,24 hPa (BENSON, KRAUSE 1980).

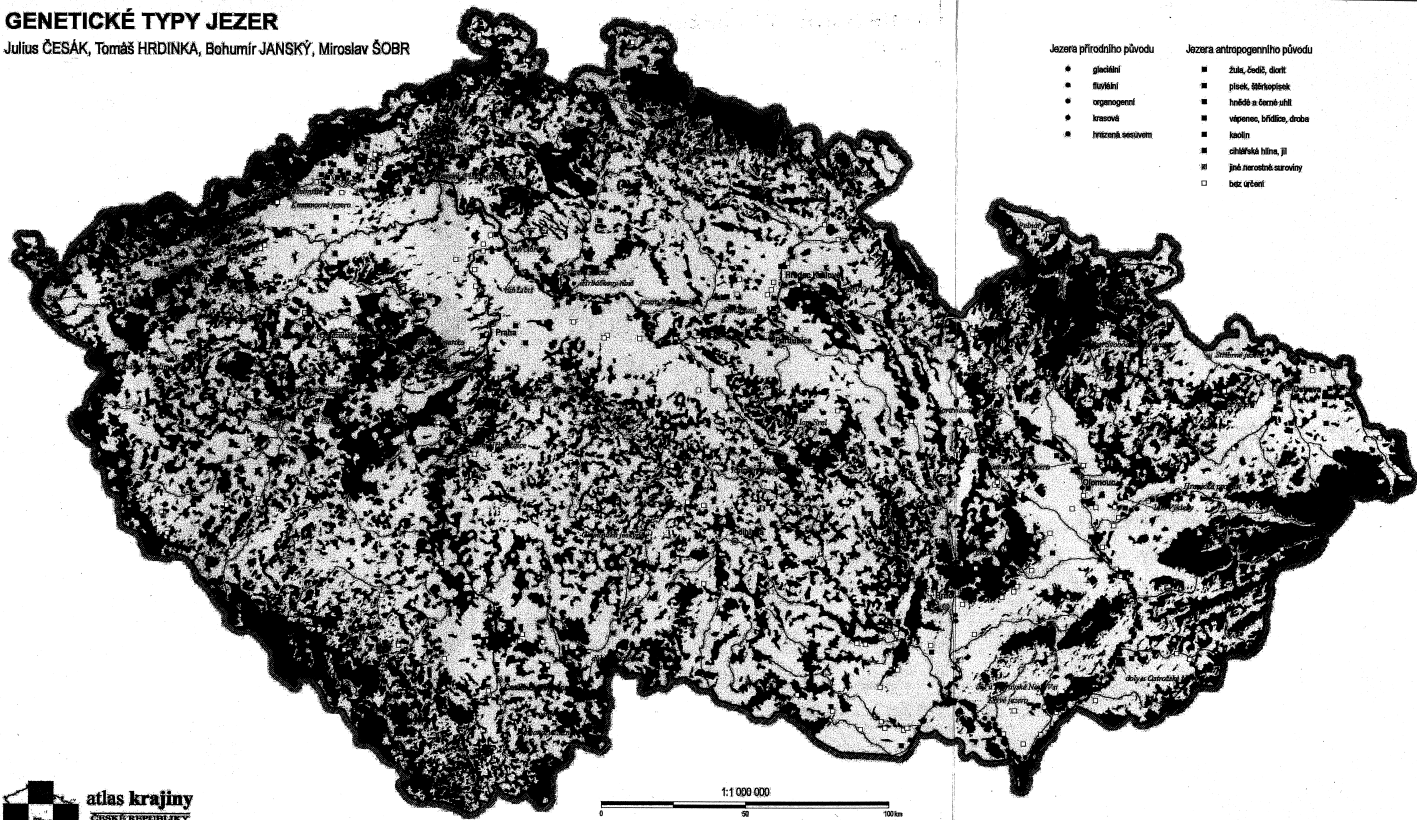
Tab. 24: Tlakový korekční koeficient pro různé nadmořské výšky (MORTIMER 1981).

### 11.3. VLOŽENÁ PŘÍLOHA

Mapa genetických typů jezer České republiky (ATLAS KRAJINY ČESKÉ REPUBLIKY, IN PRINT).

# GENETICKÉ TYPY JEZER

Julius ČEŠÁK, Tomáš HRDINKA, Bohumír JANSKÝ, Miroslav ŠOBR



- | Jezera přírodního původu | Jezera antropogenního původu |
|--------------------------|------------------------------|
| • glaciální              | ■ žula, štěp, dřevo          |
| • fluvální               | ■ písek, štěrpek             |
| • organogenní            | ■ hobliny a šedá sláma       |
| • krasové                | ■ vápence, břidlice, droba   |
| • říční                  | ■ kaolin                     |
| • říční sesuvy           | ■ částečně hlina, jíla       |
|                          | ■ ják, nerostná suroviny     |
|                          | □ bez určení                 |