

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



RNDr. Tomáš Hrdinka

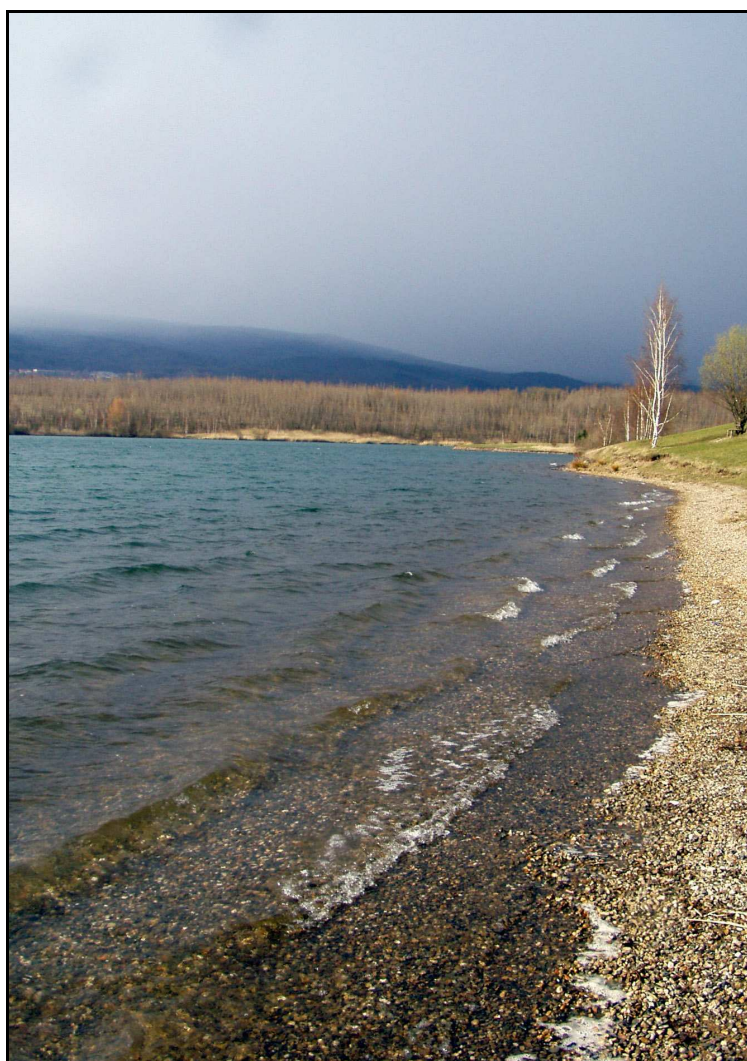
**SPECIFICKÉ VLASTNOSTI VODY JEZER VZNIKLÝCH PO TĚŽBĚ
NEROSTNÝCH SUROVIN V ČR**

**SPECIFIC WATER PROPERTIES OF PIT LAKES
IN THE CZECH REPUBLIC**

Disertační práce

Školitel: prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Praha, červenec 2012



Poděkování

Děkuji svému školiteli prof. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za odborné vedení a cenné podněty při zpracování disertační práce. Dále bych rád poděkoval svým kolegům, doktorandům a diplomantům z katedry fyzické geografie a geoekologie, jmenovitě RNDr. M. Šobrovi, Ph.D., RNDr. J. Česákovi, RNDr. J. Kocumovi, Mgr. P. Poštovi, Mgr. D. Bervicové, Mgr. J. Holendovi, Mgr. P. Knappovi, Mgr. E. Boháčkové, Mgr. M. Křtěnové, Mgr. A. Moravcové a Mgr. Š. Ruthové za pomoc při terénních měřeních. Velký dík patří též odborným konzultantům RNDr. J. Šantrůčkovi, CSc. (PřF UK), RNDr. J. Fottovi, CSc. (PřF UK) a RNDr. J. Pašavovi, CSc. (Česká geologická služba). Za poskytnutí terénních a laboratorních dat děkuji Ing. J. Provazníkové (Palivový kombinát Ústí, s.p.), Ing. J. Bednárkovi (Povodí Ohře, s.p.) a RNDr. I. Příkrylovi (ENKI, o.p.s.).

Práce byla zpracována za finanční podpory grantového projektu GA ČR 205/03/1264 „Atlas jezer České republiky – morfologické, sedimentologické a limnologické poměry jednotlivých genetických typů jezer“, výzkumného záměru MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“ a projektů SVV 261-201-1/263-202/265-212-2.

Prohlášení

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

V Praze, dne 12. července 2012.

RNDr. Tomáš Hrdinka

ABSTRAKT

Antropogenní jezera tvoří významnou součást vodní složky české krajiny, které nebyla doposud věnována dostatečná pozornost. Předkládaná práce se zabývá srovnáním a hodnocením variability fyzikálně-chemických vlastností vody 30 vybraných antropogenních jezer vzniklých po těžbě různých nerostných surovin na území ČR s cílem identifikovat specifika spojená s těžbou konkrétní nerostné suroviny, morfometrickými poměry jezerní pánve a trofii jezera, které ovlivňují kvalitu akumulované vody. Ve druhé části práce se autor věnuje komplexní limnologické studii Hromnického jezera s extrémním chemismem vody vzniklého po těžbě pyritických břidlic, kde se blíže zaměřuje na fenomén meromixie, který je pro tato jezera typický. Výsledky limnologického výzkumu jsou založeny na hodnocení fyzikálních vlastností vody ve vertikálním profilu (teplota vody, konduktivita, rozpuštěný kyslík, pH vody, průhlednost a barva) a chemických analýzách vzorků vody odebraných z hladiny a ze dna v průběhu čtyř ročních období v letech 2003–07 (stanovení Ca, Mg, Na, K, $N_{\text{amon.}}$, NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl⁻ a alkalita) včetně stanovení chlorofylu-*a*. V případě studie Hromnického jezera z let 2010–11 byla analýza doplněna o sledování hydrologického režimu jezera, stanovení PO_4^{3-} , TOC, vybraných kovů (Fe, Mn, Al, Zn, Ni, Cu, Co, Cr), sulfidické síry S(-II) a výsledky biologického rozboru planktonních organismů.

U osmi z 30 antropogenních jezer (Čankov, Srní, Hromnické a Zelené jezero, Most, U Kyzu, Vápenka a Šluknov) byla identifikována přítomnost morfologicky či chemicky podmíněné meromixie s výraznými teplotními anomáliemi v chemoklině a monimolimnionu. Bylo zjištěno, že kyslíkové poměry úzce souvisí s trofii jezer, na většině lokalit byla zjištěna klinográdní nebo pozitivně heterográdní distribuce kyslíku s nedostatkem kyslíku u dna, často s extrémními hodnotami nasycení v metalimnionu (až 320 %, ~34 mg·l⁻¹ O₂). Na lokalitách Velká Amerika, Výkleky a Jasenice byla zjištěna ortográdní distribuce kyslíku s nasycením ≥100 % až ke dnu jezera. Hodnota pH vody (rozmezí 2,5–9,2) většiny jezer je určována uhličitánovou rovnováhou, u Hromnického, Zeleného a Kamencového jezera s pH < 4 se uplatňuje oxidace pyritu. Průhlednost a barva vody (rozmezí 0,4–12 m, č. 5–22 FU) se značně lišily v závislosti na trofii jezera. U všech fyzikálních parametrů byla zjištěna výrazná sezonalita výskytu minim a maxim. Koncentrace iontů Ca, Mg, SO_4^{2-} a alkalita vody vykázaly těsnou závislost na druhu těžené suroviny s minimy u lokalit po těžbě vyvěřelých hornin/štěrkopísků a maximy u sedimentárních hornin, popř. lokalit po těžbě sulfidických rud/sádrovce. Výskyt forem $N_{\text{anorg.}}$ obecně souvisí s dynamikou asimilace/rozkladu organické hmoty, extrémní koncentrace $N_{\text{amon.}}$ byly zjištěny při dně meromiktických jezer (až 16 mg·l⁻¹) a u jezer v intravilánech obcí s možností antropogenní kontaminace, která se patrně projevuje i v případě iontů Na a Cl⁻. Celková mineralizace vody sahala od 27 mg·l⁻¹ (U Kyzu) po 8 g·l⁻¹ (Hromnické jezero), zvýšené hodnoty vykázala zvláště meromiktická jezera. U některých analytů (Mg, K, formy dusíku, alkalita) byla prokázána výrazná sezonalita minim a maxim v závislosti na biogenních procesech, u jiných (Ca, Na, Cl⁻) se teoretické předpoklady nepotvrdily nebo byly nejednoznačné. Celkem osm jezer bylo klasifikováno jako oligotrofní s koncentrací chlorofylu-*a* do 2,5–3 μg·l⁻¹, většina jezer je eutrofního charakteru (koncentrace chlorofylu-*a* >10 μg·l⁻¹, maxima až 294 μg·l⁻¹) se znaky mezotrofnie až hypertrofnie.

U Hromnického jezera (pH 2,5–4) byly zaznamenány četné jevy související s přítomností permanentní meromixie jako omezená cirkulace vody pouze do hloubky 3 m (a to jen v podzimním období), výrazné zpoždování maxim a minim teploty mezi mixolimnionem a chemoklinou (až 6 měsíců) a anoxické podmínky ve stabilním monimolimnionu s vysokými koncentracemi Fe (1800 mg·l⁻¹), Al (160 mg·l⁻¹) a SO_4^{2-} (5400 mg·l⁻¹). Při nízkých hodnotách oxidačně-redukčního potenciálu (Eh ~ 150 mV) již dochází k částečné redukci SO_4^{2-} na S(-II), která se uplatňuje při srážení některých kovů (Cd, Cu, Zn). V hypertrofním prostředí s vysokou koncentrací fosforu (PO_4^{3-} až 1,6 mg·l⁻¹) bylo zjištěno několik druhů fytoplanktonu adaptovaných na extrémní podmínky (*Coccomyxa* sp., *Chromulina* sp.) a v souvislosti s tím zaznamenána výrazná mixolimnetická maxima kyslíku s nasycením až 270 %.

ABSTRACT

Anthropogenic lakes constitute a significant part of the Czech countryside water component which has not been given sufficient attention so far. The presented thesis deals with the assessment of variability of physico-chemical properties of water in 30 selected pit lakes in order to identify specific features associated with quarrying of different mineral raw materials, basin morphometry and trophic level of the lakes affecting the quality of accumulated water. In the second part of the thesis the author deals with the comprehensive limnological study of the Hromnické Lake with extreme water chemism resulting from excavation of pyritic shales and focuses on the phenomenon of meromixis especially. The results are based on the evaluation of physical properties of water in the lake vertical profile (temperature, conductivity, dissolved oxygen, pH, transparency and colour) and chemical analyzes of water samples collected from the surface and bottom of the lakes during the four seasons in 2003–07 (determination of Ca, Mg, Na, K, $N_{\text{ammon.}}$, NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- and alkalinity), including determination of chlorophyll-*a*. In the case study of the Hromnické Lake conducted in 2010–11, the analysis of hydrological regime of the lake, determination of PO_4^{3-} , TOC, selected metals (Fe, Mn, Al, Zn, Ni, Cu, Co, Cr), sulfide sulfur S(-II) and the biological analysis of planktonic organisms were also added.

In eight out of 30 anthropogenic lakes (Čankov, Srní, Hromnice and Zelené Lake, U Kyzu, Vápenka and Šluknov) the presence of morphologically or chemically determined meromixis was identified with significant temperature anomalies in chemocline and monimolimnion. It was found that oxygen conditions are closely related to the trophic level of the lake with a clinograde or positive heterograde distribution in most lakes presented with lack of oxygen at the bottom and extreme values of saturation in metalimnion (up to 320%, $\sim 34 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1} \text{ O}_2$). In Velká Amerika, Výkleky and Jasenice an orthograde distribution was observed with oxygen saturation $\geq 100\%$ up to the bottom. The pH value (range 2.5–9.2) in most lakes is determined by the lime-carbonic acid equilibrium, at Hromnické, Zelené and Kamencové Lake with $\text{pH} < 4$ the oxidation of pyrite is predominant. Transparency and colour of water (range 0.4–12 m, No. 5–22 FU) varied considerably depending on trophic level of the lake. All physical parameters showed significant seasonality in occurrence of minima and maxima. The concentration of Ca, Mg, SO_4^{2-} and alkalinity showed a close dependence on the type of raw material extracted with minima in the sites of igneous rocks and gravel/sand and maxima in the sites of sedimentary rocks or sulphide ores/gypsum excavation. Occurrence of $N_{\text{inorg.}}$ generally associated with the dynamics of assimilation/degradation of organic matter, extreme concentration $N_{\text{ammon.}}$ were found at the bottom of meromictic lakes (up to $16 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) and in lakes within urban areas with the possibility of anthropogenic contamination, which reflects also in the case of Na and Cl^- ions probably. The total mineralization of water ranged from $27 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (U Kyzu) up to $8 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (Hromnické Lake) and was high in meromictic lakes especially. Some analytes (Mg, K, $N_{\text{inorg.}}$, alkalinity) demonstrated pronounced seasonality of minima and maxima due to biogenic processes in water, while the others (Ca, Na, Cl^-) did not or were inconclusive. Eight lakes were classified as oligotrophic with chlorophyll-*a* concentration up to $2.5\text{--}3 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, most lakes represented an eutrophic state (chlorophyll-*a* concentration $> 10 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, maximum $294 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) with signs of mesotrophy and hypertrophy.

In Hromnické Lake (pH 2.5–4) numerous phenomena related to permanent meromixis were recorded, e.g. limited circulation of water to a depth of 3 m (in autumn only), significant delays in water temperature maxima/minima within the chemocline (up to 6 months) and anoxic conditions in stable monimolimnion with high concentrations of Fe ($1800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), Al ($160 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) and SO_4^{2-} ($5400 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Low values of redox potential ($E_h \sim 150 \text{ mV}$) lead to partial reduction of SO_4^{2-} to S(-II) that applies to the precipitation of some metals (Cd, Cu, Zn). In hypertrophic environment with high concentrations of PO_4^{3-} (up to $1.6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) several phytoplankton species adapted to extreme conditions were found (*Coccomyxa* sp., *Chromulina* sp.) and associated with significant mixolimnetic oxygen maxima (up to $\sim 270\%$).

OBSAH

1 ÚVOD.....	9
1.1 TÉMA A CÍLE VÝZKUMU	9
1.2 STRUKTURA PRÁCE	11
2 ANTROPOGENNÍ JEZERA ČESKÉ REPUBLIKY.....	12
2.1 DEFINICE POJMU	12
2.2 JEZERA VZNIKLÁ PO TĚŽBĚ NEROSTNÝCH SUROVIN.....	14
2.2.1 Těžba písku a šterkopísku	15
2.2.2 Těžba kaolinu	16
2.2.3 Těžba hnědého a černého uhlí	17
2.2.4 Těžba vápence, břidlice a droby	19
2.2.5 Těžba žuly, dioritu a čediče.....	20
2.2.6 Těžba cihlářské hlíny.....	22
2.2.7 Těžba jiných nerostných surovin.....	22
2.3 POLOHA A MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY VYBRANÝCH JEZER	25
2.4 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY.....	28
3 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY	35
3.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT	35
3.2 VÝSLEDKY A DISKUSE.....	36
3.2.1 Teplota vody	36
3.2.2 Konduktivita	42
3.2.3 Rozpuštěný kyslík	48
3.2.4 pH vody	56
3.2.5 Průhlednost a barva vody	63
3.3 SHRNUTÍ	69
4 CHEMICKÉ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY	74
4.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT	75
4.2 VÝSLEDKY A DISKUSE.....	76
4.2.1 Vápník a hořčík	76
4.2.2 Sodík a draslík	82
4.2.3 Amoniakální dusík a dusičnany.....	88
4.2.4 Sírany a chloridy.....	96
4.2.5 Alkalita vody	104
4.2.6 Celková mineralizace vody	108
4.3 SHRNUTÍ	111
5 CHLOROFYL VE VODĚ, TROFIE JEZER A JAKOST VODY	117
5.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT	117
5.2 VÝSLEDKY A DISKUSE.....	119

6 SPECIFICKÉ VLASTNOSTI VODY HROMNICKÉHO JEZERA VZNIKLÉHO PO TĚŽBĚ PYRITICKÝCH BŘIDLIC	127
6.1 ÚVOD	127
6.2 LOKALITA HROMNICKÉHO JEZERA.....	128
6.2.1 Historie těžby a specifika geologické prostředí.....	128
6.2.2 Tvar jezerní pánve a vodní režim jezera.....	129
6.3 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT	131
6.3.1 Fyzikální měření a vzorkování	131
6.3.2 Chemická analýza.....	133
6.3.3 Biologická analýza	133
6.4 VÝSLEDKY A DISKUSE.....	134
6.4.1 Fyzikální vlastnosti vody.....	134
6.4.2 Chemická analýza vody.....	142
6.4.3 Biologické ukazatele vody.....	150
6.5 SHRNU TÍ	157
7 ZÁVĚR.....	160
SEZNAM LITERATURY	162
SEZNAM OBRÁZKŮ.....	170
SEZNAM TABULEK	171

1 ÚVOD

Zatopené lomy tvoří významnou součást vodní složky české krajiny. Na území České republiky se nachází několik set jezer vzniklých v souvislosti s těžbou nerostných surovin, která má v českých zemích mnohaletou tradici. Tato tzv. antropogenní jezera jsou z pohledu kvality vody nejrozmanitější ze všech genetických typů jezer vyskytujících se na území České republiky a sahají od silně eutrofizovaných, pozvolna zarůstajících zatopených pískoven a žulových lomů přes čistá oligotrofní jezera po těžbě vápence až po lokality s extrémním chemismem s velmi nízkým pH a vysokým obsahem rozpuštěných kovů. Některé lokality se za dobu své existence proměnily v cenná refugia vodní flóry a fauny s výskytem ohrožených a chráněných druhů, jiné slouží k rekreačním účelům nebo (a ne zcela výjimečně) jako zdroj kvalitní pitné či užitkové vody. Pro svou četnost a rozmanitost si antropogenní jezera jistě zaslouží pozornost jak laickou, tak odbornou, přičemž získané informace o množství a kvalitě vody mohou sloužit nejen k rozšíření většího povědomí o specifických vlastnostech tohoto genetického typu jezer, ale i jako důležité indicie určující směr jejich potenciálního využití v lokálním i regionálním měřítku.

1.1 TÉMA A CÍLE VÝZKUMU

Tématem antropogenních jezer se autor disertační práce začal zabývat v letech 2001–02 při zpracování bakalářské práce „Genetická klasifikace a geografické rozšíření jezer na území České republiky“, na kterou navázal v letech 2003–04 terénním výzkumem fyzikálně-chemických vlastností vody 5 jezer po těžbě různých nerostných surovin v magisterské práci „Antropogenní jezera České republiky“. V rámci výzkumného projektu GA ČR „Atlas jezer České republiky“, řešeného na katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v letech 2003–05, byly v podobě několika bakalářských a magisterských prací posluchačů katedry

fyzické geografie a geoekologie vypracovány dílčí studie dalších 15 antropogenních jezer, přičemž získaná primární data vytvořila datový základ pro první část předkládané disertační práce. V té se autor zabývá vzájemným srovnáním a hodnocením celkové variability fyzikálně-chemických vlastností vody antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR s cílem identifikovat specifika spojená s těžbou konkrétního typu nerostné suroviny, morfometrickými poměry jezerní pánve a stupněm oživení jezera (trofii), které ovlivňují kvalitu akumulované vody. Při zpracování výsledků byla použita primární data z terénních měření na jednotlivých lokalitách, kterých se s výjimkou jezer po těžbě písku v povodí Lužnice (KŘTĚNOVÁ 2006) autor osobně aktivně účastnil a primární data z laboratorních analýz chemismu vody a chlorofylu-*a*. Vybrané výsledky fyzikálních vlastností vody českých antropogenních jezer publikoval již ŠOBR (2007), autor disertační práce však tyto výsledky významně doplňuje a rozšiřuje, stejně jako dílčí výsledky chemismu publikované v rámci jednotlivých diplomových prací. Výsledky chemismu vody z lokalit Florián, Pelnář, Rampa, Šluknov, U Kyzu a Čimické jezero, jejichž limnologické studie byly zpracovány mimo uvedené diplomové práce, stejně jako výsledky koncentrace chlorofylu-*a* a trofie jezer jsou zcela původní. Pro komplexnější zhodnocení specifických vlastností vody českých antropogenních jezer byla do výsledků práce zahrnuta i převzatá data fyzikálně-chemických rozborů vody z Kamencového jezera a rozsáhlých hydrických rekultivací po těžbě hnědého uhlí Barbora, Milada a Most, stejně jako data z pěti referenčních lokalit, čítající typické zástupce ostatních genetických typů jezer na území České republiky.

Ve druhé části disertační práce se autor na základě vlastních měření z let 2010–11 věnuje detailní studii Hromnického jezera u Plzně vzniklého po těžbě pyritických břidlic s extrémním chemismem vody (pH~2,5, vysoký obsah síranů a rozpuštěných kovů) s cílem popsat současný stav a zhodnotit roční variabilitu fyzikálně-chemických vlastností vody, identifikovat přítomné druhy organismů adaptované na extrémní podmínky a v souvislosti s tím poukázat na specifický jev tzv. meromixie a zákonitosti s tím spojené. Tento jev, kdy

dochází ke každoročnímu promíchávání vody pouze do určité hloubky, je typický právě pro antropogenní jezera vzniklá po těžbě nerostných surovin.

1.2 STRUKTURA PRÁCE

Struktura práce odpovídá jednotlivým fázím výzkumu popsaným v úvodu. V kapitole 2, která obsahuje obecný úvod do problematiky antropogenních jezer, je definován termín antropogenní jezero, stručně prezentována klasifikace jezer po těžbě nerostných surovin v České republice a představeno všech 30 antropogenních jezer podrobených limnologickému výzkumu s uvedením základních morfometrických charakteristik. V následující kapitole jsou prezentovány a diskutovány výsledky měření fyzikálních vlastností vody v průběhu roku ve vertikálním profilu jezera s hodnocením variability uvedených lokalit na základě průměrných ročních hodnot fyzikálních parametrů změřených u hladiny a u dna včetně zhodnocení sezonality výskytu jejich minim a maxim. V úvodu kapitoly je uvedena metodika měření a zpracování dat, v úvodu jednotlivých subkapitol jsou stručně představeny obecné principy základních fyzikálních vlastností vody. Obdobně je strukturována i kapitola 4, kde jsou prezentovány a diskutovány výsledky variability jednotlivých lokalit na základě průměrných ročních hodnot základního chemismu (hladina, dno, sezonalita). Kapitola 5 se zabývá srovnáním průměrných koncentrací chlorofylu-*a* ve vodě hodnocených antropogenních jezer a hodnocením úrovně jejich trofie na základě průhlednosti vody, koncentrace chlorofylu-*a* a celkového dusíku. V kapitole 6 jsou představeny výsledky detailní studie meromiktického Hromnického jezera s vyhodnocením ročního monitoringu fyzikálně-chemických (ve vertikálním profilu) a biologických vlastností vody a diskutovány specifické vlastnosti vody jezer s extrémním chemismem vzniklých po těžbě sulfidických rud. Podrobně jsou rovněž diskutovány typické znaky a vnější projevy fenoménu meromixie. Na konci hlavních kapitol 3, 4 a 6 je uvedeno přehledné shrnutí poznatků získaných v rámci jednotlivých subkapitol, závěr shrnuje hlavní dosažené výsledky.

2 ANTROPOGENNÍ JEZERA ČESKÉ REPUBLIKY

Antropogenní jezera tvoří nejpočetnější genetickou skupinu jezer v České republice. V nejširším slova smyslu lze jimi označit veškeré vodní plochy vzniklé v důsledku geomorfologické činnosti člověka, tedy včetně rybníků a údolních přehradních nádrží. V užším pojetí lze jako antropogenní označit pouze ta jezera, která vznikla v souvislosti s těžbou nerostných surovin a která se oproti uměle hrazeným nádržím nedají běžnými prostředky vypustit, ani nijak regulovat (HRDINKA 2004).

2.1 DEFINICE POJMU

Pojem antropogenní jezero vychází z genetické klasifikace jezer (JANSKÝ, ŠOBR 2003), která určuje, jakými převládajícími geomorfologickými pochody vznikla jezerní pánev. ŠOBR (2007) ve své práci zabývajícími se jezery České republiky konstatuje, že definice pojmu „jezero“ je ve světové literatuře nejednoznačná a existují na ní různé názory (geologické, geomorfologické, hydrobiologické a ekologické hledisko). Významný švýcarský limnolog F.A. Forel, jehož definice je v odborné geografické či limnologické literatuře dodnes citována, označuje jezero jako „stagnující vodní hmotu, která se nachází v prohlubni zemského povrchu, na všech stranách uzavřená, nemající bezprostřední spojení s mořem“ (FOREL 1901). Tuto definici lze tedy použít pro každou vodní plochu, tedy včetně rybníků a močálů a to bez ohledu na jejich velikost. Podle sjednocující Směrnice Evropského parlamentu a Rady 2000/60/EC ustavující rámec pro činnost Společenství v oblasti vodní politiky je jezero definováno jako „útvár stojaté vnitrozemské povrchové vody“, přičemž se může jednat o útvary přírodní, nebo umělé [1]. V české limnologické literatuře byla ustanovena stávající definice jezera jako „přírodní deprese na zemském povrchu nebo pod ním, trvale nebo dočasně vyplněná vodou, nemající bezprostřední spojení s mořem. 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“ (JANSKÝ, ŠOBR 2003). Tato definice se od předchozích dvou zásadně liší v označení jezera jako přírodní deprese, tedy zformované přirozenými geomorfologickými procesy bez vlivu člověka a patrně vychází z geomorfologické definice DEMKA (1987), který definuje jezero jako „přirozenou vodní nádrž ve sníženině reliéfu pevnin, která není přímo spojená se světovým oceánem“. Z tohoto pohledu se tedy označení „antropogenní jezero“ může jevit jako jistý protimluv. Významný americký limnolog R.G. Wetzel však rovněž uvádí v literatuře hojně používaný termín „artificial lake“ s ohledem na způsob jeho vzniku a v souladu s první a druhou definicí se o nutné přírodní depresi, respektive „přirozeném“ způsobu vzniku jezera nezmiňuje (WETZEL 2001). Poměrně zřídka používaný termín „antropogenní jezero–anthropogenic lake“ (např. NWACHUKWU ET AL. 2010) místo běžně používaného termínu „artificial lake–umělé jezero“ byl autorem disertační práce zvolen pro jistou kontinuitu z hlediska působení základních geomorfologických činitelů na jeho genezi, aniž by činnost člověka plně vydělil z přirozených procesů. Přívlastek „antropogenní“ se tak spíše shoduje s termínem „man-made“, kterým se tato jezera rovněž velmi často označují (LOWE-McCONNELL 1966).

V užším pojetí jsou antropogenními jezery myšlena pouze jezera vzniklá v souvislosti s těžbou nerostných surovin, v anglosaské literatuře označovaná jako „pit lakes“ nebo „mining lakes“ (např. DOYLE, RUNNELLS 1997; VON ROHDEN ET AL. 2010), která se nedají běžným způsobem regulovat ani vypustit a svou povahou plně odpovídají zbytku definice podle JANSKÉHO A ŠOBRA (2003). Český ekvivalent „lomová jezera“ se přitom jeví jako nedostatečný, neboť ne všechna jezera vzniklá v souvislosti s těžbou nerostných surovin se musí nutně nacházet v lomech (např. vodní plochy na výsypkách, poklesových kotlinách).

2.2 JEZERA VZNIKLÁ PO TĚŽBĚ NEROSTNÝCH SUROVIN

Jezerá vzniklá v souvislosti s těžbou nerostných surovin 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 nebo v poklesových kotlinách. Vodní plochy různých rozměrů vznikly buď samovolně zatopením podzemní, popř. srážkovou vodou, nebo jako důsledek cílené, tzv. hydrické rekultivace (ŠTÝS 1981). Jejich rozšíření je přímo vázáno na výskyt a těžbu specifických nerostných surovin, jejichž těžba má v českých zemích několikasetletou tradici. Ve srovnání s jezery přírodního původu vykazují jezera po těžbě nerostných surovin řadu zajímavých odlišností. Tou nejmarkantnější jsou často velmi specifické vlastnosti vody z hlediska fyzikálních, chemických a potažmo biologických charakteristik, které souvisí s několika faktory, jež jsou antropogenním jezerům vlastní. Mezi takové faktory patří zejména od přírodních jezer velmi odlišné morfometrické parametry jezerní pánve (příkré až kolmé svahy pánve, značná maximální a střední volumetrická hloubka), neobvyklá poloha hladiny jezera často několik desítek metrů pod úrovní přilehlého terénu (omezení působení povětrnostních podmínek na cirkulaci vody) a specifický charakter dříve těžené horniny (geochemické složení, struktura), které primárně formují vlastnosti akumulovaných vod podzemního i povrchového původu a ovlivňují kvalitativní charakteristiky jezerní vody i desítky let po zaplavení (HRDINKA 2005). Množství a kvalita vody antropogenních jezer určuje možnosti jejich stávajícího a potenciálního využití (HRDINKA 2007), jezera menších rozměrů, která jsou většinou ponechána samovolnému vývoji (spontánní sukcesi), mohou vytvářet území soustředění nemalých přírodních hodnot.

Podle druhu a fyzikálně-chemické povahy horniny lze tato jezera dále rozdělit na vodní plochy vzniklé 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 (HRDINKA 2004).

2.2.1 Těžba písku a štěrkopísku

Jezero v povrchových dolech po těžbě písku a štěrkopísku jsou nejrozšířenějším typem jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR. V naprosté většině jsou lokalizována podél vodních toků v oblastech kvartérních štěrkopískových náplavů, výjimku tvoří ojedinělé vodní plochy vzniklé po těžbě glaciofluviálních štěrkopísků na území pokrytém kvartérním pevninským ledovcem (jezero Florián severně od Jeseníku). Jezera po těžbě písku a štěrkopísku 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), méně často pak v povodí řek Jizery, Cidliny a Opavy (obr. 1 a 9). Podle DLASKOVÉ (2009) tvoří v oblasti středního Polabí 49 % všech vodních ploch, více než rybníky (34 %) a fluviální jezera (13%) dohromady. Ve většině případů se jedná o vodní plochy větších rozměrů (větší než 1 ha), jejichž existence souvisí s vysoko položenou hladinou podzemní vody v nivě vodních toků, s níž hladina vody v jezerech komunikuje. Jelikož se jedná o vodu podzemní nebo říční vodu filtrovanou přes štěrkopískové náplavy, bývá její kvalita primárně většinou velmi dobrá a její další vývoj závisí především na biologickém oživení jezera v závislosti na jeho stáří a charakteru jeho okolí.



Obr. 1 Vodárenská nádrž v opuštěném štěrkopískovém dole u Ostrožské Nové Vsi na Moravě (foto 113va, mapy.cz). Vpravo zatopená pískovna „Jezero“ u Poděbrad (největší vodní plocha), využívaná k rekreačním účelům (zdroj mapy.cz).

Využití jezer je v závislosti na kvalitě a objemu vody velmi různorodé od rekreačních aktivit přes závlahovou a napájecí vodu v zemědělství až po využití pro vodárenské účely (obr. 1). Důležitý je rovněž význam bioekologický a krajinotvorný, kdy zejména malé a pozvolna zarůstající eutrofizované vodní plochy po těžbě písku tvoří významná refugia bezobratlých živočichů a obojživelníků s výskytem ohrožených druhů bahenních a vodních rostlin (např. PP Bělečský písňík). Větší vodní plochy jsou pak vyhledávanými shromaždišti vodního ptactva (PR Chomoutovské jezero, PR Moravičanské jezero a jiné).

2.2.2 Těžba kaolinu

Jezerá vzniklá po těžbě kaolinu jsou ve srovnání s ostatními druhy jezer po těžbě nerostných surovin poměrně nepočetná a vyskytují se především v tradičních oblastech těžby této suroviny severně od Chebu, západně od Karlových Varů a v okolí Horní Břízy severně od Plzně (obr. 9). Ojedinele se nacházejí i v plošně málo rozlehlých povrchových dolech v okolí Znojma, Veverské Bítýšky, Jedovnic v Moravském krasu, Vidnavy a u Podbořan na Žatecku. Převážně mělká jezera menších rozměrů se vyznačují vyšším obsahem suspendovaného kaolinitu z nezpevněných břehů, značně ovlivňující průhlednost a zbarvení vody (obr. 2).



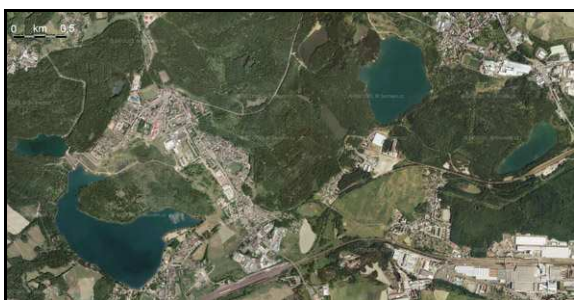
Obr. 2 Intenzivně modré zdánlivé zbarvení vody nově vzniklého jezera v kaolinovém dole v obci Podlesí u Karlových Varů (foto P. Lněnička, KVpoint.cz). Vpravo zatopený kaolinový důl u Horní Břízy, patrný je výrazný zákal suspendovaným kaolínem (foto j.kruta, mapy.cz).

Vzhledem k nadprůměrné mineralizaci a malým rozměrům se voda nedá dlouhodobě využívat k zavlažování ani k vodárenským účelům, pro své specifické odstíny vody jsou však jezera zejména v okolí Karlových Varů často využívána k rekreačním účelům.

2.2.3 Těžba hnědého a černého uhlí

Jezera vzniklá v souvislosti s těžbou hnědého a černého tvoří spolu s rybníky a jezery po těžbě štěrkopísku nejčtenější typ antropogenních jezer v ČR. Jejich výskyt je vázán především na těžbu hnědého uhlí, jehož největší depozice se nalézají v severočeských hnědouhelných pánvích. Největší počet jezer je lokalizován do Sokolovské a Mostecké pánve a okolí měst Teplice a Ústí nad Labem (obr. 9), zcela ojedinělou lokalitou je pak jezero Pelnář, vzniklé po těžbě lignitu nedaleko Uhelne v Rychlebských horách. Jedná se o jezera neobyčejně různorodá a lze je rozdělit do tří, zcela odlišných skupin. První skupinu tvoří jezera, která vznikla samovolnou nebo řízenou akumulací vody v opuštěných důlních jamách. Často dosahují velkých rozměrů (desítky hektarů) a pokud se v jejich okolí netěží, obsahují vodu dobré kvality, typickou pro oligotrofní až mezotrofní prostředí (obr. 3). Pokud nejsou znečištěna ropnými či jinými chemickými látkami, je možné vzhledem k dostatečnému objemu předpokládat jejich polyfunkční využití. Kromě využití vody pro lokální závlahy nebo rekreaci lze rovněž uvažovat i o potenciálním využití pro vodárenské účely (např. jezero Barbora, obr. 3 a 15). Druhým typem jsou jezera vyskytující se v poklesových kotlinách a na rozsáhlých výsypkách hlušiny, kde dochází k akumulaci srážkové vody v depresních polohách reliéfu (např. výsypka bývalého dolu Vilém u Sokolova). Tato jezera svou fyziologií připomínají rybníky, od nichž se však odlišují malou přítomností bahnitého sedimentu. Mělké prostředí těchto jezer je často využíváno k chovu některých druhů kaprovitých ryb, druhotně zde také dochází k rozvoji chráněné mokřadní vegetace (ekologická funkce). Do této skupiny patří i zatopené propadliny podzemních důlních děl

(pinky) a drobné vodní plochy při úpatí hald hlušiny po těžbě černého uhlí na Ostravsku a Karvinsku. Posledním typem jsou odkaliště průmyslových podniků a plaviště popílků tepelných elektráren, které se vyskytují buď přímo v opuštěných důlních jámách (severní Čechy), poklesových kotlinách (Ostravsko) nebo v umělých nádržích k tomu účelu postavených. Funkce jezer tohoto typu je předem daná a jakékoliv jiné využití je pro často agresivní povahu akumulované vody vyloučené. Realizované a v blízké budoucnosti plánované řízené hydrologické rekultivace hnědouhelných velkolomů v severních a západních Čechách (tab. 1) se zařadí k největším vodním útvarům v Česku. Ještě rozsáhlejší vodní díla mají vzniknout po těžbě hnědého uhlí a lignitu v Německu (obr. 4).

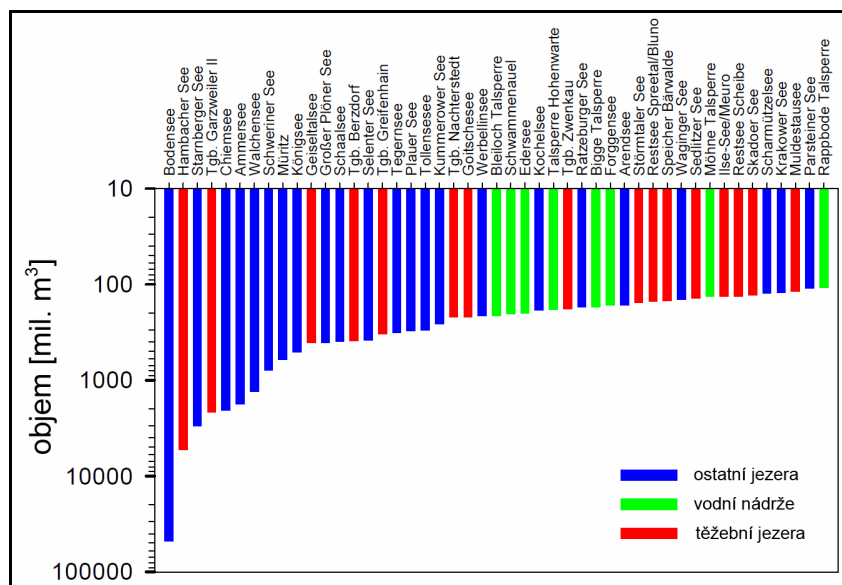


Obr. 3 Oblast těžby hnědého uhlí západně od Teplic s jezery Otakar (úplně vlevo), Barbora (vlevo dole), Lübig (nahore) a Stříbrný rybník (vpravo) (zdroj mapy.cz). Vpravo pohled na zatopený hnědouhelný lom Lübig, využívané k rekreaci a sportovnímu rybaření (foto Dayen72, mapy.cz).

Tab. 1 Morfometrické charakteristiky plánovaných hydrických rekultivací hnědouhelných dolů v severních a západních Čechách ve srovnání se stávajícími vodními plochami (zdroj SVOBODA ET AL. 2008, ŠOBR 2007, Palivový kombinát Ústí, Povodí Vltavy).

název	zahájení napouštění	plocha [ha]	objem [mil. m ³]	prům. hloubka [m]	max. hloubka [m]
Milada (Chabařovice) ¹	2001	252,2	35,6	14,1	24,7
Most (Ležáky) ²	2008	311,0	70,5	22,7	75,0
Vršany-Šverma	2050	390,0	73,6	18,8	40,0
Medard-Libík	2008	501,4	138,0	27,5	51,0
ČSA	2020	701,0	236,8	33,7	130,0
Libouš	2038	1083,2	248,0	22,9	75,8
Jiří-Družba	2038	1322,3	514,9	40,6	93,0
Bílina	2037	1145,0	645,0	56,0	170,0
Černé jezero	-	18,8	2,9	15,6	40,1
Rožmberk	1590	489,0	6,2	1,3	6,2
VD Slapy	1954	1392,0	270,0	19,4	53,0
VD Orlík	1960	2732,7	716,5	26,2	73,0

¹napuštěno v roce 2010, ²napuštěno v roce 2012



Obr. 4 Realizované a plánované hydrické rekultivace hnědouhelných velkolomů v Německu (SCHULTZE 2008)

2.2.4 Těžba vápence, břidlice a droby

Tuto skupinu jezer nalezneme v lomech, v nichž se těžily především zpevněné sedimenty marinního původu prvohorního až druhohorního stáří. Tyto horniny se sice liší svou barvou, minerálním složením, popř. fyzikálními vlastnostmi, samotné lomové vody se však podobají v několika aspektech. Jezera jsou si podobná svou velikostí, morfometrií jezerní pánve (daná etážovým způsobem těžby), značnou hloubkou, relativně nízkou trofíí, barvou a průhledností vody a vyšším obsahem iontů HCO_3^- . Nejznámějšími jezery vzniklými po těžbě vápence se nacházejí v lomech Velká a Malá Amerika u Mořiny na Karlštejsku (HRDINKA 2005), podobná jezera menších rozměrů však najdeme i na jiných místech v Českém krasu (obr. 5). Další jezera se vyskytují už spíše sporadicky v čoučkách krystalických vápenců u Rabí, Hejnic a v druhohorních vápencích severně od Valašského Meziříčí. Jezera v lomech po těžbě břidlic jsou koncentrována především východně od Bruntálu, ojedinělý výskyt je i v okolí Vrbna pod Pradědem a v Českém krasu (obr. 5). Jezera vázaná na těžbu droby se vyskytují pouze na Moravě, zejména při okrajích Oderských vrchů a Nížkého Jeseníku, místy pak v Moravském krasu či v okolí Litovle (obr. 9).



Obr. 5 Pozvolna zavážené jezero ve vápencovém lomu Plešivec u Koněprus (foto M. Chytilová, picasaweb.com). Vpravo jezero v břidlicovém/vápencovém lomu Kosov u Berouna využívané pro výcvik potápěčů a k rekreačním účelům s bohatým výskytem raka bahenního (*Astacus leptodactylus*) (foto A. Hříbal, hribal.blog.denik.cz).

K vodním plochám ve zpevněných sedimentech lze ještě přiřadit jezero v lomu Rasová v jílovcích a pískovcích u Komni v Bílých Karpatech a jezero ve slepencích křídového stáří v PP Skalka u Žehušic. Pro modrozelené zbarvení vody a mimořádnou průhlednost až několik metrů (obr. 38) jsou jezera využívána především k rekreaci. Kvalita vody některých jezer je však velmi dobrá s velkým potenciálem využití zejména k vodárenským účelům (např. jako náhradní zdroj pitné vody) pro menší obce v nejbližším okolí. Jezera tohoto typu, která jsou převážně oligotrofního až mezotrofního charakteru, bývají také významnými útočištěm různých druhů koryšů, např. raka bahenního (*Astacus leptodactylus*).

2.2.5 Těžba žuly, dioritu a čediče

Tuto skupinu tvoří jezera vyskytující se v lomech po těžbě magmatických, popř. metamorfovaných hornin (např. fylitu). Jezera jsou převážně menších rozměrů, často obklopená příkrými lomovými stěnami. Je pro ně typická značná hloubka, zbarvení vody a průhlednost značně kolísají v závislosti na stáří lokality a charakteru okolí jezera. Lomy se často nacházejí v lesních komplexech s výrazným organickým opadem (obr. 6), který přispívá ke zvyšování eutrofizace jezerní vody. Jezera tohoto druhu jsou rozmístěna po území celé

České republiky tam, kde se žulové plutony či krystalinikum dostávají k zemskému povrchu (obr. 9). Největší koncentrace jezer se nachází v okrajové části Železných hor severně od Hlinska v okolí Skutče (obr. 6), druhou nejvýznamnější lokalitou je oblast kolem Žulové v Žulovské pahorkatině na severní Moravě. Jezera vázaná na těžbu dioritu a granodioritu (obr. 6) se vyskytují především v Benešovské pahorkatině (Hříměždice, Kozárovice) a pak již jen ojediněle u Poličky a Jablonného nad Orlicí. Jezera vzniklá po těžbě 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 lze nalézt v čedičovém lomu Hlavno poblíž Sokolova. Do této skupiny lze ještě zařadit jezero v bývalém těšinitovém (tmavá hrubozrnná výlevná hornina) lomu u Žermanic poblíž Havířova a jezera po těžbě fylitu severně od Železného Brodu. Vzhledem k malé velikosti a nižší jakosti (zejména hlubinné) vody jsou tato jezera nevhodná pro využití k vodárenským účelům, velmi často však představují cenná refugia ohrožených druhů rostlin a živočichů, zejména obojživelníků (PP Božkovské jezírko, PP Lom Chlum, PP Teletínský lom, PP Žermanický lom a jiné). V lomu Srní u Hlinska byla při odběrech vzorků vody v letech 2004–05 například zjištěna bohatá populace medúzky sladkovodní (*Craspedacusta sowerbii*).



Obr. 6 Zatopené žulové lomy v lesním komplexu u Prosetína u Skutče (zdroj mapy.cz). Vpravo jezero v granodioritovém lomu Štětkovice u Sedlčan využívané k rekreačním účelům (foto radovanec, mapy.cz).

2.2.6 Těžba cihlářské hlíny

Jezerá této skupiny se nacházejí v povrchových dolech po těžbě cihlářské hlíny a žáruvzdorných jíílů. Ty jsou rovnoměrně roztroušeny po území celé České republiky a nejčastěji lokalizovány na okraje měst či do jejich blízkého okolí, což souvisí s historickým využitím cihlářské hlíny a vypálených cihel na stavbu domů. Jezera po těžbě hlíny jsou podstatně menších rozměrů než jim fyziognomicky nejvíce podobná jezera po těžbě písku a bývají velice mělká. Malá hloubka často vede k jejich intenzivnímu prohřívání a k rychlému rozvoji fytoplanktonu. Barva vody se nejčastěji pohybuje v odstínech zelenožluté až žlutohnědé podle Forel-Uleovy stupnice, velmi omezená bývá průhlednost (obr. 7). Jezera bývají nejčastěji využívána pro chov kaprovitých ryb, popř. mohou vzhledem ke své poloze sloužit jako protipožární nádrže.



Obr. 7 Jezero v hliništi Vážany u Kroměříže, vysoký obsah suspendovaných jílových látek se odráží v charakteristickém žlutohnědém zabarvení vody (foto J. Karásek, zlin.indes.cz).

2.2.7 Těžba jiných nerostných surovin

Jezerá této skupiny jsou vázána na těžbu specifických nerostných surovin, které často velmi významně ovlivňují chemické složení jezerních vod. I přes geologickou pestrost Českého masívu jsou však tato jezera v České republice spíše ojedinělá (obr. 9). Nejznámější příklady jsou Kamencové jezero v Chomutově a Hromnické jezero po těžbě pyritických břidlic severně od Plzně (podrobně viz kap. 6) s pH vody 2,5–4. Obdobný charakter

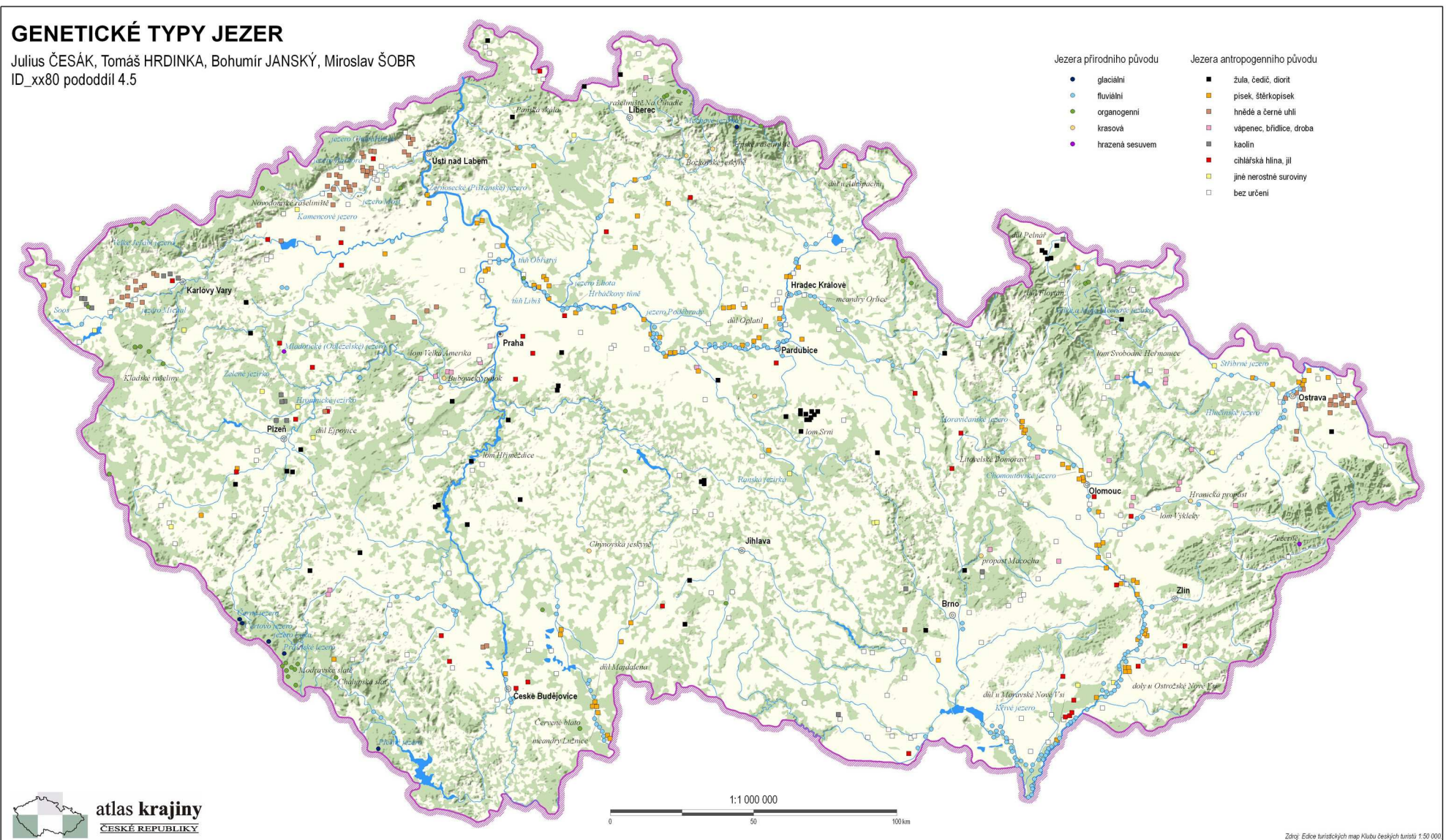
chemismu vody vykazuje Zelené jezero u Horní Břízy, kde se pyritické břidlice střídají s kaolinovými vrstvami. Po těžbě sádrovce vzniklo plošně rozlehlé Stříbrné jezero u Opavy, využívané k rekreačním účelům, podobně jako jezero po povrchové těžbě železné rudy na toku Klabava u Ejpovic, které je využíváno i ke sportovnímu rybaření. Z pohledu dlouhodobého vývoje vodního prostředí antropogenních jezer je velmi zajímavá lokalita Stříbrného jezera u Fulneku, vzniklého v polovině 17. stol. ve zřícené šachtě po hlubinné těžbě galenitu, dnes bohaté refugium d'áblíku bahenního (*Calla palustris*), leknínu bělostného (*Nymphaea candida*) a obojživelníků (PP Stříbrné jezírko). Dalšími velmi specifickými lokalitami jsou zatopené jámy po těžbě limonitových (železných) rud v PP Ranská jezírka (obr. 8), jezero po těžbě křemence v lomu U kyzu u Churáňova nebo jezero v aplitovém lomu u Nového Pařezova. Vzhledem ke specifickému chemismu a malým rozměrům zůstávají jezera této skupiny až na výjimky bez využití, v některých případech slouží k ekologickým účelům a ochraně přírody.



Obr. 8 Mělké vodní plochy v jámách po historické těžbě limonitových rud v PP Ranská jezírka (zdroj dedictivivysociny.cz), bohaté útočiště chráněných druhů obojživelníků.

GENETICKÉ TYPY JEZER

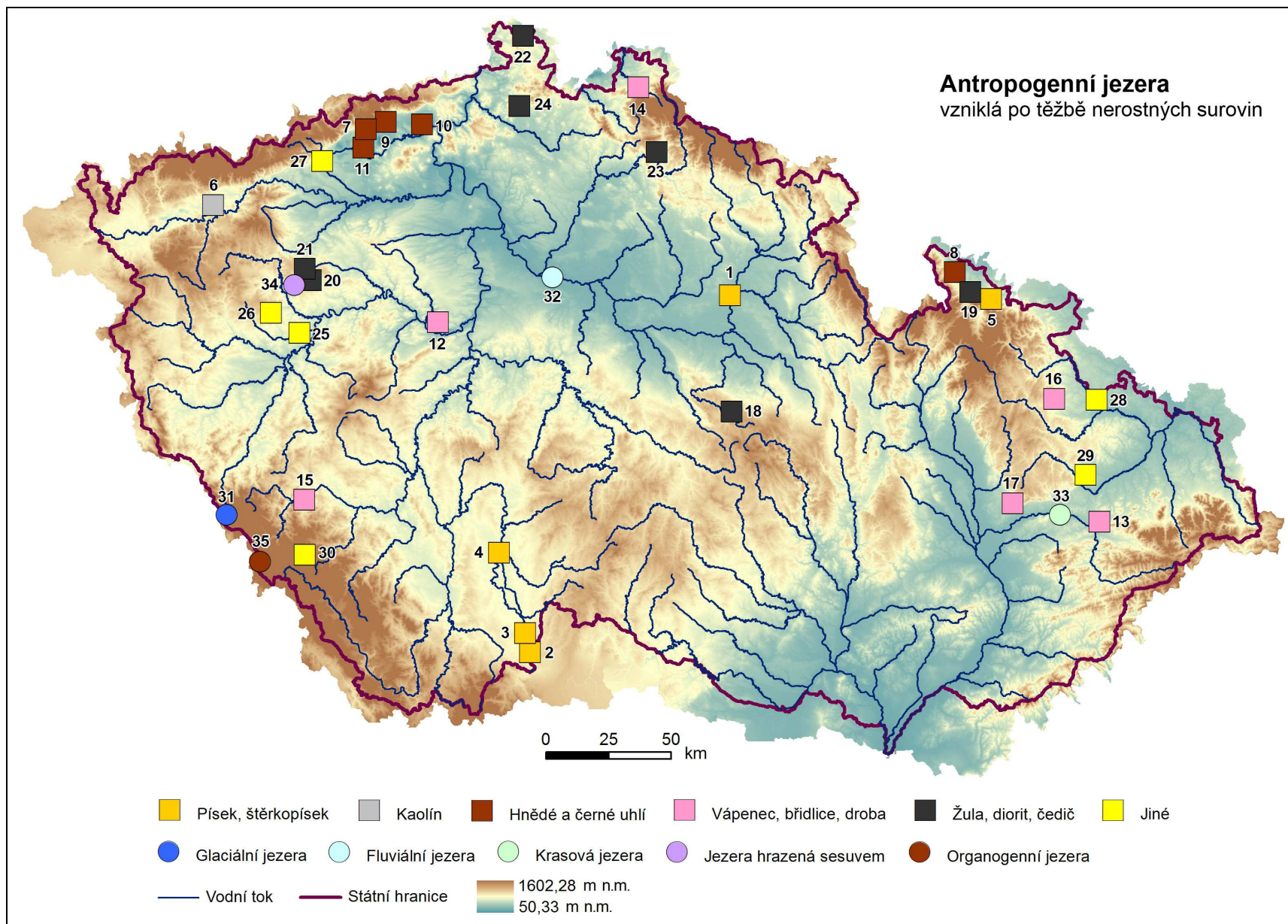
Julius ČESÁK, Tomáš HRDINKA, Bohumir JANSKÝ, Miroslav ŠOBR
ID_xx80 pododdíl 4.5



Obr. 9 Mapa genetických typů jezer na území České republiky včetně subtypů antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin (ATLAS KRAJINY ČR 2009).

2.3 POLOHA A MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY VYBRANÝCH JEZER

Poloha a základní morfometrické charakteristiky jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin, které byly podrobeny limnologickému výzkumu v rámci této práce (30 lokalit), jsou zobrazeny na obr. 10, respektive shrnuty v tab. 2. Data o stáří, rozměrech a morfometrických charakteristikách jezerních pánví byla z větší části převzata z obhájených bakalářských, magisterských a disertačních prací na katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, jednotlivé zdroje dat jsou uvedeny v tab. 2. Hodnocená antropogenní jezera byla doplněna o 5 referenčních lokalit ostatních genetických typů jezer (lokality č. 31–35), které byly využity pro srovnání fyzikálních, chemických a biologických vlastností vody v kapitolách 3–5. Od počátku řešení grantového projektu byla antropogenní jezera vybírána tak, aby obsáhla petrografickou pestrost hornin těžených na území České republiky a aby zahrnovala alespoň jedno jezero z každé skupiny antropogenních jezer podle klasifikace uvedené v kap. 2.2. V rámci práce jsou jednotlivé typy antropogenních jezer v tabulkách pro lepší přehlednost označeny barvou odpovídající barvám použitých na obr. 10. Jednotlivé lokality (fotografická dokumentace na obr. 15) byly vybírány na základě vytipování z map a následné rekognoskace v terénu pro podchycení možného nežádoucího ovlivnění (skládka, zavažení, odkaliště), popřípadě špatnou přístupnost. Takové lokality pak byly eliminovány. Všechna hodnocená jezera jsou neprůtočná a sahají od velmi malých lokalit po těžbě žuly (Ostrovec, Lhotský vrch) a čediče (Panská skála) o objemu několika tisíc m³ po rozsáhlé hydričké rekultivace po těžbě hnědého uhlí Barbora, Milada a Most o objemu desítek milionů m³ (obr. 11). Typickou (mediánovou) hodnotou objemu jezer hodnocených v této práci je objem 100 000 m³, přibližně odpovídající referenční lokalitě sesuvem hrazeného Mladotického jezera. Typickým znakem antropogenních jezer je jejich značná maximální (téměř polovina lokalit je hlubší než 10 m) a průměrná (střední volumetrická) hloubka, mající značný vliv na cirkulaci vody v jezerech.

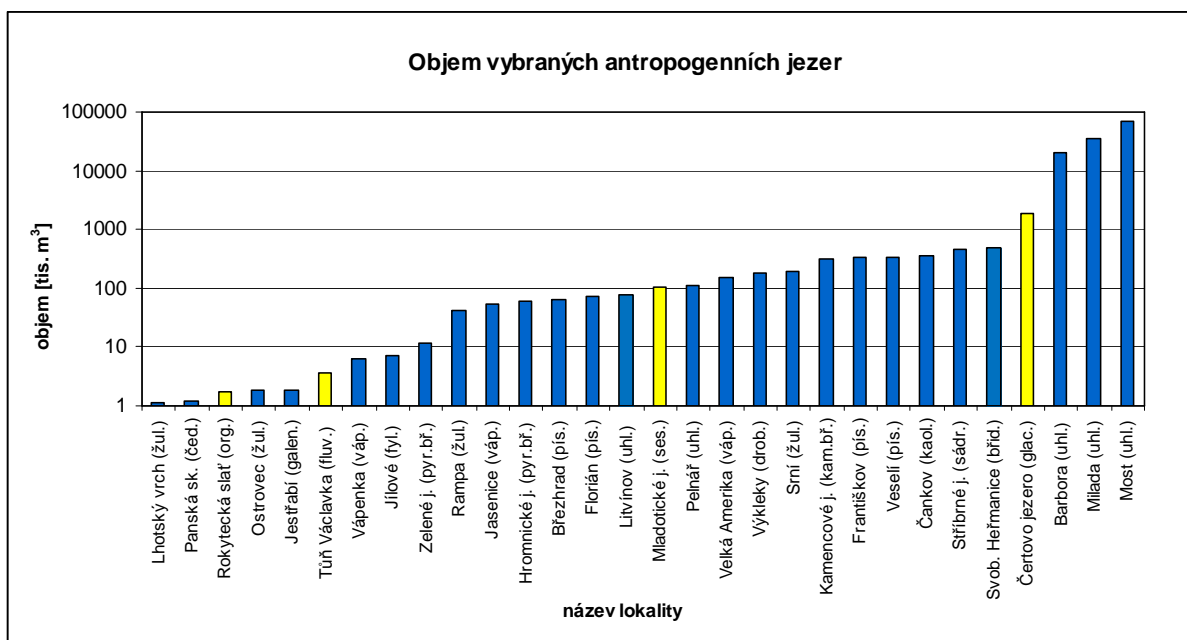


Obr. 10 Poloha antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v rámci ČR s uvedením druhu těžené suroviny (názvy lokalit viz tab. 2).

Tab. 2 Typologie, poloha a morfometrické charakteristiky jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin na území ČR.

č.	název lokality	těžená hornina	poloha lokality	nadm. výška [m]	stáří jezera [roky]	plocha [ha]	objem [tis. m ³]	max. hloubka [m]	prům. hloubka [m]	relat. hloubka [%]	zdroj dat
1	Březhrad	šterkopísky	50°11'27" S, 15°47'48" V	230	55	2,45	66,0	4,7	2,7	2,7	Hrdinka (2004)
2	Halámky	šterkopísky	48°49'21" S, 14°56'52" V	470	27	21,00	-	6,2	-	1,2	Křtěnová (2006)
3	Františkov	šterkopísky	48°53'46" S, 15°54'17" V	450	37	7,84	329,3	9,2	4,2	2,9	Křtěnová (2006)
4	Veselí	šterkopísky	49°10'26" S, 14°42'37" V	410	26	11,45	332,1	7,7	2,9	2,0	Křtěnová (2006)
5	Florián	glaciál. šterkopísky	50°16'47" S, 17°15'17" V	397	25	3,63	71,0	3,9	2,0	1,8	Šobr (2007)
6	Čankov	kaolin	50°15'19" S, 12°51'30" V	405	63	4,48	361,5	19,2	8,1	8,0	Hrdinka (2004)
7	Litvínov	hnědé uhlí	50°36'32" S, 13°38'37" V	360	51	1,62	76,5	11,9	4,7	8,3	Hrdinka (2004)
8	Pelnář	lignit	50°21'44" S, 17°02'10" V	306	60	4,87	114,0	6,4	2,3	2,6	Šobr (2007)
9	Barbora	hnědé uhlí	50°38'34" S, 13°45'47" V	262	40	65	20000	60,0	30,8	6,6	Severočeské doly, a.s.
10	Milada	hnědé uhlí	50°39'14" S, 13°57'08" V	146	11	252	35600	24,7	14,1	1,4	PKÚ, s.p.
11	Most	hnědé uhlí	50°32'38" S, 13°38'45" V	199	5	311	70500	75,0	22,7	3,8	PKÚ, s.p.
12	Velká Amerika	vápenec	49°57'32" S, 14°11'49" V	410	49	2,09	151,5	11,0	7,3	6,7	Hrdinka (2004)
13	Jasenice	vápenec	49°31'11" S, 17°58'09" V	310	42	0,76	54,0	11,5	7,1	11,7	Holenda (2007)
14	Vápenka	krystal. vápenec	50°53'30" S, 15°08'29" V	350	45	0,20	6,4	5,8	3,2	11,5	Bervicová (2006)
15	Čimické jezero	krystal. vápenec	49°15'40" S, 13°36'24" V	514	45	0,49	-	5,5	-	7,0	Šobr (2007)
16	Svobodné Heřmanice	břidlice	49°56'39" S, 17°39'28" V	460	55	3,83	492,5	35,1	12,9	15,9	Holenda (2007)
17	Výkleky	droba	49°33'23" S, 17°28'57" V	350	22	3,15	185,9	8,2	5,9	4,1	Holenda (2007)
18	Srní	žula	49°46'40" S, 15°52'53" V	630	43	1,15	189,5	33,0	16,5	27,3	Hrdinka (2004)
19	Rampa	žula	50°17'52" S, 17°08'02" V	351	35	0,44	41,1	20,6	9,3	27,5	Šobr (2007)
20	Ostrovec	žula	50°04'54" S, 13°25'14" V	448	55	0,10	1,8	3,8	1,8	10,7	Knapp (2006)
21	Lhotský vrch	žula	50°02'34" S, 13°27'48" V	547	50	0,04	1,1	7,6	2,8	33,7	Knapp (2006)
22	Šluknov	žula	51°01'09" S, 14°27'07" V	370	~100	0,03	-	9,5	-	48,6	nepublikováno
23	Jílové	fylit	50°40'09" S, 15°17'21" V	550	25	0,23	7,3	7,0	3,2	12,9	Bervicová (2006)
24	Panská skála	čedič	50°46'11" S, 14°29'04" V	580	67	0,09	1,2	2,5	1,3	7,4	Bervicová (2006)
25	Hromnické jezero	pyritické břidlice	49°51'02" S, 13°26'39" V	380	~115	0,97	61,0	14,0	6,3	12,6	Boháčková (2005)
26	Zelené jezero	pyritické břidlice	49°54'20" S, 13°16'14" V	490	~125	0,35	11,5	5,9	3,3	8,8	Boháčková (2005)
27	Kamencové jezero	kamenečné břidlice	50°28'20" S, 13°25'30" V	337	~220	15,98	322,9	3,5	2,0	0,8	Gabrielová (1996)
28	Stříbrné jezero	sádrovec	49°57'19" S, 17°53'39" V	260	48	7,13	456,3	14,1	6,4	4,7	Holenda (2007)
29	Jestřabí	galenit	49°41'00" S, 17°52'09" V	460	~360	0,13	1,8	4,5	1,4	11,1	Holenda (2007)
30	U Kyzu	křemenec	49°03'55" S, 13°39'11" V	981	~115	0,28	-	8,7	-	14,6	Šobr (2007)
31	Čertovo jezero	glaciální j.	49°09'54" S, 13°11'48" V	1027	>10000	10,74	1859,0	35,4	17,3	9,6	Kocum (2004)
32	Tůň Václavka	fluviální j.	50°10'50" S, 14°46'23" V	170	~85	0,73	3,7	1,3	0,5	1,4	Chalupová (2011)
33	Hranická propast	krasové j.	49°31'56" S, 17°45'02" V	245	>10000	0,04 ¹	4,2 ¹	36,0 ¹	10,2 ¹	159,52 ¹	Dosedla (1953)
34	Mladotické jezero	j. hrazené sesuvem	51°01'00" S, 13°22'26" V	413	140	4,74	103,9	6,7	2,2	2,7	Janský et al. (2010)
35	Rokytecká slat'	organogenní j.	49°00'58" S, 13°24'49" V	1095	~6000	0,22	1,7	1,2	0,8	2,2	Pošta (2004)

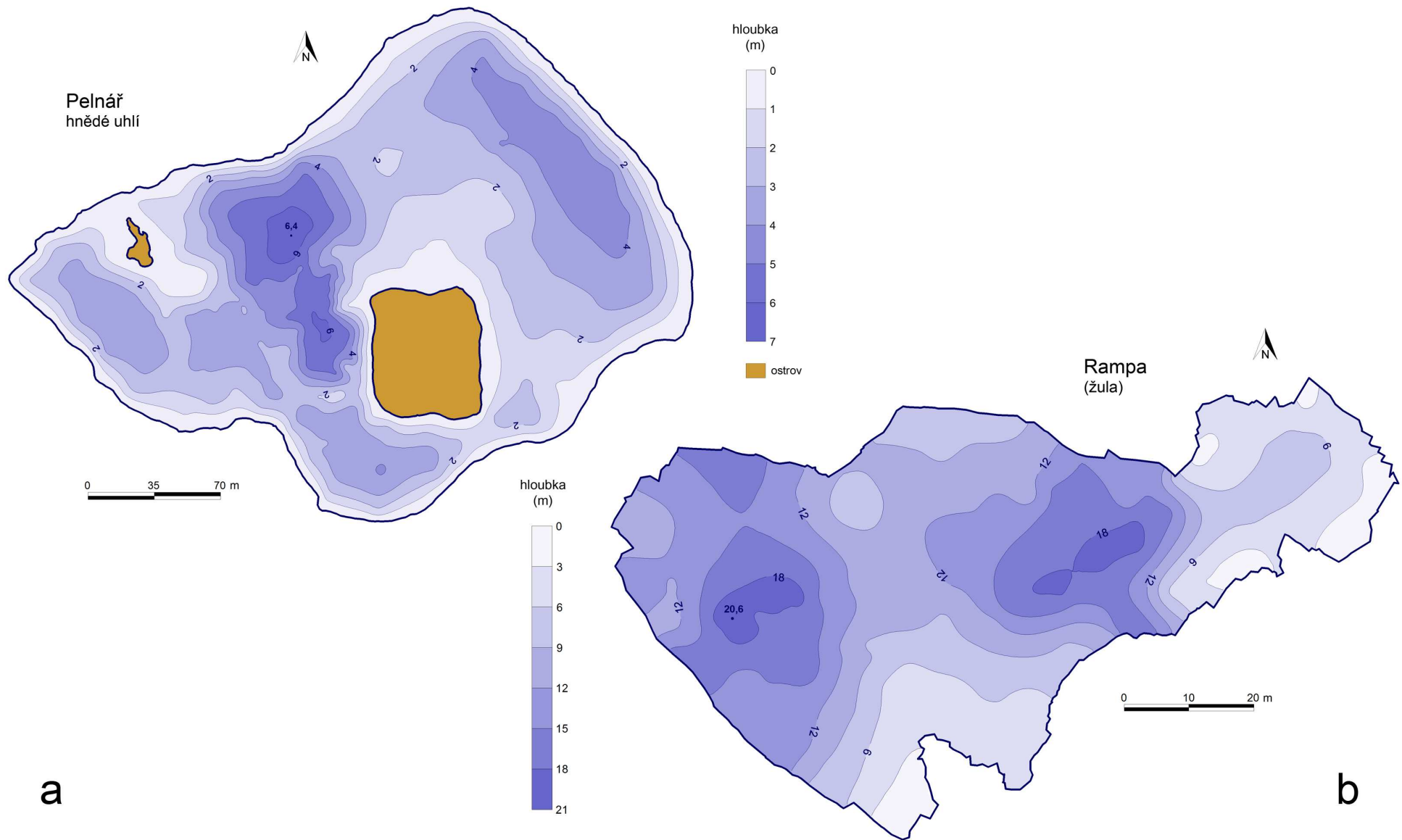
¹pouze viditelná část, celková hloubka jezera je nejméně 220 m (2006)



Obr. 11 Objem hodnocených antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin na území ČR ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě). Osa Y má logaritmické měřítko.

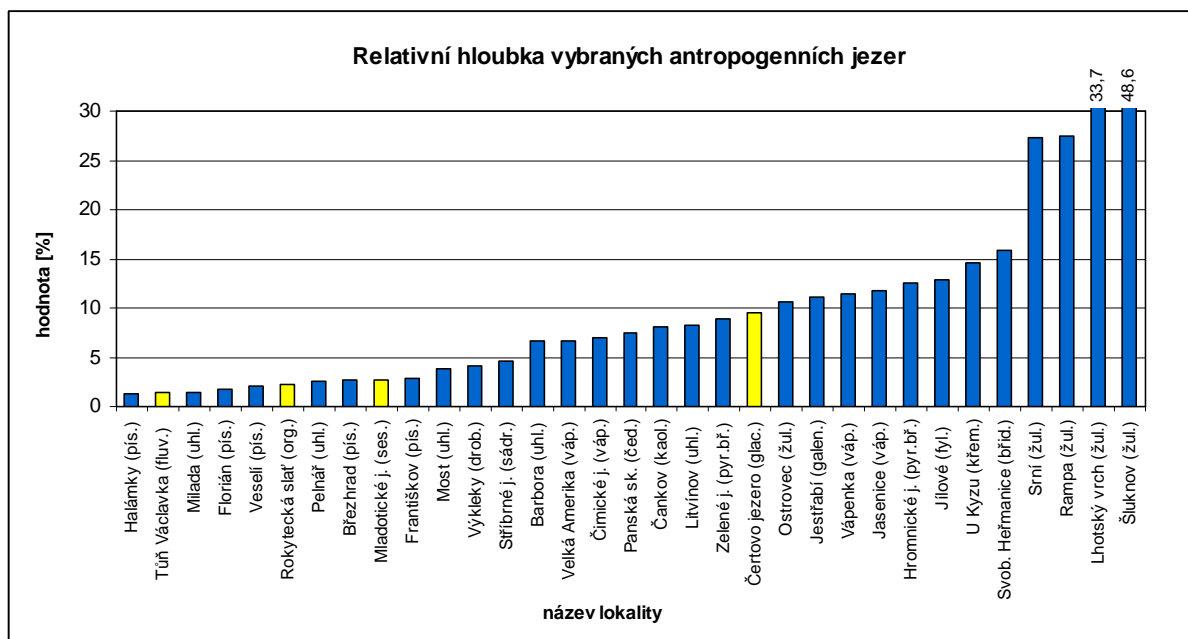
2.4 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY

Vlastnosti vody jezer po těžbě nerostných surovin jsou utvářeny spolupůsobením několika faktorů, z nichž některé jsou obecně platné pro všechny genetické typy jezer a jiné se uplatňují jen u jezer antropogenních. Hlavním faktorem určujícím primární vlastnosti vody neprůtočných antropogenních jezer je druh a povaha (struktura, geochemické složení) těžené suroviny, ovlivňující přítomnost a koncentraci rozpuštěných a nerozpuštěných látek ve vodě. Snadno rozpustné, respektive zvětratelné minerály (kalcit, kaolinit, pyrit, kameneč) způsobují vyšší mineralizaci vody, nezpevněné horniny (kaolin, cihlářská hlína) zase vyšší zákal, ovlivňující pronikání světla do vody a tím i primární biologickou aktivitu v jezeře (WETZEL 2001). Zvláštní postavení pak mají nerostné suroviny s extrémním chemismem (pyritické a kamenečné břidlice), jejichž vliv zastíňuje ostatní faktory, které s postupujícím časem od zatopení těžební jámy nabývají na významu. Takovými faktory jsou zejména morfometrické charakteristiky jezerní pánve a vegetační charakter okolí jezera. Kombinace značné



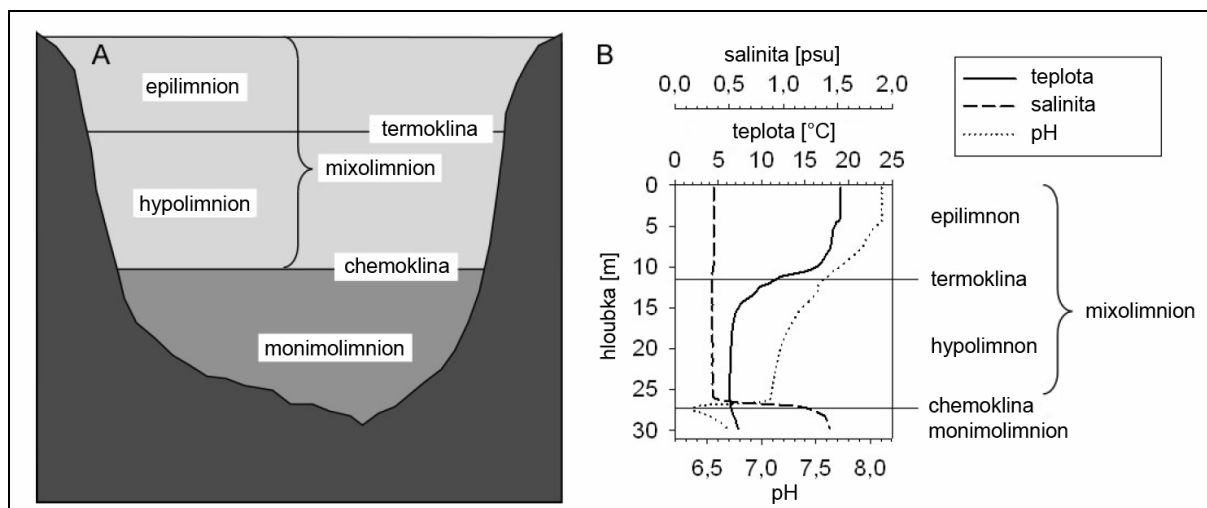
Obr. 12 Příklady dvou základních tvarů jezerních pánví antropogenních jezer vzniklých po těžbě "měkkých" (a), respektive "tvrdých" (b) nerostných surovin. Etážový způsob těžby (kolmé stěny) spolu s velkou maximální a relativní hloubkou mohou ovlivnit cirkulaci vody v jezeře a vznik přechodné či trvalé meromixie.

maximální a průměrné hloubky (tab. 2), typického etážového způsobu těžby s kolmými stěnami (obr. 12b) a před větrem chráněné polohy na dně těžebních jam může u některých jezer způsobit vznik trvalé morfologicky či topograficky podmíněné meromixie, kdy je voda v rámci ročního cyklu promíchávána jen do určité hloubky (KALFF 2002). Na obr. 13 jsou antropogenní jezera seřazena podle relativní hloubky, která udává poměrné zahlužení jezerní pánve, kdy hodnota koeficientu klesá s rostoucí plochou jezera a menší maximální hloubkou. Většina jezer přírodního původu má hodnotu koeficientu menší než 2 % (WETZEL 2001), přičemž je možné předpokládat, že čím větší je jeho hodnota, tím větší je teoretická predispozice vzniku morfologicky podmíněné meromixie (WALKER, LIKENS 1975). Tato závislost (korelace relativní hloubky jezera s velikostí gradientu konduktivity při podzimní mixi (obr. 24)) však nebyla u českých antropogenních jezer pro jejich různorodost a vliv ostatních faktorů statisticky prokázána. Vliv morfologie (etážové těžby, velké relativní hloubky) podporující stabilitu meromixie se uplatňuje např. u jezer Srní a Šluknov, příhodná topografie na dně 50 m hluboké těžební jámy byla zaznamenána u Hromnického jezera.



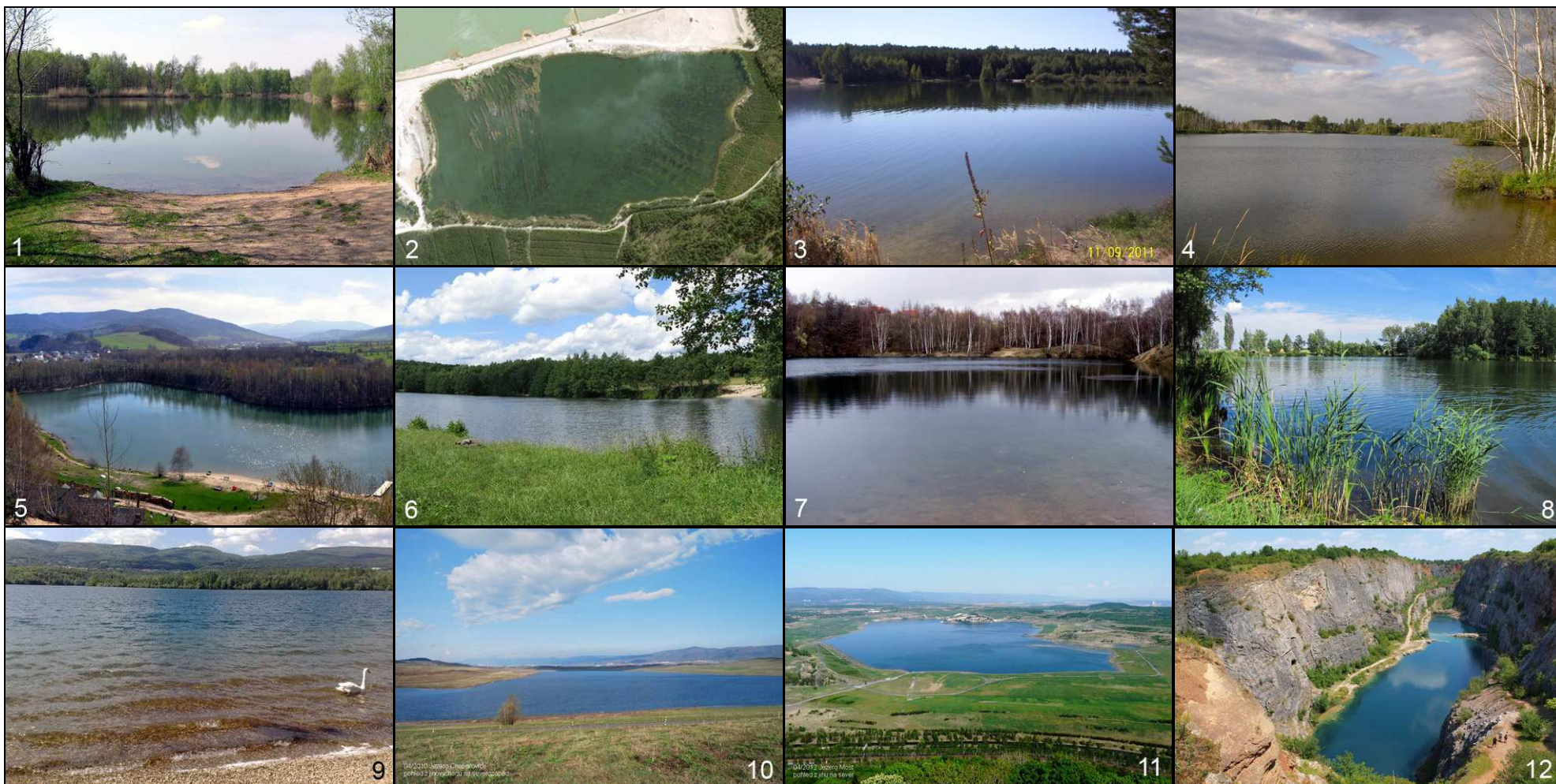
Obr. 13 Relativní hloubka antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin na území ČR ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

Vznik meromixie, jevu typického právě pro antropogenní jezera, je však spojen především s hromaděním rozpuštěných látek na bázi hypolimnionu přítokem silně mineralizované podzemní vody z prostředí dobře rozpustných (zvětratelných) hornin, popř. sedimentací nadměrného množství vegetačního opadu a organických zbytků z masivní primární produkce v epilimnionech a metalimnionech úživných jezer. Tyto faktory tak mohou zvýšit hustotu hlubinné vody nad mez, při které větrná energie v době jarní a podzimní mixe již není schopná promísit celý vodní sloupec a ve spodní části hypolimnionu dochází ke vzniku přechodného či stabilního monimolimnionu, který se promíchávání vody neúčastní (WETZEL 2001) (obr. 14). Takové lokality byly v rámci výzkumu českých antropogenních jezer identifikovány (HRDINKA 2010).

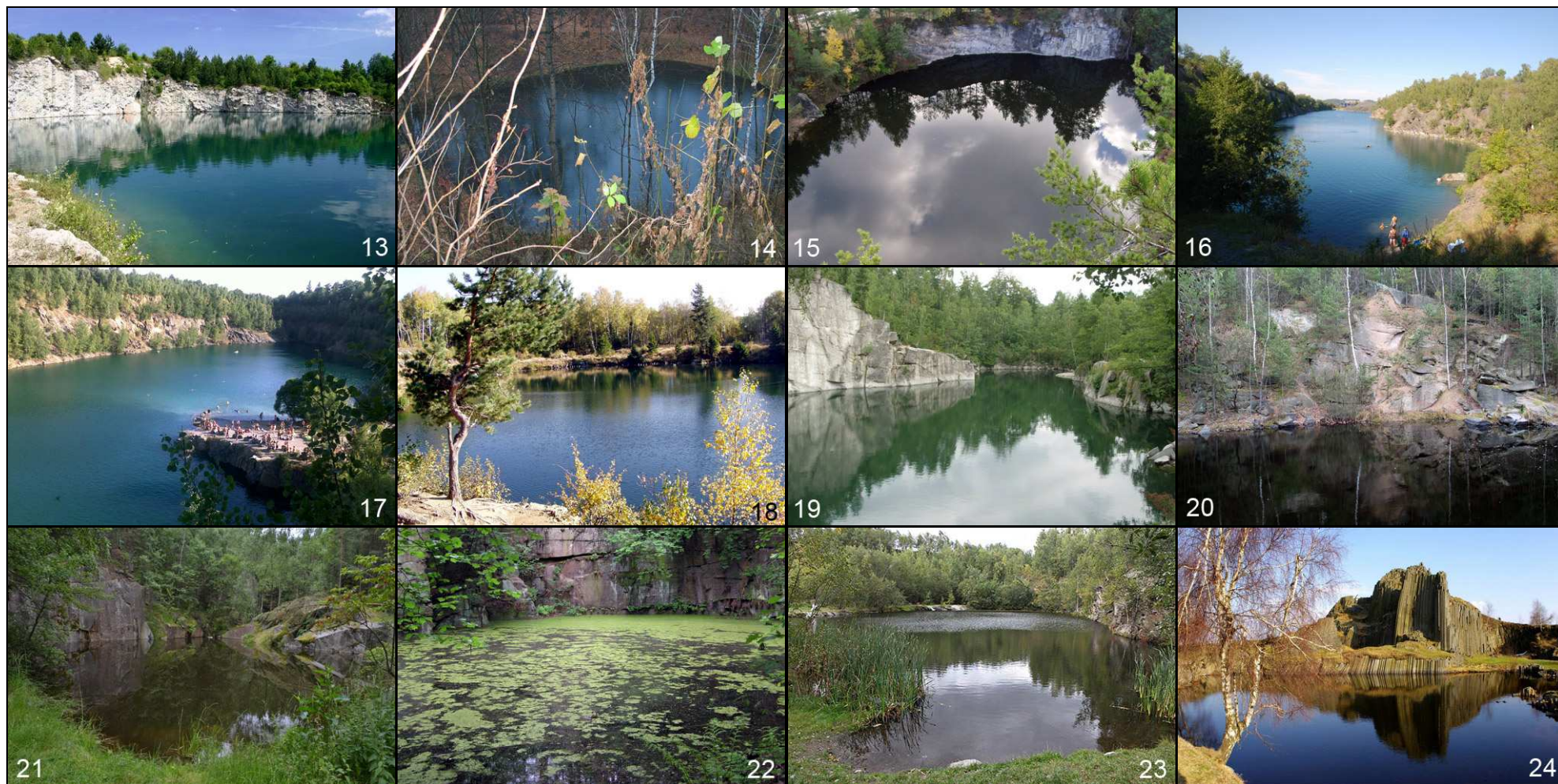


Obr. 14 Schéma stratifikace vody v typickém meromiktickém jezeře. V rámci chemokliny dochází ke skokovému nárůstu salinity (konduktivity) a pozvolnému nárůstu teploty (upraveno podle BOEHRER, SCHULTZE 2006).

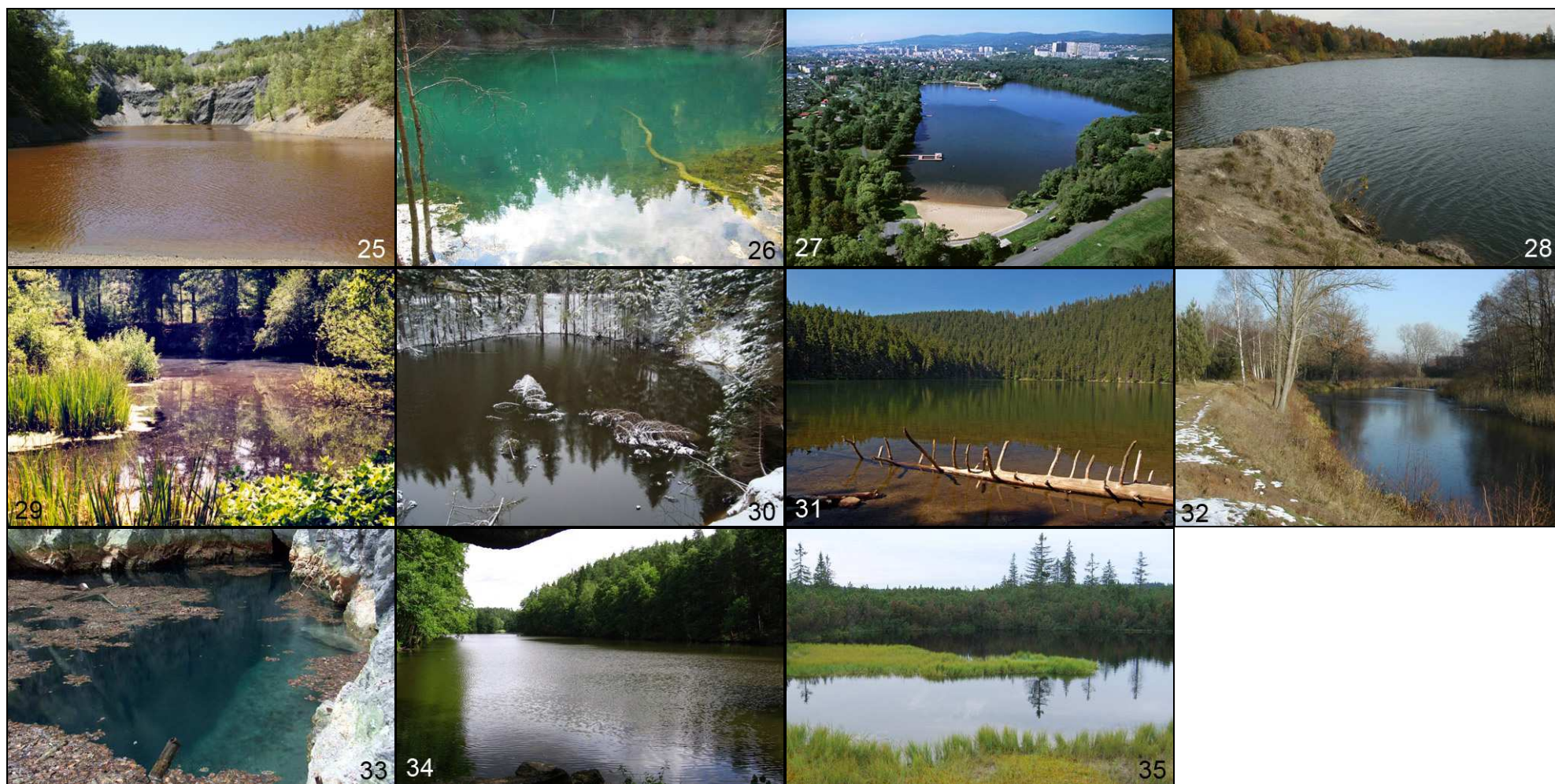
Posledním obecně platným faktorem pro vývoj kvality vody je čas, který uplynul od ukončení těžby a vzniku jezera. Při vzniku jezera tvoří okraje a dno jezera holá hornina bez vegetačního pokryvu a chemismus vody je formován pouze touto horninou, respektive kvalitou podzemní vody. Vlivem sukcese se však vliv vegetace v bezprostředním okolí jezera postupně začíná podílet na chemismu jezerní vody prostřednictvím organického opadu vnášením živin ve formě dusíku, fosforu a organického uhlíku. Vzhledem k rozmanitosti hodnocených jezer je vliv jednotlivých faktorů diskutován v rámci dílčích hodnocení fyzikálních, chemických a biologických vlastností vody v kap. 3–5.



Obr. 15 (1. část) 1 Březhrad – štěrkopísky (foto T. Hrdinka), 2 Halámky – štěrkopísky (zdroj mapy.cz), 3 Františkov – štěrkopísky (foto sepl - Fyrbach, panoramio.com), 4 Veselí – štěrkopísky (foto XTInka16, panoramio.com), 5 Florián – štěrkopísky (foto Robert JZ, panoramio.com), 6 Čankov – kaolin (foto DamirCZ, geocashing.cz), 7 Litvínov – hnědé uhlí (foto T. Hrdinka), 8 Pelnář – lignit (foto M. Schärfnerová, panoramio.com), 9 Barbora – hnědé uhlí (zdroj vranka-david.blog.cz), 10 Milada – hnědé uhlí (zdroj PKÚ), 11 Most – hnědé uhlí (zdroj PKÚ), 12 Velká Amerika – vápenec (foto tucnak007, mapy.cz).



Obr. 15 (2. část) 13 Jasenice – vápenec (zdroj nature.hyperlink.cz), 14 Vápenka – krystalický vápenec (foto M. Šobr), 15 Čimické jezero – krystalický vápenec (foto M. Šobr), 16 Svobodné Heřmanice – břidlice (foto vlastimil.repka, mapy.cz), 17 Výkleky – droba (foto aldav33, rajce.idnes.cz), 18 Srní – žula (foto T. Hrdinka), 19 Rampa – žula (foto Fod'aCZ, panoramio.com), 20 Ostrovec – žula (foto M. Šobr), 21 Lhotský vrch – žula (foto vyavi, mapy.cz), 22 Šluknov – žula (foto M. Šobr), 23 Jílové – fylit (foto P. Wittgruber, stranypotapecske.cz), 24 Panská skála – čedič (foto M. Janoška, idnes.cz).



Obr. 15 (3. část) **25** Hromnické jezero – pyritické břidlice (foto Vlasta73, en.db-city.com), **26** Zelené jezero – pyritické břidlice (zdroj obrazyramy.cz), **27** Kamencové jezero – kamenečné břidlice (zdroj kamencovejezero.cz), **28** Stříbrné jezero – sádrovec (zdroj zaopavu.cz), **29** Jestřabí – galenit (foto T. Hrdinka), **30** U Kyzu – křemenec (foto RazkoviE&V, panoramio.com), **31** Čertovo jezero – glaciální jezero (foto R. Slabyhoud, itras.cz), **32** Tůň Václavka – fluviální jezero (foto spurova, mapy.cz), **33** Hranická propast – krasové jezero (zdroj potapeni.donfelder.cz), **34** Mladotické jezero – jezero hrazené sesuvem (foto Lubomír, picasaweb.google.com), **35** Rokytecká slat' – organogenní jezero (foto T. Hrdinka).

3 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY

Fyzikálními vlastnostmi vody rozumíme teplotu vody, její konduktivitu, kyslíkové poměry, reakci vody (pH), její průhlednost a barvu. Tato kapitola svými výsledky rozšiřuje a doplňuje výsledky publikované ŠOBREM (2007) v rámci disertační práce o českých jezerech, přičemž se zaměřuje pouze na jezera antropogenní. Toto úzké zaměření umožnilo podrobněji diskutovat některé jevy, které jsou antropogenním jezerům vlastní, týkající se zejména fenoménu meromixie, vertikální distribuce kyslíku a hodnoty pH. Při zpracování výstupů byla použita primární data změřená v terénu v letech 2003–05 v rámci projektu GA ČR „Atlas jezer České republiky“, na kterém autor disertační práce spolupracoval a jejichž terénních měření se ve většině případů aktivně účastnil (viz kap. 1). Výstupy fyzikálních měření byly doplněny o data z pěti referenčních lokalit, zahrnující zbývající genetické typy jezer vyskytující se na území ČR, a dále o data ze známého Kamencového jezera v Chomutově a rozsáhlých hydrických rekultivací Barbora, Milada a Most (zdroje dat viz tab. 4).

3.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT

K měření fyzikálních vlastností vody antropogenních jezer bylo již od počátku projektu v roce 2003 přistoupeno tak, aby zachytilo hlavní změny v ročním cyklu cirkulace vody, který je pro jezera mírného pásma typický, tedy letní a zimní stagnaci, respektive jarní a podzimní cirkulaci (WETZEL 2001). Až na výjimky (Panská skála, Šluknov) byla měření prováděna 4× do roka v období jaro (zpravidla březen–duben), léto (zpravidla červenec–srpen), podzim (zpravidla říjen–listopad), zima (zpravidla leden–únor) a to vždy nad nejhlubším místem jezera, zjištěného pomocí echolotu při mapování jezerní pánve. Měření fyzikálních vlastností vody ve vertikálním profilu bylo prováděno v kroku 0,25–0,5 m v závislosti na hloubce jezera za pomoci multiparametrické sondy YSI 6920 s dataloggerem YSI 650 MDS (specifikace

jednotlivých čidel a přesnosti měření v kap. 6.3.1). Na lokalitách Březhrad, Čankov, Litvínov, Velká Amerika, Srní, Čimické jezero a Šluknov, měřených v letech 2003–04, bylo použito přístrojů firmy Gryf s teplotním čidlem 1NS1 (přesnost měření $\pm 0,2$ °C), čidlem vodivosti VEL 356/tD ($\pm 0,5$ %) a kyslíku KCL 153/tSD ($\pm 0,5$ %). Měření průhlednosti vody bylo provedeno pomocí bílé Secchiho desky o průměru 30 cm, pozorování barvy vody pak v polovině hloubky průhlednosti proti srovnávacímu etalonu Forel-Uleovy stupnice (WERNAND, VAN DER WOERD 2010), do které byl vzhledem k tmavé barvě rašelinných a některých antropogenních vod při její výrobě dodatečně přidán odstín č. 22 (HRDINKA 2004) (obr. 40).

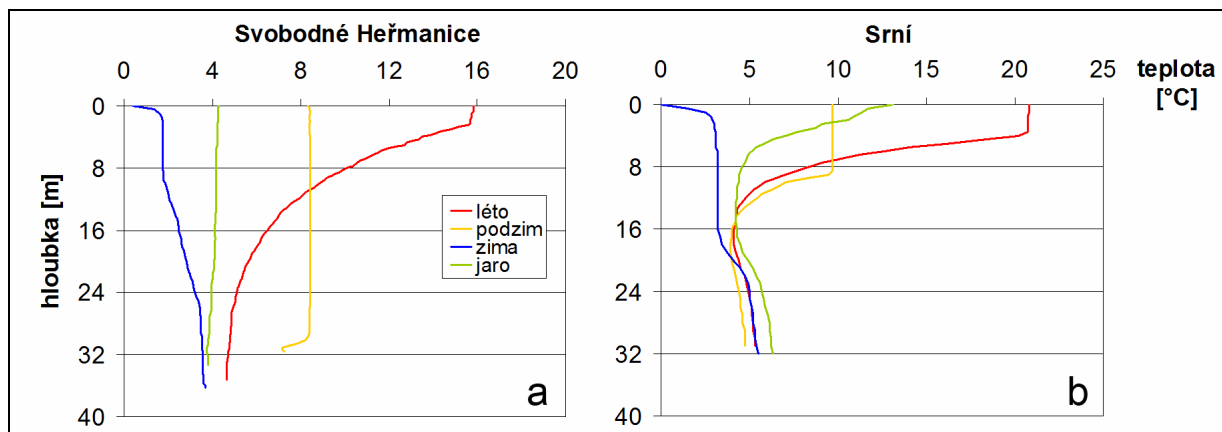
Data byla zpracována pomocí programu MS Excel, přičemž výstupy jsou trojího typu: 1) srovnání vybraných lokalit na základě vertikálních profilů jednotlivých fyzikálních parametrů, 2) porovnání všech lokalit na základě průměrných hodnot jednotlivých parametrů změřených při hladině a při dně jezera, 3) porovnání četnosti výskytu maxim a minim jednotlivých parametrů (sezonalita) změřených při hladině a při dně jezera. Pro zjištění proměnlivosti hodnoty konduktivity a pH během roku byla k průměrným hodnotám uvedeným v tab. 4 vypočítána směrodatná odchylka a případné vyšší hodnoty variačního koeficientu barevně zdůrazněny. V souvislosti s interpretací sezonality si je autor vědom faktu, že výsledky vznikly na základě měření v různých časových termínech (např. letní měření mohlo být uskutečněno rozsahu červen–srpen) a mají tedy spíše orientační charakter. V několika případech však přinesly zajímavé poznatky, které jsou dále diskutovány.

3.2 VÝSLEDKY A DISKUSE

3.2.1 Teplota vody

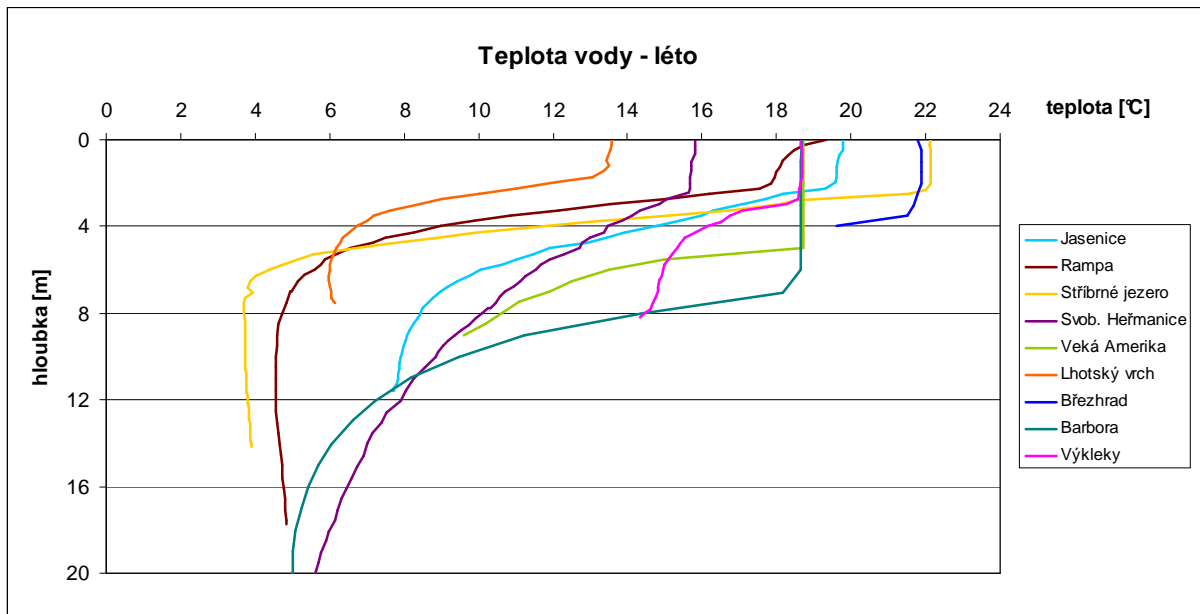
Teplotní režim jezer ovlivňuje řada faktorů, především sluneční záření, přítok podzemní a povrchové vody, změny skupenství vody při hladině, vyzařování tepla z hladiny a konvekce (KALFF 2002), obecné zákonitosti tepelného režimu jezer mírného pásma zevrubně shrnuje

ŠOBR (2007). Většinu českých antropogenních jezer lze klasifikovat jako holomiktická dimiktická jezera prodávající výměnu (cirkulaci) vody v rozsahu celého vodního sloupce při vyrovnání teploty (hustoty) vody v jarním a podzimním období (WETZEL 2001) (obr. 16a).



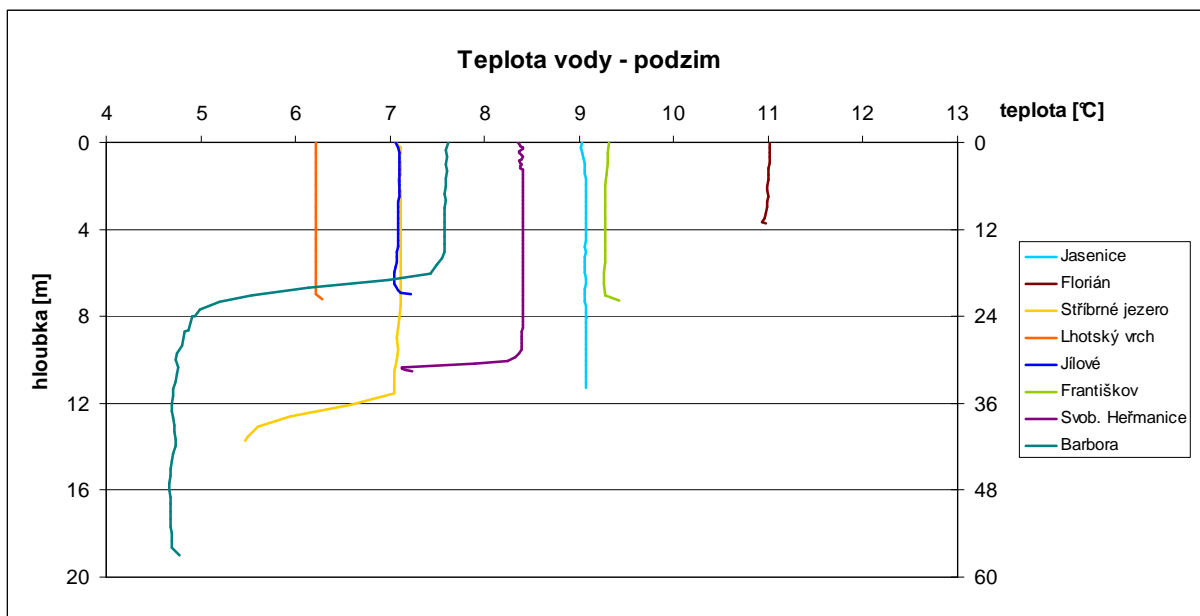
Obr. 16 Teplota vody ve vertikálním profilu v typickém holomiktickém dimiktickém (a) a meromiktickém jezeře (b).

U hlubokých antropogenních jezer dochází v letním období k výrazné letní stratifikaci s mocností epilimnionu 2–7 m v závislosti na obsahu nerozpuštěných látek a trofii jezera, které ovlivňují prostupnost slunečního záření (obr. 17). Největší mocnost epilimnionu byla zaznamenána v době vrcholného léta u oligotrofních jezer Velká Amerika a Barbora s vysokou průhledností vody, která umožnila vytvoření absolutní homotermie 18,7 °C do hloubky 5 metrů u jezera Velká Amerika, respektive 18,6 °C do hloubky 6 metrů u jezera Barbora. U rovněž oligotrofního jezera Svobodné Heřmanice (měření 2. června) se letní teplotní zvrstvení teprve vytváří, ve stejném termínu měřené lokality Rampa a Stříbrné jezero vzhledem k vyšší úživnosti a tmavšímu zabarvení vody způsobující větší míru pohlcování slunečního záření již vykazují typické znaky letního zvrstvení. Je u nich také patrný, společně s eutrofním jezerem Lhotský vrch, výrazný pokles teploty vody s hloubkou, vytvářející málo mocný metalimnion, který je pro eutrofní jezera charakteristický (KALFF 2002). U velmi mělkých lokalit Březhrad, Zelené jezero a Florián dosahuje epilimnion téměř až ke dnu jezera a typické letní zvrstvení se zde, podobně jako u většiny fluviálních nebo organogenních jezer, nevytváří (ŠOBR 2007).



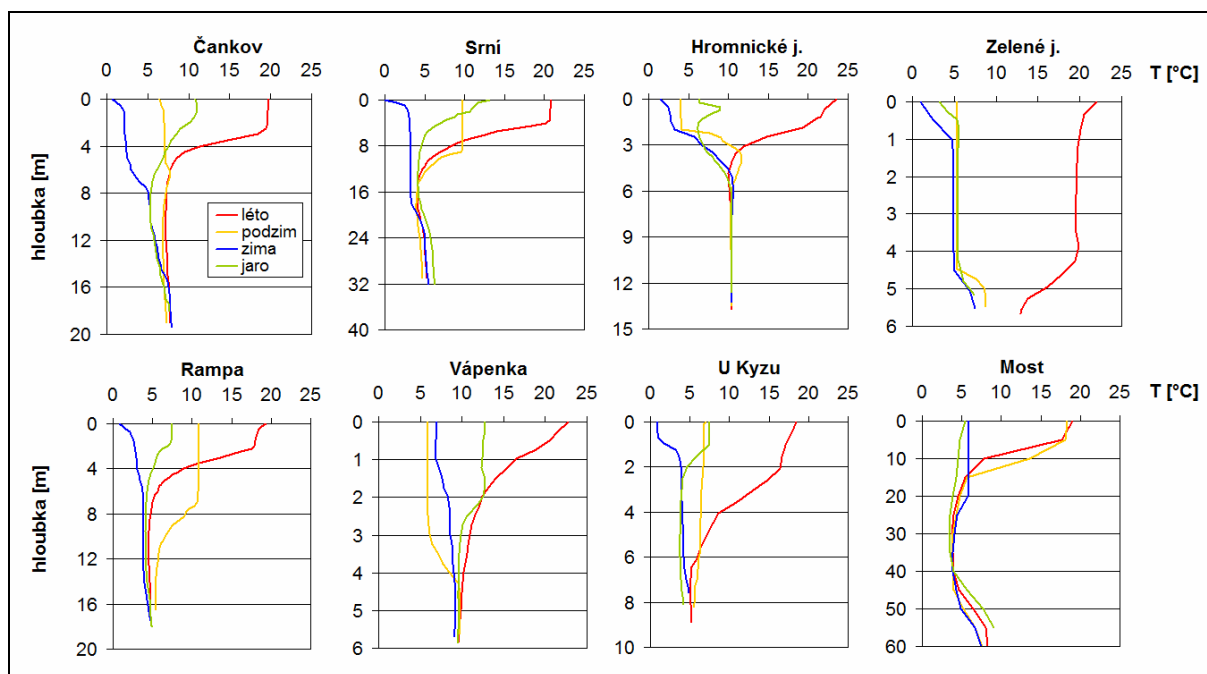
Obr. 17 Teplota vody vybraných antropogenních jezer ve vertikálním profilu v období letní stratifikace.

Z obr. 18 vyplývá, že podzimní homotermie u antropogenních jezer nastává v teplotním rozmezí 6–11 °C v období od října do listopadu v závislosti na nadmořské výšce lokality a hloubce jezera. Hluboká jezera s velkým objemem, jako jezero Barbora, vykazují v polovině listopadu stále ještě letní zvrstvení a k homotermii u nich dochází až koncem prosince.



Obr. 18 Teplota vody vybraných antropogenních jezer ve vertikálním profilu v období podzimní cirkulace (hloubka jezer Svobodné Heřmanice a Barbora na vedlejší ose).

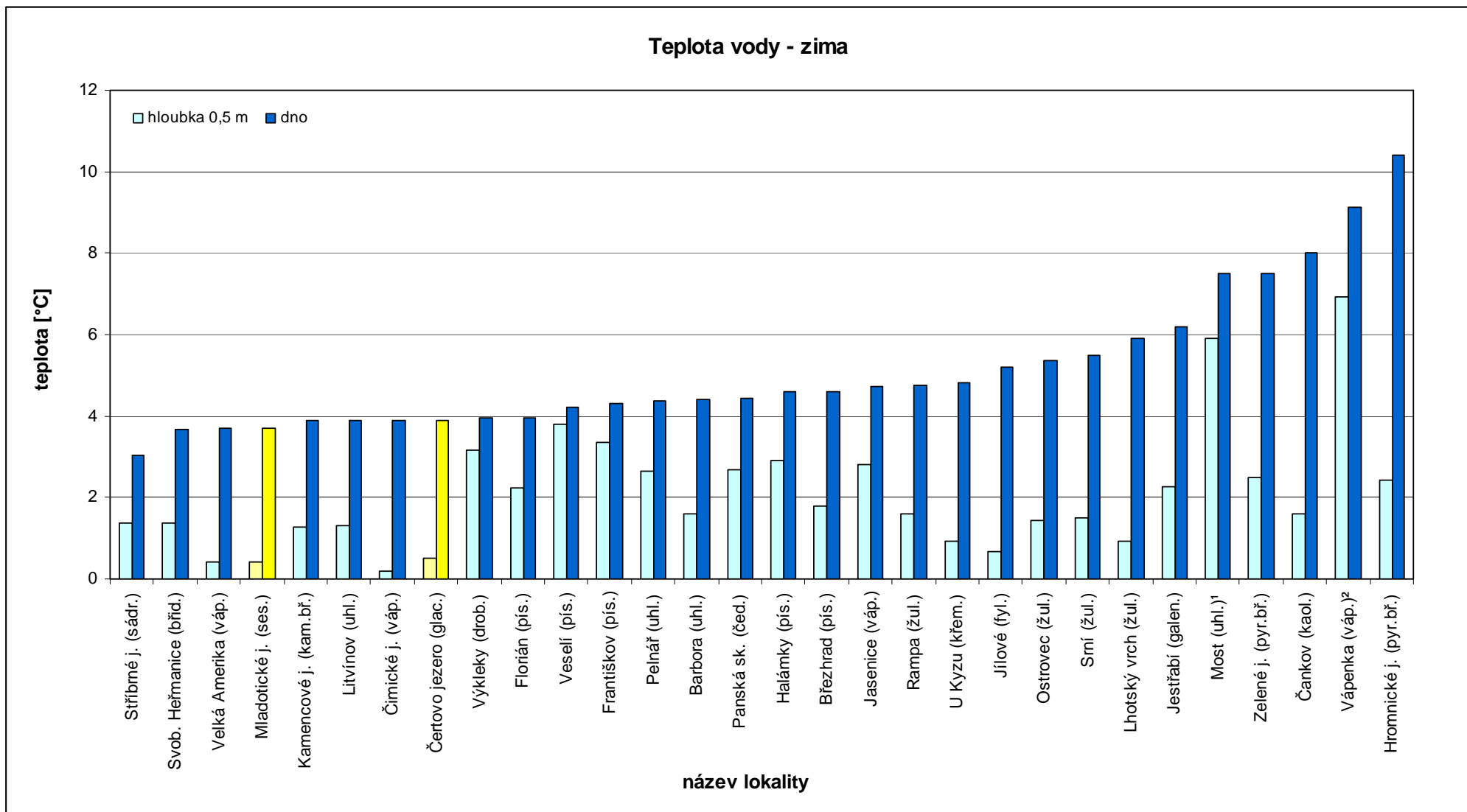
Na některých lokalitách byly zaznamenány odchylky od typického ročního chodu teploty holomiktických/dimiktických jezer, což se nejčastěji projevilo nárůstem teploty vody od určité hloubky směrem ke dnu jezera v průběhu celého roku (obr. 16b), který byl prokázán u jezer Čankov, Srní, Rampa a Most, nebo dlouhodobě vysokou teplotou vody v hypolimnionu $\sim 10^{\circ}\text{C}$, zjištěnou u lokalit Vápenka a Hromnické jezero (obr. 19). Tyto jevy jsou typické pro meromiktická jezera a jsou výsledkem výrazně se projevujícího vlivu přítoku podzemní vody, respektive horninového podloží (WETZEL 2001). U lokality v bývalém kaolinovém dole Čankov se může v letních měsících ještě podružně uplatňovat jev, kdy teplejší, avšak vlivem abraze nezapevněného materiálu hustší příbřežní voda poklesává při okrajích jezerní pánve směrem k jeho dnu (WETZEL 2001). Samotný nárůst teploty nebo vyšší teplota vody v hypolimnionu však ještě nemusí znamenat přítomnost meromixie, pro jejíž vznik je rozhodující dlouhodobě vysoký gradient hustoty vody, respektive konduktivity (více v kap. 3.2.2).



Obr. 19 Hypolimnetické anomálie teploty vody některých antropogenních jezer, vykazující znaky potenciální meromixie, respektive převládajícího vlivu teploty podzemní vody.

Na obr. 19 jsou zobrazeny teplotní profily osmi, na základě zvýšených gradientů konduktivity vody (obr. 22) vybraných meromiktických, či potenciálně meromiktických jezer. Při přímém srovnání s obr. 19 lze identifikovat zjevnou závislost chodu teploty vody na změnách gradientu konduktivity, kdy se v na úrovni chemokliny v oblasti skokového zvýšení konduktivity (hustoty) vody stírají rozdíly mezi průběhem teploty v jednotlivých ročních obdobích (např. u lokality Čankov v hloubkách 6–8 m a 14–16 m) z důvodu částečného či úplného omezení mixe v jarním a podzimním období. Podobný jev zaznamenal např. VON ROHDEN ET AL. (2010) v meromiktickém jezeře Moritzteich po těžbě lignitu v Německu. Téměř absolutní homotermie, prokázaná v monimolimnionu Hromnického jezera při měření v letech 2004–05, nebyla při opakovaném detailním měření v letech 2010–11 znovu zaznamenána a průběh teploty vody v monimolimnionu již vykazoval typické znaky meromixie, kdy dochází k pravidelnému zvyšování teploty směrem ke dnu jezera. U meromiktického Zeleného jezera nebyl oproti ostatním lokalitám zaznamenán stejný trend ročního chodu teploty v monimolimnionu (v hloubce 4,5 m) z důvodu malé hloubky jezera, kdy prohřátý epilimnion vzhledem k celoročně vysoké průhlednosti jezera dosahuje až na horní hranici chemokliny, kdy k prohřívání níže ležících hustší vody může docházet formou kondukce tepla na molekulární úrovni (VON ROHDEN ET AL. 2009). Stejný jev byl zaznamenán i u nedaleko ležícího Hromnického jezera (viz kap. 6.4.1).

Ačkoliv vzájemné srovnání antropogenních jezer z hlediska teploty povrchové vody není vzhledem k rozdílné nadmořské výšce a odlišnému datu měření možné, jednotlivé lokality lze porovnat na základě teploty vody při dně jezera v období zimní stagnace. U holomiktických jezer mírného pásma dochází v zimním období ke vzniku inverzní stratifikace, kdy se u dna nachází voda o nejvyšší hustotě, které dosahuje při teplotě ~ 4 °C (KALFF 2002). Zimní teplota vody při dně, která se pohybuje výrazněji nad touto hodnotou, vypovídá o zvýšeném vlivu (přítoku) podzemní vody (popř. horninového podloží) na teplotu



¹⁾ 15. prosinec, ²⁾ 21. březen

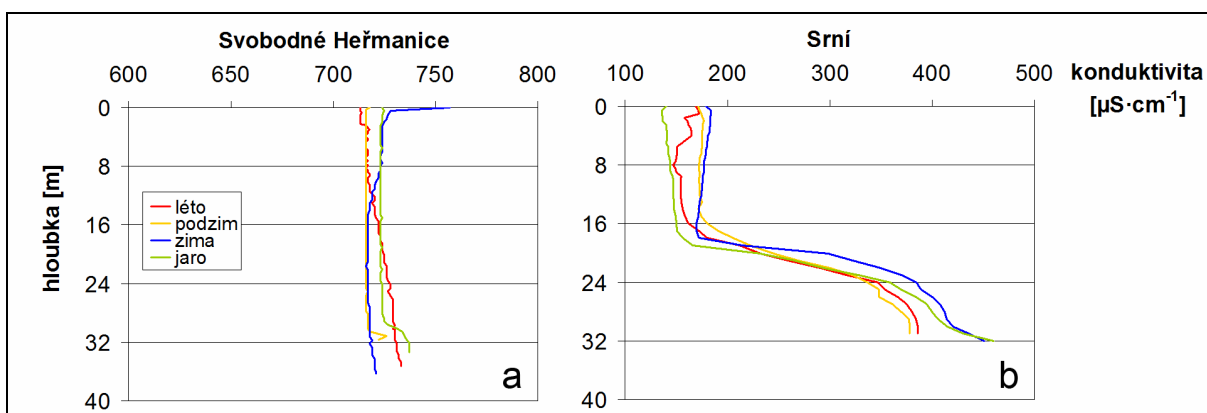
Obr. 20 Zimní teploty vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě). Teploty při dně vyšší než ~5 °C ukazují na zvýšený vliv teploty podzemní vody (popř. horninového prostředí) na teplotu vody v jezeře.

vody v jezeře (WETZEL 2001). Z obr. 20 je patrné, že takových antropogenních jezer bylo identifikováno hned několik, opět však nelze usuzovat na přímou souvislost s výskytem meromixie, což dokazují např. holomiktické lokality Jílové, Ostrovec, Lhotský vrch a Jestřabí (viz dále). Teploty vody v hloubce 0,5 m mají pouze orientační charakter, vyšší hodnoty u jezer Most a Vápenka byly způsobeny relativně brzkým, respektive pozdním datem měření.

3.2.2 Konduktivita

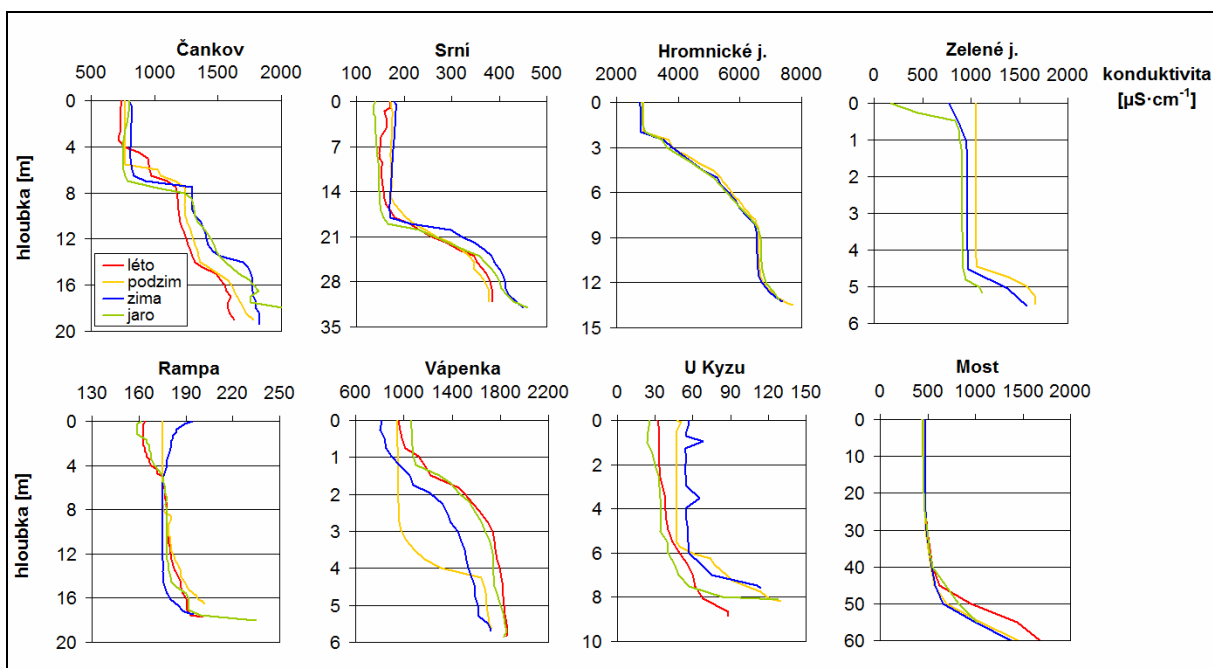
Konduktivita vody, neboli měrná elektrolytická vodivost, je mírou koncentrace ionizovatelných anorganických a organických součástí vody. V přírodních vodách, tedy i v antropogenních jezer s nízkou koncentrací organických látek (narozdíl od některých typů odpadních vod) je vodivost mírou obsahu anorganických elektrolytů, kationtů a aniontů (PITTER 2009). Konduktivita úzce souvisí s iontovou silou vody ($\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$) a lze ji použít pro hrubý odhad celkové mineralizace vody ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$), která zase souvisí s její hustotou. Velikost gradientu hustoty vody v rámci vertikálního profilu jezera je rozhodujícím faktorem vzniku trvalé či přechodné meromixie (WETZEL 2001), která je vzhledem k přímému kontaktu s obnaženou horninou v souvislosti s procesy rozpouštění a zvětrávání specifická právě pro antropogenní jezera. U jezer neantropogenního původu je meromixie velmi vzácná, např. HAKALA (2004) uvádí, že ve Finsku připadá jedno meromiktické jezero na 800 holomiktických. Výjimkou bývají jezera sopečného původu s vývěry minerálních vod, např. Lac Pavin v Massivu Central (AESCHBACH-HERTIG ET AL. 1999). U ostatních genetických typů vyskytujících se na území Česka nebyla meromixie zjištěna (ŠOBR 2007). Z důvodu závislosti konduktivity na teplotě vody byla pro vzájemné srovnání jednotlivých lokalit použita tzv. specifická konduktivita, tedy konduktivita přepočítaná na standardní teplotu 25 °C (YSI INCORPORATED 2009). Na obr. 21 jsou zobrazeny profily vodivosti změřené v průběhu roku u typického holomiktického a meromiktického jezera. U jezera Srní je v

hloubce 18 m patrná pozice výrazné chemokliny oddělující promíchávaný mixolimnion od stabilního monimolimnionu s výrazně vyšší vodivostí (hustotou vody).



Obr. 21 Konduktivita vody ve vertikálním profilu v typickém holomiktickém dimiktickém (a) a meromiktickém jezeře (b).

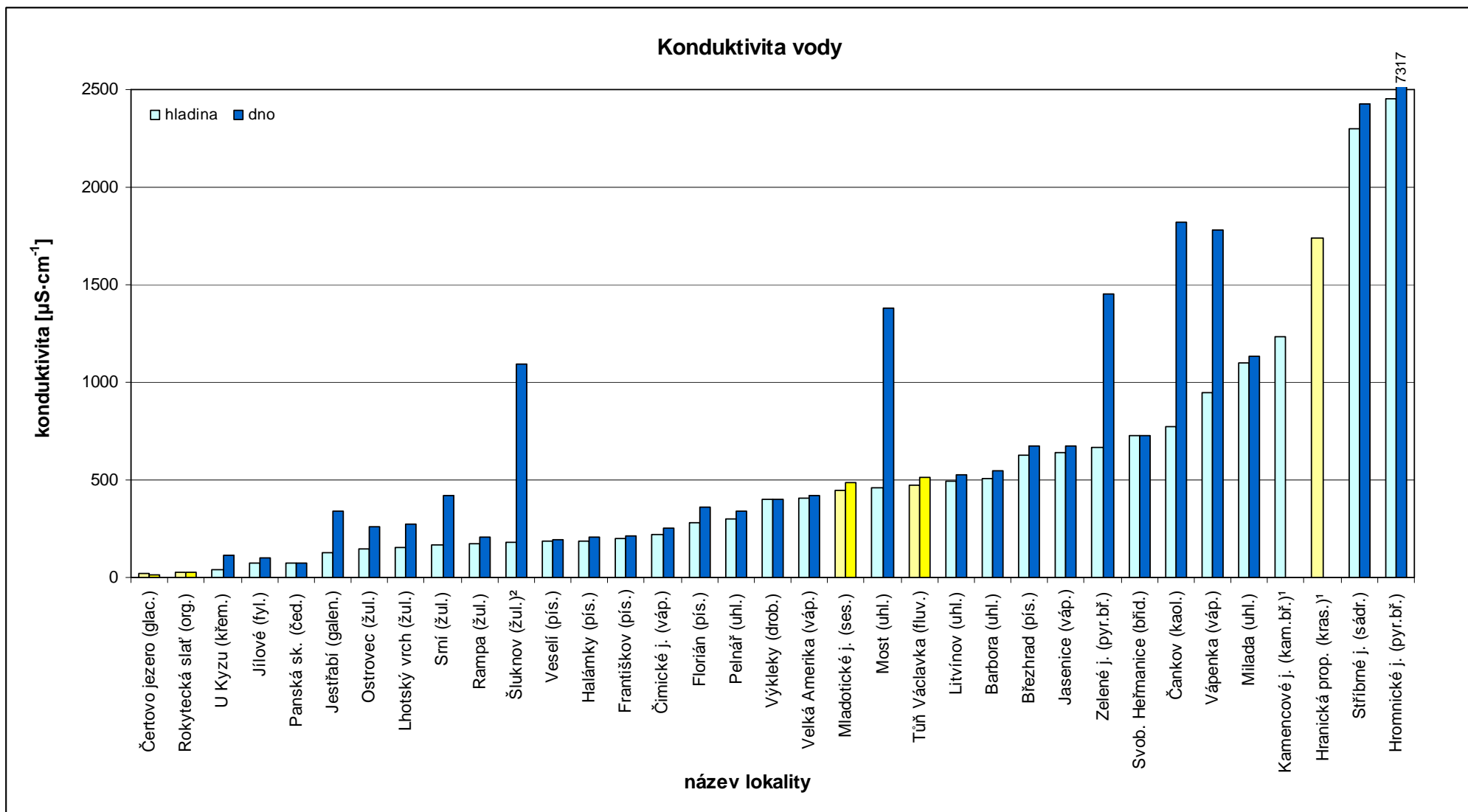
Právě relativní velikost gradientu hustoty vody v chemoklině vzhledem k mixolimnionu je pro vznik permanentní meromixie rozhodující, tedy stav, kdy větrná energie již nepůsobí v období jarní a podzimní mixe promíchání vody až ke dnu (WETZEL 2001). Je to patrné např. u lokality Vápenka, kdy můžeme pozorovat celoroční nárůst konduktivity v hloubce 1,5 metru,



Obr. 22 Vertikální profily konduktivity vody meromiktických a potenciálně meromiktických antropogenních jezer. Výrazná změna konduktivity s hloubkou označuje polohu chemokliny.

avšak relativně nižší gradient hustoty (konduktivity) vody umožnil podzimní mixi do hloubky 4,3 metru, tedy téměř až ke dnu jezera (obr. 22). U jezera Čankov byly prokázány dvě chemokliny v hloubkách 7 m a 14 m, které byly zjištěny i na lokalitě Hromnického jezera při měření v letech 2010–11 (viz kap. 6.4.1), nikoliv však v letech 2004–05 a jedná se v tomto případě patrně jen o jev dočasný.

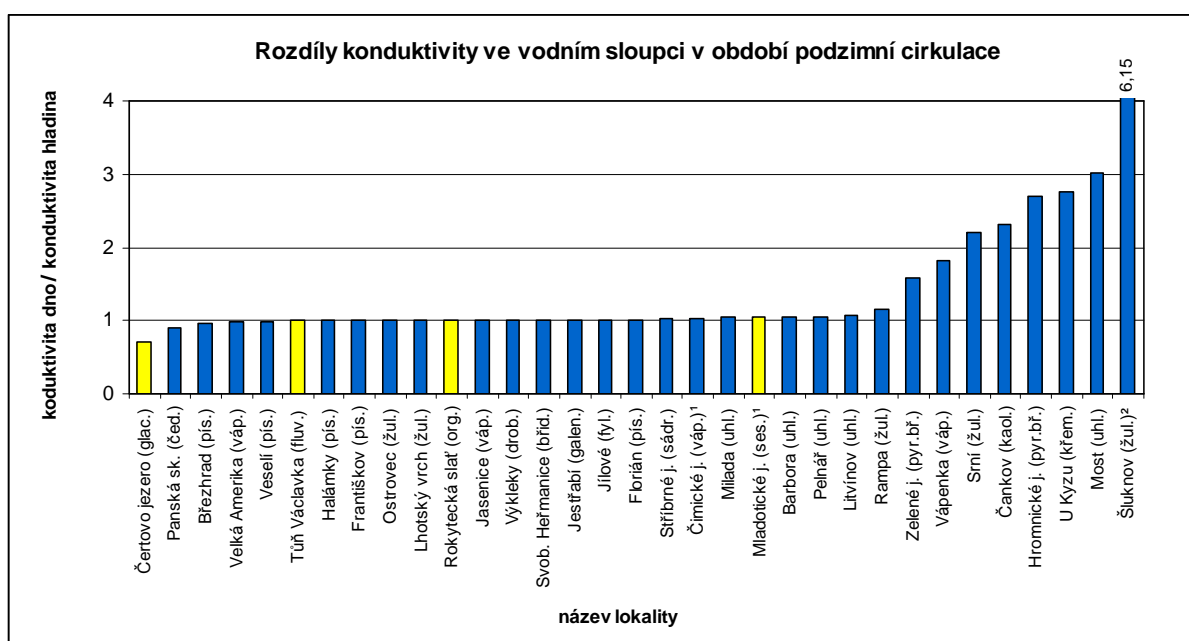
Obr. 23 srovnává hodnocená antropogenní jezera včetně referenčních lokalit ostatních genetických typů jezer podle průměrné roční konduktivity vody změřené při hladině jezera a těsně nade dnem. Nejnižší hodnoty vodivosti $40\text{--}170\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ byly podle předpokladů zjištěny na lokalitách po těžbě hornin s nízkou minerální rozpustností (křemenec, žula, čedič, fylit, písek), přesto však v minimech více než dvojnásobně převyšují průměrné hodnoty z přírodních lokalit Čertova jezera a Rokytecké slati na Šumavě. Vyšší hodnoty $300\text{--}600\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ jsou typické pro jezera po těžbě vápence a hnědého uhlí a vůbec nejvyšší vodivost $2300\text{--}2400\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ byla zaznamenána u jezer po těžbě specifických nerostných surovin, relativně dobře rozpustného sádrovce (Stříbrné jezero) a snadno oxidovatelných pyritických břidlic (Hromnické jezero). Zelené jezero, vzniklé po těžbě stejné nerostné suroviny však vykázalo mnohem nižší hodnoty konduktivity $\sim 650\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, patrně způsobené téměř úplným vytěžením ložiska a tedy omezeným kontaktem vody se surovou horninou, čemuž odpovídá i vyšší pH. Na hodnotě konduktivity se z kationtů podílejí zejména ionty Ca^{2+} a Mg^{2+} , z aniontů u nízce až středně mineralizovaných vod ionty HCO_3^- , u vysoce mineralizovaných vod pak ionty SO_4^{2-} (více kap. 4.2.6). Výjimkou jsou vysoké hodnoty konduktivity vody krasového jezera na dně Hranické propasti, způsobené rozpouštěním vápence přírodní kyselkou za uvolňování iontů HCO_3^- . Markantní relativní rozdíly mezi konduktivitou vody u hladiny a dna byly zjištěny u 11 lokalit (rozdíl konduktivity větší než 50 %), z nichž většina na základě anomálií teploty vody v hypolimnionu vykazovala znaky typické pro meromiktická jezera (obr. 19 a 20). Na základě výsledků shrnutých na obr. 24 se však u lokalit Jestřabí, Ostrovec a Lhotský vrch jedná zcela jistě o jezera holomiktická.



¹laboratorní rozbor vody, ²jediné měření (léto)

Obr. 23 Rozdíly konduktivity vody mezi hladinou a dnem jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

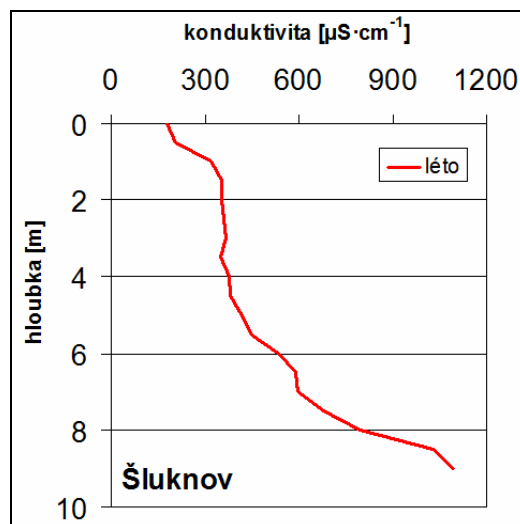
Obr. 24 zobrazuje poměr konduktivity u dna a u hladiny v období podzimní mixe, který by měl potenciálně meromiktická jezera dobře identifikovat (lokality s indexem výrazně větším než jedna). Například jezero U Kyzu, které se na základě výsledků na obr. 19 a 23 jeví jako ne zcela nutně meromiktické a rovněž ŠOBR (2007) jej bez bližšího zdůvodnění řadí mezi holomiktická, meromiktickým jezerem podle výsledků prezentovaných na obr. 22 a 24 patrně bude. Naopak u lokality Rampa se zřejmě o meromixii nejedná. Za meromiktická jezera tak lze s největší pravděpodobností označit 8 lokalit s indexem větším než 1,5 (obr. 24), které se od ostatních jezer zcela zřetelně odlišují.



¹jaro, ²léto

Obr. 24 Poměr mezi konduktivitou vody u dna a při hladině u jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v období podzimní cirkulace. Hodnoty indexu vyšší než 1,5 ukazují na pravděpodobnou přítomnost meromixie. Žlutě odlišeny ostatní genetické typy jezer.

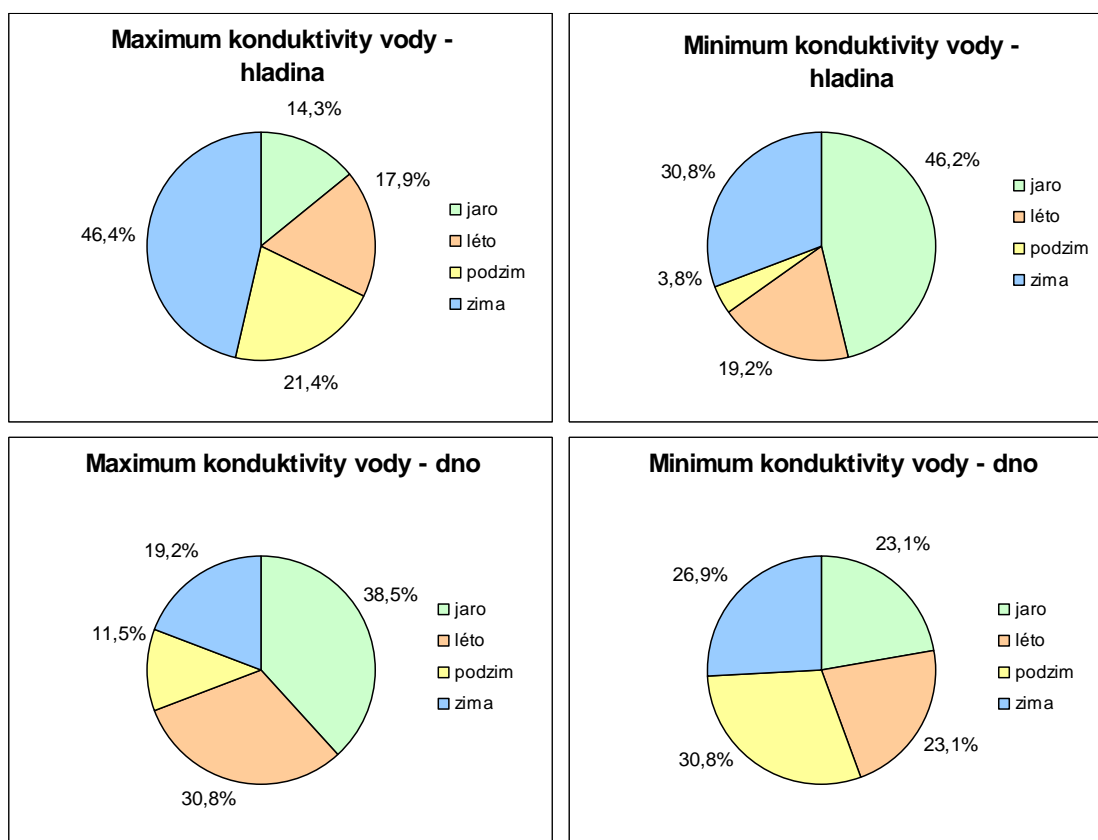
Extrémním případem je 100 let staré jezero v žulovém lomu Šluknov (obr. 25), kde byla zaznamenána 6× vyšší konduktivita vody u dna oproti hladině. I když bylo měření provedeno v období letní stratifikace, je z takto vysokého gradientu velmi pravděpodobné, že meromixie bude stabilní po celý rok. Výrazně redukční podmínky panující při dně jezera byly při odběru vzorku vody (1,5 m na dnem) sensoricky potvrzeny silným zápachem sulfanu (H_2S).



Obr. 25 Vertikální profil konduktivity jezera Šluknov s horní hranicí chemokliny v hloubce 4,5 m.

Z obr. 26 vyplývá, že maxima konduktivity vody při hladině je překvapivě dosahováno nikoliv na podzim v období nejnižších srážek, nýbrž v zimě. Z ročního chodu pH vody (obr. 36) vyplývá, že v souvislosti s převažujícím eutrofním charakterem hodnocených lokalit dochází na podzim a v zimě k uvolňování CO_2 do vody v důsledku převládajících rozkladných procesů, což vede obecně k intenzivnějšímu rozpouštění v sedimentech přítomného kalcitu a aluminosilikátů za uvolnění iontů HCO_3^- , tvořících hlavní aniontovou složku většiny typů vod (PITTER 1999). To se projeví zvýšením alkality (obr. 63). Je nutné zdůraznit, že výše zmíněné zákonitosti platí především pro lokality po těžbě sedimentární hornin, kterých však byla většina. Minima konduktivity byla zaznamenána na jaře v souvislosti s táním ledové pokrývky, srážením CaCO_3 z vody v důsledku vyššího pH vlivem intenzivnější fotosyntézy (tzv. biogenní dekalciifikace) a vazbou části uhličitánů do opěrných struktur těl organismů (WETZEL 2001). Podobným způsobem se však nedají vysvětlit maxima/minima konduktivity vody u dna, neboť zde se již začínají více uplatňovat i ostatní ionty (hlavně SO_4^{2-}) a výsledek sezonality může být zcela nejednoznačný (viz minimum konduktivity). Největší roční variabilita konduktivity u hladiny (tab. 4), zjištěná na lokalitách Hromnické a Zelené jezero, byla způsobena jarním měřením v období těsně po tání ledu, které výrazně snížilo její hodnoty (viz kap. 6.4.1), v případě lokality Zelené jezero až o 80 %. Vyšší

variabilita konduktivity u dna na lokalitách Ostrovec, Lhotský vrch a Jestřabí souvisí s výše prokázanou podzimní mixí relativně mineralizovaného hypolimnionu.

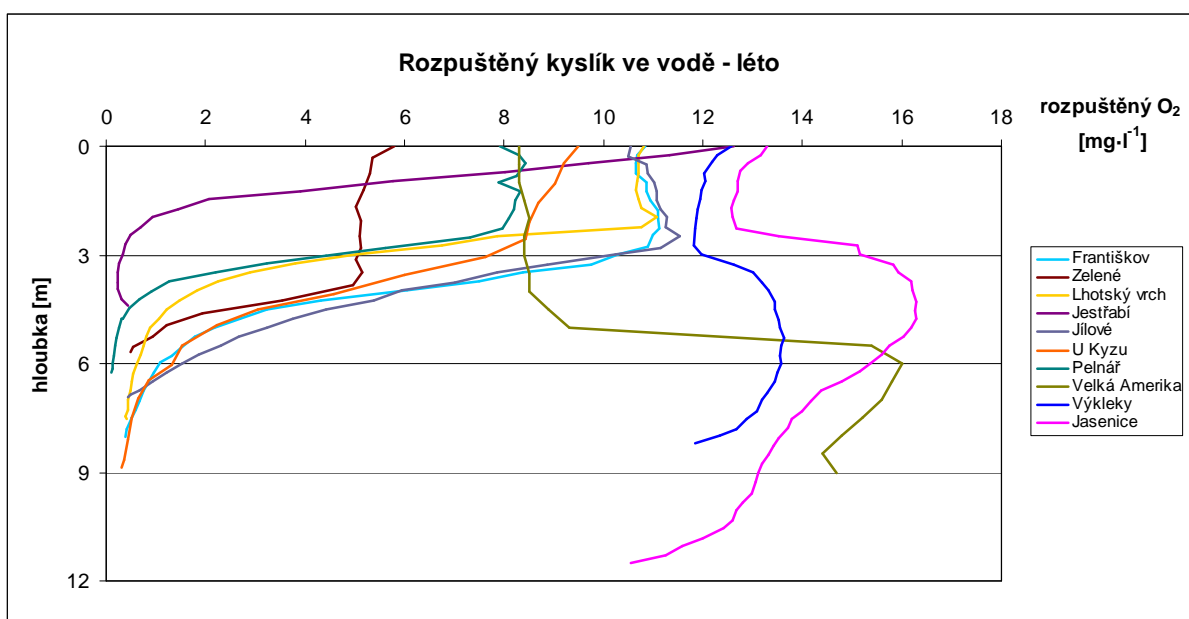


Obr. 26 Sezonalita výskytu maxim a minim konduktivity vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

3.2.3 Rozpuštěný kyslík

Množství rozpuštěného kyslíku ve vodě je výsledkem spolupůsobení fyzikálně-chemických (teplota vody, tlak vzduchu, činnost větru, salinita, oxidačně-redukční reakce) a biologických faktorů/procesů (fotosyntéza, respirace, rozklad organické hmoty) (KALFF 2002). Při tlaku 1 atmosféry jej může destilovaná voda obsahovat v závislosti na teplotě maximálně $14,6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ($0 \text{ }^\circ\text{C}$), respektive $8,3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ($25 \text{ }^\circ\text{C}$). Rozhodujícími faktory, ovlivňující množství kyslíku většiny českých antropogenních jezer, jsou vzhledem k zanedbatelnému vlivu nadmořské výšky a salinity především teplota vody a úroveň jejich trofie.

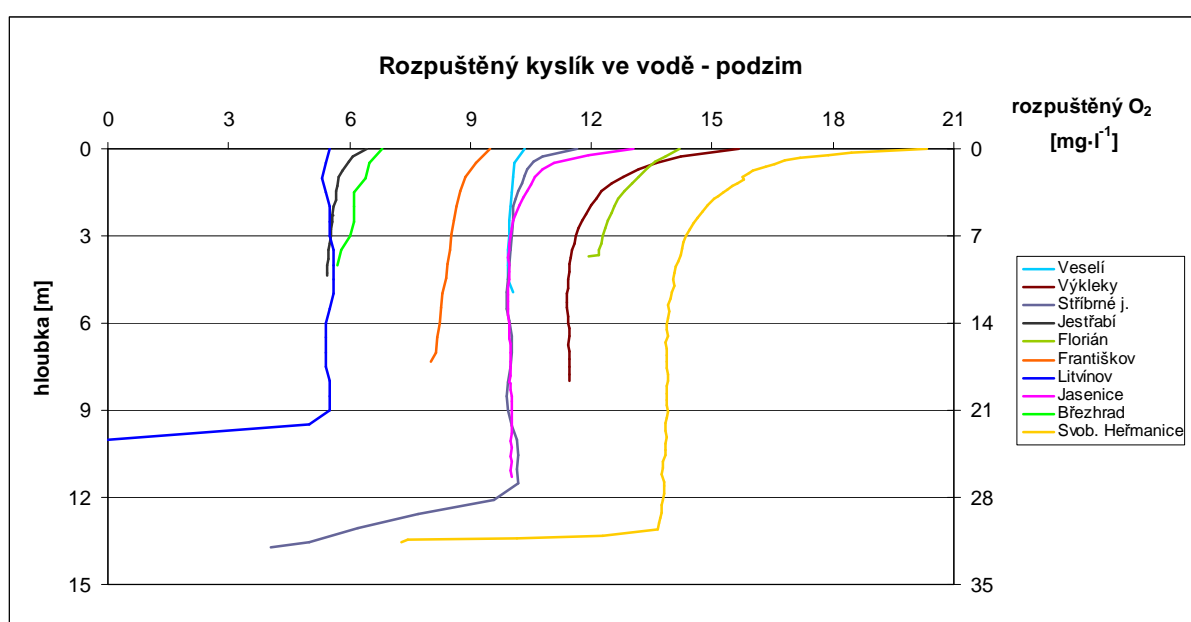
U oligotrofních jezer s nízkou koncentrací organické hmoty je množství kyslíku ovlivňováno zejména fyzikálními faktory, kdy podle Henryho zákona s klesající teplotou vody v metalimnionu v období letní stratifikace narůstá směrem do hloubky koncentrace rozpuštěného kyslíku a hodnoty nasycení se pohybují kolem 100 % až ke dnu jezera (LLELÁK, KUBÍČEK 1992). Tato tzv. ortográdní distribuce kyslíku byla zaznamenána pouze u oligotrofních jezer Velká Amerika, Výkleky a Jasenice (obr. 27), vzhledem k přesycení vody jezer na hodnoty 120–160 % je však pravděpodobné, že se na jejím vzniku podílela i fotosyntetická produkce. To je zvláště patrné u lokality Jasenice, kterou ŠOBR (2007) zřejmě z uvedeného důvodu řadí mezi jezera s pozitivně heterográdní distribucí kyslíku (viz dále). Z důvodu absence výrazného poklesu kyslíku pod hodnoty nasycení 100 %, které je pro taková jezera (převážně eutrofního charakteru) směrem ke dnu obvyklé (WETZEL 2001), jej však autor disertace řadí mezi jezera s ortográdní distribucí kyslíku.



Obr. 27 Distribuce rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu vybraných antropogenních jezer v období letní stratifikace.

Na ostatních lokalitách, uvedených na obr. 27 a v tab. 4, byla zaznamenána pro česká jezera mnohem více obvyklá klinográdní distribuce kyslíku (ŠOBR 2007), kdy jeho množství v

metalimnionu a hypolimnionu i přes pokles teploty výrazně klesá vlivem respirace organismů a biochemické oxidace hromadící se odumřelé organické hmoty. U meromiktických jezer po těžbě pyritických břidlic se na poklesu rozpuštěného kyslíku v chemoklině (popř. jeho úplném vymizení) může výrazně podílet oxidace rozpuštěného dvojmocného železa, což je patrné u lokality Zeleného jezera (obr. 27), kde se horní hranice chemokliny nachází v hloubce 4,5 m (obr. 22). Absolutně největší gradient poklesu kyslíku byl zaznamenán u silně eutrofního až hypertrofního jezera v bývalém galenitovém dole Jestřabí.



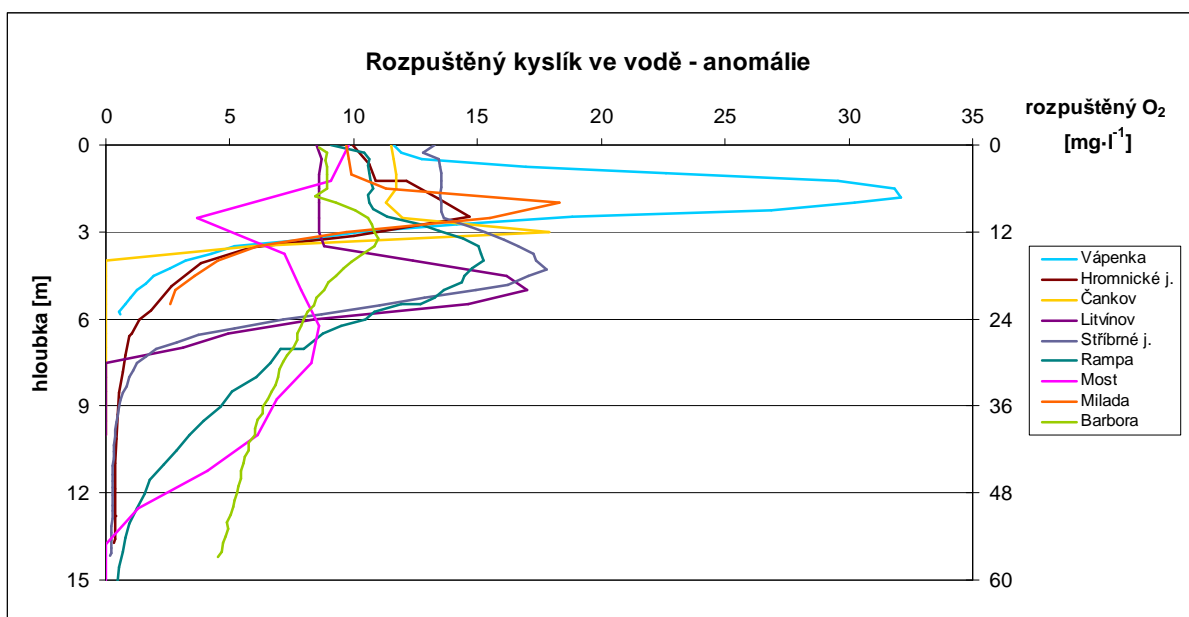
Obr. 28 Distribuce rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu vybraných antropogenních jezer v období podzimní cirkulace (hloubka jezera Svobodné Heřmanice na vedlejší ose).

V období jarní a podzimní mixe dochází u holomiktických jezer postupně k prokysličení celého vodního sloupce, přičemž hodnoty nasycení se mohou významně lišit v závislosti na trofii jezera (obr. 28). U úživných jezer se v období mixe část odumřelé organické hmoty distribuuje do celého vodního sloupce a pokračující biochemická oxidace snižuje koncentraci rozpuštěného kyslíku. I v relativně studené vodě tak můžeme nalézt množství kyslíku odpovídající nasycení pouze 30–50 % (např. Ostrovec, Jestřabí) (obr. 28 a 31). Naopak u oligotrofní lokality Svobodné Heřmanice bylo prokázáno přesycení vody kyslíkem v téměř

celém vodním sloupci (~120 %) jako důsledek intenzivní cirkulace způsobené velmi silným větrem, prokysličujícím svrchní vrstvu jezera (do hloubky 8 m) na hodnoty 130–170 % (14–20 mg·l⁻¹ rozpuštěného O₂). Podobná situace byla v menším rozsahu zjištěna i na nedaleké lokalitě Výkleky. Anoxické podmínky při samém dně jezera Litvínov souvisejí se zabořením sondy (krok měření 0,5 m) do anoxických sedimentů.

Zejména v pozdně jarním a letním období může distribuce kyslíku vykazovat jisté nepravidelnosti, z nichž nejběžnější popisuje tzv. pozitivně heterográdní křivka (LLELÁK, KUBÍČEK 1992), projevující se v určité hloubce skokovým zvýšením množství rozpuštěného kyslíku s hodnotou nasycení obvykle větší než 100 %. Jedná se o tzv. metalimnetické kyslíkové maximum (KALFF 2002), obvykle způsobené nahromaděním fotosyntetizujících organismů na horní hranici metalimnionu, kde mají k vývoji příznivé podmínky (vyšší koncentrace živin, omezená vertikální výměna vody). Ideální podmínky pro vznik metalimnetického maxima bývají u eutrofních, silně stratifikovaných jezer s malou mocností metalimnionu, který se však stále nachází v prosvětlené (eufotické) vrstvě jezera, kde množství rozpuštěného kyslíku může v extrémech dosahovat až 36 mg·l⁻¹, což odpovídá 400% nasycení (WETZEL 1966). Heterográdní distribuce kyslíku byla zjištěna u několika antropogenních jezer (obr. 29, tab. 4), přičemž metalimnetické koncentrace (odpovídají horním hranicím metalimnionů, popř. chemoklin na obr. 17 a 22) převyšují ty epilimnetické o 5–8 mg·l⁻¹ s hodnotami nasycení 130–170 %. Výjimkou byly lokality Vápenka, kde byla zjištěna extrémní letní (32 mg·l⁻¹) a jarní koncentrace kyslíku (34 mg·l⁻¹, nasycení 320 %) a lokalita Hromnického jezera při letním měření v roce 2011 (28 mg·l⁻¹, nasycení 270 %) (viz kap. 6.4.1). Na oligotrofních lokalitách Svobodné Heřmanice a Barbora (obr. 29) byly zaznamenány jisté znaky ortográdní distribuce v důsledku poklesu teploty vody v metalimnionu s nasycením ~100 %, které však narozdíl od lokalit Velká Amerika, Výkleky a Jasenice nedosahovalo až ke dnu jezera. Jedná se tedy o typ pozitivní heterográdní distribuce,

kde na rozdíl od eutrofních jezer dochází jen k pozvolnému poklesu koncentrace kyslíku na hodnoty nasycení ~40–50 %.

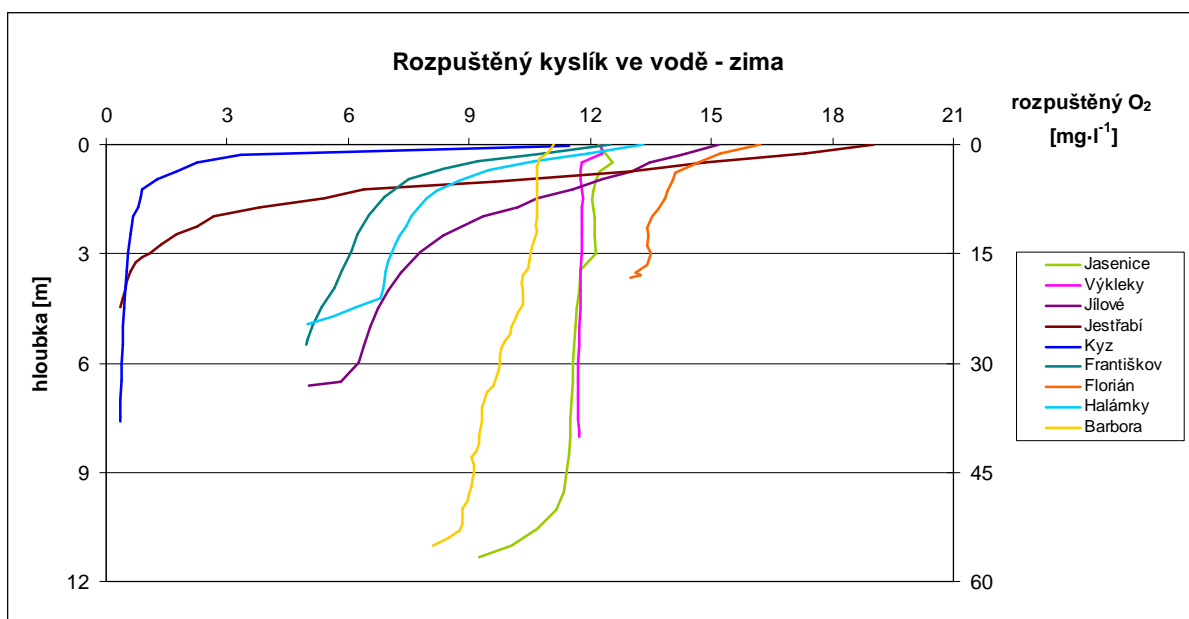


Obr. 29 Anomálie distribuce rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu vybraných antropogenních jezer v době letního měření (hloubka jezer Milada, Most a Barbora na vedlejší ose).

Ze srovnání s jinými genetickými typy jezer (ŠOBR 2007) vyplývá, že pozitivní heterográdní distribuce kyslíku je až na výjimku Černého jezera na Šumavě fenoménem jezer antropogenních s dobře vyvinutým letním zvrstvením, u eutrofizovaných jezer fluvialního původu převládá z důvodu časté absence metalimnionu distribuce klinográdní. Na lokalitě Most byla zjištěna vzácně se vyskytující negativní heterográdní distribuce s minimem kyslíku v hloubce 10 m (obr. 29), vznikající převládající biochemickou oxidací nahromaděné odumřelé organické hmoty v metalimnionu, který z důvodu nižší průhlednosti způsobené nerozpuštěnými látkami (jezero Most se stále napouští) nedosahuje do eufotické vrstvy jezera a příjem kyslíku z fotosyntézy je zde minimální.

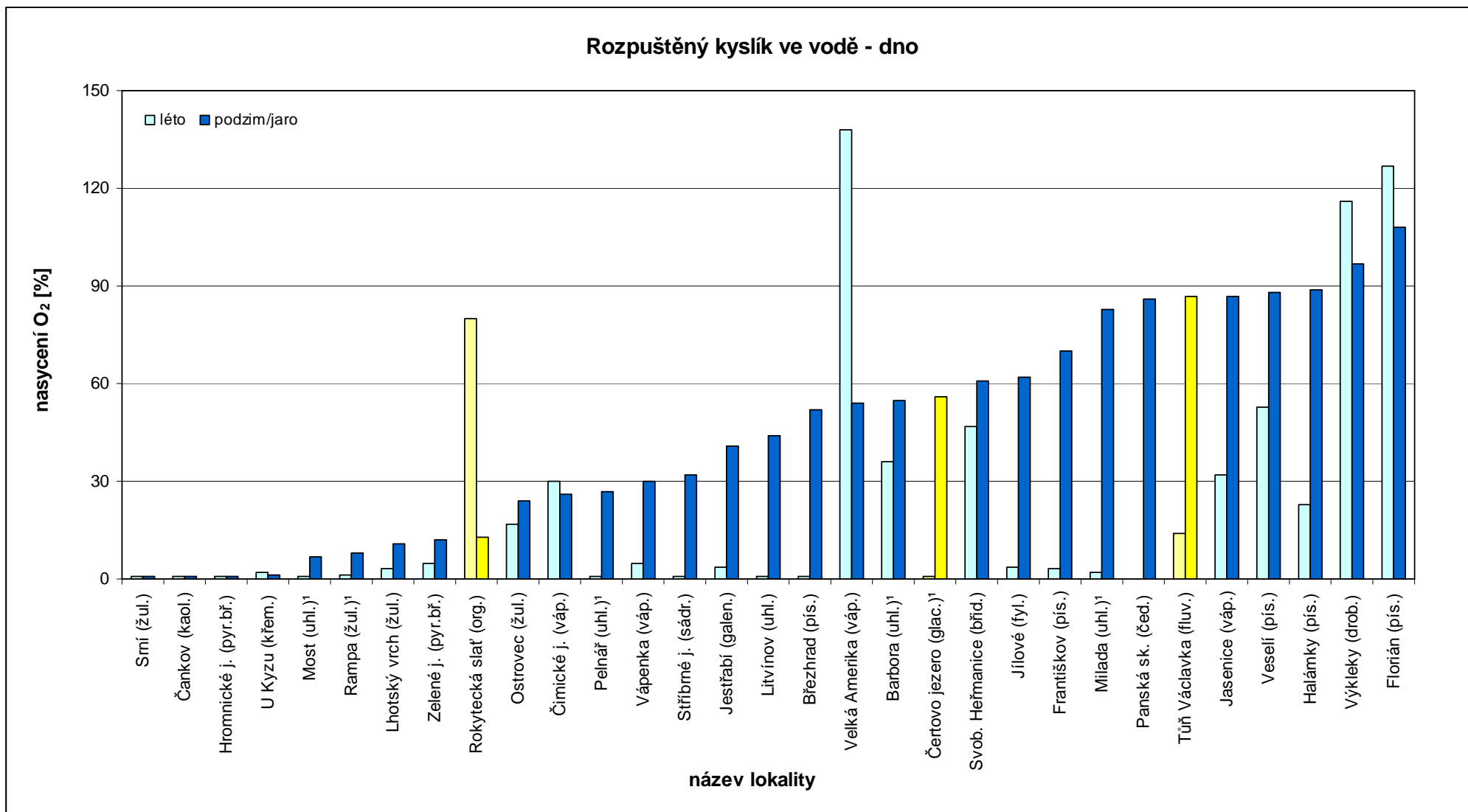
V období zimní stagnace přetrvávají na oligotrofních lokalitách znaky podzimní cirkulace, kdy se koncentrace kyslíku s hloubkou příliš nemění (obr. 30). U eutrofních lokalit dochází k poklesu koncentrace kyslíku ke dnu jezera, přičemž absolutní minima bývají

vzhledem k nižší teplotě vody při dně (~4 °C) vyšší než v období letní stratifikace. Výjimkou jsou vysoce úživná jezera, jako např. Jestřabí, kdy byly zaznamenány extrémní rozdíly mezi povrchem a dnem jezera v zimním i letním období. Maxima kyslíku odpovídající nasycení většímu než 100 % jsou způsobena fotosyntézou fytoplanktonu pod ledem (Florián, Jestřabí), stejný jen byl zaznamenán i v rámci detailní studie Hromnického jezera (viz kap. 6.4.1).



Obr. 30 Distribuce rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu vybraných antropogenních jezer v období zimní stagnace.

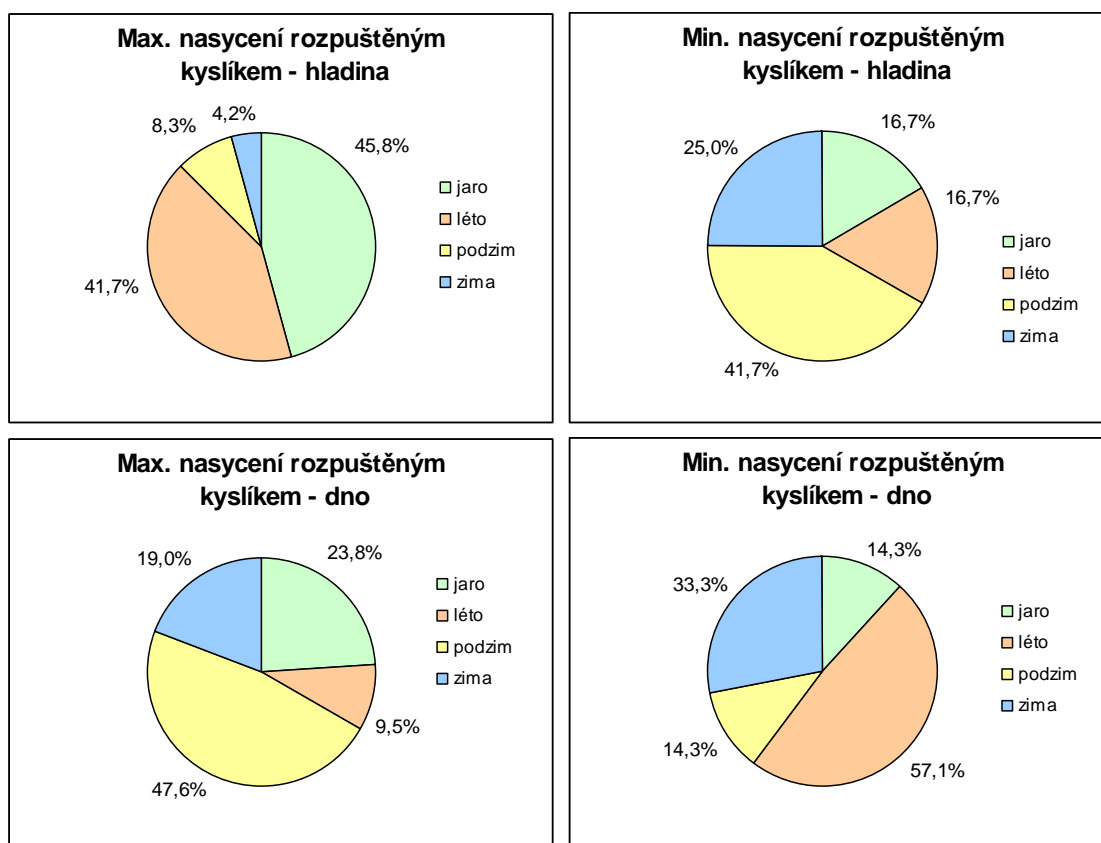
U meromiktických jezer nedochází k prokysličení hlubinné vody v období podzimní či jarní mixe buď vůbec, nebo jen v omezené míře. Z obr. 31 vyplývá, že anoxické nebo z hlediska přítomnosti rozpuštěného kyslíku velmi omezené podmínky, zjištěné u více než poloviny lokalit v období letní stratifikace, přetrvávají po celý rok v jezerech Srní, Čankov, Hromnické jezero a U Kyzu. U meromiktických lokalit Most a Zelené jezero se hodnoty nasycení u dna pohybovaly okolo 10 % (z možných termínů jaro/podzim vybrána vždy vyšší hodnota), vzhledem k nepoměrně mocnějšímu mixolimnionu u obou lokalit není vyloučené, že k omezenému okysličení vody pod hranicí chemokliny může v tomto období docházet prostřednictvím difúze, podobně jako u jezera AML v Rakousku (MOSER, WEISSE 2011). Neobvykle vysoké nasycení monimolimnionu kyslíkem (~30 %) zjištěné na lokalitě Vápenka



1jaro

Obr. 31 Nasyčení vody rozpuštěným kyslíkem při dně jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v období letní stagnace, respektive podzimní/jarní cirkulace ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

by mohlo souviset se silnějším podzemním přítokem okysličené vody prostřednictvím puklinového systému v jurských vápencích, bez detailnějšího průzkumu lokality však nelze učinit přesnější závěry. U lokality Šluknov nebylo z důvodu poruchy sondy měření kyslíku prováděno, vzhledem k výrazně vyvinutému monimolimnionu a zjištěné přítomnosti H₂S jsou však celoročně anoxické podmínky u dna velmi pravděpodobné. Jezera Rampa a Lhotský vrch sice byla identifikována jako potenciálně holomiktická, velká relativní hloubka a vyšší stupeň trofie však vyšší nasycení kyslíkem než 10 % neumožňují. U většiny lokalit na obr. 31 bylo zaznamenáno výrazné zvýšení množství rozpuštěného kyslíku v době podzimní cirkulace, nejčastěji u mělkých lokalit nebo u lokalit s malou relativní hloubkou (Pelnář, Jestřabí, Březhrad, Františkov, Milada), kde se mohlo lépe uplatnit proudění větru.



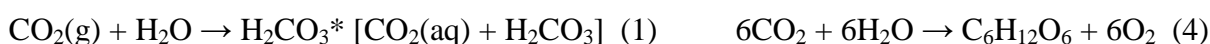
Obr. 32 Sezonality výskytu maxim a minim nasycení vody rozpuštěným kyslíkem v jezerech vzniklých po těžbě nerostných surovin.

Maxima nasycení vody kyslíkem při hladině bylo nejčastěji dosaženo v období jaro/léto v důsledku fotosyntézy, minima převládala na podzim v souvislosti s podzimní mixí a

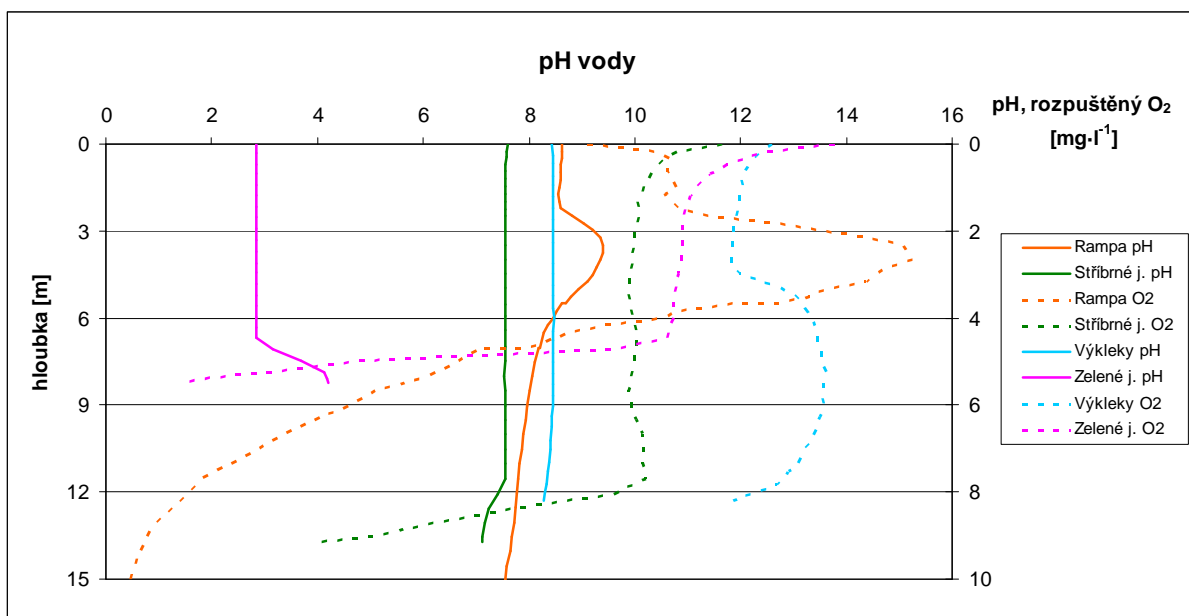
spotřebou kyslíku k biochemické oxidaci organických látek uvolněných z hypolimnionu (obr. 32). K četnosti maxim nasycení vody kyslíkem u dna přispěla zejména podzimní cirkulace, minima byla naopak zaznamenávána v období letní, potažmo zimní stagnace.

3.2.4 pH vody

Hodnota pH, definovaná jako základní dekadický logaritmus aktivity (koncentrace) vodíkových iontů, významně ovlivňuje chemické a biochemické procesy ve vodách (oxidace, redukce, srážení, hydrolyza, nitrifikace, denitrifikace) a v souvislosti s oxidačně-redukčním potenciálem (viz kap. 6.4.1) umožňuje např. rozlišit jednotlivé formy výskytu některých rozpuštěných prvků (kap. 4) (PITTER 2009). Hodnota pH se v čistých přírodních vodách pohybuje nejčastěji v rozmezí 4,5–9,5 a obvykle je dána uhličitanovou rovnováhou, tedy koncentrací oxidu uhličitého a jeho iontových forem ve vodě (PITTER 2009). Ta je výsledkem parciálního tlaku CO₂, chemické povahy minerálního pozadí (především rozpouštění hlinitokřemičitanových/uhličitanových minerálů) a procesů fotosyntézy a aerobního biologického rozkladu, které množství rozpuštěného CO₂ a jeho forem zásadně ovlivňují (reakce 1–4). Kromě běžně se uplatňujících procesů nitrifikace (reakce 6) a denitrifikace je pH vody u některých antropogenních jezer zásadně ovlivněno oxidací železných/sulfidických rud (popř. hydrolyzou iontů kovů Fe a Al), kdy uvolněné silné minerální kyseliny mohou vést k poklesu pH vody k hodnotám až ~2,5 (Hromnické j., Zelené j., Kamencové j.) (reakce 5). Vliv huminových látek, charakteristický pro organogenní (rašelinná) jezera se až na výjimky u antropogenních jezer neuplatňuje.



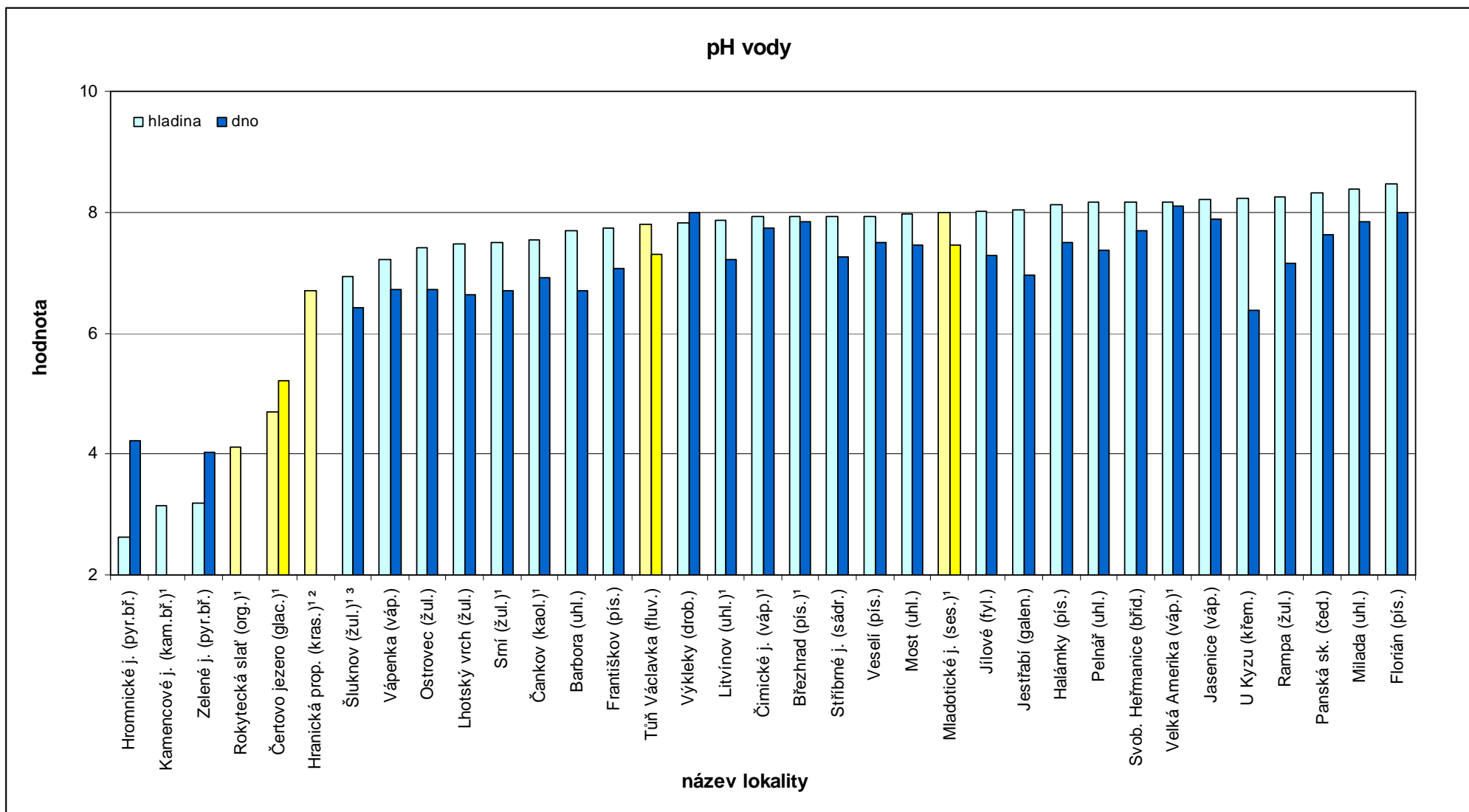
Vliv některých výše zmíněných procesů lze identifikovat na příkladech vertikálních profilů pH a rozpuštěného kyslíku u čtyřech vybraných antropogenních jezer, prezentovaných na obr. 33. U oligotrofního jezera Výkleky je průběh pH ve vertikálním profilu vyrovnaný a je velikost je ovlivněna pouze fotosyntetickou produkcí (projevující se zvýšeným pH díky odnímání CO_2 a posunutí uhličitanové rovnováhy ve prospěch HCO_3^-), která probíhá vzhledem k vysoké průhlednosti (obr. 37) prakticky v celém, kyslíkem bohatě nasyceném profilu. U mezotrofního jezera Rampa dochází vlivem intenzivní fotosyntetické produkce k výraznému zvýšení pH v oblasti metalimnetického maxima kyslíku a dále k jeho postupnému snižování v hypolimnionu s souvislostí s převažujícími procesy rozkladu organické hmoty (pokles rozpuštěného kyslíku, uvolňování CO_2). Tento jev je ještě markantnější v hypolimnionu eutrofního Stříbrného jezera. U specifické lokality Zeleného jezera se vliv uhličitanové rovnováhy, resp. fotosyntézy a rozkladu organické hmoty prakticky neuplatňuje (viz průběh kyslíku). Při $\text{pH} < 4,3$ se ve vodě nachází již pouze CO_2 a pH je zde výsledkem oxidace v monimolimnionu rozpuštěného dvojmocného železa Fe(II) . Vlivem oxidace uvolněné ionty H^+ tak činí oblast mixolimnionu více kyselou (pH vody $\sim 2,7$).



Obr. 33 Modelové situace průběhu hodnot pH ve vertikálním profilu u vybraných antropogenních jezer (hloubka Zeleného jezera na vedlejší ose).

Na obr. 34 je srovnání hodnocených antropogenních jezer na základě v terénu změřeného průměrného ročního pH u hladiny a u dna, které odpovídá výše popsaným zákonitostem. Prakticky na všech lokalitách s výjimkou Hromnického a Zeleného jezera, byla zjištěna vyšší hodnota pH u hladiny, související s intenzivnější fotosyntézou. Největší rozdíly byly s výjimkou jezera Barbora zjištěny u eutrofizovaných lokalit Jestřabí, Lhotský vrch, Rampa a U Kyzu, kde dochází ve zvýšené míře k rozkladu organické hmoty u dna, nejmenší pak u oligotrofních jezer Výkleky, Velká Amerika a Jasenice a překvapivě i na mezotrofních až eutrofních lokalitách Březhrad a Čimické jezero. V případě lokality Březhrad by pH vody u dna mohlo být například zvyšováno částečným odnímáním vznikajícího CO_2 rozpouštěním kalcitu z bohaté vápnité příměsi tammích fluviálních štěrkopísků (reakce 3). Existenci tohoto procesu by nasvědčovaly zvýšené koncentrace vápníku (viz kap. 4.2.1), bez bližší analýzy však nelze učinit jednoznačné závěry. Zcela opačný stav byl zaznamenán na lokalitách jezer po těžbě pyritických břidlic, kdy je pH vody u hladiny (v mixolimnionu) snižováno oxidací u dna přítomného rozpuštěného dvojmocného železa (reakce 5).

Pro značnou geologickou variabilitu a spolupůsobení několika faktorů je velmi obtížné až nemožné identifikovat které typy jezer vykazují obecně vyšší, respektive nižší pH vody. Například lokality Ostrovec a Pelnář jsou podle všech znaků podobně úživné (koncentrace NO_3^- a chlorofylu-*a*, průhlednost, barva) a o jejich rozdílném pH tak s největší pravděpodobností nerozhodují procesy spojené s intenzitou fotosyntézy, nýbrž u jezera Pelnář významná příměs hlinitokřemičitanů (kromě lignitu zde byl v menší míře těžen i kaolin), jejichž hydrolyzou se uvolňují ionty HCO_3^- . Je potřeba také zdůraznit, že pro měření z let 2003–04 (na obr. 34 a 35 označeny symbolem¹) nebyla v terénu k dispozici pH sonda a hodnoty pH jsou výsledkem laboratorních analýz odebraných vzorků vody. Srovnání lokalit, u kterých bylo obojí měření k dispozici, prokázalo v 90 % případů vyšší hodnoty pH změřeného v terénu a to s průměrnou odchylkou 0,55 (0,08–1,78) u hladinových hodnot

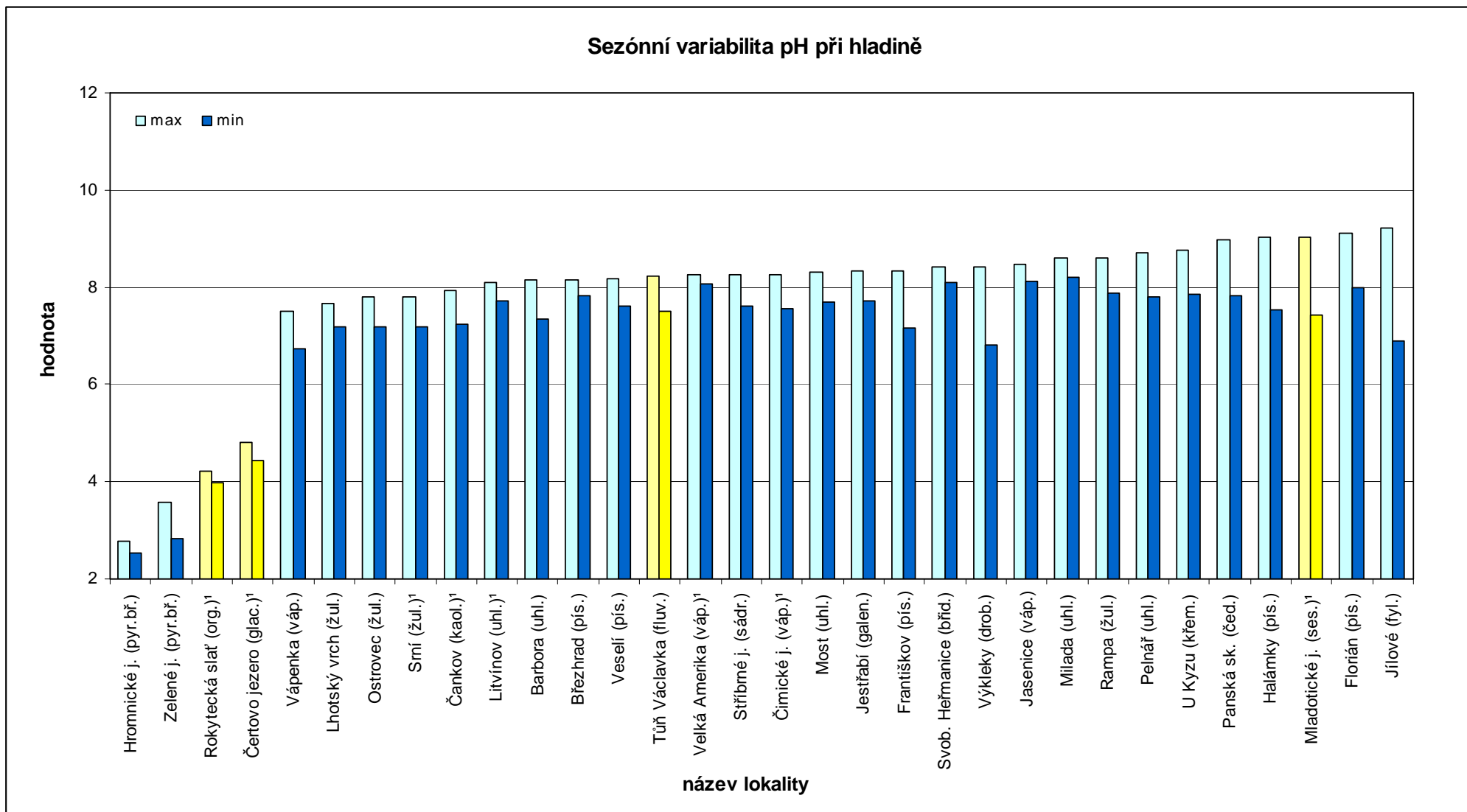


¹⁾laboratorní rozbor vody, ²⁾blíže nespecifikovaný průměr, ³⁾jediné stanovení (léto)

Obr. 34 Hodnoty pH vody při hladině a dně jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

a 0,11 (0,06–1,11) u hodnot ze dna jezera. Vzhledem k velkému rozptylu hodnot u jednotlivých lokalit je tak spíše než systematická chyba v podobě nepřesného nakalibrování čidla sondy YSI důvodem patrně dodatečné rozpouštění CO₂ ve vzorcích před jejich analýzou (ze vzduchu, z rozkladu organické hmoty). Výsledky terénních a laboratorních měření pH vody při dně jezer po těžbě pyritických břidlic se zase lišily z důvodu oxidace přítomného dvojmocného železa Fe(II), které vedlo k dodatečnému okyselení laboratorních vzorků z pH 4,2 na pH 2,5 (Hromnické jezero), respektive z pH 4,0 na pH 2,8 (Zelené jezero). Z uvedených důvodů bylo přistoupeno k hodnocení pH na základě měření v terénu. Průměrná roční hodnota pH vody při hladině se u českých antropogenních jezer (pouze terénní měření) pohybovala v rozmezí 2,6–8,5 s poměrně vysokým mediánem 7,99 (např. průměrná hodnota u vodní nádrže Švihov činí 7,5, u Labe v Hřensku 7,7; PITTER, 2009), přibližně odpovídajícímu pH vody sesuvem hrazeného eutrofizovaného Mladotického jezera. Při dně jezer se pH vody pohybovalo ve výrazně užším intervalu 4,0–8,0 s mediánem 7,27.

Sezónní variabilita pH u hladiny (obr. 35) ještě více zdůraznila rozdíly mezi obdobími intenzivní fotosyntézy a obdobími degradace fytoplanktonu, kdy se maximální hodnoty pH vody pohybovaly v rozmezí 2,8–9,2 s mediánem 8,38 a minimální v intervalu 2,5–8,2 s mediánem 7,62. I tato hodnota je však výrazně vyšší, než mediánová hodnota průměrného pH vody při dně jezer, kde dochází k intenzivnějšímu rozkladu organické hmoty (včetně procesu nitrifikace) než při hladině. Absolutně největší rozdíl byl zaznamenán na eutrofní lokalitě Jílové s výraznou podzimní mixí, nejmenší pak u oligotrofního jezera Velká Amerika. Extrémně nízké pH vody 2,5–3,0, které bylo v Česku zaznamenáno pouze u třech antropogenních jezer (Hromnické jezero, Zelené jezero, Kamencové jezero), není v kontextu těžby pyritických břidlic/sulfidických rud výjimečné (více kap. 6.4.1), např. voda v jezeře Corta Atalaya ve španělském Iberském pyritickém pásu dosahuje dlouhodobě hodnot pH~1,2 (SÁNCHEZ ESPAÑA ET AL. 2008). Z ostatních genetických typů jezer ČR vykazují nejnižší

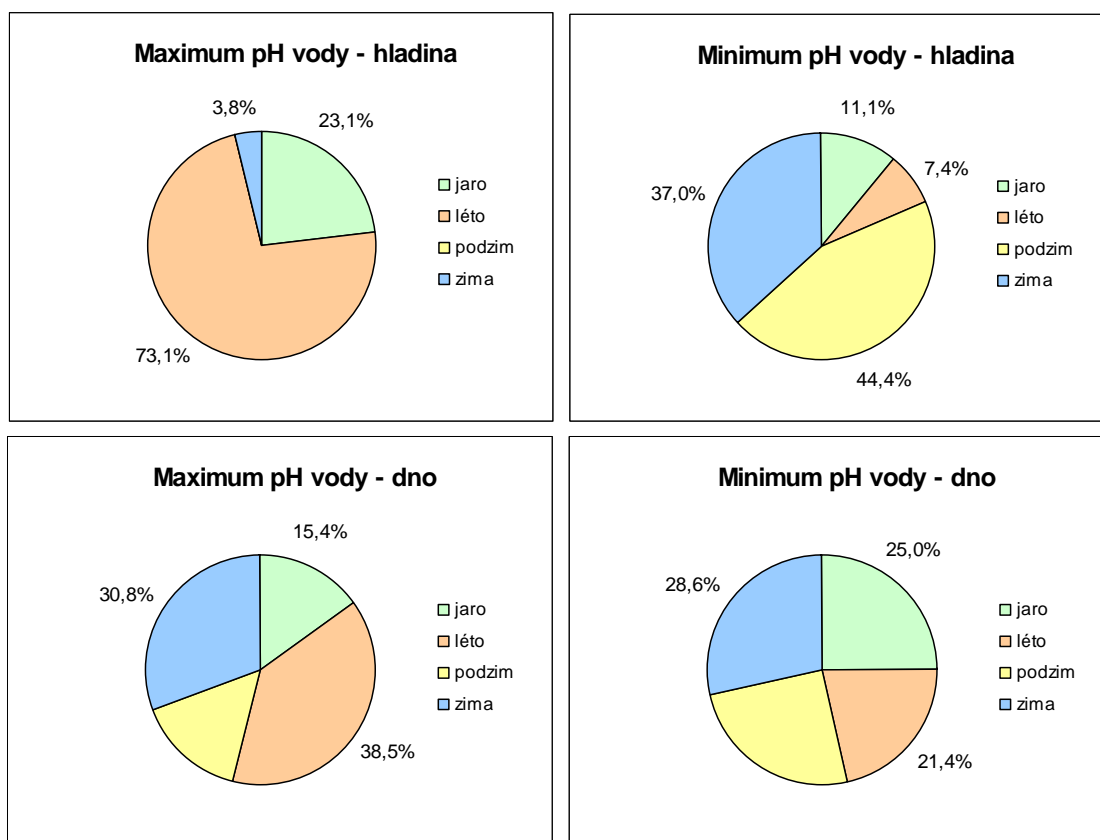


¹laboratorní rozbor vody, roční období: J–jaro, L–léto, P–podzim, Z–zima

Obr. 35 Sezónní variabilita hladinového pH vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě). Písmeno označuje období maxima, respektive minima výskytu.

hodnoty organogenní jezera s vysokým obsahem huminových látek s pH vody 3,8–5,3 (nepublikovaná data). Vyšší medián maximálních hodnot pH vody při hladině i absolutní maximum pH=9,23 souvisejí s převažujícím eutrofním charakterem lokalit, přičemž u silně eutrofizovaných nádrží (např. krmných rybníků) může v období intenzivní fotosyntézy pH vody dosáhnout hodnot až ~10 (SVOBODOVÁ A KOL. 1987). Příležitostně byly hodnoty pH~9,3 zaznamenány i na Labi v profilu Hřensko (PITTER 2009), u referenčního eutrofního Mladotického jezera činilo maximum pH=9,04 (laboratorní hodnota).

Maximálních hodnot pH bylo v souladu s výše uvedenými procesy nejčastěji dosaženo v létě, minimálních na podzim a v zimě (obr. 36). Sezonalia pH vody při dně není zcela jednoznačná, letní maxima nejspíše souvisí s intenzivnější fotosyntézou při dně mělkých (Florián, Březhrad), respektive oligotrofních jezer (Jasenice, Výkleky) s vysokou průhledností vody, minima vykazala nezávislost na ročním období.



Obr. 36 Sezonality maxim a minim pH vody v vzniklých po těžbě nerostných surovin.

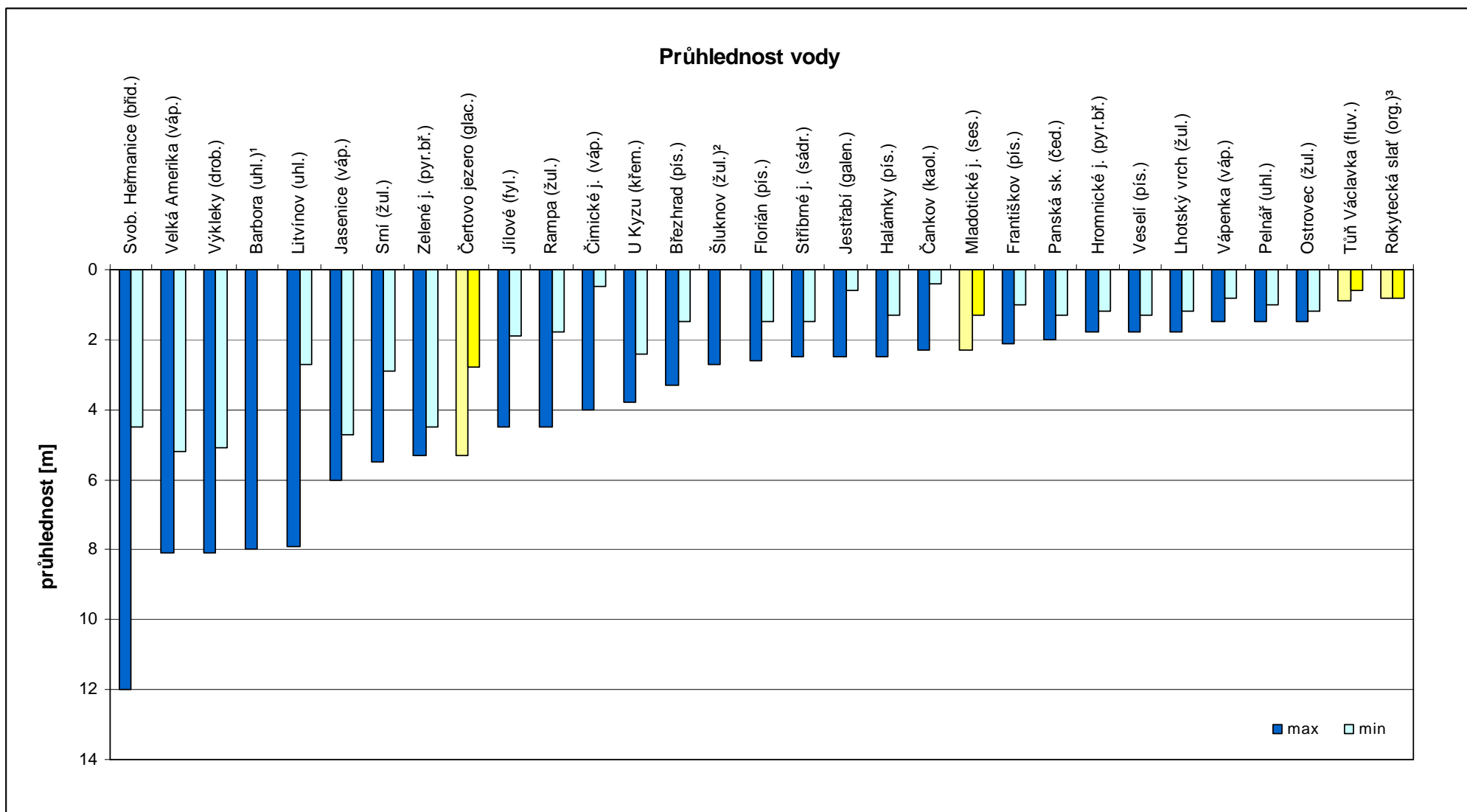
3.2.5 Průhlednost a barva vody

Optické vlastnosti vody rozhodujícím způsobem ovlivňují pronikání přímého a rozptýleného slunečního záření do vody, které bezprostředně ovlivňuje dynamiku celého vodního ekosystému. Průhlednost vody je jedním z klíčových faktorů intenzity a lokalizace primární fotosyntetické produkce ve vertikálním profilu jezera, ovlivňuje fyziologii a chování vodních organismů a spolu s barvou vody se zásadním způsobem podílí na tepelném režimu jezera (charakter teplotního zvrstvení vody, cirkulační zákonitosti) (WETZEL 2001). Pronikání slunečního záření do vody je vedle fyzikálních vlastností samotné vody ovlivňováno množstvím a charakterem ve vodě rozpuštěných látek a především zákalem organického (bakterie, sinice, řasy, detrit) a anorganického původu (jílovité minerály, hydratované oxidy Fe, Al) (PITTER 2009). Obecně platí, že oligotrofní jezera (vyjma proglaciálních jezer s vysokým podílem suspendovaného materiálu) jsou charakteristická vysokou průhledností, dosahující obvykle více než 5 metrů, zatímco u jezer úživných s vysokou koncentrací fytoplanktonu může dosahovat pouze několika desetin metru (tab. 3).

Tab. 3 Klasifikace trofických stupňů jezer na základě průhlednosti vody (proti Secchiho desce) bez přítomnosti anorganického suspendovaného materiálu (KALFF 2002; HÅKANSON, JANSSON 1983; WETZEL 2001–VOLLENWEIDER 1979)

průhlednost [m] trofický stupeň	Kalff 2002		Håkanson 1983	Wetzel 2001	
	průměr	minimum	průměr	průměr	rozmezí
ultraoligotrofie	>12	>6	–	–	–
oligotrofie	>6	>3	>5	9,9	5,4–28,3
mezotrofie	3–6	1,5–3	2–5	4,2	1,5–8,1
eutrofie	1,5–3	0,7–1,5	0,5–2	2,45	0,8–7
hypertrofie	<1,5	<0,7	<0,5	–	0,4–0,5

Na obr. 37 je srovnání maxim a minim průhlednosti vody jezer po těžbě nerostných surovin v porovnání s referenčními lokalitami ostatních genetických typů. Průměrná průhlednost u oligotrofních jezer (Svobodné Heřmanice, Výkleky, Velká Amerika, Litvínov, Jasenice a Zelené jezero) během roku činila 5,0–7,3 m (tab. 4), u ostatních antropogenních jezer dosahovala v průměru 1,2–3,1 m. Hodnoty průhlednosti větší než 5 m (obr. 38) jsou



¹⁾jediné měření (zima), ²⁾jediné měření (léto), ³⁾průhlednost do dna (0,8 m)

Obř. 37 Extremity průhlednosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR (proti Secchiho disku) ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

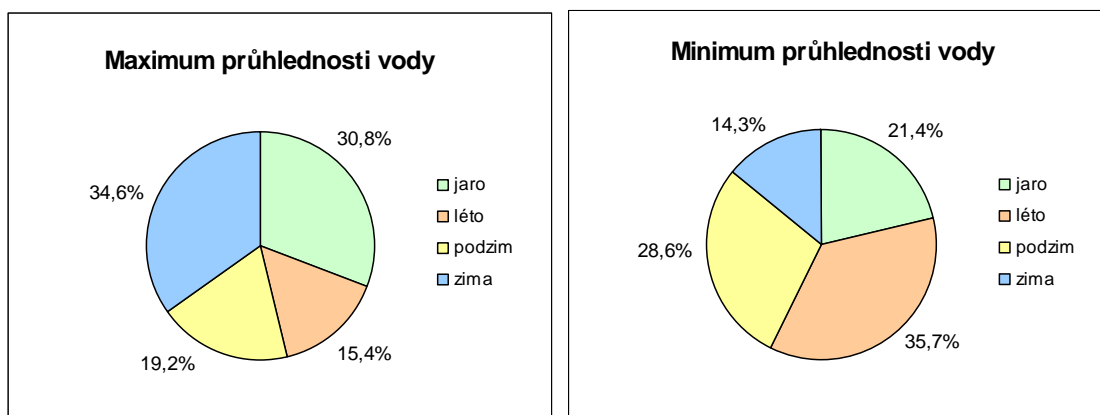
v podmínkách České republiky spíše výjimečné a vyjma antropogenních jezer byly zjištěny pouze u Černého a Čertova jezera na Šumavě (ŠOBR 2007) a jezera v Hranické propasti (KOSINA 2007, obr. 15). Maximální zjištěná hodnota průhlednosti 12 m byla zaznamenána při podzimní homotermii na lokalitě Svobodné Heřmanice a je vůbec nejvyšší zaznamenanou hodnotu v rámci všech genetických typů jezer za celou dobu trvání projektu (max. průhlednost Černého jezera na Šumavě činila 10,4 m; ŠOBR 2007). Dlouhodobá minima průhlednosti okolo 1,2 m byla zjištěna na silně eutrofních lokalitách Ostrovec, Pelnář a Vápenka, což je jen 0,4 m více než u hypertrofní labské tůně Václavka. Absolutní minima okolo 0,5 m pak byla prokázána u lokalit Čimické jezero a Čankov v souvislosti s extrémním rozvojem fytoplanktonu (viz kap. 5.2), respektive zákalem jemně rozptýleného kaolinitu z důvodu podzimní mixe (patrně strháván z horního okraje chemokliny). U těchto lokalit byla v této souvislosti zároveň pozorována i největší roční rozkolísanost průhlednosti.



Obr. 38 Mimořádná průhlednost vody (více než 5 metrů) jezera ve vápencovém lomu Kosov u Berouna (Českém kras), typická pro oligotrofní jezera.

U většiny jezer docházelo k výrazným sezónním změnám průhlednosti vody. Maxima byla nejčastěji zaznamenávána v období zimního zvrstvení nebo brzy na jaře, kdy je menší vegetační zákal než v letním období, kdy bývá průhlednost naopak nejnižší (obr. 39). Druhotné minimum průhlednosti vody souvisí s podzimní cirkulací vody, kdy především u

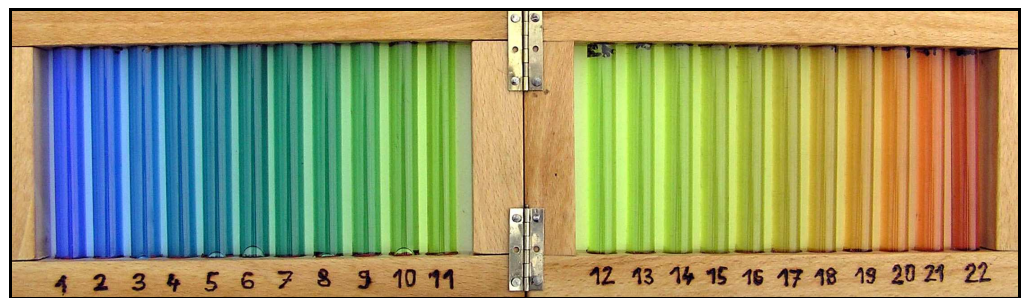
eutrofních jezer dochází k vynášení suspendovaného detritu a anorganických látek z oblasti hypolimnionu (popř. chemokliny) směrem k povrchu.



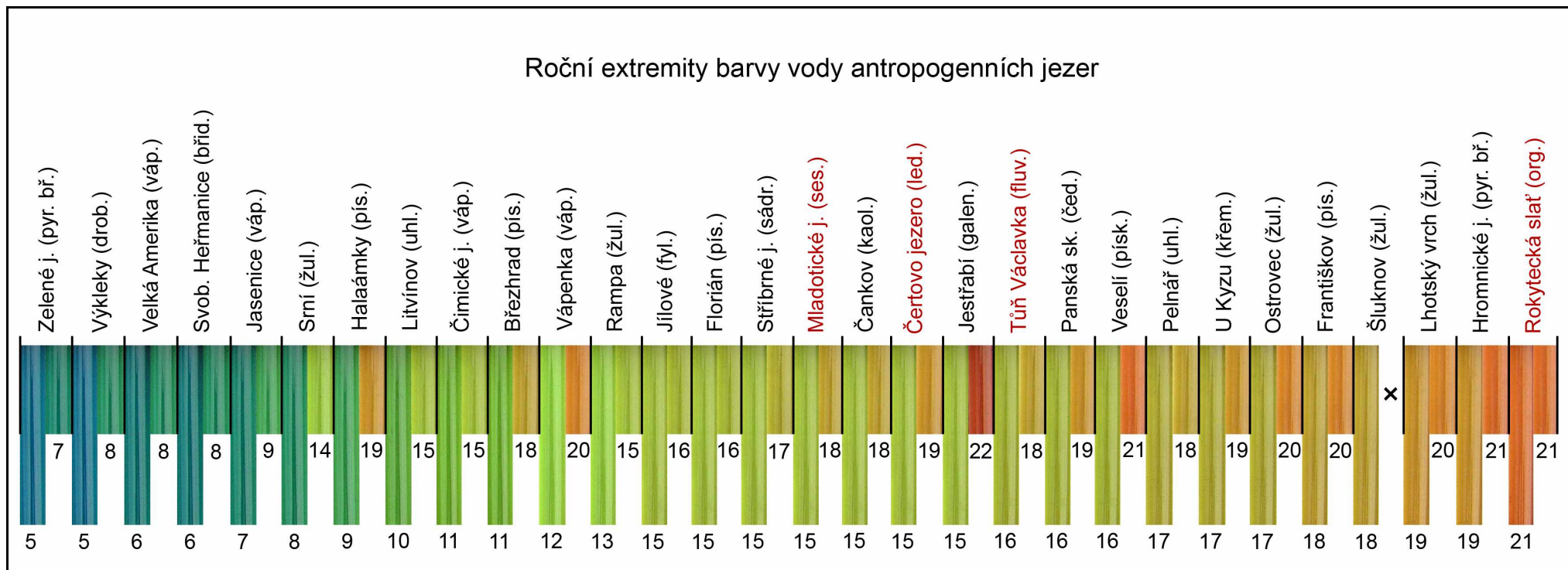
Obr. 39 Sezonalita maxim a minim průhlednosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

Barva vody je ovlivňována přítomností rozpuštěných i nerozpuštěných látek. Barva čisté voda je v silné vrstvě vlivem přednostně rozptylované modré složky viditelného spektra namodralá (oceány, vysokohorská jezera), zvýšené koncentrace rozpuštěných látek vedou k rozptylování dalších složek spektra a tím k různým odstínům pozorované barvy vody (např. vyšší koncentrace iontů HCO_3^- způsobují zbarvení vody do zelena, huminové látky do hněda) (WETZEL 2001; PITTER 2009). Skutečná barva bývá často zkreslena barvou zdánlivou, způsobenou přítomností koloidních (např. rezavě zbarvené hydratované oxidy železa), popřípadě suspendovaných látek (jílovité částice, např. kaolinit) a především vegetačním zákalem. Ultraoligotrofní jezera obecně vykazují barvu modrou, s přibývajícím trofím se odstín mění přes zelenou a žlutou až po tóny hnědé (LLELÁK, KUBÍČEK 1991) (obr. 40).

Na obr. 41 jsou zobrazeny extremity v ročním chodu barvy vody, seřazené podle srovnávacího etalonu Forel-Uleovy od nejnižšího stupně po nejvyšší. Zelenomodré (č. 5) až modrozelené (č. 6–8) odstíny byly zaznamenány u oligotrofních jezer Výkleky, Velká Amerika, Svobodné Heřmanice a Jasnice a korelují tak s výsledky průhlednosti. Netypické je zejména zelenomodré zbarvení vody Zeleného jezera, vzniklého po těžbě pyritických břidlic, tedy stejné horniny jako v případě Hromnického jezera. U Hromnického jezera se však na

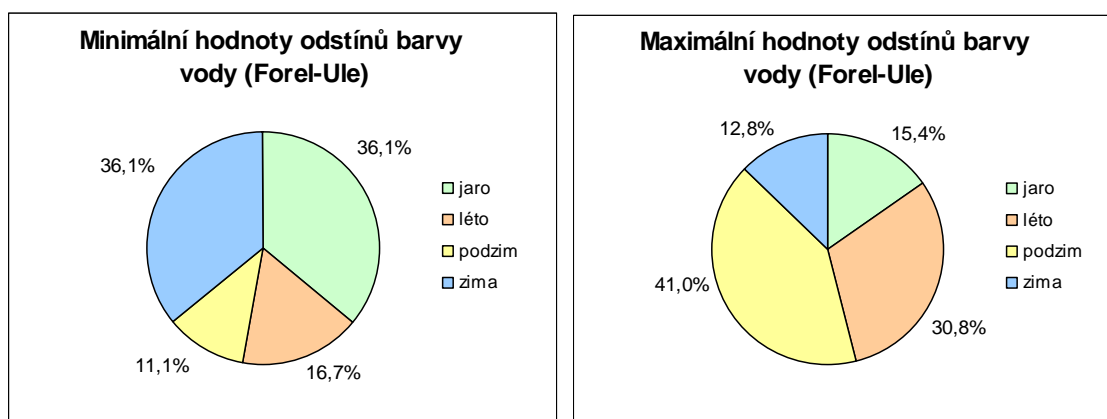


Obr. 40 Forel-Uleova stupnice barev používaná pro určování barvy vody



Obr. 41 Změny barvy vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR v průběhu roku (proti Secchiho disku v polovině hloubky průhlednosti) ve srovnání se zástupci ostatních genetických typů jezer (červeně).

hnědožlutém až žlutohnědém zbarvení vody podílí jak vyšší stupeň trofie (viz kap. 5.2), tak vysoká koncentrace koloidních hydratovaných oxidů železa (viz kap. 6.4.1). Je pravděpodobné, že barvu vody Zeleného jezera ovlivňuje jako v případě jezera na obr. 2 přítomné zkaolinizované podloží. Z ostatních genetických typů jezer byl nejnižší stupeň barvy vody zaznamenán u šumavského Černého jezera (č. 5), u jezera Issyk-Kul v Kyrgyzstánu byl v létě 2005 při průhlednosti vody 20 m zaznamenán odstín č. 2 (nepublikovaná data poskytnutá RNDr. M. Šobrem, Ph.D.). Zvýšená koncentrace huminových látek se s největší pravděpodobností podílela na tmavě hnědém zbarvení vody jezera ve 350 let starém, silně eutrofizovaném lomu Jestřabí, kdy zaznamenaný odstín č. 22 byl dokonce intenzivnější než odstín barvy vody u organogenního jezera na Rokytecké slati. Tamní hodnota však byla ovlivněna malou hloubkou jezera, při níž nebylo možné zjistit hodnotu maximální průhlednosti a barva vody byla odečtena v polovině maximální hloubky jezera (pouze 0,8 m). Jezero Jestřabí spolu s eutrofními lokalitami Halámky, Vápenka, Březhrad a Veselí vykázalo i největší meziroční variabilitu barvy vody v souvislosti s rozvojem fytoplanktonu a produktů jeho rozkladu v letním, respektive podzimním období (mixe). Tuto skutečnost potvrzují i výsledky sezonality na obr. 42, naopak minimální hodnoty odstínů barvy vody byly zaznamenány ve shodě s maximální průhledností v období zimní stagnace a brzy na jaře po tání ledové pokrývky, kdy je vegetační zákal minimální.



Obr. 42 Sezonalita zbarvení vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

3.3 SHRnutí

Hodnocená antropogenní jezera se z pohledu základních fyzikálních charakteristik jeví ve srovnání s jezery jiných genetických typů jako velice rozmanité vodní útvary. Velikost jezer, specifická morfometrie jezerní pánve, charakter těžené horniny a blízkého okolí jezera (vliv vegetace na trofii jezera) a různé stáří jednotlivých lokalit tak umožnily vznik některých fenoménů, které se u jiných genetických typů jezer vyskytují spíše ojediněle.

Z 30 hodnocených antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin bylo na základě podzimního gradientu konduktivity vody identifikováno 8 meromiktických lokalit (Zelené jezero, Hromnické jezero, Vápenka, Srní, Čankov, U Kyzu, Most a Šluknov), u kterých byl rovněž prokázán vliv teploty podzemní vody (případně geologického podloží) na teplotu vody v monimolimnionu a v chemoklině. Ten se od určité hloubky dané horní hranicí chemokliny projevil jednotným trendem teplotních profilů během roku, nárůstem teploty vody směrem ke dnu jezera, popř. dlouhodobě vyšší teplotou hlubinné vody $\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Je zřejmé, že fenomén meromixie je na základě výše uvedených specifik antropogenních jezer typický právě pro tento genetický typ, u jiných typů jezer vyskytujících se na území ČR tento jev nebyl prokázán. Průměrné roční hodnoty konduktivity vody u hladiny se pohybovaly od $40\text{--}170\text{ }\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ u jezer po těžbě vyvřelých hornin a stěrkopísků, přes $300\text{--}600\text{ }\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ u jezer po těžbě vápence a hnědého uhlí až po $\sim 2400\text{ }\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ u lokalit po těžbě hornin s extrémním chemismem (Stříbrné a Hromnické jezero). Minima konduktivity byla zaznamenána na jaře v souvislosti s táním ledu, popřípadě biogenní dekalifikací, maxima pak v zimě patrně v souvislosti s rozpouštěním v sedimentárních horninách přítomného kalcitu a hlinitokřemičitanů.

Kyslíkové poměry jednotlivých antropogenních jezer úzce souvisí s jejich trofickou úrovní. Na většině lokalit byla zaznamenána klinográdní nebo pozitivně heterográdní distribuce kyslíku (zvláště typická pro hlubší antropogenní jezera s výrazným letním

zvrstvením), způsobená intenzivní asimilací fytoplanktonu s metalimnetickými maximy kyslíku s hodnotami nasycení v rozmezí 120–200 %, v extrémním případě jezera Vápenka až 320 % (odpovídá $34 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ rozpuštěného O_2). Na oligotrofních lokalitách Velká Amerika, Výkleky a Jasenice byla zjištěna zřídka se vyskytující ortográdní distribuce kyslíku s nasycením celého vodního sloupce na hodnoty ≥ 100 %, která u jiných genetických typů jezer v ČR dosud nebyla zaznamenána. Většina eutrofních jezer s výraznými letními minimy kyslíku u dna vykazovala během podzimní mixe dobré oxické podmínky v celém vodním sloupci, dlouhodobě zhoršené, převážně anoxické podmínky byly zaznamenány u většiny meromiktických jezer nebo u jezer s velkou relativní hloubkou s omezenými možnostmi cirkulace (např. lokalita Srní). Hladinová maxima nasycení rozpuštěným kyslíkem byla zaznamenávána především na jaře a v létě v souvislosti s asimilací fytoplanktonu, minima pak na podzim v souvislosti s vyšší mírou biochemické oxidace odumřelé organické hmoty v celém vodním sloupci jako důsledek podzimní mixe.

Hodnota pH vody většiny antropogenních jezer je výsledkem uhlíčitanové rovnováhy související s asimilací a degradací fytoplanktonu, a to jak v rámci vertikálního profilu jezera, tak v rámci sezonality ročních období. V souvislosti s tím dosahovalo průměrné roční pH vody při hladině jezer výrazně vyšších hodnot než u dna (medián průměrných hodnot pH činí 7,99, respektive 7,27), stejně tak byly zaznamenány prokazatelně vyšší hladinové hodnoty pH ve vegetačním období (8,38) oproti období vegetačního klidu (7,62). Absolutní maximum pH vody způsobené fotosyntetickou produkcí činilo 9,26 (Jílové), ve srovnání s některými produkčními rybníky se však nejedná o hodnotu nijak extrémní. Závislost pH vody na charakteru/chemismu těžené suroviny nebyla prokázána s výjimkou specifických lokalit Zeleného, Hromnického a Kamencového jezera, kde je extrémně nízké $\text{pH} < 3$ výsledkem chemické oxidace pyritu a uhlíčitanová rovnováha se zde neuplatňuje. U většiny lokalit byly

zjištěny rozdíly mezi pH změřeným *in situ* a pH stanoveným v laboratoři, patrně z důvodu dodatečného rozpouštění CO₂ ve vzorcích před jejich analýzou.

Průhlednost a barva vody antropogenních jezer stejně jako kyslíkové poměry úzce souvisí s jejich trofíí. U oligotrofních lokalit Svobodné Heřmanice, Výkleky, Velká Amerika, Litvínov, Jasenice a Zelené jezero byla zaznamenána průměrná roční průhlednost vody (proti Secchiho desce) 5–7 metrů, která se na lokalitách Velká Amerika a Barbora podílela na extrémní mocnosti epilimnionu s homotermií do hloubky 5–6 metrů. Podzimní maximum průhlednosti, zaznamenané na lokalitě Svobodné Heřmanice (12 m), je vůbec nejvyšší hodnotou zaznamenanou u jezer v ČR. Průhlednost vody eutrofních antropogenních jezer dosahuje v průměru 1,5 metru. Maxima průhlednosti byla zaznamenána nejčastěji v zimě a brzy na jaře po tání ledu, minima pak v létě vlivem vegetačního zákalu. Ještě těsnější závislost vykázalo zbarvení vody s vyššími hodnotami odstínů Forel-Uleovy stupnice zaznamenanými v období vegetační sezóny. U oligotrofních jezer se barva vody pohybovala v modrozelených odstínech (č. 5–8), u eutrofních jezer pak nejčastěji v odstínech zelenožluté až žluté (č. 15–18), u silně eutrofních lokalit v odstínech hnědožluté až hnědé (č. 19–22).

Tab. 4 (1. část) Fyzikální vlastnosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR – průměr ze 4 stanovení s výjimkou lokalit Panská skála, Mladotické j., Rokytecká slat' (3 stanovení), Hranická propast (2 stanovení) a Šluknov (1 stanovení), v závorce směrodatná odchylka.

č.	název lokality	teplota vody [°C]		konduktivita [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]					mixe		rozp. kyslík [% nasycení]				
		zima hl.	zima dno	hladina	dno	podz. hl.	podz. dno	P dno/hl.	typ	CH [m]	léto dno	podz.dno	VD O ₂	MLM O ₂	hl. [m]
1	Březhrad (pís.)	1,8	4,6	624 (37)	675 (90)	619	593	0,96	H		1	52	K		
2	Halámky (pís.)	2,9	4,6	190 (4)	209 (19)	194	194	1,00	H		23	89	K		
3	Františkov (pís.)	3,3	4,3	202 (1)	212 (4)	202	202	1,00	H		3	70	K		
4	Veselí (pís.)	3,8	4,2	189 (6)	192 (4)	191	188	0,98	H		53	88	K		
5	Florián (pís.)	2,2	4,0	278 (38)	357 (78)	275	304	1,11	H		127	108	PH	162	3,0
6	Čankov (kaol.)	1,6	8,0	776 (24)	1821 (152)	768	1777	2,31	M	7 a 14	1	1	PH	193	3,0
7	Litvínov (uhl.)	1,3	3,9	496 (16)	530 (29)	471	502	1,07	H		1	44	PH	174	5,0
8	Pelnář (uhl.)	2,7	4,4	298 (10)	337 (14)	306	330	1,08	H		1	27 ²	K		
9	Barbora (uhl.)	1,6	4,4	508 (28)	550 (8)	527	556	1,06	H		36	55 ²	PH	104	8,3
10	Milada (uhl.)			1100 (7)	1135 (11)	1110	1160	1,05	H		2	83 ²	PH	181	8,0
11	Most (uhl.)	5.9 ^a	7.5 ^a	461 (11)	1383 (237)	469	1410	3,01	M	45	1	7 ²	NH		
12	Velká Amerika (váp.)	0,4	3,7	404 (16)	418 (35)	418	411	0,98	H		138	54	O	159	6,0
13	Jasenice (váp.)	2,8	4,7	639 (8)	673 (29)	638	639	1,00	H		32	87	O	162	3,7
14	Vápenka (váp.)	6.9 ^b	9.1 ^b	944 (86)	1783 (60)	946	1727	1,83	M	2	5	30	PH	320	2,2
15	Čimické j. (váp.)	0,2	3,9	219 (53)	252 (36)	243 ²	251 ²	1.03 ²	H		30	26	PH	118	4,2
16	Svob. Heřmanice (břid.)	1,4	3,7	728 (17)	728 (7)	718	722	1,01	H		47	61	PH	96	10,0
17	Výkleky (drob.)	3,2	4,0	402 (4)	403 (2)	401	403	1,00	H		116	97	O	136	4,0
18	Srní (žul.)	1,5	5,5	165 (15)	419 (37)	171	378	2,21	M	18	1	1	PH	137	4,5
19	Rampa (žul.)	1,6	4,8	174 (13)	208 (16)	175	202	1,15	H		1	8 ²	PH	136	3,5
20	Ostrovec (žul.)	1,4	5,4	144 (41)	261 (109)	162	162	1,00	H		17	24	K, PH ²	125	1,5
21	Lhotský vrch (žul.)	0,9	5,9	153 (28)	273 (72)	158	158	1,00	H		3	11	K, PH ²	154	1,5
22	Šluknov (žul.)			178 ³	1094 ³			6.15 ³	M	4,5					
23	Jílové (fyl.)	0,7	5,2	71 (12)	102 (7)	90	91	1,01	H		4	62	K, PH ²	120	1,5
24	Panská sk. (čed.)	2,7	4,4	72 (1)	75 (8)	73	66	0,90	H			86			
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	2,4	10,4	2454 (509)	7317 (365)	2876	7725	2,69	M	2	1	1	PH	205	2,5
26	Zelené j. (pyr.bř.)	2,5	7,5	666 (370)	1454 (240)	1054	1665	1,58	M	4,5	5	12	K		
27	Kamencové j. (kam.bř.)	1,3	3,9	1232 (45) ¹											
28	Stříbrné j. (sádr.)	1,4	3,0	2299 (59)	2430 (33)	2341	2409	1,03	H		1	32	PH	167	3,5
29	Jestřábí (galen.)	2,3	6,2	125 (10)	338 (137)	122	123	1,01	H		4	41	K		
30	U Kyzu (křem.)	0,9	4,8	40 (12)	115 (17)	47	130	2,77	M	6	2	1	K		
31	Čertovo jezero (glac.)	0,5	3,9	18 (2)	15 (3)	21	15	0,71	H		1	56 ²	NH		
32	Tůň Václavka (fluv.)			476 (51)	514 (47)	443	442	1,00	H		14	87	K		
33	Hranická prop. (kras.)			1743 (123) ¹											
34	Mladotické j. (ses.)	0,4	3,7	447 (51)	486 (42)	516 ²	542 ²	1.05 ²	H		1		K		
35	Rokytecká slat' (org.)			28 (9)	28 (9)	41	41	1,00	H		80	13	K		

¹laboratorní rozbor vody, ²žaro, ³léto, ^a5. prosinec, ^b1. březen, variační koeficient: žlutě $\geq 25\%$, oranžově $\geq 50\%$, H–holomiktické jezero, M–meromiktické jezero, CH–chemoklina, VD O₂–vertikální distribuce kyslíku, O–ortográdní křivka, K–klinográdní křivka, PH–pozitivně heterográdní křivka, NH–negativně heterográdní křivka, MLM O₂–metalimnetické maximum kyslíku, P–podzim

Tab. 4 (2. část) Fyzikální vlastnosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR (pokračování).

č.	název lokality	pH vody				průhlednost [m]			barva vody [FU]		zdroj dat
		hladina	dno	hl. max	hl. min.	prům.	min.	max.	min	max	
1	Březhrad (pís.)	7,94 (0,13) ¹	7,85 (0,22) ¹	8,16 ¹	7,82 ¹	2,3	1,5	3,3	11	18	
2	Halámky (pís.)	8,12 (0,56)	7,50 (0,31)	9,03	7,54	1,9	1,3	2,5	9	19	
3	Františkov (pís.)	7,74 (0,41)	7,07 (0,17)	8,33	7,17	1,5	1,0	2,1	18	20	
4	Veselí (pís.)	7,94 (0,23)	7,49 (0,13)	8,18	7,62	1,6	1,3	1,8	16	21	
5	Florián (pís.)	8,46 (0,43)	7,99 (0,47)	9,10	7,99	1,8	1,5	2,6	15	16	
6	Čankov (kaol.)	7,54 (0,25) ¹	6,92 (0,10) ¹	7,93 ¹	7,23 ¹	1,5	0,4	2,3	15	18	
7	Litvínov (uhl.)	7,86 (0,16) ¹	7,21 (0,13) ¹	8,10 ¹	7,71 ¹	5,0	2,7	7,9	10	15	
8	Pelnář (uhl.)	8,16 (0,36)	7,37 (0,19)	8,72	7,81	1,3	1,0	1,5	17	18	
9	Barbora (uhl.)	7,69 (0,35)	6,70 (0,23)	8,14	7,34	8,0*					ENKI, o.p.s.
10	Milada (uhl.)	8,38 (0,15)	7,85 (0,17)	8,60	8,20						PKÚ, s.p.
11	Most (uhl.)	7,97 (0,24)	7,45 (0,11)	8,30	7,70						PKÚ, s.p.
12	Velká Amerika (váp.)	8,17 (0,09) ¹	8,11 (0,10) ¹	8,25 ¹	8,06 ¹	6,8	5,2	8,1	6	8	
13	Jasenice (váp.)	8,22 (0,14)	7,88 (0,18)	8,46	8,11	5,2	4,7	6,0	7	9	
14	Vápenka (váp.)	7,22 (0,30)	6,73 (0,06)	7,52	6,74	1,2	0,8	1,5	12	20	
15	Čimické j. (váp.)	7,92 (0,29) ¹	7,74 (0,11) ¹	8,27 ¹	7,56 ¹	2,5	0,5	4,0	11	15	
16	Svob. Heřmanice (břid.)	8,17 (0,15)	7,69 (0,07)	8,42	8,09	7,3	4,5	12,0	6	8	
17	Výkleky (drob.)	7,83 (0,63)	8,00 (0,23)	8,43	6,80	7,3	5,1	8,1	5	8	
18	Srní (žul.)	7,49 (0,22) ¹	6,69 (0,14) ¹	7,80 ¹	7,18 ¹	4,0	2,9	5,5	8	14	
19	Rampa (žul.)	8,26 (0,26)	7,15 (0,19)	8,61	7,87	3,1	1,8	4,5	13	15	
20	Ostrovec (žul.)	7,41 (0,23)	6,72 (0,14)	7,79	7,20	1,3	1,2	1,5	17	20	
21	Lhotský vrch (žul.)	7,47 (0,20)	6,64 (0,37)	7,68	7,19	1,5	1,2	1,8	19	20	
22	Šluknov (žul.)	6,93 ¹²	6,41 ¹²			2,7*			18*		
23	Jílové (fyl.)	8,01 (0,85)	7,28 (0,43)	9,23	6,88	2,8	1,9	4,5	15	16	
24	Panská sk. (čed.)	8,32 (0,48)	7,63 (0,67)	8,97	7,83	1,6	1,3	2,0	16	19	
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	2,62 (0,09)	4,22 (0,19)	2,77	2,53	1,6	1,2	1,8	19	21	
26	Zelené j. (pyr.bř.)	3,19 (0,27)	4,03 (0,59)	3,59	2,84	5,0	4,5	5,3	5	7	
27	Kamencové j. (kam.bř.)	3,15 (0,05) ¹									POH, s.p.
28	Stříbrné j. (sádr.)	7,94 (0,27)	7,26 (0,14)	8,25	7,61	1,8	1,5	2,5	15	17	
29	Jestřábí (galen.)	8,04 (0,22)	6,95 (0,23)	8,33	7,71	1,4	0,6	2,5	15	22	
30	U Kyzu (křem.)	8,24 (0,38)	6,38 (0,19)	8,76	7,86	2,9	2,4	3,8	17	19	
31	Čertovo jezero (glac.)	4,69 (0,15) ¹	5,21 (0,32) ¹	4,81 ¹	4,44 ¹	4,2	2,8	5,3	15	19	Kocum (2004)
32	Tuň Václavka (fluv.)	7,81 (0,27)	7,30 (0,25)	8,23	7,52	0,7	0,6	0,9	16	18	Chalupová (2011)
33	Hranická prop. (kras.)	6,70 ¹³									Geršl et al. (2007)
34	Mladotické j. (ses.)	7,99 (0,74) ¹	7,46 (0,08) ¹	9,04 ¹	7,42 ¹	1,6	1,3	2,3	15	18	nepublikováno
35	Rokytecká slat' (org.)	4,11 (0,12) ¹		4,23 ¹	3,97 ¹	0,8 ^a	0,8 ^a	0,8 ^a	21	21	Pošta (2004)

¹laboratorní rozbor vody, ²léto, ³blíže nespecifikovaný průměr, *jediné stanovení

4 CHEMICKÉ VLASTNOSTI JEZERNÍ VODY

Antropogenní jezera jsou z hlediska chemismu vody velmi rozmanitými vodními útvary. Jelikož se (v rámci tohoto výzkumu) jedná o jezera neprůtočná, je základní chemismus jezerní vody formován především fyzikálně-chemickými vlastnostmi geologického pozadí (zvětratelností, rozpustností nebo oxidací v těžených horninách přítomných minerálů) a dále procesy souvisejícími s trofíí jezer (dynamikou vzniku/rozkladu organické hmoty), vegetačním cyklem a antropogenní činností v jejich bezprostředním okolí (např. zemědělská produkce, rekreační aktivita, komunální znečištění) (HRDINKA 2004). U některých jezer může být chemismus zejména povrchové vody ovlivněn i chemismem srážek (např. málo mineralizovaná jezera po těžbě vyvřelých hornin s nízkou pufrací schopností uhličitanového systému), popřípadě táním ledové/sněhové pokrývky. V případě hydrických rekultivací Milada a Most je počáteční chemismus vody určován též jakostí vody z napájecí vodoteče (Zalužanský potok, Ohře). Podobně jako u fyzikálních vlastností byla při zpracování výstupů chemismu vody použita primární data z laboratorních analýz vzorků odebraných v letech 2003–2006, doplněná o výsledky z 5 referenčních lokalit ostatních genetických typů jezer a 4 dalších antropogenních jezer, uvedených v kapitole 3 (použity stejné zdroje dat, viz tab. 4). Jelikož byly dílčí výsledky chemismu vody většiny jezer publikovány v rámci zpracovaných magisterských a bakalářských prací (viz tab. 2), autor disertační práce se zaměřuje především na srovnání lokalit z hlediska průměrných hodnot jednotlivých analytů a diskutuje vzájemné souvislosti, podobnosti či odlišnosti s cílem identifikovat jejich možné příčiny. S ohledem na finanční možnosti projektu bylo stanoveno 9 parametrů základního chemismu vody (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , amoniakální dusík, NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- a alkalita), úplná analýza včetně rozpuštěného fosforu, celkového organického uhlíku a vybraných kovů byla provedena až v detailní studii Hromnického jezera (kap. 6).

4.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT

Odběr vzorků vody probíhal od počátku řešení projektu společně s měřením fyzikálních vlastností vody 4× do roka nad nejhlubším místem jezera a to z vrstvy vody 0,5 m pod hladinou v případě povrchového odběru (dále označován jako hladina) a z vrstvy vody 1–1,5 m nade dnem v případě odběru hlubinného (dále označován jako dno). Uvedené hloubky odběru souvisely s žádoucím omezením bezprostředního vlivu rušivých elementů v rámci samotné hladiny (např. hladinový film pylu, přítomnost okřehku, ovlivnění atmosferickými srážkami) a úplného dna (možná kontaminace vzorku sedimenty). Povrchový odběr byl proveden ponořením vzorkovnic vymytých deionizovanou vodou do stanovené hloubky, hlubinný pomocí Van Dornova odběrného válce. Nezfiltrované vzorky (bez bubliny) byly na místě zchlazeny a v nejbližším možném termínu dopraveny do hydrobiologické laboratoře Velký Pálenec u Blatné (Ústav pro životní prostředí, PřF UK). Stanovení aniontů a kationtů bylo provedeno metodou iontové chromatografie s elektrochemickou supresí s přesností stanovení 10 %, stanovení pH a alkality vody na automatickém titrátoru pomocí skleněné a kalomelové referenční elektrody s přesností 0,2 jednotky, respektive 10 %.

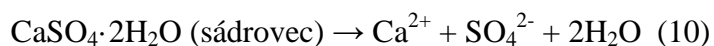
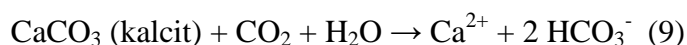
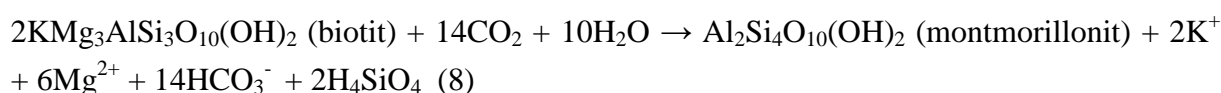
Data byla zpracována v programu MS Excel, výstupy jsou podobně jako u fyzikálních vlastností vody dvojího typu: 1) porovnání všech lokalit na základě průměrných hodnot jednotlivých parametrů změřených při hladině a při dně jezera, 2) porovnání četnosti výskytu maxim a minim jednotlivých parametrů (sezonalita) změřených při hladině a při dně jezera. Pro zhodnocení variability byla ke všem průměrným hodnotám jednotlivých parametrů chemismu vody uvedených v tab. 5 vypočítána směrodatná odchylka a velikost variačního koeficientu barevně rozlišena. U grafů sezonality je nutné zdůraznit, že zejména výsledky rozborů vody ze dna jezer je často velmi obtížné interpretovat v souvislosti s jejich velmi rozdílnou hloubkou a tedy i podílem uplatnění jednotlivých procesů (fotosyntéza, rozklad organické hmoty, chemismus horniny) na chemismu vody jezera (např. meromiktická nebo

silně eutrofizovaná hluboká jezera). I z důvodu různých termínů měření v rámci jednotlivých ročních období je nutné tyto výsledky podobně jako u fyzikálních vlastností vody brát spíše jako orientační.

4.2 VÝSLEDKY A DISKUSE

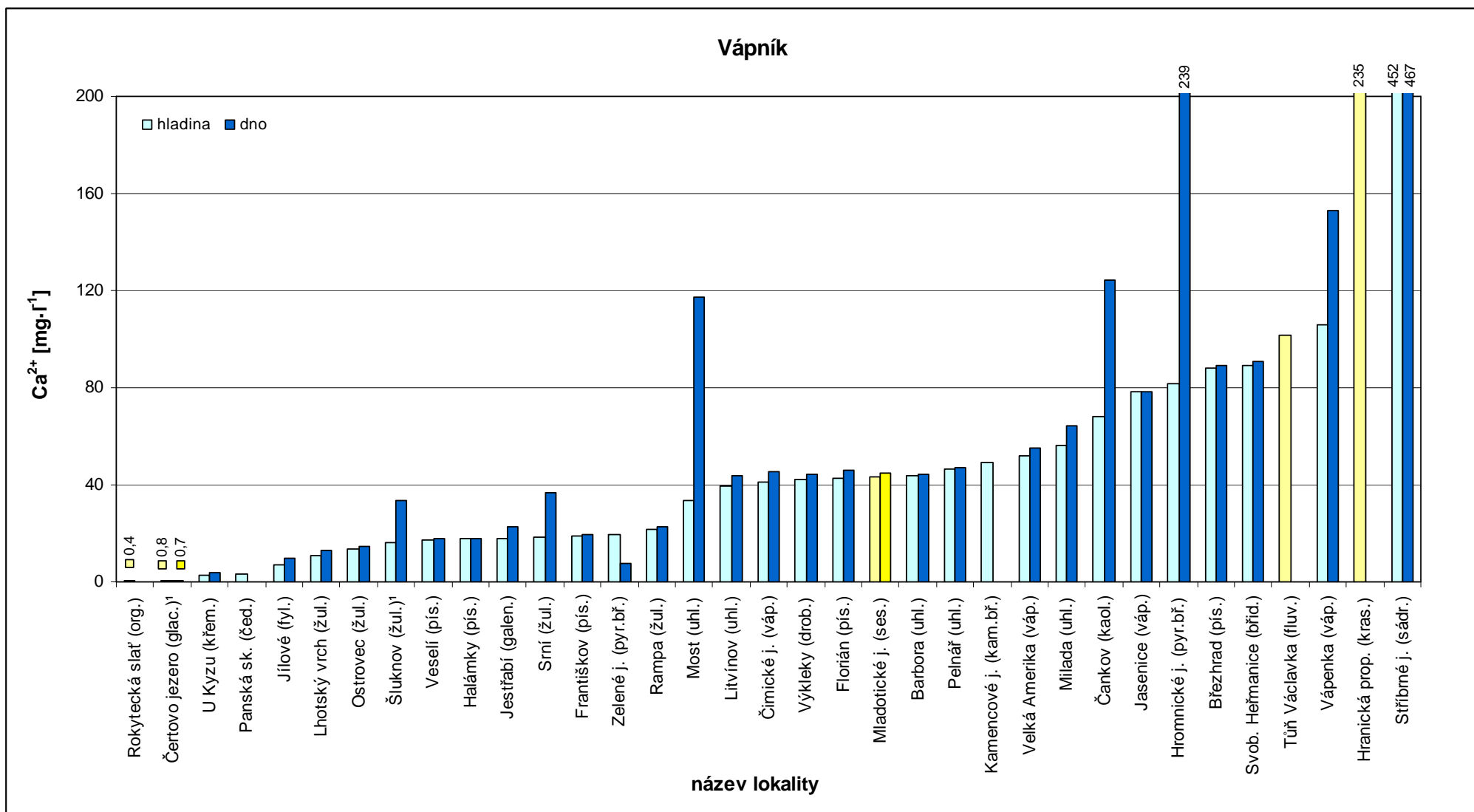
4.2.1 Vápník a hořčík

Ionty vápníku a hořčíku tvoří u většiny antropogenně neznečištěných typů vod mírného klimatického pásma dominantní složku vody z pohledu koncentrace ve vodě přítomných kationtů (Wetzel 2001). Koncentrace iontů vápníku bývá v povrchových vodách až na výjimky vyšší než koncentrace iontů hořčíku, což je případ i všech hodnocených antropogenních jezer, kdy mediánové hmotnostní koncentrace vápníku dosáhly přibližně 4× vyšších hodnot, než koncentrace hořčíku ($40 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}/11 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ u hladiny, resp. $44 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}/12 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ u dna). Je to důsledek nižšího zastoupení hořčíku v zemské kůře, jeho relativně vyšší náchylnosti (spolu s draslíkem) k sorpci na jílovité minerály a jeho využití rostlinami při tvorbě chlorofylu (PITTER 2009). Do vody se oba ionty dostávají přirozeným způsobem rozkladem (zvětráváním) vápenatých a hořečnatých hlinitokřemičitanů (reakce 7 a 8) a především rozpuštěním karbonátů (reakce 9), popřípadě síranů (reakce 10). Rozhodujícím faktorem je množství ve vodě rozpuštěného CO_2 (viz například vysoké koncentrace vápníku u krasového jezera v Hranické propasti).



Vápník je rovněž hojně zastoupen v opěrných systémech organismů (kostry ryb, schránky rozsivek, opěrné struktury rostlin) a jeho koncentrace ve vodě s vegetačním cyklem, potažmo změnami pH a uhličitanovou rovnováhou často úzce souvisí. Narozdíl od hořčíku, který má mnohem vyšší součin rozpustnosti, tak může vápník vlivem fotosyntézy podléhat ve stojatých vodách vertikální stratifikaci v důsledku vylučování (při vyšším pH v létě) a rozpouštění kalcitu (OTSUKI, WETZEL 1974; PITTER, 2009) (viz též kap. 3.2.4 a 4.2.5). Tento jev byl pozorován např. na referenční lokalitě hypertrofního fluviálního jezera Václavka (CHALUPOVÁ 2009), u antropogenních jezer však nebyl detailně studován. Dostupná data koncentrace vápníku při hladině a při dně jezer po těžbě nerostných surovin na základě 4 sezónních měření sice v některých případech prokázala minimální povrchové koncentrace vápníku u letního měření (Florián, Vápenka, Čimické jezero, Čankov, Litvínov, Velká Amerika, Srní), avšak bez výraznější závislosti na stupni trofie jezera či jeho celkové koncentraci. I podle obr. 44 jsou tak důsledky potenciální přítomnosti procesu biogenní dekalifikace nepřesvědčivé.

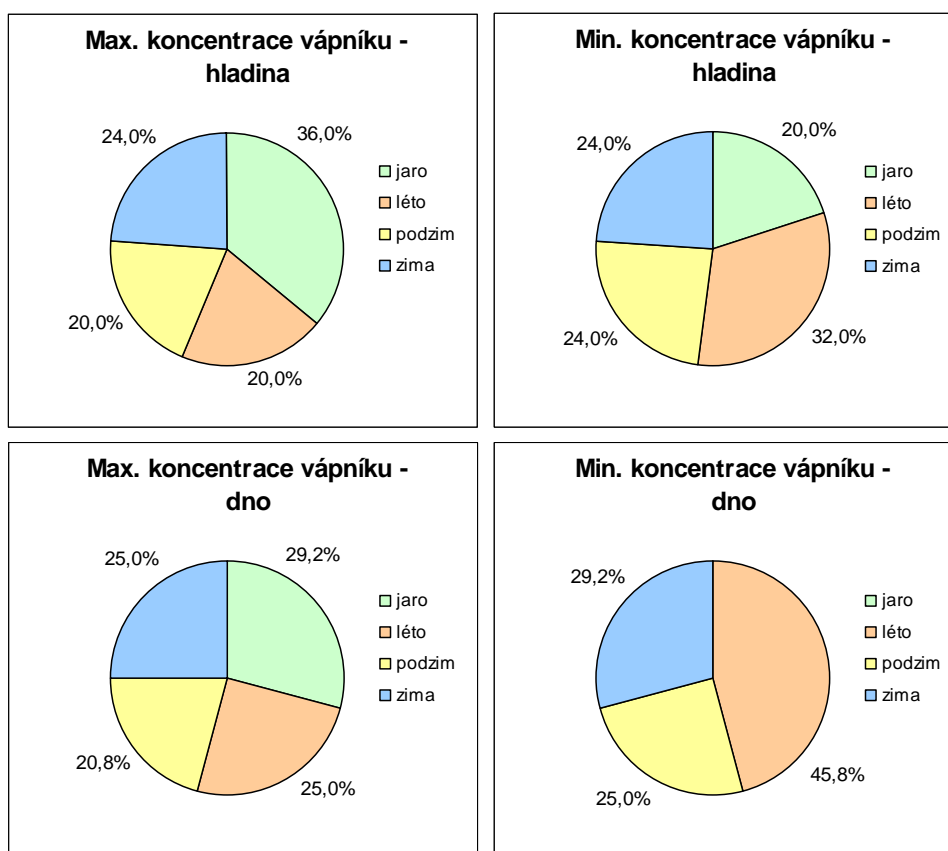
Zaznamenané průměrné koncentrace vápníku se u jednotlivých antropogenních jezer významně lišily (obr. 43). Obecně lze konstatovat, že nízké hodnoty byly prokázány u lokalit po těžbě minerálně chudých, málo rozpustných nebo obtížně zvětratelných hornin/surovin – tedy u lokalit po těžbě žuly, čediče, fylitu, křemence a písku s výjimkou jezera Březhrad, které se nachází na okraji sprašové oblasti Polabí s bohatou vápnitou příměsí. Vyšší koncentrace přesvědčivě vykazaly lokality po těžbě sedimentárních hornin, vůbec nejvyšší hodnoty pak byly zaznamenány na lokalitě Stříbrného jezera, kde jsou výsledkem relativně dobré rozpustnosti těženého sádrovce (jediné jezero podobného druhu v Česku). Dosažené hodnoty kolem $450 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ jsou u povrchových vod zcela výjimečné (např. vyšší než v mořské vodě) a jsou typické pro některé minerální vody sírano-vápenatého typu (např. minerální vody v Lázních Darkov dosahují průměrné koncentrace vápníku $740 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) (PITTER 2009). Naopak nejnižší průměrné koncentrace vápníku $\sim 3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, zjištěné na lokalitách U Kyzu



¹jediné stanovení (léto)

Obr. 43 Koncentrace vápníku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

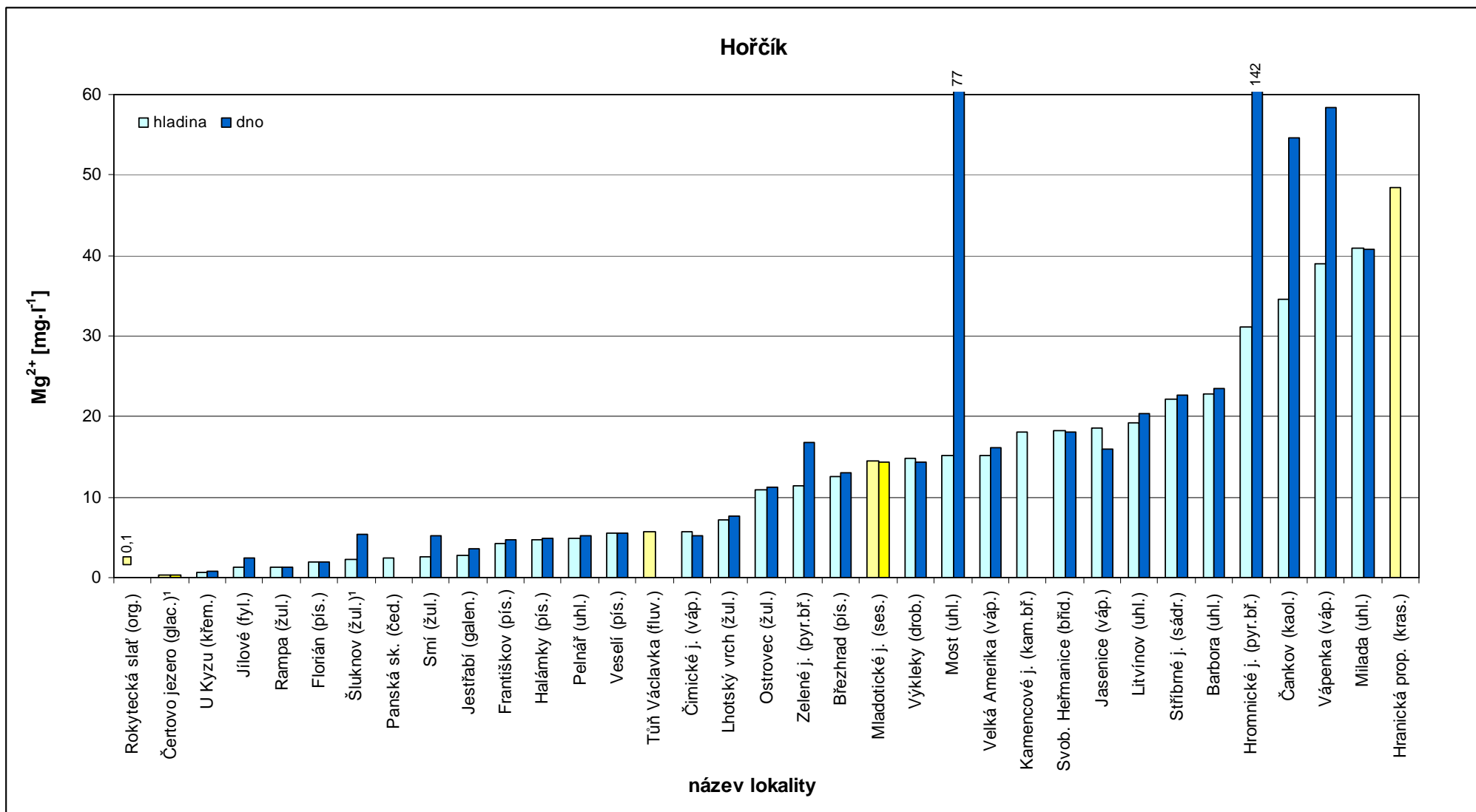
a Panská skála, se již blíží hodnotám neznečištěných srážek ($<1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), které vykázaly referenční lokality Rokytecká slat' a Čertovo jezero. Největší rozdíly koncentrací vápníku u hladiny a u dna byly zaznamenány u meromiktických lokalit s výjimkou Zeleného jezera, které jako jediné vykázalo u dna dlouhodobě nižší koncentrace. Zde se však nepochybně projevil vliv metodiky odběru vzorků vody 1–1,5 m nade dnem, které tak byly odebírány na samé horní hranici chemokliny (viz rozpor mezi celkovou mineralizací na obr. 64 a konduktivitou na obr. 23, která byla měřená až do dna), přičemž koncentrace při dně jezera by vzhledem ke konduktivitě byly jistě vyšší. I tak ale příčiny poklesu koncentrace vápníku s hloubkou nejsou známy, biogenní dekalifikace vlivem intenzívnější fotosyntézy v jezeře s vysokou průhledností je vzhledem k $\text{pH} < 4$ a tedy k absenci HCO_3^- iontů (viz kap. 4.2.5) vyloučená. Výsledky sezonality koncentrace vápníku nejsou zcela jednoznačné, letní minima v důsledku předpokládané biogenní dekalifikace nejsou zejména při hladině dostatečně signifikantní (obr. 44).



Obr. 44 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace vápníku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

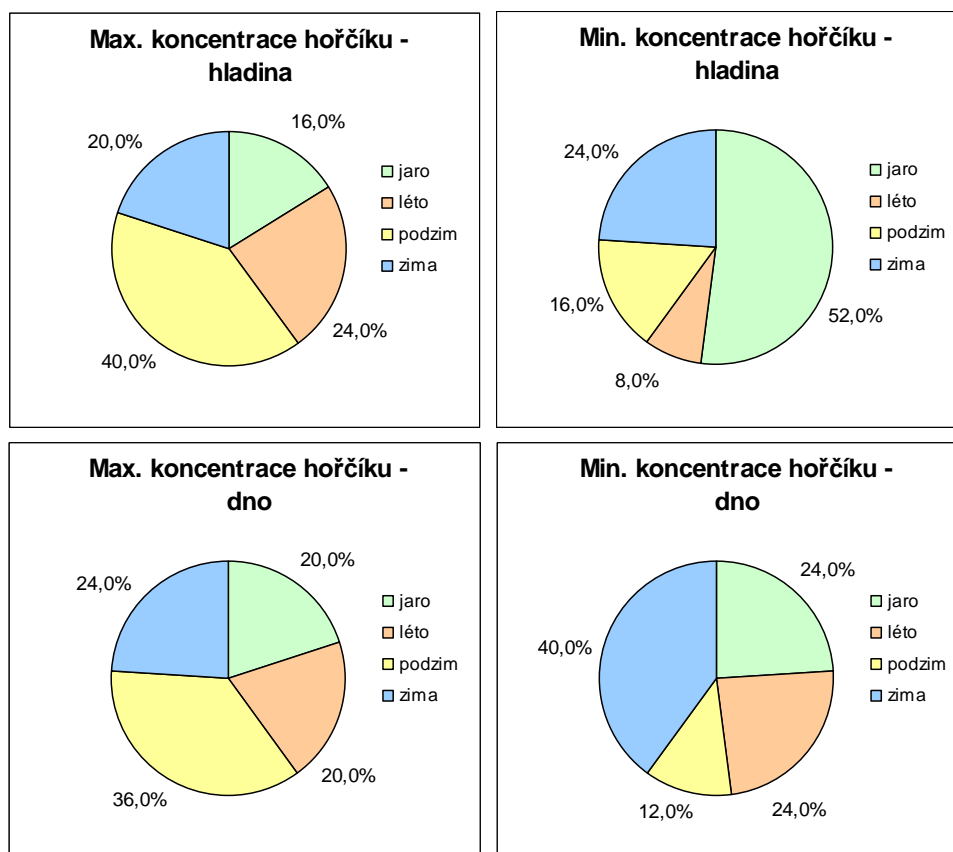
Průměrné koncentrace hořčíku (obr. 45) vykazují vzhledem k souběžnému výskytu obou prvků v určitých typech hornin (především sedimentárního původu) podobnou závislost na typu těžené suroviny. Maxima 35–40 mg·l⁻¹ byla v tomto ohledu zjištěna u jezer Čankov (kaolin), Vápenka (vápenec) a Milada (uhlí), u něž je dobře patrné, že se jedná narušitel od předchozích dvou lokalit o holomiktické jezero s vyrovnanou koncentrací hořčíku u hladiny i dna. V případě hlubinných koncentrací Mg opět dominují meromiktická jezera, především Hromnické jezero a jezero Most, které je v současnosti charakteristické přítomností mohutné chemokliny (obr. 22), vzniklé čerstvým nahromaděním rozpuštěných i suspendovaných minerálních látek v důsledku probíhajícího napouštění z řeky Ohře.

U některých lokalit lze v poměru koncentrace vápníku a hořčíku nalézt výrazné rozdíly. Největší byly zaznamenány u lokalit po těžbě surovin s výraznou dominancí koncentrace vápníku nad koncentrací hořčíku (např. sádrovec u Stříbrného jezera, vápnité šterkopísky na lokalitě Březhrad a Florián) a u lokalit silně eutrofizovaných (Jestřabí, Pelnář, Šluknov), u nichž by mohl nižší poměr souviset s relativním nedostatkem hořčíku vlivem jeho odnámání při tvorbě chlorofylu (PITTER 2009). Vzhledem k nepoměrně nižším hmotnostním koncentracím chlorofylu ve vodě není příliš pravděpodobné, že by se na jeho koncentraci větší mírou podílel rozvoj fytoplanktonu, jeho relativní pokles by tak mohl spíše souviset s hustě zalesněným okolím těchto jezer. I když se u některých jiných zalesněných lokalit (Lhotský vrch, Ostrovec) tento předpoklad nepotvrdil, výsledky sezonality na obr. 46 ukazují v případě minim výraznou dominanci jarního období, což by výše uvedenou tezi podporovalo. Podobně výrazný nepoměr Mg/Ca byl zaznamenán i u hypertrofního jezera Václavka. Bez bližší analýzy však nelze vliv intenzity rozvoje vegetace (případně fytoplanktonu) na koncentraci hořčíku ve vodě potvrdit, například WETZEL (2001) se o podobném vlivu nezmiňuje s výjimkou některých extrémně oligotrofních jezer, kde může být nedostatek hořčíku pro rozvoj fytoplanktonu limitujícím faktorem (GOLDMAN 1960).



¹jediné stanovení (léto)

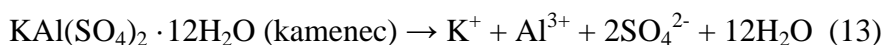
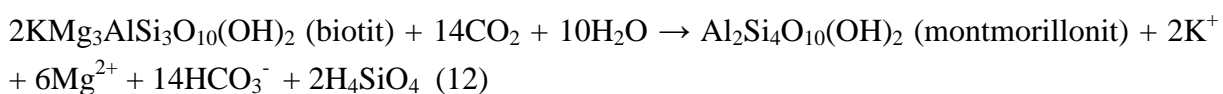
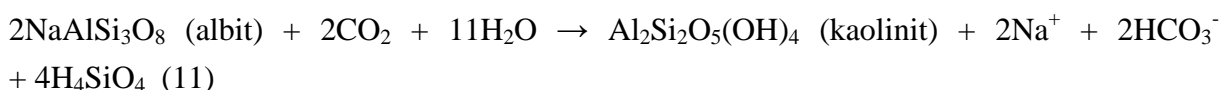
Obr. 45 Koncentrace hořčíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

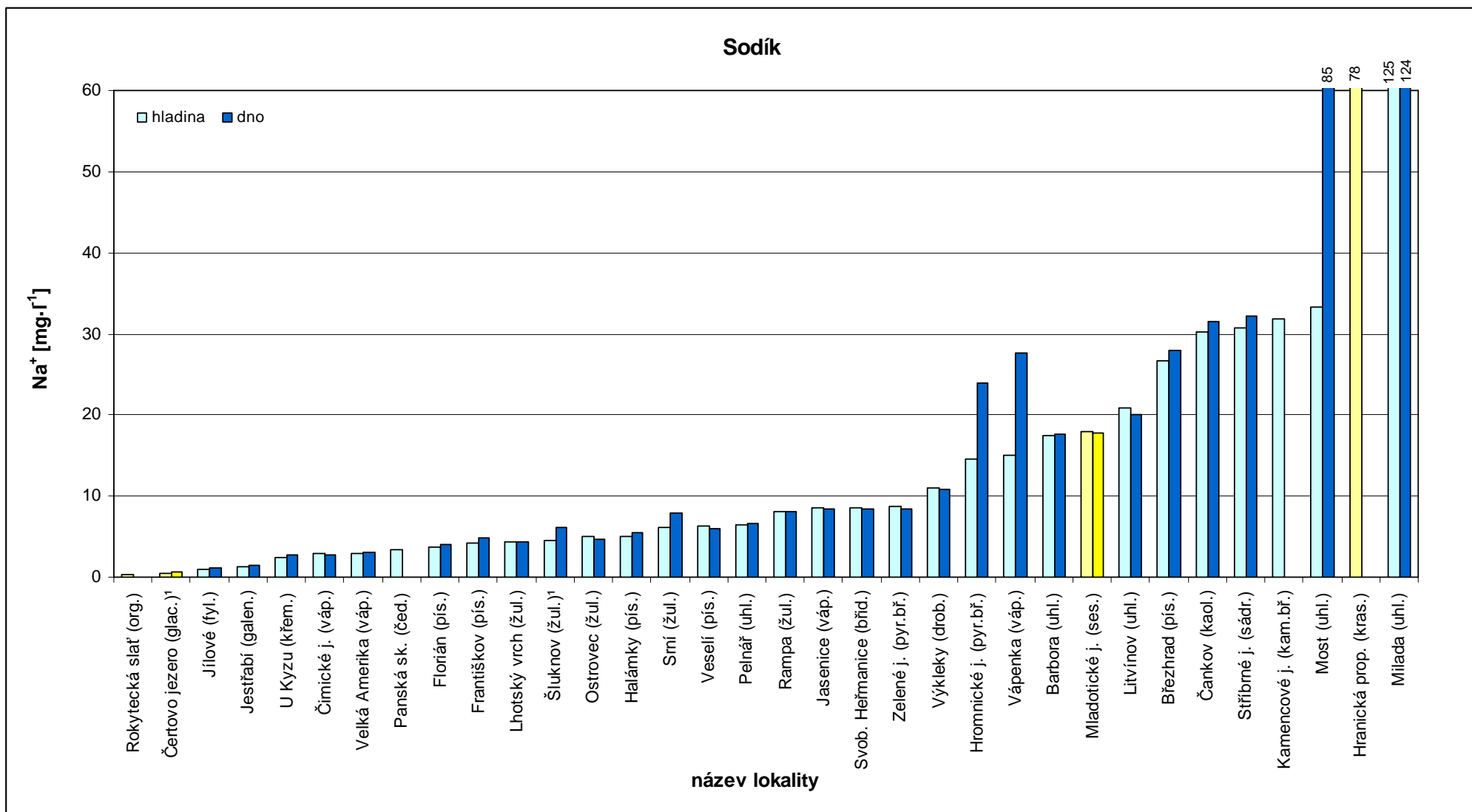


Obr. 46 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace hořčíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

4.2.2 Sodík a draslík

Ionty prvků sodíku a draslíku, které jsou v zemské kůře zastoupeny přibližně ve stejném poměru, se do vody dostávají především zvětráváním některých hlinitokřemičitanů za vzniku sekundárních (jílových) minerálů (reakce 11 a 12) (PITTER 2009). Rozpuštění solných minerálů není pro území Česka typické, jedinou výjimkou je rozpuštění kamence (reakce 13) a s ním spojené vysoké koncentrace draslíku u Kamencového jezera.



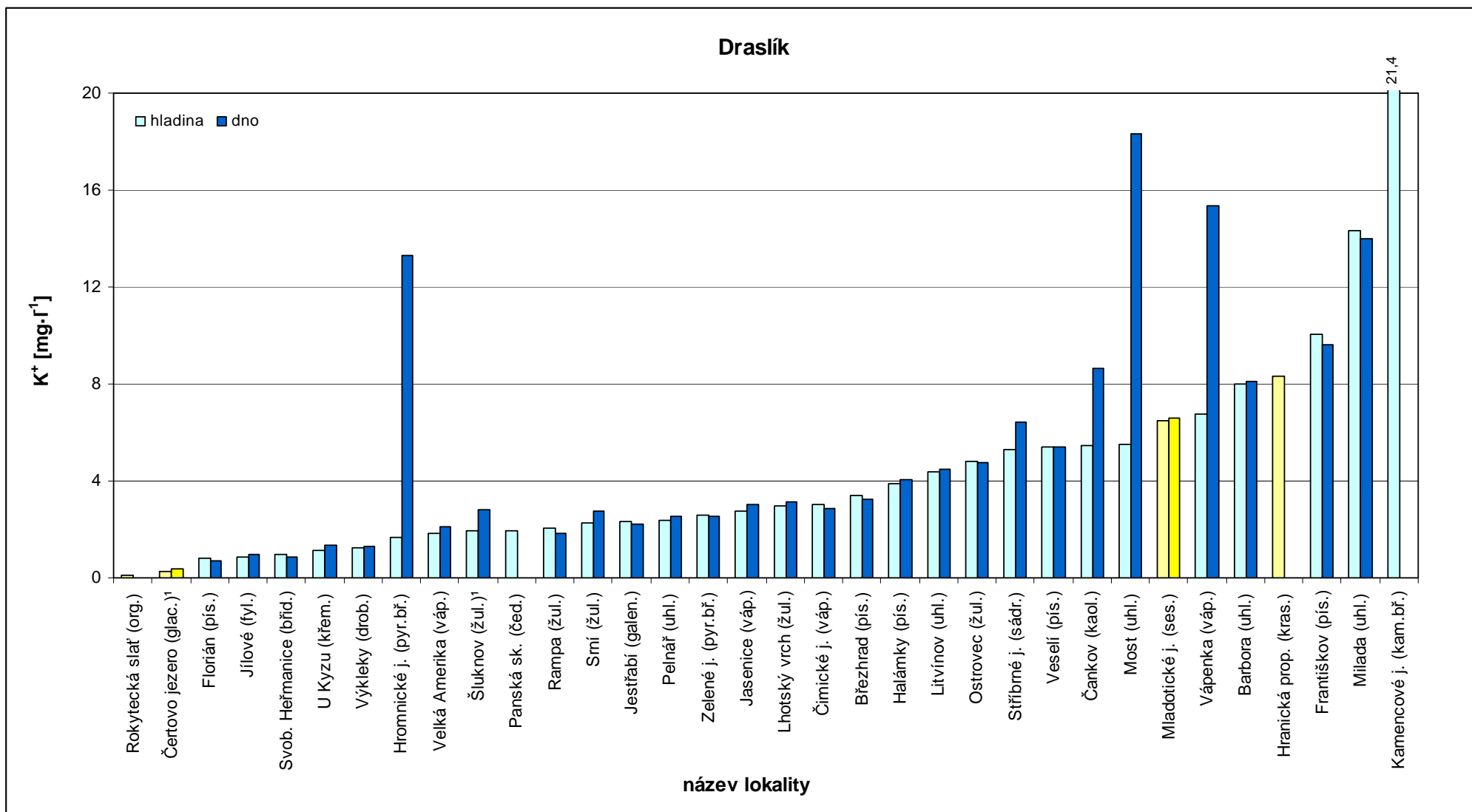


¹⁾jediné stanovení (léto)

Obr. 47 Koncentrace sodíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

Z důvodu absence větších přítoků (kromě jezera Most) se na zvýšení obsahu sodíku významněji nepodílí např. znečištění průmyslovými odpadními vodami, u některých lokalit v intravilánech obcí (Březhrad, Čankov, Výkleky, Stříbrné a Kamencové jezero) se však patrně projeví některé antropogenní vlivy, jako rekreační aktivita, lokální průsaky komunálních vod (člověk za den vyloučí průměrně 5 g sodíku, PITTER 2009) nebo zimní údržba silnic. Jelikož jsou hlinitokřemičitany alkalických kovů v zemské kůře hojně rozšířené, nebyla u koncentrace sodíku ani draslíku rozdíly od iontů vápníku a hořčíku zjištěna primární závislost na druhu těžené horniny/suroviny (obr. 47 a 48) a jejich množství tak souvisí s lokálním chemismem geologického podloží a charakterem okolí jezera. Větší podíl sodíku a draslíku se tak na chemismu základních kationtů začíná projevovat u jezer vzniklých po těžbě hornin s nižším obsahem vápníku a hořčíku, kdy voda z převažujícího typu $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K}$ (hmotnostní koncentrace) přechází na typ $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} \geq \text{K}$, který byl zaznamenán u jezer Březhrad, Florián, Rampa, Šluknov, Srní, U Kyzu a Jestřabí. Stejný typ vod byl prokázán i u lokalit Milada a Most, kde však vyšší koncentrace Na a K patrně souvisejí s nedávným, respektive probíhajícím napouštěním z okolních vodotečí (a tedy ovlivněním jakostí jejich vody), popřípadě vyluhováním minerálů z čerstvě zatopených navětralých svahů jezerních pánví. Pro chybějící data časového vývoje chemismu ve zmíněných jezerech však nelze tyto domněnky ověřit. Přestože jsou koncentrace sodíku v jezeře Milada $125 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ minimálně 4× vyšší než maxima u ostatních lokalit (obr. 47), nejedná se o hodnoty nijak extrémní; mezní hodnota pro pitnou vodu činí $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ [2].

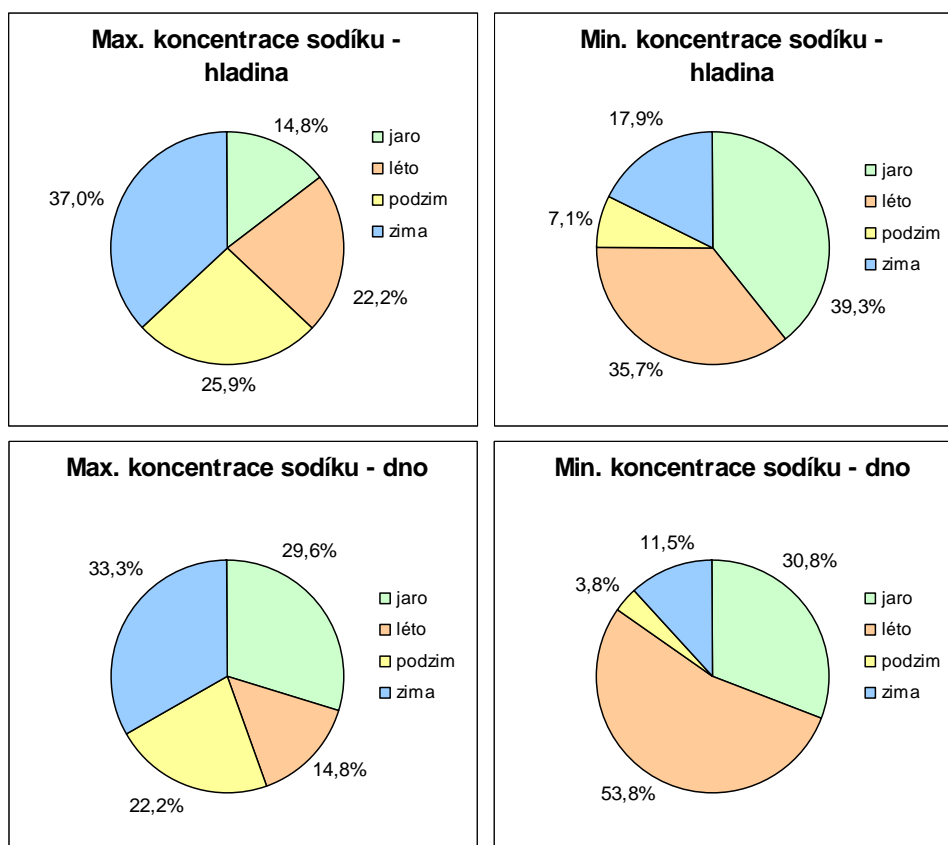
Ze srovnání obr. 47 a 48 zjistíme, že u meromiktických lokalit Hromnické jezero a Čankov byly zjištěny významné rozdíly mezi koncentracemi sodíku a draslíku mezi hladinou a dnem. Zatímco v případě sodíku nebyly rozdíly u jezera Čankov téměř zaznamenány, nebo byly relativně malé (1,5 násobek koncentrace u Hromnického jezera), hlubinné koncentrace vykazují u jezera Čankov 1,5 násobek koncentrace draslíku u dna, u Hromnického jezera dokonce 8× vyšší hodnoty. Rozdíly by mohly být způsobeny odlišnou dynamikou rozpouštění



¹jediné stanovení (léto)

Obr. 48 Koncentrace draslíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

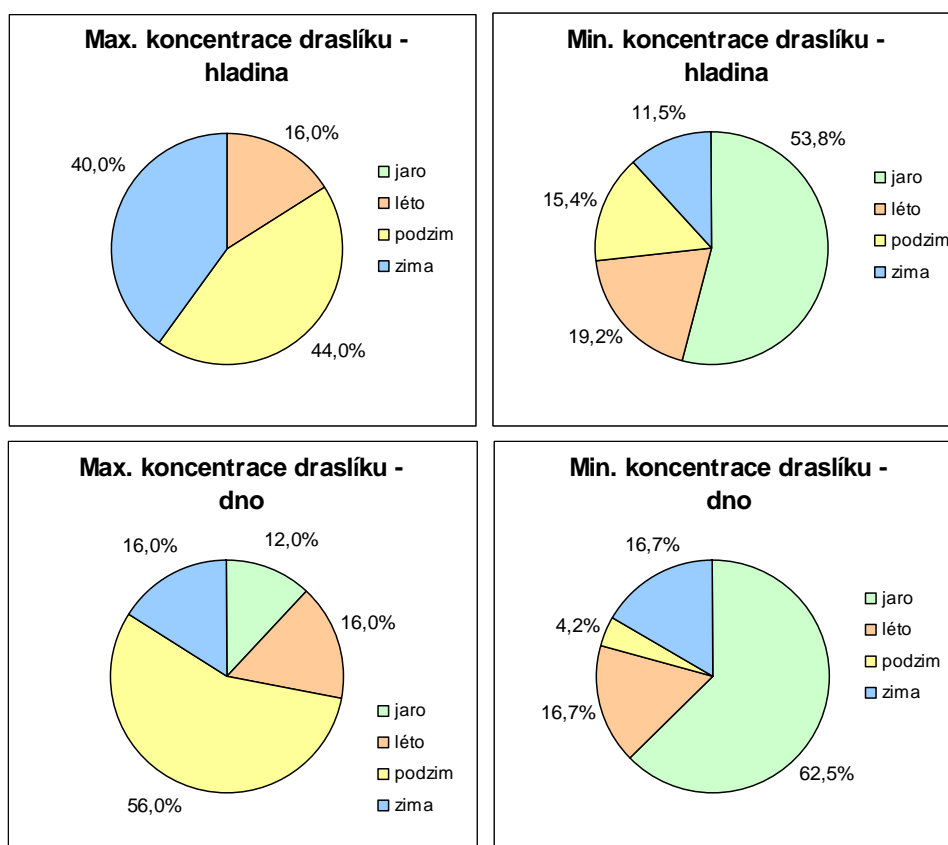
jednotlivých hlinitokřemičitanových minerálů (albit, ortoklas, biotit) za určitých podmínek (hodnota pH, množství rozpuštěného CO₂), u Hromnického jezera se patrně významně uplatňuje rozpouštění kamence obsaženého v pyritických břidlicích (více kap. 6.4.2), což je i důvod maximálních koncentrací draslíku zjištěných na lokalitě Kamencového jezera (obr. 48). Nižší koncentrace draslíku u hladiny obou jezer by však také mohly souviset s jejich vyšší produktivitou. Přes obdobné zastoupení draslíku a sodíku v litosféře totiž bývá v podzemních a povrchových vodách přítomno téměř vždy méně draslíku, než sodíku (viz obr. 48 a 47), což je spojováno se zvýšenou sorpcí draslíku na půdní minerály a také s tím, že draslík je důležitou anorganickou živinou pro rostliny a je tak z podzemní vody přednostně vyčerpáván (v popelu rostlin bývá hmotnostní poměr K : Na = 100 : 1) (PITTER 2009). Na redukcí koncentrace draslíku ve vodě se tak v epilimnionech a metalimnionech produktivních jezer



Obr. 49 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace sodíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

může podílet jeho masivní využití zelenými řasami a potopenými makrofyty (MICKLE, WETZEL 1978; BARKO 1982).

Tuto premisu by potvrzovaly výsledky sezonality draslíku (obr. 50), které poměrně přesvědčivě vykázaly minima v jarních měsících v důsledku vazby draslíku do těl rostlin (v rámci jezera a jeho okolí) a fytoplanktonu a naopak jeho maxima v souvislosti s degradací fytoplanktonu v podzimním a zimním období. Narozdíl od draslíku je chování sodíku ve vodním prostředí mnohem více konzervativní a jeho koncentrace bývají v průběhu roku obecně stabilní (WETZEL 2001). To však nepotvrdily výsledky sezonality (obr. 49). Předpokládaný pokles jarních koncentrací v důsledku tání ledové pokrývky je doplněn o stejně výrazné letní minimum (zvláště u dna), maxim je naopak dosahováno v zimě. Objektivní důvody pro toto rozložení však nejsou známy.

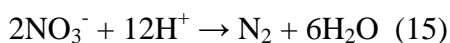
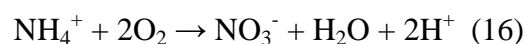
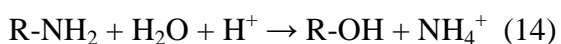


Obr. 50 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace draslíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

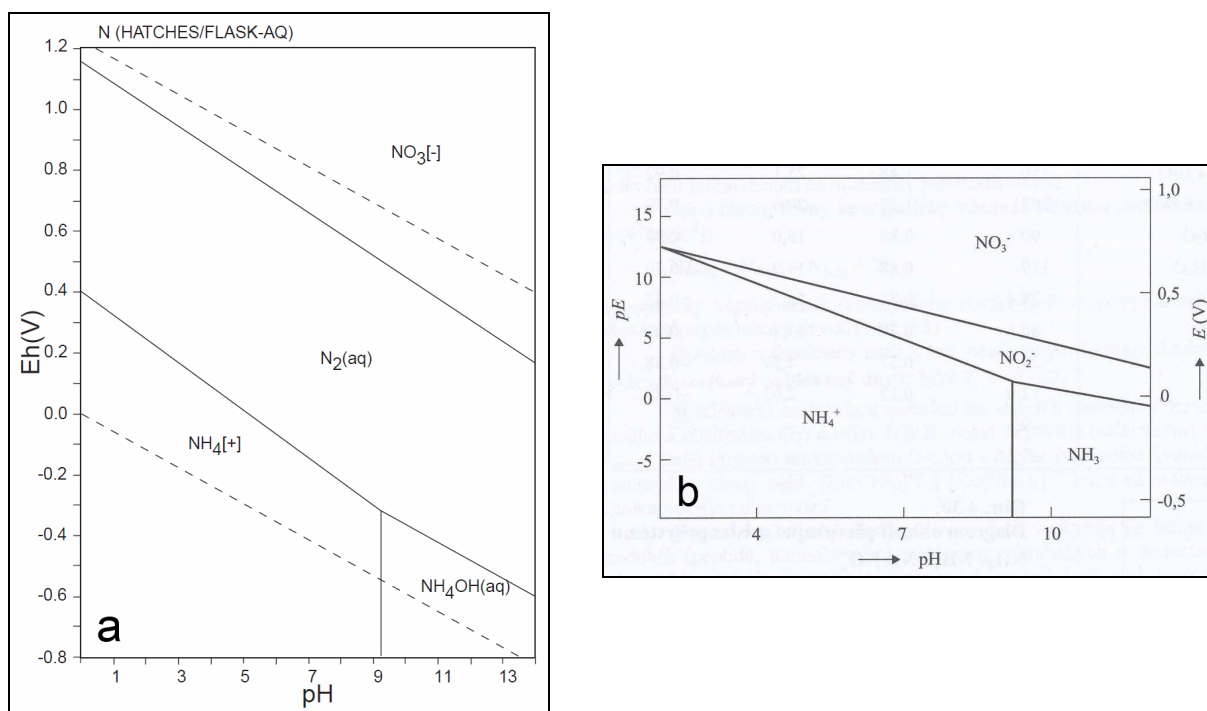
4.2.3 Amoniakální dusík a dusičnany

Dusík patří společně s fosforem mezi nejdůležitější makrobiogenní prvky, které se uplatňují při biologických procesech v povrchových i podzemních vodách. V přirozeném prostředí se vyskytuje v několika formách v závislosti na hodnotě pH, kyslíkových poměrech (oxidačně-redukčním potenciálu) a přítomnosti specifických bakterií, které vznik, respektive biochemickou přeměnu jednotlivých forem umožňují (PITTER 2009). Pomineme-li vzhledem k absenci výraznějších přítoků a pozici jezer převážně mimo intravilány obcí znečištění komunálního charakteru (člověk průměrně vyprodukuje 12 g celkového dusíku za den, PITTER 2009), jsou největším zdrojem dusíku rozklad odumřelé organické hmoty v kombinaci s produkty metabolismu organismů a splachy z okolní zemědělské půdy. Zvýšená rekreační aktivita u některých lokalit a s ní spojený potenciální přínos dusíku má vzhledem k velikosti lokalit vliv spíše podružný, nikoliv však nezanedbatelný, podobně jako vliv atmosferických zdrojů však nebyl v rámci práce blíže studován.

Hlavními procesy uplatňující se v koloběhu dusíku v prostředí antropogenních jezer jsou amonifikace, nitrifikace a denitrifikace (reakce 14–16). V procesu amonifikace je organicky vázaný dusík v odpadních produktech organismů (bílkoviny, močovina) a odumřelé hmotě mineralizován chemotrofními bakteriemi na amoniakální dusík, který je prostřednictvím bakterií *Nitrosomonas* a *Nitrobacter* v oxických podmínkách nitrifikován až na dusičnany. Pokud se dusičnany dostanou do anoxického prostředí (např. během letní stagnace vody v hypolimnionu), dochází prostřednictvím především bakterií rodu *Pseudomonas* za přítomnosti organického substrátu k jejich denitrifikaci až na plynný dusík, který je uvolňován zpět do atmosféry (LLELÁK, KUBÍČEK 1999). Z následujících vztahů je rovněž patrné, že se tyto procesy spolupodílejí na hodnotě pH vody.



Dusičnany, popřípadě amoniakální dusík jsou v procesu asimilace autotrofních organismů opět zabudovávány do organické hmoty. Elementární dusík, rozpouštěný ve vodě difúzí z atmosféry, popřípadě vzniklý v procesu denitrifikace mohou přímo fixovat jen některé mikroorganismy (např. *Azotobacter*, sinice *Anabaena*) a pro celkovou bilanci není obvykle rozhodující (WETZEL 2002). Jednotlivé formy dusíku v závislosti na pH a oxických poměrech jsou zobrazeny na obr. 51. Amoniakální dusík se ve vodě v závislosti na pH a teplotě vody vyskytuje jako disociovaný amonný iont NH_4^+ i jako nedisociovaná toxická forma NH_3 (obr. 51b), přičemž běžnými chemickými analytickými metodami se stanoví vždy obě formy současně. V letním období při asimilaci fytoplanktonu (pH~9, $T_{\text{vody}} \sim 20 \text{ }^\circ\text{C}$) přitom může NH_3 tvořit až 30 % celkového amoniakálního dusíku a toxicky tak působit na ryby a zooplankton (PITTER 2009). Při hodnotě pH~7,5 ($T \sim 20 \text{ }^\circ\text{C}$) tvoří už jen necelé 1 %.

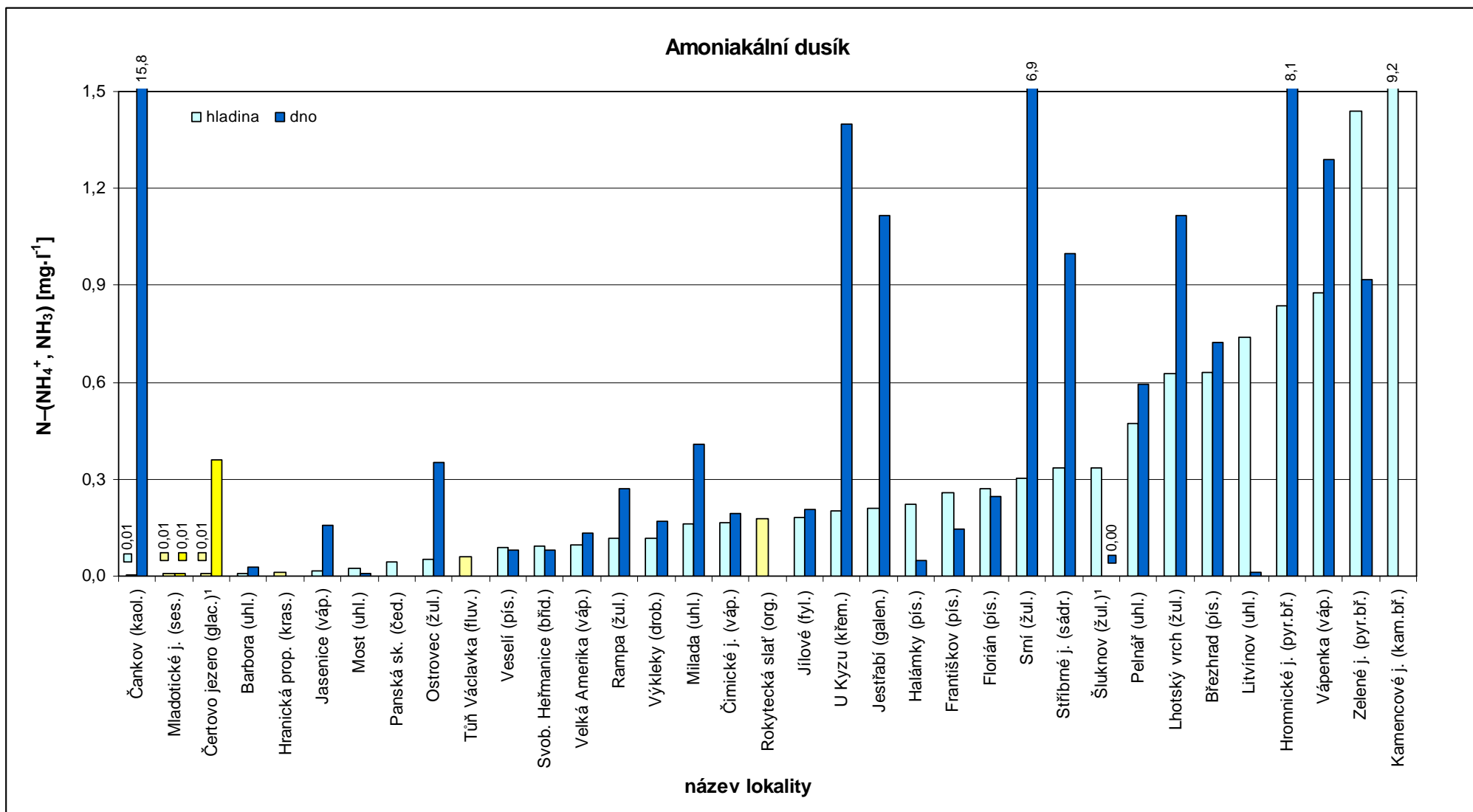


Obr. 51 Eh-pH diagram systému N-O-H zobrazující převažující formy výskytu anorganického dusíku v závislosti na oxidačně-redukčním potenciálu (Eh/E) a pH vody s aktivní (a), resp. neaktivní (b) komponentou elementárního dusíku ($\Sigma\text{N} = 10^{-10} \text{ mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 298,15K, 10^5 Pa (TAKENO 2005), $\Sigma\text{N} = 10^{-3} \text{ mol} \cdot \text{l}^{-1}$, $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (PITTER 2009)).

Koncentrace amoniakálního dusíku se v přirozených vodách s výjimkou oblastí převládajícího rozkladu organické hmoty (např. dna jezer v období letní, případně zimní

stagnace) obvykle pohybují v setinách až desetínách $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, vyšších hodnoty často indikují čerstvou kontaminaci fekálním/komunálním znečištěním, popřípadě přetrvávající zhoršené oxické podmínky (PITTER 2009). I přes to, že jeho koncentrace bývají v závislosti na převaze amonifikačních, respektive nitrifikačních pochodů v průběhu roku značně proměnlivé (viz tab. 5), z obr. 52 je patrné, že velmi vysoké hodnoty průměrné roční koncentrace amoniakálního dusíku (maxima až $16 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) byly zjištěny při dně většiny meromiktických a velké části eutrofních jezer se silnou klinográdní distribucí rozpuštěného kyslíku (Ostrovec, Rampa, Lhotský vrch, Stříbrné jezero) s nízkými nebo lehce zápornými hodnotami oxidačně-redukčního potenciálu (viz obr. 51, více v kap. 6.4.1). Relativně nižší koncentrace u meromiktického Zeleného jezera byly nejspíše ovlivněny odběrem vzorku na horní hranici chemokliny (1,5 m nade dnem), vyšší hodnoty u samého dna lze předpokládat v důsledku výrazné klinográdní křivky kyslíku. Nulová koncentrace amoniakálního dusíku, zjištěná u eutrofního jezera Šluknov se ve světle ostatních meromiktických lokalit nejeví jako příliš pravděpodobná a mohla být způsobena např. chybou stanovení, vzhledem k jedinému měření však nelze o její vypovídající hodnotě objektivně rozhodnout. Velmi nízké koncentrace zjištěné u meromiktického jezera Most lze naopak vysvětlit nízkou produkcí organické hmoty (ve vztahu k celkové velikosti) stále napouštěného jezera, přičemž oxidačně-redukční potenciál v chemoklině (jarní nasycení kyslíkem až 10 %) patrně nestačí k výraznější denitrifikaci ve vodě hojně přítomných dusičnanů, které jsou do jezera přiváděny z řeky Ohře. Výjimečně zaznamenané zvýšené hodnoty u dna oligotrofních až mezotrofních jezer Jasenice, Milada a Čertovo jezero byly způsobeny zejména silným výkyvem v období letní stagnace.

Z pohledu hladinových koncentrací amoniakálního dusíku je vliv trofie jezera mnohem méně zřetelný. Zatímco oligotrofní jezera vykazují obecně nízké hodnoty, u některých eutrofních jezer byly zaznamenány velmi nízké koncentrace (Panská skála, Ostrovec), u jiných naopak relativně vysoké (Pelnář, Březhrad, Lhotský vrch). U prvně jmenovaných

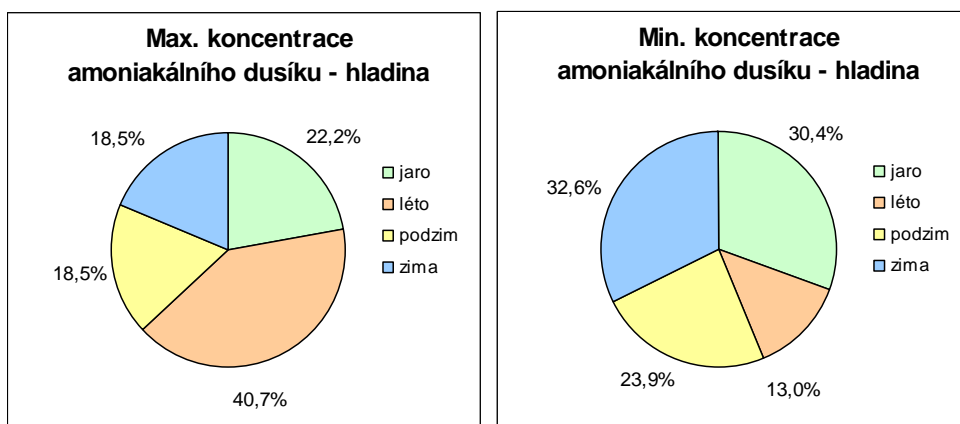


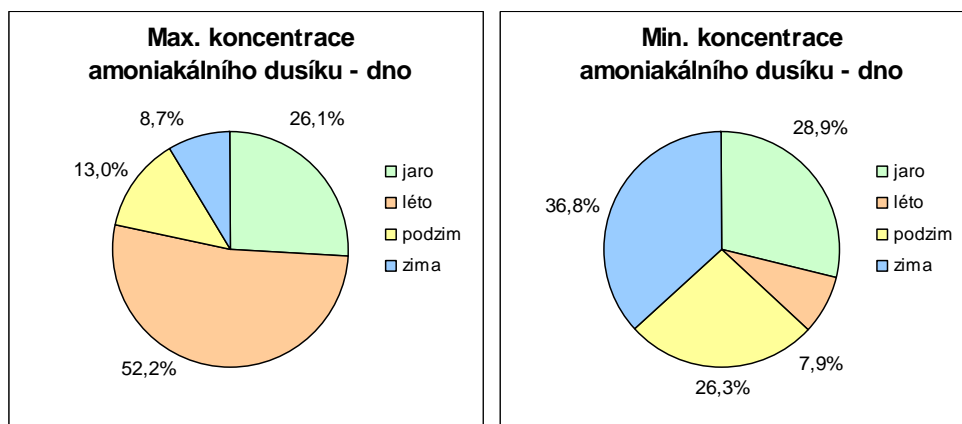
¹jediné stanovení (léto)

Obr. 52 Koncentrace amoniakálního dusíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

lokalit zřejmě dochází k intenzivní nitrifikaci, popřípadě odstraňování amoniakálních iontů z vody prostřednictvím asimilace organické hmoty, stejně jako je tomu v případě referenčních lokalit eutrofního Mladotického jezera a hypertrofní tůň Václavka (CHALUPOVÁ 2009). U lokalit v pravé části grafu na obr. 52 se tak na vysokých hodnotách zřejmě podílejí ještě další vlivy, např. významná rekreační činnost či pozice v intravilánech obcí s možností ovlivnění komunálními vodami (Březhrad, Litvínov, Kamencové jezero), které však nebyly v rámci jednotlivých lokalit blíže zkoumány.

U lokalit Hromnického, Zeleného a Kamencového jezera mohou být vysoké hodnoty zapříčiněny i nízkým pH, kdy podle PITTEA (2009) dochází k velmi výraznému zpomalení nitrifikace již v prostředí s $\text{pH} < 6$. Výjimečně vysoké hodnoty NH_4^+ zjištěné u jinak oligotrofního Zeleného jezera, které leží mimo dosah vlivu rekreační činnosti a potenciálních zdrojů komunálního znečištění, by mohly souviset s hustě osídlenou oborou jelení zvěře, jejíž je jezero součástí. Zcela extrémní stabilní hladinové koncentrace amoniakálního dusíku u Kamencového jezera ($11,8 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) je možné dát do souvislosti s jeho hustě zalesněným okolím, kde dochází v mělkém prostředí jezerní pánve k hromadění organického materiálu, spolu s intenzivní rekreační činností a potenciálním vlivem přilehlého zooparku (GABRIELOVÁ 1996). Maximální koncentrace amoniakálního dusíku byly zaznamenány v souladu s výše uvedenými procesy v období letní stagnace vody (obr. 53), zvláště pak u dna, kde dochází ve



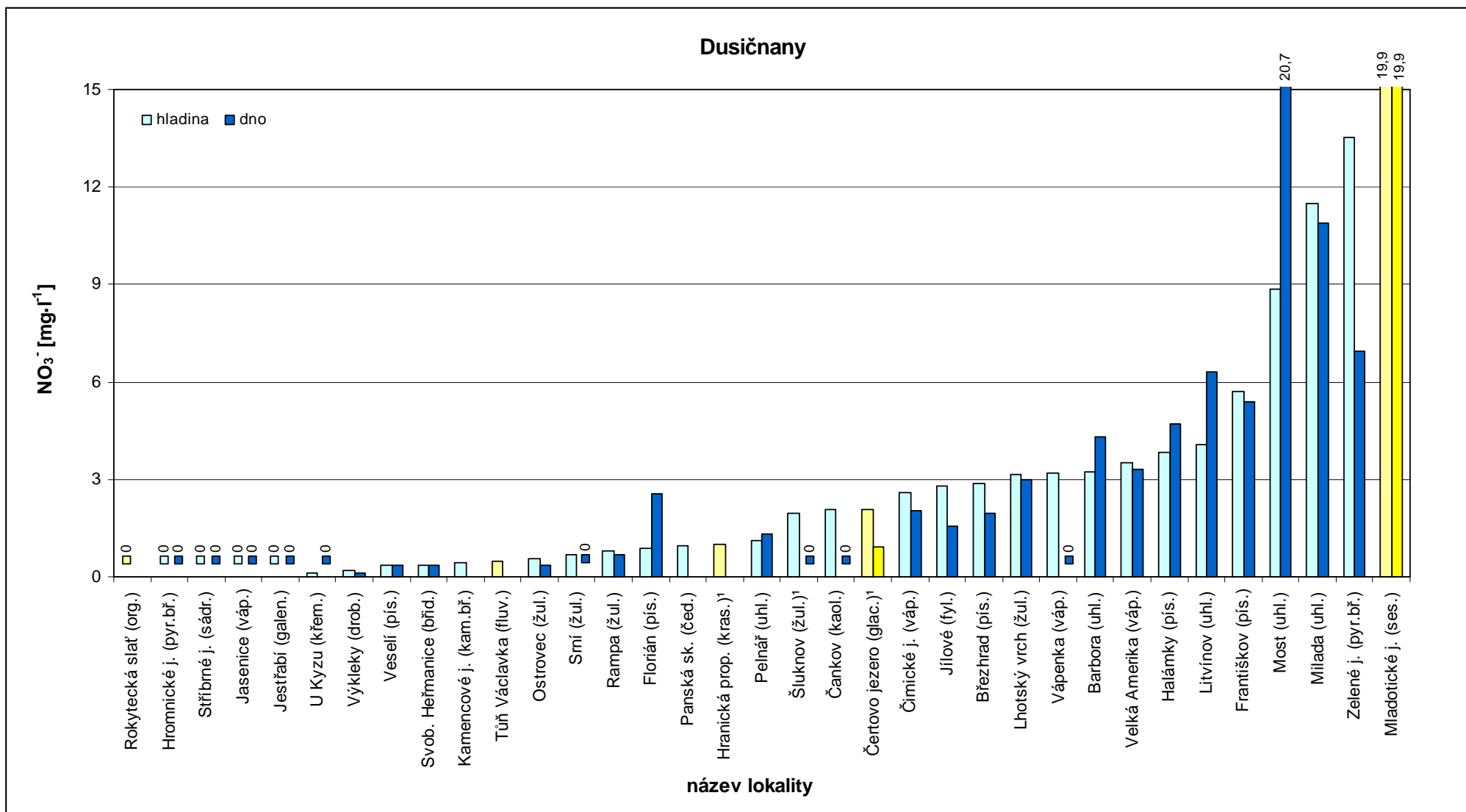


Obr. 53 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace amoniakálního dusíku ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

zvýšené míře k rozkladu v anoxických podmínkách, naopak minima byla nejčtenější v průběhu zimy a na jaře, kdy je většina amoniakálního dusíku již nitrifikována.

Průměrné hodnoty koncentrace dusičnanů (obr. 54) vykázaly ve směru hladina/dno nižší rozkolísanost než koncentrace amoniakálního dusíku, samotná roční variabilita hodnot byla na jednotlivých lokalitách přesto poměrně vysoká (tab. 5). Všechna meromiktická jezera s výjimkou lokalit Zelené jezero a Most vykázala nulové koncentrace NO_3^- u hlubinných vzorků, související se silně redukčními podmínkami v chemoklině/monimolimnionu, kde nedochází k nitrifikaci iontů NH_4^+ . Zvýšené hodnoty NO_3^- u Zeleného jezera opět souvisejí s hloubkou odběru vzorku z poměrně dobře okysličené vrstvy na horní hranici chemokliny, je však pravděpodobné, že jsou z větší části allochtonního původu (splachy z lesní obory) vzhledem k inhibici procesu nitrifikace při stávajícím $\text{pH} \sim 3,5$, což může být spolu s dynamikou asimilace organické hmoty jeden z důvodů nízkých hladinových koncentrací dusičnanů u Hromnického a Kamencového jezera. Příčiny zvýšených hodnot NO_3^- u jezera Most již byly uvedeny výše, podobně je možné vysvětlit vysoké hodnoty u jezera Milada, které vzniklo stejným způsobem o několik let dříve, kdy současný oligotrofní status jezera brání většímu odbourávání NO_3^- z vody prostřednictvím asimilace.

Ve srovnání s koncentrací amoniakálního dusíku nelze obecně tvrdit, že nízké hladinové koncentrace NO_3^- souvisejí s nízkou trofíí jezera. Například u lokality Velká Amerika, která

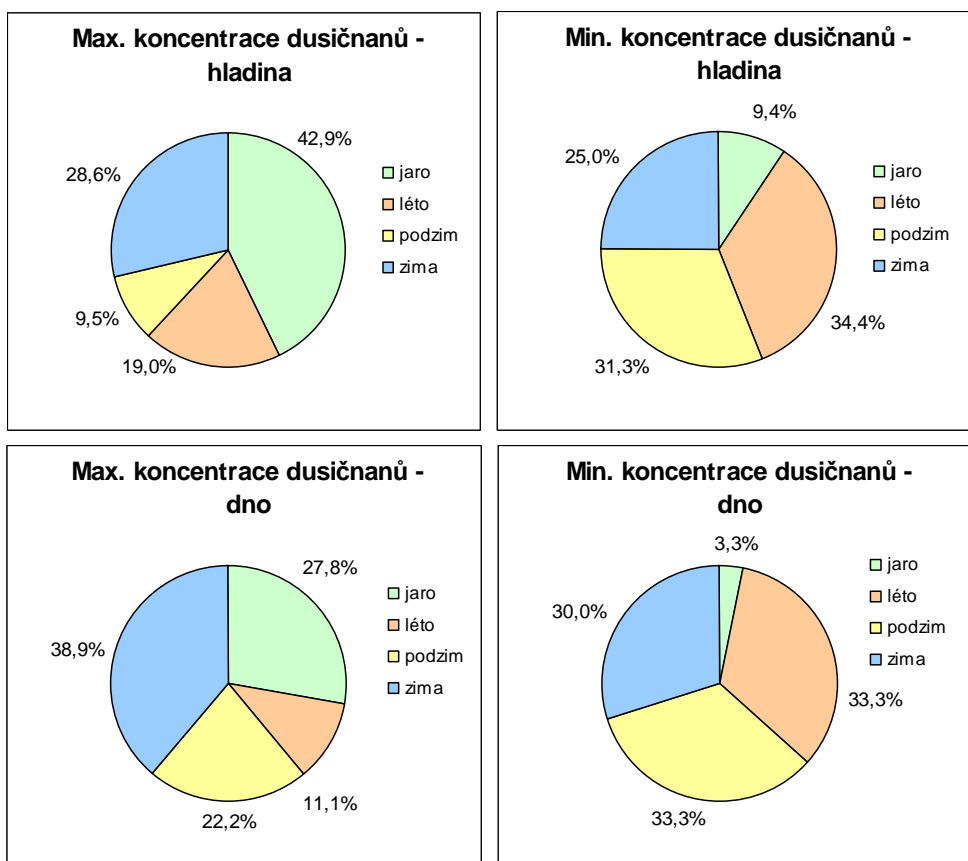


¹jediné stanovení (léto)

Obr. 54 Koncentrace dusičnanů ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

vykazuje všechny znaky oligotrofního jezera, byly oproti jiným oligotrofním jezerům zjištěny dlouhodobě zvýšené koncentrace NO_3^- , které jsou však v mělkých podzemních vodách velmi pohyblivé a jsou tak nepochybně allochtonního původu, zvláště pak v krasových oblastech se specifickým systémem proudění podzemní vody v dutinách (WETZEL 2001; DEMEK 1987). Obdobně, eutrofní až hypertrofní lokality mohou vykazovat koncentrace jak nízké (např. Jestřabí nebo referenční fluviální jezero Václavka), tak poměrně vysoké (např. Vápenka nebo Mladotické jezero). Patrně tak záleží na podílu dynamiky růstu/asimilace fytoplanktonu (případně makrofytní vegetace) a velikosti přísunu NO_3^- , který v případě průtočného sesuvem hrazeného Mladotického jezera, nacházejícího se v zemědělsky intenzivně obdělávané krajině, jednoznačně dominuje (průměrné koncentrace $\text{NO}_3^- \sim 20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Dynamika přísunu a odbourávání (asimilace) NO_3^- z vody se však může výrazně lišit nejen mezi jednotlivými lokalitami a jejich specifickým prostředím, ale i u jediné lokality v meziročním srovnání. Tím by bylo možné vysvětlit nulové koncentrace NO_3^- zjištěné u hladiny Hromnického jezera v sezóně 2004/05, zatímco v sezóně 2010/11 byla přítomnost NO_3^- stabilně zaznamenávána (viz kap. 6.4.2). Z hygienického a ekologického hlediska nejsou zaznamenané koncentrace dusičnanů rozdílné od zjištěných koncentrací amoniakálního dusíku nijak významné (limitní hodnota pro pitnou vodu činí $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pro dusičnany, resp. $\sim 0,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pro amoniakální dusík) [2]. Více o jakosti vody v antropogenních jezerech pojednává kapitola 5.

Maximální hodnoty hladinových koncentrací dusičnanů (obr. 55) byly obecně zaznamenávány na jaře v souvislosti se splachy ze zemědělské půdy po jarním tání sněhu a také jarní mixí, kdy došlo k výnosu částí NO_3^- nahromaděných u dna (viz zima) v důsledku nitrifikace NH_4^+ z rozložené organické hmoty, mimina pak byla nejčastěji zaznamenána v teplé části roku v souvislosti s asimilací organické hmoty fytoplanktonem a makrofyty, případně vegetací v blízkém okolí jezer (odstraňováním dusíku z půdy a mělkých zvodní).

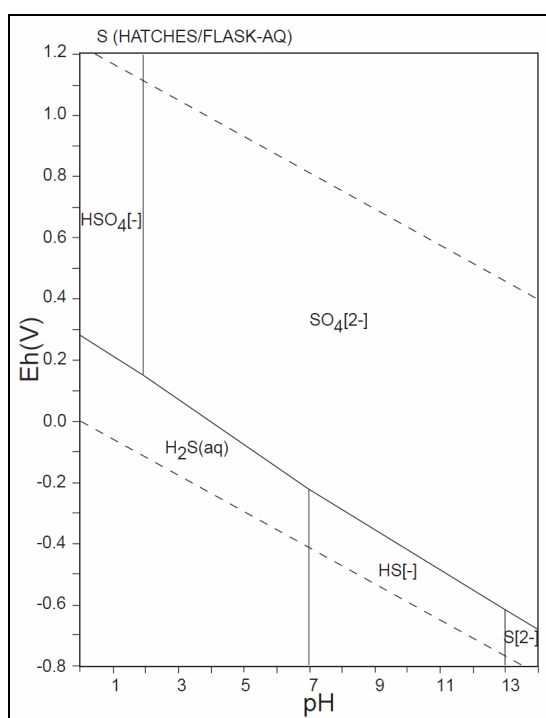


Obr. 55 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace dusičnanů ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

4.2.4 Síraný a chloridy

Koloběh síry ve vodě je podobně jako cyklus dusíku a fosforu založen na jejích biochemických přeměnách, tedy biochemickém rozkladu odumřelých organických zbytků obsahujících organicky vázanou síru a na asimilaci anorganicky vázané síry rostlinami a mikroorganismy (PITTER 2009). Anorganicky vázaná síra se do vodního prostředí nejčastěji dostává prostřednictvím rozpouštěním sádrovce (reakce 10) a oxidací sulfidických rud, především pyritu (reakce 18–19) a sfaleritu, na lokalitách Kamencového a Hromnického jezera se uplatňuje i rozpouštění kamence (reakce 13). Oxidace sulfidické síry S(-II) tedy může být jak biochemický, tak čistě chemický proces, naproti tomu redukce síranů na S(-II) je převážně proces biochemický, probíhající za anaerobních podmínek při nízkých (většinou značně záporných) hodnotách oxidačně-redukčního potenciálu (ORP) (PITTER 2009). Takové

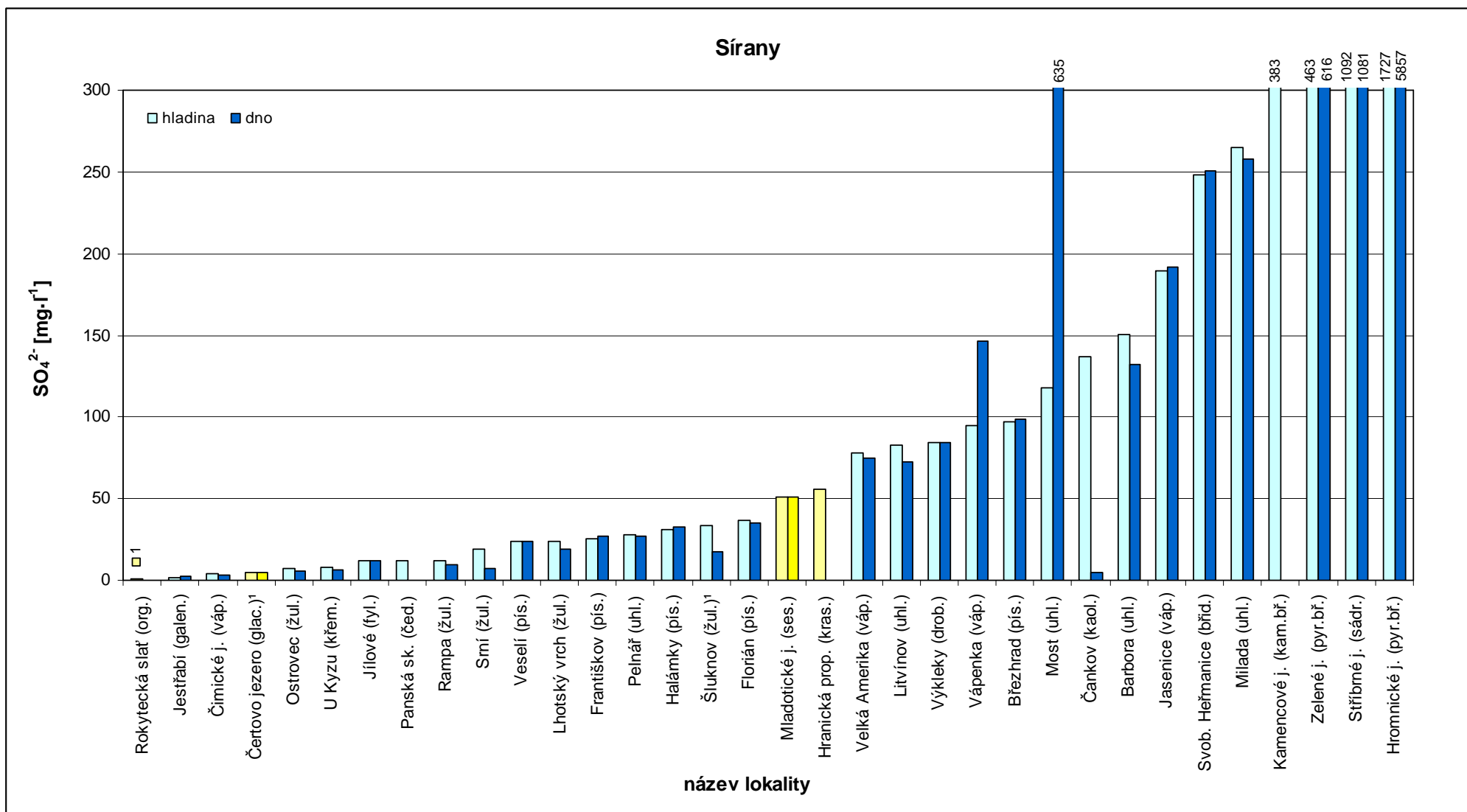
podmínky jsou přirozeně nalézány při dně hlubokých jezer (popř. s velkou relativní hloubkou) s omezenými podmínkami mixe, a to především v období letní stagnace, kdy dochází ve zvýšené míře k vyčerpání kyslíku z vody v souvislosti s biochemickým rozkladem odumřelého organického materiálu. K redukcí síranů za účasti sulfát-redukujících bakterií především rodu *Desulfovibrio* však většinou dochází až po úplné denitrifikaci dusičnanových iontů (které slouží jako zdroj kyslíku), samotné anoxické podmínky nestačí. Proto je sulfidická síra nalézána především ve stabilních monimolimnionech meromiktických jezer (WETZEL 2001). Senzoricky byla přítomnost sulfanu zjištěna na lokalitách Šluknov a Hromnické jezero, kde také byla S(-II) analyticky potvrzena (kap. 6.4.2). V oxických podmínkách jsou sulfan a jeho iontové formy (závisí na pH, obr. 56) nestabilní a jsou biochemicky oxidovány sirnými bakteriemi (např. rod *Chromatium* nebo acidorezistentní rod *Thiobacillus* v případě nalezišť sulfidických rud) na elementární síru a sírany (WETZEL 2001).



Obr. 56 Eh-pH diagram systému S-O-H zobrazující převažující formy výskytu anorganické síry v závislosti na oxidačně-redukčních podmínkách a pH vody ($\Sigma N = 10^{-10} \text{ mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 298,15K, 10^5 Pa) (TAKENO 2005).

Sírany patří spolu s chloridy a hydrogenuhličitanu mezi hlavní anionty přírodních vod.

Ačkoliv se jejich koncentrace u přírodních jezer pohybuje v jednotkách až desítkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$,



¹jediné stanovení (léto)

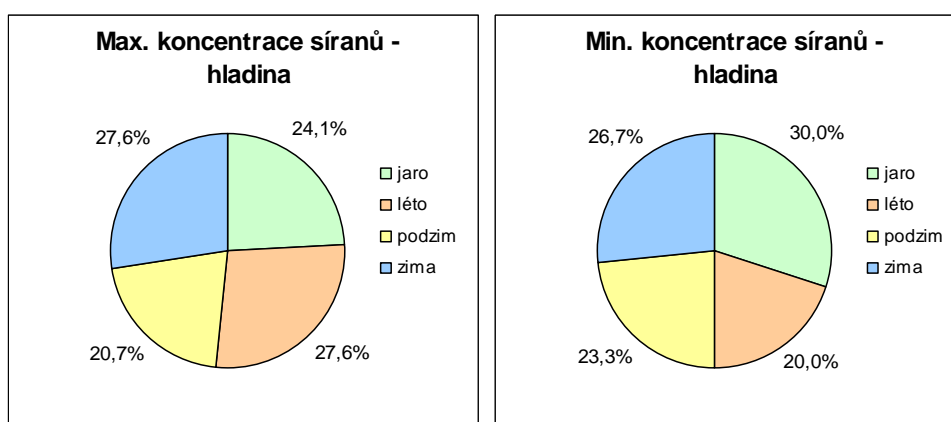
Obr. 57 Koncentrace síranů ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

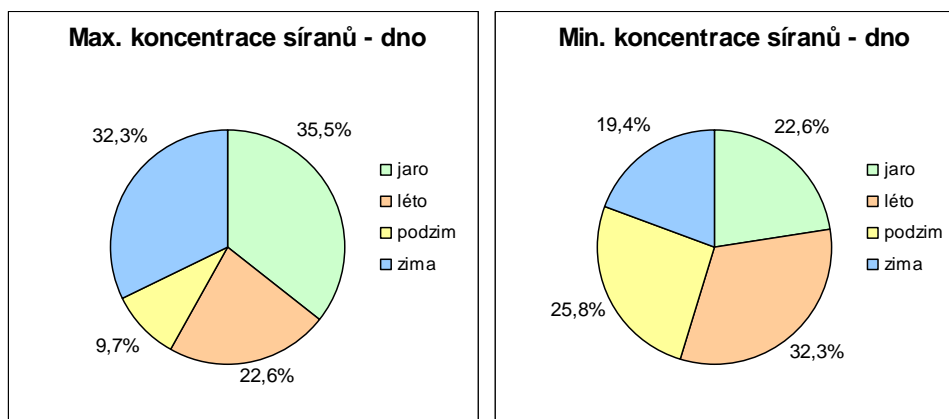
tedy v obvykle nižších koncentracích než HCO_3^- (WETZEL 2001), u jezer antropogenních a zvláště pak u jezer po těžbě sulfidických/síranových minerálů mohou ve vodě zcela dominovat. To potvrzují i výsledky průměrné roční hladinové koncentrace síranů ($400\text{--}1800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) u čtyř jezer vzniklých po těžbě výše zmíněných surovin s obsahem síry (obr. 57). Zvýšené koncentrace byly zjištěny i u lokalit po těžbě hnědého uhlí, které většinou obsahuje jistý podíl pyritu, obecně velmi nízké hodnoty $1\text{--}25 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ pak vykazala jezera po těžbě vyvěřelých hornin. Koncentrace SO_4^{2-} při dně zkoumaných meromiktických jezer se značně liší a odvíjejí se nejen od druhu těžené suroviny, ale také od pH vody a oxidačně-redukčních podmínek, které v monimolimnionu, popř. v chemoklině panují. Výrazný úbytek síranů (tj. $10\text{--}50 \%$ průměrné hladinové koncentrace) byl zaznamenán na lokalitách Šluknov, Srní a Čankov, kde patrně souvisel (měření ORP nebylo v té době k dispozici) s částečnou redukcí síranů na sulfidickou síru v anaerobních podmínkách stabilního monimolimnionu. Stanovení sulfidické síry sice nebylo v rámci výzkumu prováděno, minimálně letní vzorek hlubinné vody z lokality Šluknov však jasně vykazoval přítomnost sulfanu (charakteristický zápach vody při odběru). Jeho přítomnost zde patrně souvisí s nižším pH vody ($\sim 6,4$) a tedy pravděpodobnějším výskytem sulfidické síry ve formě $\text{H}_2\text{S}(\text{aq})$ (obr. 56). Naproti tomu hlubinné vzorky vody z jezera Čankov ($\text{pH}\sim 6,9$) vykazovaly jen známky neurčité zatuchlosti ne nutně způsobené přítomností sulfanu a ve vzorcích tak mohla převládat nezapáchající a pro vodní organismy netoxická iontová forma HS^- (PITTER 2009). Přesnější závěry je však možné učinit až na základě výsledků měření ORP a stanovení S(-II).

Několikanásobně vyšší koncentrace síranů při dně ve srovnání s hladinou byly naopak zjištěny u meromiktických lokalit Most a Hromnické jezero, obě však mají zcela odlišný charakter. U obou jezer se u dna hromadí sírany jako důsledek přítoku podzemní vody z mělkých horizontů obohacené o produkty oxidace pyritu. I přes chybějící stanovení ORP lze však dovodit, že u jezera Most k významnější redukci síranů na sulfidickou síru u dna

nedochází, neboť hodnota ORP nepostačuje ani k denitrifikaci přítomných dusičnanů, narozdíl od lokalit Šluknov, Čankov a Srní (obr. 54). Potenciální tvorbu sulfidické síry také znesnadňuje poměrně vysoké pH~7,5 (obr. 34 a 56). Naopak velmi nízké pH~4 již prokazatelně umožňuje částečnou tvorbu sulfidické síry (ve formě H₂S) u Hromnického jezera i při relativně vyšším ORP (Eh~150–200 mV, více v kap. 6). Výskyt sulfidické síry a především H₂S i přes to, že může přispívat ke srážení některých toxických kovů (Cd, Cu, Zn) (kap. 6.4.2), je všeobecně ve vodách nežádoucí a omezuje možnosti jejich potenciálního využití (zdroj pitné vody, chov ryb – letální koncentrace H₂S u ryb činí 0,4–4 mg·l⁻¹, SVOBODOVÁ 1987). Samotné sírany nemají v běžně se vyskytujících koncentracích praktický hygienický význam, pro pitné vody v ČR platí hygienický limit 250 mg·l⁻¹ [2].

V oxickém prostředí velmi stabilní a konzervativní ionty SO₄²⁻ prakticky nevykázaly žádnou závislost na ročním období (obr. 58), mírná převaha jarním minim může souviset s táním ledové pokrývky, výsledky však nejsou dostatečně signifikantní. Potenciální výskyt letních minim z důvodu částečné redukce SO₄²⁻ v hypolimnionech/monimolimnionech eutrofních jezer v období letní stratifikace nebyl jednoznačně prokázán z důvodu obecné absence anaerobních podmínek s výrazně nízkým oxidačně-redukčním potenciálem, které byly zaznamenány pouze na několika lokalitách.

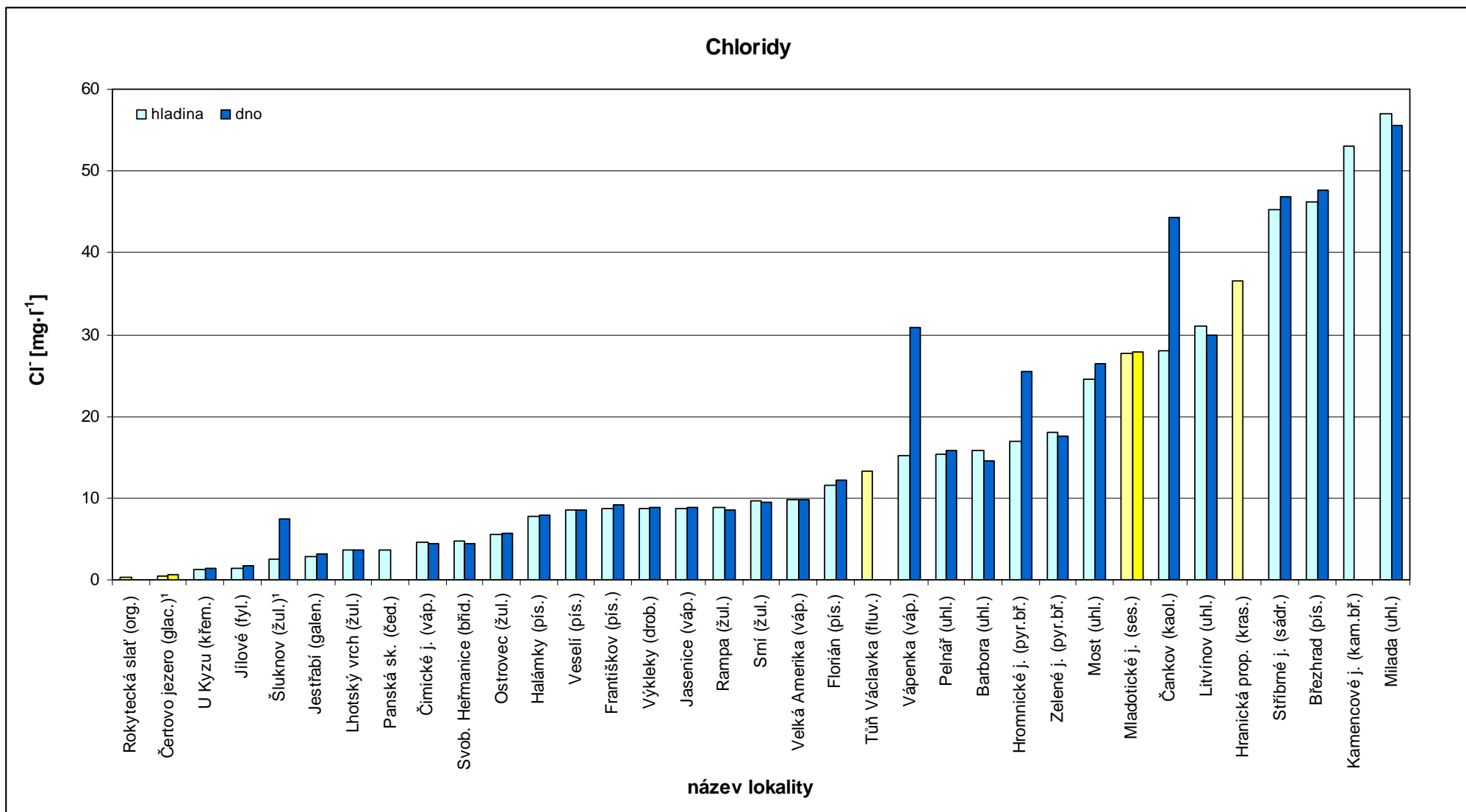




Obr. 58 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace síranů ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

Chloridy se za přirozených podmínek dostávají do vody zvětráváním hornin a rozpouštěním minerálů v nich obsažených. Jejich koncentrace tak odpovídá geologickému pozadí lokality, přičemž základní druhy hornin a půd obsahují průměrně 10–500 mg chloridů v 1 kg (PITTER 2009). Zvýšené množství chloridů v oblastech mimo ložiska kamenných solí často poukazuje na antropogenní kontaminaci, u zkoumaných antropogenních především jako následek rozsáhlé rekreační činnosti, polohy některých jezer v intravilánech obcí (možnost lokálního ovlivnění komunálními vodami, popřípadě chemickou údržbou vozovek) nebo přítokem napájecí vody z okolních vodotečí (hydrikové rekultivace Milada a Most). Chloridy jsou ve vodách chemicky i biochemicky velmi stabilní, nepodléhají srážení, oxidaci (pouze za extrémních podmínek) ani zvýšené adsorbci na tuhých fázích a někdy se tak pro tyto vlastnosti používají jako stopovače (PITTER 2009). Podobně jako sírany nejsou ovlivňovány vegetačním cyklem rostlin a fytoplanktonu a jejich koncentrace ve vodním sloupci tak během roku bývají velmi stabilní (Wetzel 2001, KALFF 2002), což potvrzují i výsledky roční variability v tab. 5 z hodnotami variačního koeficientu do 10 %.

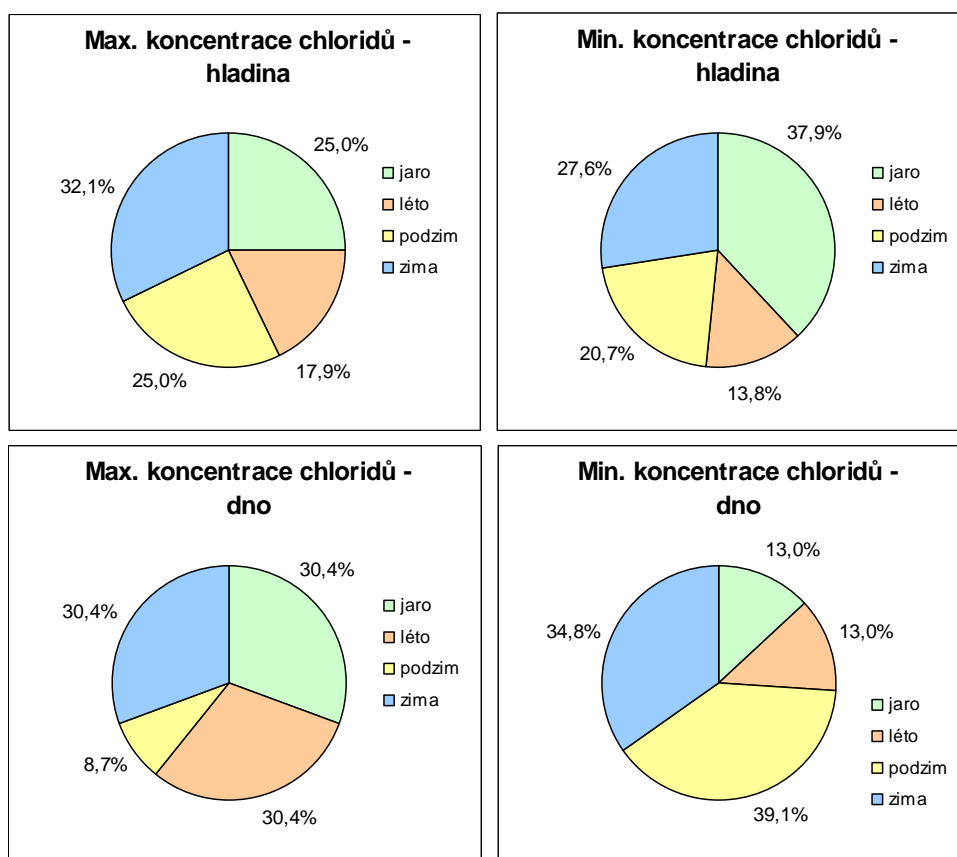
Nejnižší průměrné koncentrace chloridů obecně vykazaly lokality po těžbě vyvěřelých hornin a písku s průměrnými hodnotami 1–10 mg·l⁻¹, nejvyšší byly zaznamenány u lokalit Stříbrné jezero, Březhrad a Kamencové jezero, nacházejících se v intravilánech měst Opava, Hradec Králové a Chomutov s možným, výše uvedeným antropogenním ovlivněním (obr. 59).



¹Jediné stanovení (léto)

Obr. 59 Koncentrace chloridů ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

Koncentrace chloridů 45–55 mg·l⁻¹ však naznačují, že případné ovlivnění je jen málo významné, např. u antropogenního jezera Sloterplas po těžbě písku v intravilánu města Amsterdam, ovlivněném přítokem komunální vody skrze síť kanálů, byly zaznamenány průměrné roční koncentrace chloridů ~250 mg·l⁻¹ (ENGELEN, KAL 1977). Vzhledem k mezní hodnotě pro pitnou vodu 100 mg·l⁻¹ nepředstavují koncentrace chloridů v hodnocených antropogenních jezerech žádné omezení v případě jejich potenciálního využití.



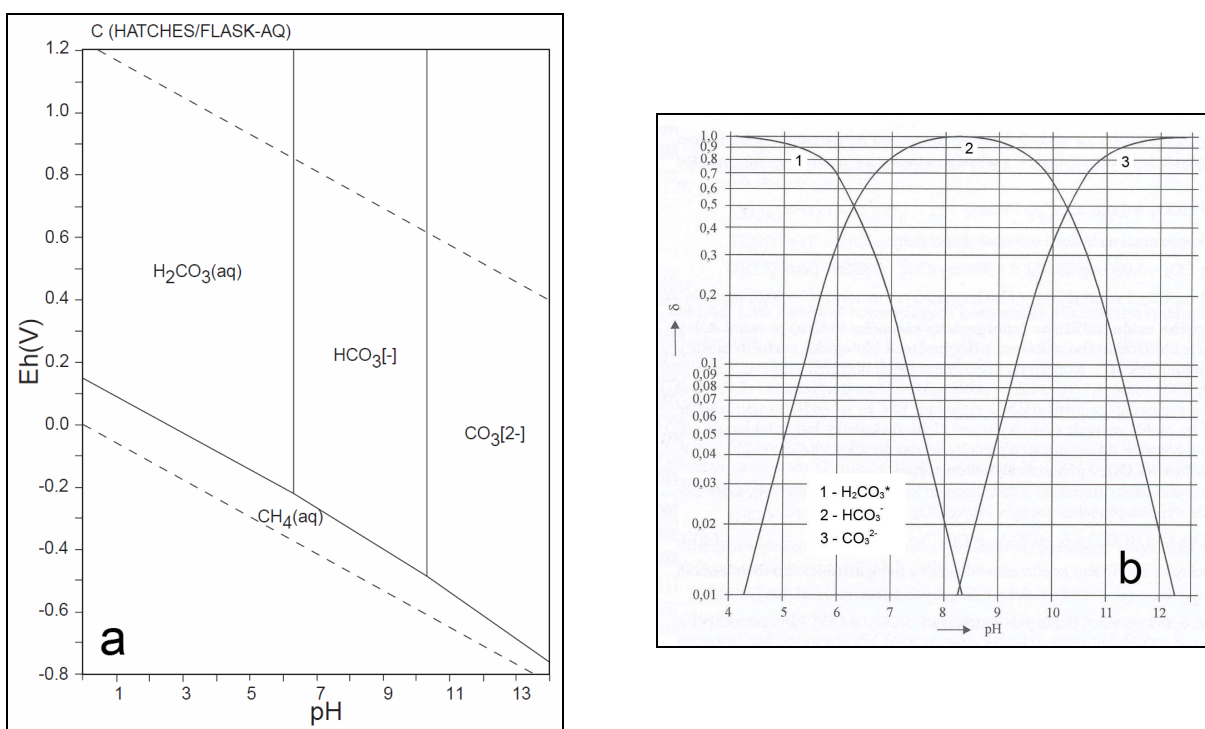
Obr. 60 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace chloridů ve vodě jezerech vzniklých po těžbě nerostných surovin.

Výsledky sezonality však nepotvrdily obecné předpoklady o konzervativním chování chloridů ve vodách (obr. 60). Na jaře sice došlo vlivem tání ledu k nárůstu pozorovaných hladinových minim, koncentrace chloridů při dně však prokázaly výrazný nárůst minim na podzim a v zimě, který však na základě dostupné literatury nelze spojovat s žádným biochemickým či chemickým procesem. Případné antropogenní vlivy nebyly detailně

zkoumány, je však pravděpodobné, že by se projevil i v chemismu vody u hladiny. Příčiny podzemních minim tak zůstávají neznámé.

4.2.5 Alkalita vody

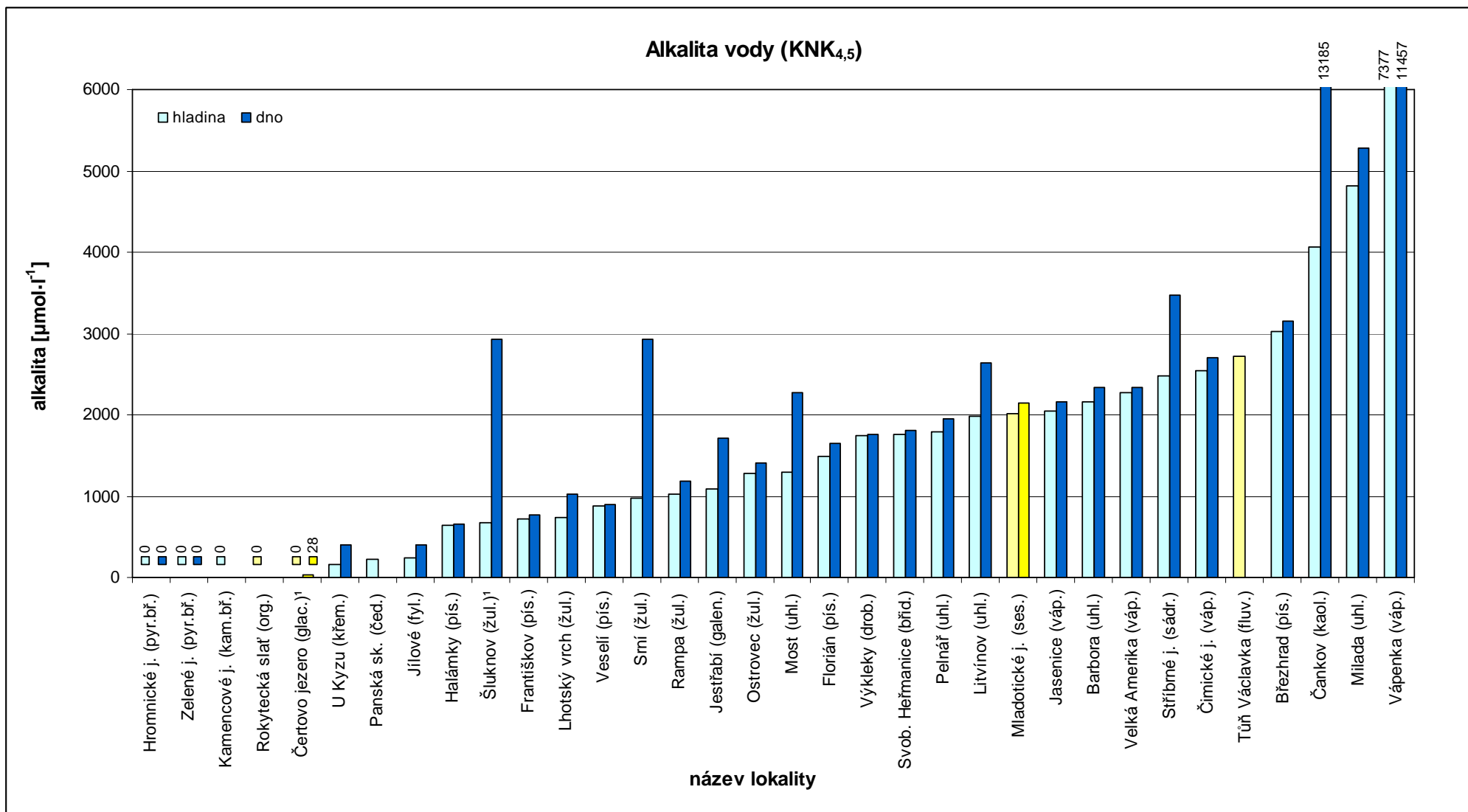
Alkalitu vody neboli kyselinovou neutralizační kapacitu (KNK) lze obecně definovat jako schopnost vody neutralizovat kyselinu. Jelikož je v čistých přírodních vodách hodnota pH v rozmezí asi od 4,5–9,5 obvykle dána uhličitánovou rovnováhou, nejúčinněji v tomto směru působí právě systém kyseliny uhličitě a jejích iontových forem (PITTER 2009) (obr. 61). Plynný CO_2 se do vody dostává difúzí ze vzduchu a při rozkladu odumřelého organického materiálu, k rozkladu organické hmoty na metan dochází až v silně redukčním prostředí.



Obr. 61 Eh-pH diagram systému C-O-H (a) zobrazující formy převažujícího výskytu anorganického uhlíku v závislosti na oxidačně-redukčních podmínkách a pH vody ($\Sigma\text{C}=10^{-10} \text{ mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 298,15K, 10^5 Pa) (TAKENO 2005). Distribuční diagram uhličitánového systému (b) zobrazující iontové formy kyseliny uhličitě při $T=25 \text{ }^\circ\text{C}$ (PITTER 2009).

Přesněji lze KNK definovat jako množství silné jednosytné kyseliny (obvykle HCl), které spotřebuje 1 litr vody k dosažení určité hodnoty pH. Čím vyšší je hodnota KNK, tím lépe je voda schopna kyselé vstupy neutralizovat. Neutralizace kyselých vstupů se v přírodních vodách obvykle primárně účastní ionty HCO_3^- , u alkalických vod s $\text{pH} > 8,3$ i CO_3^{2-} (obr. 61b), jejichž přítomnost a množství se podílí na tzv. tlumivé kapacitě vody. Při analýze přírodních vod se obvykle stanovují $\text{KNK}_{4,5}$ a $\text{KNK}_{8,3}$, kdy číselné hodnoty označují hodnoty pH, ve které je ve vodě přítomen již pouze volný CO_2 a nikoliv již ionty HCO_3^- , resp. pouze ionty HCO_3^- a nikoliv již CO_3^{2-} (obr. 61b). Při rozboru většiny přírodních vod s převládajícím uhličitanovým tlumivým systémem je tak $\text{KNK}_{4,5}$, popřípadě $\text{KNK}_{8,3}$ jedním ze základních údajů, ze které lze vypočítat zastoupení hydrogenuhličitanů a uhličitanů v roztoku (PITTER 2009).

Výsledky alkality vody ($\text{KNK}_{4,5}$) antropogenních jezer na obr. 62 vykazují zřetelnou závislost na druhu těžené suroviny. Nulové hodnoty byly zaznamenány v souladu s teoretickými poznatky u lokalit s $\text{pH} < 4,5$, kdy ve vodě nejsou přítomny žádné ionty HCO_3^- a acidita vody je kromě rozpuštěného volného CO_2 formována především silnými minerálními kyselinami. Podobné hodnoty byly zaznamenány na přírodních lokalitách Rokytecké slati a Čertově jezeře, kde je nízké pH vody způsobeno vysokou koncentrací huminových látek (kyselin), respektive důsledkem antropogenní acidifikace kyselého podloží oxidy síry a dusíku v 60.–80. letech 20. století (FOTT ET AL. 1994). Nízké hodnoty $0,2\text{--}1,2 \text{ mmol}\cdot\text{l}^{-1}$ byly zaznamenány u lokalit po těžbě vyvřelých hornin a písků (s výjimkou jezera Březhrad) s nízkou pufrací kapacitou, které odpovídají průměrné hodnotě alkality zjištěné u pitných vod ČR povrchového původu ($0,9 \text{ mmol}\cdot\text{l}^{-1}$, PITTER 2009). Vyšší hodnoty souvisí s přítomností karbonátů a hlinitokřemičitanů v sedimentech, které jsou ve vodě rozpouštěny za vzniku iontů HCO_3^- (reakce 7–9) zvyšujících alkalitu vody. Absolutně nejvyšší hodnoty alkality $11\text{--}13 \text{ mmol}\cdot\text{l}^{-1}$ byly zaznamenány na lokalitách Vápenka a Čankov, kde nižší pH hlubinné vody (popř. vyšší nasycení rozpuštěným CO_2) usnadňuje rozpouštění minerálů. I když se jedná

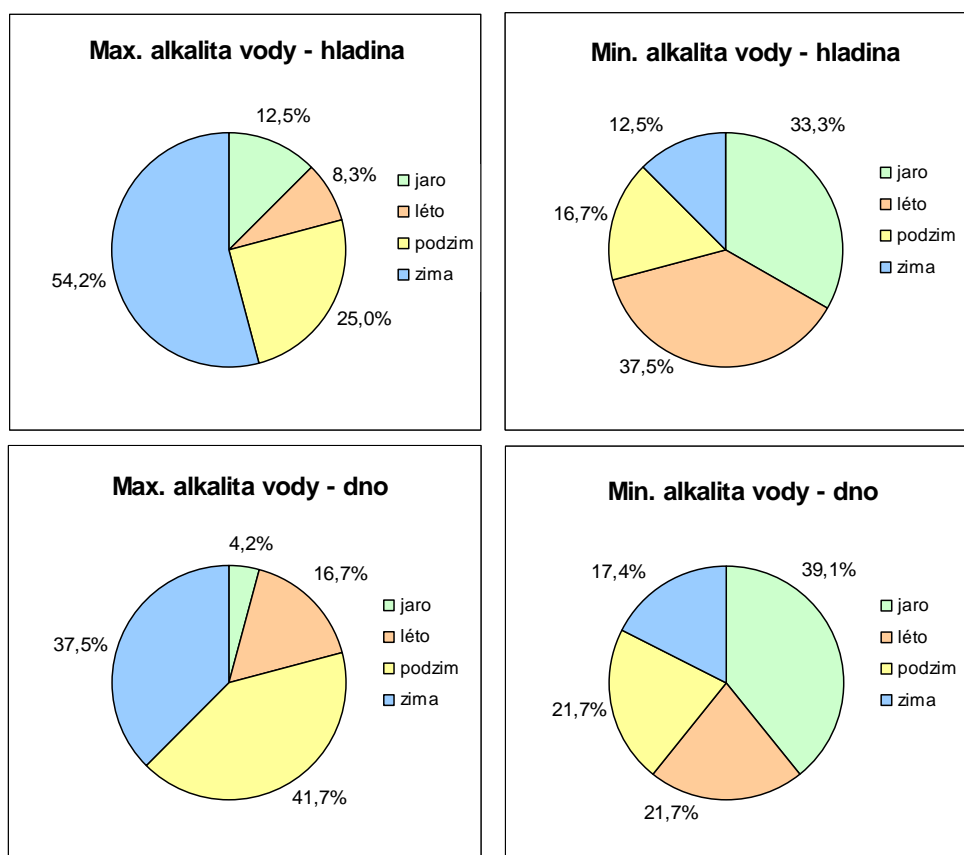


¹jediné stanovení (léto)

Obr. 62 Alkalita vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

o lokality s relativně nízkým pH vody (6,7 resp. 6,9), kde se již začíná uplatňovat koncentrace rozpuštěného CO₂ (obr. 61), absolutní množství rozpuštěných HCO₃⁻ iontů (a tedy i alkalita) je velmi vysoké. Ze stejných důvodů lze očekávat vysoké hodnoty i u jezera v Hranické propasti, alkalita zde však nebyla stanovována.

Hodnota alkality vody se během roku může měnit v souvislosti s biogenní dekalifikací, tvorbou vápnných schránek některých druhů fytoplanktonu a rozpouštěním karbonátů/aluminosilikátů, tedy v cyklu, který byl popsán v kap. 3.2.4. Ačkoliv změny nebývají obecně výrazné, jako je tomu například v případě variability forem dusíku (tab. 5), výsledky sezonality na obr. 63 výše uvedené procesy potvrzují. Minima alkality byla zaznamenána na jaře a v létě, naopak maxima v souvislosti s rozpouštěním karbonátů (přítomných v horninách a odumřelé organické hmotě) a aluminosilikátů při vyšších koncentracích CO₂ na podzim a v zimě.



Obr. 63 Sezonalita výskytu maxim a minim alkality vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.

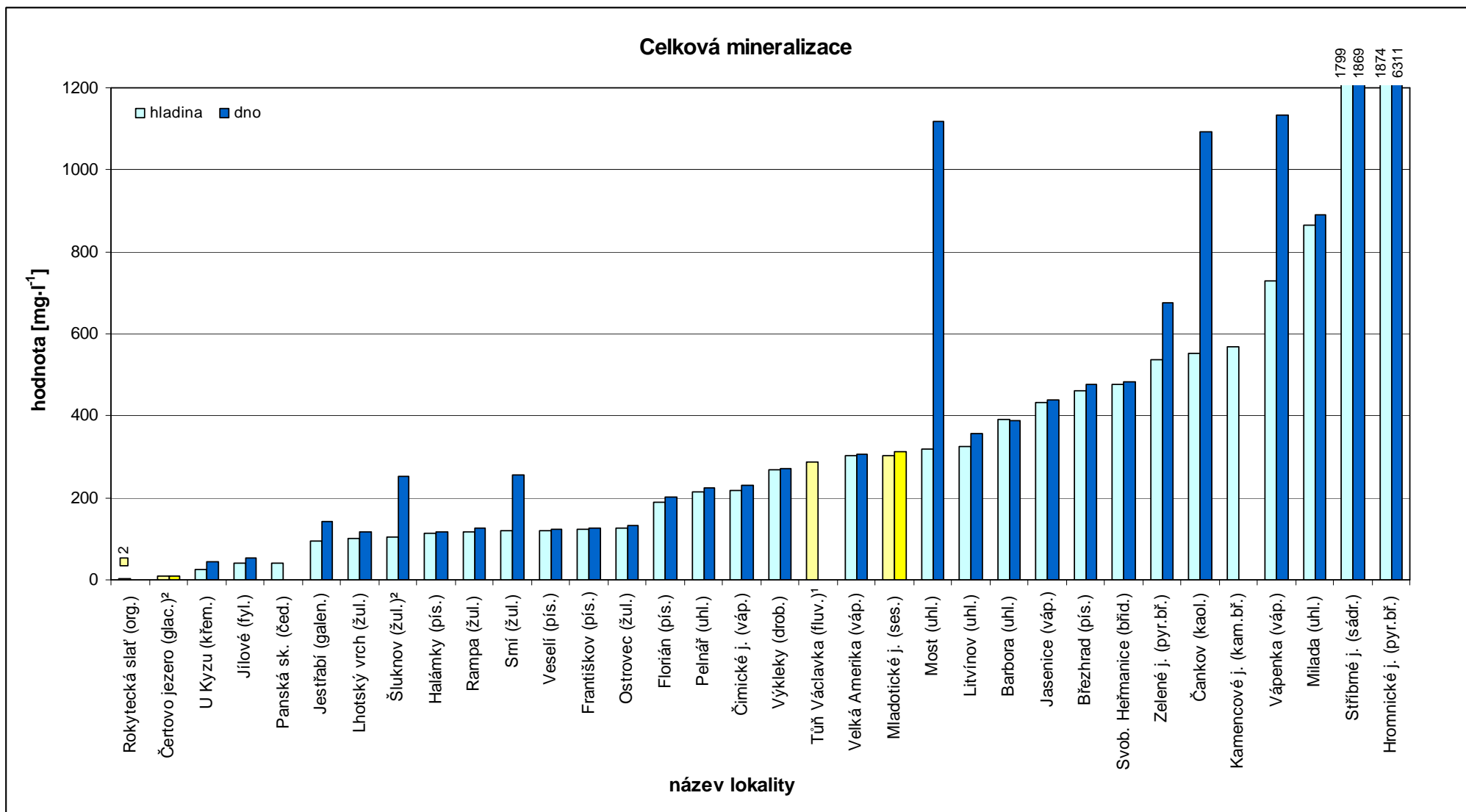
4.2.6 Celková mineralizace vody

Na základě výsledků koncentrací jednotlivých analyzovaných iontů byly vypočteny orientační hodnoty průměrné celkové mineralizace vody antropogenních jezer s vědomím, že nezahrnují analýzu rozpuštěného oxidu křemičitého ani ionty některých kovů (Fe, Al, Zn), jejichž koncentrace sice mohou být u jezer po těžbě některých nerostných surovin (např. pyritické břidlice) významné, u většiny zkoumaných jezer lze však předpokládat pouze jejich marginální zastoupení. Pro stanovení koncentrace iontů HCO_3^- , které tvoří na většině lokalit hlavní aniontovou složku vody, byly použity hodnoty alkality, přičemž platí, že v prostředí s převládajícím uhličitanovým tlumivým systémem (vliv jiných protolytických systémů se u zkoumaných antropogenních jezer až na výjimky ve větší míře neuplatňuje) lze u vod s $\text{pH} < 8,3$ stanovit jejich koncentraci podle vztahu (PITTER 2009):

$$\text{HCO}_3^- [\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}] = \text{KNK}_{4,5} (\text{mmol}\cdot\text{l}^{-1}) \times M(\text{HCO}_3^-) [\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}] \quad (17)$$

Pro odlišení iontů CO_3^{2-} , které se vyskytují u lokalit s $\text{pH} > 8,3$ a které jsou zahrnuty ve stanovení $\text{KNK}_{4,5}$, by bylo zapotřebí stanovení $\text{KNK}_{8,3}$, které však nebylo k dispozici. Vzhledem k tomu, že při maximální zjištěné hodnotě pH vody $\sim 9,2$ připadá na CO_3^{2-} méně než 10 % z obou iontových forem (obr. 61b), byl pro orientační stanovení celkové mineralizace použit vztah (17) i pro tyto lokality. Amoniakální dusík byl pro účely výpočtu převeden na koncentraci amonných iontů (NH_4^+), přičemž možné rozdíly spojené s výskytem amoniakálního dusíku v nedisociované formě NH_3 jsou ve srovnání s koncentracemi ostatních analytů zanedbatelné.

Výsledky na obr. 64 shrnují všeobecné poznatky, které již byly prezentovány u jednotlivých analytů, tedy nízkou mineralizaci vody v jezerech po těžbě odolných vyvřelin a nevápnicových štěrkopísků s průměrnými hladinovými hodnotami $40\text{--}130 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, což odpovídá mineralizaci vody v kyselých hlinitokřemičitanových horninách (PITTER 2009). Nejnižší



¹ionty Na⁺, K⁺ a SO₄²⁻ nebyly analyzovány, ²jediné stanovení (léto)

Obr. 64 Celková mineralizace vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

mineralizace byla zaznamenána v jezeře U Kyzu po těžbě křemence nedaleko Churáňova na Šumavě, tedy procesu zvětrávání velmi odolné horniny, vzniklé metamorfózou pískovce. Vůbec nejnižší mineralizaci pak vykazovalo organogenní jezero na Rokytecké slati ($2,3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a ledovcové Čertovo jezero ($9,2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), tedy jezera ležící v nadmořské výšce přes 1000 m v oblasti kyselých krystalických hornin (ruly, svory), kde je složení vody formováno především chemismem/mineralizací srážek (v neznečištěných oblastech ČR obvykle jednotky $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, PITTER 2009), popř. ovlivněno huminovými látkami, které se však do celkové mineralizace nezapočítávají. Jezera po těžbě hnědého uhlí a marinních sedimentů vykazala průměrnou hladinovou mineralizaci $200\text{--}500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, tedy hodnoty charakteristické pro podzemní vody prostého typu (stovky $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, PAČES 1983), podobné hodnoty byly zjištěny i u referenčních lokalit Václavka a Mladotické jezero. Hodnoty $\sim 800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ zaznamenané na lokalitách Vápenka a Milada souvisejí u obou jezer s vyšší koncentrací hydrogenuhličitanů. V případě lokality Vápenka je příčina známá (viz alkalita), u lokality Milada pak může vzhledem k vyšším koncentracím Mg a K docházet například ke zvětrávání aluminosilikátů (reakce 8) obecně hojně přítomných v sedimentech terciérního stáří, přesné údaje o geologickém pozadí lokality však nebyly k dispozici. Nejvyšší hodnoty mineralizace $\sim 1800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, způsobené především ionty SO_4^{2-} , byly zaznamenány na lokalitách Stříbrné a Hromnické jezero po těžbě specifických nerostných surovin, snadno podléhajících procesům rozpouštění a oxidace. Spolu s monimolimniony jezer Most, Čankov a Vápenka vykazují hodnoty typické pro minerální vody, tedy s celkovou mineralizací větší než $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (PITTER 2009). U hlubinných vzorků vody z Hromnického jezera (mineralizace $6,3 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) byla při kampani v letech 2010–11 zjištěna průměrná koncentrace rozpuštěných kovů $\sim 2000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (viz tab. 12 v kap. 6.4.2) a celková mineralizace tak přesáhla $8 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, což už odpovídá např. mineralizaci luhačovické minerální vody Vincentka (PITTER 2009). Zvýšené hodnoty rozpuštěných kovů, i když ne tak extrémní, lze očekávat i na lokalitách Zeleného a

Kamencového jezera. Celková mineralizace u jezera v Hranické propasti nemohla být stanovena z důvodu absence stanovení alkality, potažmo iontů HCO_3^- , které budou ve vodě tohoto typu zcela dominovat.

Výsledky celkové mineralizace uvedené na obr. 64 poměrně dobře korelují s výsledky konduktivity vody na obr. 23, u některých lokalit lze však nalézt rozdíly u hlubinných stanovení z důvodu odběru vzorků vody z hloubky 1–1,5 m nade dnem, oproti terénnímu měření konduktivity, které bylo prováděno až do dna. To se týká zejména meromiktických nebo silně eutrofizovaných jezer s velkým gradientem hustoty vody u dna, což lze zřetelně dokumentovat na příkladu Zeleného jezera a lokality Šluknov, kde bude celková mineralizace vody u samého dna mnohem vyšší.

4.3 SHRNU TÍ

Chemismus vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin je obdobně jako fyzikální vlastnosti vody velmi rozmanitý. V zásadě je určován geologickým pozadím (geochemií a fyzikálními vlastnostmi těžené horniny) a biologickým oživením (úrovni trofie) dané lokality, antropogenní vlivy se projevují spíše podružně, především u jezer ležících v intravilánech obcí a měst (Kamencové jezero, Březhrad, Stříbrné jezero, Litvínov). Z pohledu minim stanovených analytů se některé lokality blíží minerálně chudému jezeru na Rokytecké slati, v maximech antropogenní jezera ostatní genetické typy jezer výrazně převyšují.

Koncentrace iontů vápníku a hořčíku vykazaly poměrně těsnou závislost na druhu těžené horniny s minimy u lokalit po těžbě vyvřelých hornin a písků ($\text{Ca} < 20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, $\text{Mg} < 5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), přes jezera po těžbě vápence a hnědého uhlí ($\text{Ca} 40\text{--}80 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, $\text{Mg} 10\text{--}40 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) po lokalitu Stříbrného jezera s mimořádnými hodnotami Ca ($450 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) vlivem rozpouštění sádrovce. Z přírodních lokalit byly vyšší hodnoty zaznamenány jen u jezera v Hranické propasti s nižším pH s vyšší koncentrací CO_2 , stejný vliv se projevil i u lokality Vápenka a

téměř u všech hlubinných vzorků meromiktických jezer (2–4× vyšší hodnoty než při hladině). V případě hořčíku byl zaznamenán vliv vegetační sezóny na jeho roční variabilitu s jarními minimy v důsledku jeho odnímání rostlinami pro syntézu chlorofylu, úbytek vápníku v letním období v souvislosti s nárůstem pH a biogenní dekalifikací byl málo zřetelný.

Z důvodu hojného zastoupení hlinitokřemičitanů alkalických kovů v horninách nebyla u iontů sodíku a draslíku zjištěna obecná závislost jejich koncentrace na druhu těžené suroviny, relativně více se však podílejí na chemismu vody jezer po těžbě vyvřelých hornin s minimy Ca a Mg. Na zvýšených hodnotách koncentrace sodíku u jezer Litvínov, Březhrad, Čankov, Stříbrné a Kamencové jezero se zřejmě podílejí antropogenními vlivy (rekreační aktivity, solení silnic, lokální komunální znečištění), u jezer Milada a Most vyšší koncentrace (do $125 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) patrně souvisí s jejich napouštěním říční vodou, případně s vyluhováním obnaženého podloží. Vyšší koncentrace draslíku ($21 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) zjištěné u Kamencového jezera souvisí z rozpouštěním kamence, žádné extrémy však nebyly zjištěny. Z důvodu odnímání draslíku z půdy (popř. i z vody jezer) při asimilaci rostlinné hmoty byla zjištěna těsná závislost koncentrace draslíku na vegetační sezóně s jarními minimy a podzimními maximy.

Koncentrace amoniakálního a dusičnanového dusíku ve vodě antropogenních jezer je výsledkem spolupůsobení procesů rozkladu odumřelé organické hmoty, její asimilace a splachů dusíku z jejich okolí. Výskyt forem dusíku závisí na pH vody a oxických podmínkách (velikosti oxidačně-redukčního potenciálu). Vysoké koncentrace amoniakálního dusíku, primárního produktu rozkladu organické hmoty, byly zaznamenány v monimolimnionech většiny meromiktických jezer a v hypolimnionech velké části eutrofních jezer se silnou klinográdní distribucí kyslíku s extrémními maximy $16 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Nízké hodnoty obecně vykázala oligotrofní jezera, vyšší hodnoty byly opět zaznamenány u jezer v intravilánech obcí (potenciální antropogenní znečištění), vysoké hodnoty u hladiny Zeleného ($1,4 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a Kamencového jezera ($9,2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) byly zřejmě ovlivněny lokálním fekálním znečištěním spolu

s inhibicí nitrifikace vlivem nízkého pH. Maxima amoniakálního dusíku byla v souvislosti s intenzivním rozkladem organické hmoty zaznamenána nejčastěji v létě, minima vlivem probíhající nitrifikace v zimě a na jaře.

Koncentrace dusičnanů u hladiny obecně nepotvrdily závislost na trofii jezer a jejich množství spíše souvisí s lokální dynamikou asimilace organické hmoty a přísunu dusičnanů do vody. Nejvyšší koncentrace z tohoto pohledu vykazaly hydrické rekultivace Milada a Most ($\sim 10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) v souvislosti s napouštěním z okolních vodotečí a referenční průtočné Mladotické jezero ($20 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) ležící v intenzivně zemědělsky obdělávané oblasti. Zejména u jezera Milada brání většímu odbourávání NO_3^- jeho oligotrofní status. V souvislosti s převládajícími redukčními podmínkami nebyly žádné dusičnany zjištěny v hlubinných vzorcích téměř všech meromiktických jezer. Maximální hodnoty byly zaznamenány nejčastěji na jaře po tání sněhu a v souvislosti s jarní mixí, minima pak v teplé části roku v souvislosti s asimilací organické hmoty fytoplanktonem, makrofyty a vegetací v okolí jezer.

Koncentrace síranů ve vodách antropogenních jezer velmi úzce souvisí s chemismem těžené horniny. U jezer po těžbě sádrovce, kamence a sulfidických rud byly zjištěny velmi vysoké koncentrace síranů $400\text{--}1800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, u lokalit po těžbě uhlí (obsahuje podíl pyritu) činily průměrné koncentrace $80\text{--}250 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Nejnížší hodnoty byly zaznamenány u jezer po těžbě vyvřelých hornin ($<30 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), kde je cyklus síry svázán především s biochemickým rozkladem a asimilací hmoty obsahující organicky vázanou síru, přičemž forma výskytu síry závisí podobně jako u dusíku na hodnotě pH a ORP. Výrazný, 10–50% úbytek síranů s hloubkou (patrně v důsledku částečné redukce na sulfidickou síru) byl zaznamenán u striktně meromiktických jezer Čankov, Srní a Šluknov (zde sensoricky prokázán H_2S), u lokalit Most a Hromnické jezero je absence, resp. přítomnost S(-II) výsledkem specifické kombinace hodnot pH a ORP. Sezonalita nebyla u SO_4^{2-} prokázána. Na všech lokalitách byly zjištěny celkově nízké koncentrace chloridů, jejich zvýšení většinou souvisí s antropogenním

znečištěním. Nejnižší hodnoty vykázaly lokality po těžbě vyvřelých hornin ($<10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), nejvyšší pak lokality v intravilánech obcí a hydrické rekultivace Most a Milada ($57 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Výsledky sezonality však zcela nepotvrdily očekávané konzervativní chování chloridů ve vodním prostředí, jarní hladinový pokles koncentrace v souvislosti s táním ledu byl doplněn o výrazné hlubinné podzimní až zimní minimum, jehož příčiny zůstávají neznámé.

Hodnoty alkality vody ($\text{KNK}_{4,5}$) vykazují značnou závislost na druhu těžené suroviny. Nízké hodnoty $0,2\text{--}1,2 \text{ mmol}\cdot\text{l}^{-1}$ byly zaznamenány u lokalit po těžbě vyvřelých hornin a písků s malou pufrací kapacitou, vyšší alkalita souvisí s přítomností karbonátů a hlinitokřemičitanů, které jsou ve vodě rozpouštěny za vzniku iontů HCO_3^- (většina jezer). To je zvláště patrné na lokalitách Vápenka a Čankov (hlubinné vzorky) s hodnotami alkality $\sim 12 \text{ mmol}\cdot\text{l}^{-1}$. Alkalita se může během roku měnit v souvislosti s biogenní dekalciфикаcí, tvorbou vápnatých schránek některých druhů fytoplanktonu (zaznamenaná minima ve vegetačním období) a rozpouštěním karbonátů (v horninách, sedimentech, odumřelé hmotě) a aluminosilikátů v podzimním a zimním období.

Z uvedeného je zřejmé, že nízkou mineralizaci vody obecně vykázaly lokality po těžbě odolných vyvřelých hornin a nevápnotých štěrkopísků s průměrnými hladinovými hodnotami $40\text{--}130 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Vůbec nejnižší hodnoty byly zjištěny v jezeře U Kyzu po těžbě odolného křemence ($26,5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), přesto jsou však hodnoty $10\times$ vyšší než u organogenní jezera na Rokytecké slati ($2,3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), utvářeného především chemismem srážek. Jezera po těžbě hnědého uhlí a marinních sedimentů vykázala průměrnou hladinovou mineralizaci $200\text{--}500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, vyšší hodnoty $\sim 800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ zaznamenané na lokalitách Vápenka a Milada souvisejí s vyšší koncentrací HCO_3^- . Nejvyšší mineralizace byla spolu s hlubinnými vzorky vody z meromiktických jezer Most, Čankov a Vápenka ($\sim 1100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) zaznamenaná u síranových vod Stříbrného a Hromnického jezera ($\sim 1800 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), přičemž u dna posledně jmenovaného dosáhla $6 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, respektive $8 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (včetně stanovení kovů při měření v letech 2010–11).

Tab. 5 (1. část) Parametry chemismu vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR – průměr ze 4 stanovení s výjimkou lokalit Ostrovec, Lhotský vrch, Hranická propast, Mladotické jezero, Rokytecká slať (3 stanovení) a Šluknov, Čertovo jezero (1 stanovení), v závorce směrodatná odchylka.

č.	název lokality	vápník [mg·l ⁻¹]		hořčík [mg·l ⁻¹]		sodík [mg·l ⁻¹]		draslík [mg·l ⁻¹]		amoniak. dusík [mg·l ⁻¹]	
		hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno
1	Březhrad (pís.)	88,0 (3,1)	89,2 (8,7)	12,6 (1,6)	13,0 (1,1)	26,7 (1,0)	28,0 (1,3)	3,4 (0,5)	3,2 (0,8)	0,63 (1,09)	0,72 (1,24)
2	Halámky (pís.)	17,8 (2,3)	18,1 (2,0)	4,8 (1,9)	4,9 (2,0)	5,0 (0,1)	5,5 (0,5)	3,9 (0,3)	4,0 (0,3)	0,22 (0,24)	0,05 (0,09)
3	Františkov (pís.)	18,7 (3,5)	19,6 (3,7)	4,2 (1,7)	4,7 (1,1)	4,3 (0,2)	4,9 (0,6)	10,1 (0,6)	9,6 (0,7)	0,26 (0,20)	0,15 (0,25)
4	Veselí (pís.)	17,2 (2,1)	17,9 (2,1)	5,5 (2,0)	5,5 (2,0)	6,2 (0,6)	6,1 (0,5)	5,4 (0,4)	5,4 (0,4)	0,09 (0,16)	0,08 (0,14)
5	Florián (pís.)	42,9 (8,3)	46,2 (9,0)	1,9 (0,5)	2,0 (0,4)	3,7 (0,3)	4,0 (0,4)	0,8 (0,1)	0,7 (0,1)	0,27 (0,11)	0,25 (0,17)
6	Čankov (kaol.)	68,1 (10,0)	124,1 (13,3)	34,6 (2,7)	54,6 (6,1)	30,2 (8,1)	31,5 (2,6)	5,5 (1,6)	8,6 (1,3)	0,01 (0,01)	15,83 (2,01)
7	Litvínov (uhl.)	39,3 (3,9)	43,6 (3,5)	19,3 (2,7)	20,4 (1,9)	20,9 (1,4)	20,0 (0,8)	4,4 (0,5)	4,5 (0,5)	0,74 (1,25)	0,01 (0,01)
8	Pelnář (uhl.)	46,5 (0,8)	47,1 (0,3)	4,9 (0,8)	5,1 (0,6)	6,5 (0,6)	6,6 (0,9)	2,4 (0,5)	2,5 (0,5)	0,47 (0,16)	0,59 (0,50)
9	Barbora (uhl.)	43,9 (5,4)	44,5 (6,0)	22,9 (0,0)	23,4 (1,5)	17,5 (0,1)	17,7 (1,7)	8,0 (0,2)	8,1 (0,8)	0,01 (0,00)	0,03 (0,03)
10	Milada (uhl.)	56,0 (3,0)	64,5 (3,5)	41,0 (1,5)	40,8 (0,3)	125,3 (2,4)	124,0 (0,7)	14,3 (0,4)	14,0 (0,0)	0,16 (0,09)	0,41 (0,17)
11	Most (uhl.)	33,5 (0,5)	117,5 (0,5)	15,1 (0,2)	77 (3)	33,3 (1,3)	85,3 (16,7)	5,5 (0,0)	18,3 (4,0)	0,03 (0,01)	0,01 (0,00)
12	Velká Amerika (váp.)	51,6 (5,6)	54,9 (1,9)	15,2 (1,4)	16,2 (0,8)	2,8 (0,4)	3,0 (0,2)	1,8 (0,2)	2,1 (0,4)	0,10 (0,16)	0,13 (0,22)
13	Jasenice (váp.)	78,2 (7,3)	78,2 (4,6)	18,5 (5,8)	16 (3,6)	8,5 (1,2)	8,4 (0,5)	2,7 (0,3)	3,0 (0,3)	0,02 (0,03)	0,16 (0,16)
14	Vápenka (váp.)	106,1 (47,9)	152,7 (42,6)	39,0 (6,6)	58,5 (5,9)	15,1 (2,1)	27,6 (5,1)	6,8 (1,3)	15,4 (5,2)	0,88 (0,56)	1,29 (1,11)
15	Čimické j. (váp.)	40,8 (3,4)	45,5 (3,5)	5,8 (1,1)	5,2 (0,8)	2,9 (0,4)	2,7 (0,3)	3,0 (0,5)	2,9 (0,4)	0,17 (0,18)	0,19 (0,18)
16	Svob. Heřmanice (břid.)	89,0 (3,8)	90,7 (5,7)	18,3 (3,3)	18,1 (3,4)	8,6 (0,6)	8,4 (0,3)	1,0 (0,0)	0,9 (0,1)	0,09 (0,16)	0,08 (0,13)
17	Výkleky (drob.)	42,3 (1,6)	44,4 (1,5)	14,8 (3,9)	14,3 (4,0)	11,0 (1,1)	10,8 (1,4)	1,3 (0,2)	1,3 (0,2)	0,12 (0,21)	0,17 (0,29)
18	Srní (žul.)	18,1 (4,6)	36,9 (2,7)	2,6 (0,9)	5,2 (0,8)	6,2 (2,7)	7,9 (0,5)	2,3 (0,2)	2,8 (0,7)	0,30 (0,46)	6,86 (1,41)
19	Rampa (žul.)	21,7 (1,6)	22,8 (1,7)	1,4 (0,3)	1,4 (0,4)	8,2 (0,7)	8,2 (0,5)	2,1 (0,3)	1,9 (0,3)	0,12 (0,20)	0,27 (0,35)
20	Ostrovec (žul.)	13,7 (1,3)	14,4 (2,3)	10,9 (3,3)	11,3 (3,3)	5,0 (0,6)	4,6 (0,2)	4,8 (0,4)	4,8 (0,6)	0,05 (0,08)	0,35 (0,25)
21	Lhotský vrch (žul.)	10,7 (1,4)	12,7 (3,3)	7,1 (2,2)	7,7 (1,3)	4,4 (0,2)	4,4 (0,1)	3,0 (0,4)	3,1 (0,2)	0,63 (0,88)	1,12 (0,80)
22	Šluknov (žul.)	16,4	33,6	2,3	5,5	4,6	6,2	1,9	2,8	0,34	0,00
23	Jílové (fyl.)	7,1 (1,7)	9,8 (1,3)	1,3 (0,5)	2,4 (0,4)	1,0 (0,2)	1,1 (0,1)	0,9 (0,2)	1,0 (0,2)	0,18 (0,04)	0,21 (0,16)
24	Panská sk. (čed.)	3,1 (0,6)		2,5 (0,7)		3,4 (0,3)		2,0 (0,1)		0,04 (0,07)	
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	81,6 (25,2)	239 (8,7)	31,2 (11,4)	142,1 (19,2)	14,6 (3,4)	23,9 (0,8)	1,7 (0,5)	13,3 (2,3)	0,84 (0,74)	8,12 (0,54)
26	Zelené j. (pyr.bř.)	19,2 (11,1)	7,7 (3,3)	11,4 (3,8)	16,8 (7,8)	8,7 (0,8)	8,5 (0,9)	2,6 (0,2)	2,5 (0,3)	1,44 (0,94)	0,92 (0,45)
27	Kamencové j. (kam.bř.)	49,2 (3,5)		18,2 (1,1)		31,8 (1,9)		21,4 (1,4)		9,15 (1,24)	
28	Stříbrné j. (sádr.)	452,2 (32,8)	466,7 (49,4)	22,2 (6,3)	22,6 (5,5)	30,8 (4,9)	32,3 (3,7)	5,3 (0,4)	6,4 (1,3)	0,33 (0,58)	1,00 (1,25)
29	Jestřabí (galen.)	18,0 (1,3)	22,9 (3,6)	2,7 (0,4)	3,5 (1,5)	1,4 (0,1)	1,4 (0,1)	2,3 (0,2)	2,2 (0,4)	0,21 (0,12)	1,12 (0,53)
30	U Kyzu (křem.)	2,9 (0,4)	4,0 (0,3)	0,7 (0,2)	0,9 (0,2)	2,4 (0,4)	2,8 (0,3)	1,1 (0,1)	1,3 (0,1)	0,20 (0,24)	1,40 (1,00)
31	Čertovo jezero (glac.)	0,8	0,7	0,3	0,4	0,6	0,6	0,3	0,4	0,01	0,36
32	Tůň Václavka (fluv.)	101,5 (26,8)		5,7 (1,1)						0,06 (0,06)	
33	Hranická prop. (kras.)	234,6 (75,9)		48,5 (7,0)		77,8 (16,4)		8,3 (1,2)		0,01 (0,01)	
34	Mladotické j. (ses.)	43,4 (2,6)	44,8 (1,7)	14,5 (0,4)	14,4 (0,0)	18,0 (0,9)	17,7 (1,3)	6,5 (1,2)	6,6 (1,2)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)
35	Rokytecká slať (org.)	0,4 (0,2)		0,1 (0,1)		0,3 (0,1)		0,1 (0,1)		0,18 (0,08)	

variační koeficient: žlutě ≥ 25 %, oranžově ≥ 50 %, červeně ≥ 100%

Tab. 5 (2. část) Parametry chemismu vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR (pokračování).

č.	název lokality	dusičnany [mg·l ⁻¹]		síraný [mg·l ⁻¹]		chloridy [mg·l ⁻¹]		alkalita-KNK _{4,5} [μmol·l ⁻¹]		celk. mineralizace* [mg·l ⁻¹]	
		hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno
1	Březhrad (pís.)	2,9 (1,7)	2,0 (1,9)	97,2 (10,0)	99,0 (9,2)	46,2 (5,3)	47,7 (4,5)	3029 (16)	3152 (197)	462,6 (14,2)	475,3 (25,6)
2	Halámky (pís.)	3,8 (1,0)	4,7 (1,3)	31,2 (1,1)	32,3 (0,7)	7,8 (0,4)	7,9 (0,3)	640 (52)	662 (31)	113,7 (3,5)	117,9 (3,8)
3	Františkov (pís.)	5,7 (1,0)	5,4 (2,2)	25,6 (1,9)	26,9 (0,8)	8,7 (0,5)	9,2 (0,3)	727 (78)	764 (84)	122,0 (7,5)	127,2 (2,0)
4	Veselí (pís.)	0,4 (0,6)	0,3 (0,6)	23,5 (0,4)	23,5 (0,2)	8,6 (0,3)	8,5 (0,2)	878 (52)	897 (36)	120,5 (5,1)	122,2 (3,5)
5	Florián (pís.)	0,9 (0,9)	2,5 (3,2)	36,4 (5,4)	34,8 (2,4)	11,6 (0,8)	12,1 (1,4)	1494 (328)	1649 (519)	189,8 (32,4)	203,3 (46,5)
6	Čankov (kaol.)	2,1 (2,2)	0,0 (0,0)	136,9 (13,7)	4,7 (5,6)	28,0 (2,0)	44,3 (3,9)	4064 (458)	13185 (533)	553,3 (22,0)	1092,7 (24,5)
7	Litvínov (uhl.)	4,1 (1,1)	6,3 (2,9)	82,9 (3,7)	72,7 (10,6)	31,0 (1,3)	29,9 (2,6)	1985 (53)	2633 (372)	323,9 (5,8)	358,1 (20,2)
8	Pelnář (uhl.)	1,1 (0,8)	1,3 (1,5)	27,6 (1,0)	27,1 (3,3)	15,3 (0,4)	15,9 (0,1)	1787 (53)	1947 (126)	213,9 (1,4)	225,2 (6,5)
9	Barbora (uhl.)	3,2 (0,2)	4,3 (1,0)	150,3 (53,8)	132,0 (26,4)	15,8 (1,6)	14,6 (1,5)	2153 (124)	2339 (126)	393,0 (49,8)	387,3 (24,8)
10	Milada (uhl.)	11,5 (0,7)	10,9 (2,7)	265,0 (5,0)	257,5 (13,0)	57,0 (0,5)	55,5 (0,5)	4820 (137)	5275 (283)	864,3 (12,4)	889,7 (12,8)
11	Most (uhl.)	8,9 (1,0)	20,7 (3,1)	117,5 (8,3)	635,0 (124,2)	24,5 (0,5)	26,5 (0,5)	1300 (25)	2280 (229)	317,6 (8,8)	1119,4 (160,0)
12	Velká Amerika (váp.)	3,5 (0,9)	3,3 (0,4)	77,8 (7,3)	75,0 (6,9)	9,9 (0,8)	9,7 (0,9)	2276 (64)	2336 (30)	301,7 (10,0)	307,0 (5,2)
13	Jasenice (váp.)	0,0 (0,0)	0,0 (0,0)	189,8 (2,7)	191,4 (1,4)	8,8 (0,3)	8,8 (0,4)	2047 (54)	2155 (109)	431,4 (11,1)	437,5 (6,2)
14	Vápenka (váp.)	3,2 (2,3)	0,0 (0,0)	94,3 (20,4)	146,7 (23,2)	15,2 (3,1)	30,8 (6,8)	7377 (1862)	11457 (2618)	731,0 (174,6)	1132,4 (211,0)
15	Čimická j. (váp.)	2,6 (1,6)	2,1 (1,2)	4,3 (1,7)	3,3 (1,2)	4,6 (0,2)	4,5 (0,3)	2544 (259)	2703 (51)	219,4 (21,9)	231,4 (7,7)
16	Svob. Heřmanice (břid.)	0,4 (0,6)	0,3 (0,6)	248,2 (3,4)	250,8 (3,8)	4,8 (0,5)	4,4 (0,1)	1763 (28)	1814 (85)	477,9 (5,5)	484,5 (14,1)
17	Výkleky (drob.)	0,2 (0,4)	0,1 (0,2)	84,6 (1,6)	84,6 (0,7)	8,7 (0,2)	8,8 (0,2)	1741 (42)	1761 (39)	269,3 (7,4)	272,0 (5,4)
18	Srní (žul.)	0,7 (1,2)	0,0 (0,0)	19,3 (2,0)	7,4 (12,9)	9,7 (0,6)	9,5 (1,1)	978 (55)	2921 (635)	118,9 (7,4)	256,8 (24,5)
19	Rampa (žul.)	0,8 (0,8)	0,7 (0,7)	12,2 (0,2)	9,7 (2,2)	8,8 (0,4)	8,6 (0,5)	1032 (81)	1179 (69)	118,3 (7,7)	125,4 (5,0)
20	Ostrovec (žul.)	0,6 (0,8)	0,4 (0,5)	7,0 (2,0)	5,9 (1,0)	5,5 (0,5)	5,7 (0,4)	1283 (193)	1407 (153)	125,8 (14,4)	133,3 (12,5)
21	Lhotský vrch (žul.)	3,1 (4,4)	3,0 (4,2)	23,8 (6,9)	18,9 (1,6)	3,6 (0,4)	3,7 (0,4)	733 (307)	1022 (132)	101,3 (17,1)	117,3 (8,4)
22	Šluknov (žul.)	2,0	0,0	33,0	18,0	2,6	7,4	666	2925	104,0	251,8
23	Jílové (fyl.)	2,8 (1,9)	1,5 (0,9)	11,8 (1,1)	12,2 (1,5)	1,5 (0,3)	1,7 (0,2)	237 (180)	406 (72)	41,0 (11,1)	54,8 (3,9)
24	Panská sk. (čed.)	1,0 (0,6)		11,9 (4,0)		3,7 (0,2)		226 (60)		41,4 (1,1)	
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	0,0 (0,0)	0,0 (0,0)	1726,9 (449,2)	5856,9 (1010,8)	17,0 (2,1)	25,5 (4,0)	0 (0)	0 (0)	1874,0 (467,1)	6311,2 (1013,3)
26	Zelené j. (pyr.bř.)	13,5 (4,9)	6,9 (3,5)	462,9 (45,2)	616,5 (130,8)	18,0 (0,6)	17,5 (0,7)	0 (0)	0 (0)	538,2 (43,9)	677,4 (127,4)
27	Kamencové j. (kam.bř.)	0,4 (0,3)		382,5 (10,9)		53 (2,7)		0 (0)		568,7 (17,3)	
28	Stříbrné j. (sádr.)	0,0 (0,0)	0,0 (0,0)	1091,7 (150,3)	1080,6 (59,1)	45,3 (4,8)	46,9 (2,1)	2483 (286)	3476 (351)	1799,4 (193,9)	1868,8 (64,4)
29	Jestřabí (galen.)	0,0 (0,0)	0,0 (0,0)	1,5 (0,2)	2,0 (1,6)	2,9 (0,2)	3,2 (0,2)	1095 (118)	1707 (424)	95,9 (8,4)	140,9 (29,5)
30	U Kyzu (křem.)	0,1 (0,1)	0,0 (0,0)	7,9 (0,8)	6,7 (1,7)	1,2 (0,2)	1,4 (0,1)	161 (43)	407 (61)	26,5 (4,0)	43,7 (4,2)
31	Čertovo jezero (glac.)	2,1	0,9	4,7	4,7	0,5	0,6	0 (0)	28	9,2	10,3
32	Tůň Václavka (fluv.)	0,5 (0,2)				13,3 (2,4)		2725 (23,3)		287,2 (49,2) ¹	
33	Hranická prop. (kras.)	<2		56,0 (8,3)		36,5 (1,6)					
34	Mladotické j. (ses.)	19,9 (6,4)	19,9 (11,1)	50,8 (10,2)	51,2 (12,0)	27,7 (6,9)	27,9 (8,9)	2009 (382)	2144 (454)	303,4 (17,0)	313,4 (8,0)
35	Rokytecká slat' (org.)	0,0 (0,0)		0,9 (0,3)		0,4 (0,2)		0 (0)		2,3 (0,8)	

Ionty Na⁺, K⁺ a SO₄²⁻ nebyly analyzovány, *včetně hydrogenuhličitanů vypočítaných z alkality vody, variační koeficient: žlutě ≥ 25 %, oranžově ≥ 50 %, červeně ≥ 100%

5 CHLOROFYL VE VODĚ, TROFIE JEZER A JAKOST VODY

Eutrofizace vody, tedy obecně nadměrný přísun anorganického fosforu a dusíku do vodního prostředí, který vede k dynamickému rozvoji fytoplanktonu a k procesům s tím spojeným (vyšší sekundární produkce, rozklad odumřelé organické hmoty aj.) kromě biologických ukazatelů značně ovlivňuje i procesy fyzikálně-chemické (průhlednost, vertikální distribuci kyslíku, hodnotu pH a oxidačně-redukčního potenciálu, biogenní dekalifikaci a jiné) (WETZEL 2001, KALFF 2002). Trofická třída jezera je tedy jakousi souhrnnou informací o jakosti vody v jezeře, která se odráží v jeho povaze a fyziologii. Pro zjištění trofické úrovně antropogenních jezer bylo od počátku řešení projektu „Atlas jezer České republiky“ přikročeno k pravidelnému sledování koncentrace chlorofylu-*a* ve vodě, dílčí výsledky výzkumu nebyly u jednotlivých jezer dosud publikovány.

5.1 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT

Vzorky vody pro stanovení koncentrace chlorofylu-*a* byly odebírány spolu se vzorky vody pro stanovení chemismu z hloubek 0,3 m (hladina) a 1–1,5 m nade dnem (dno) v období jednoho roku (4 odběry) s tím, že u lokalit zkoumaných v letech 2003–04 byly provedeny pouze 3 odběry (viz tab. 6) z důvodu dodatečného rozhodnutí o pravidelném sledování koncentrace chlorofylu-*a* až po prvním odběru. Z odebraného vzorku bylo přímo na lokalitě podle metodiky „9+1“ (RNDr. Vyhnálek, nepublikováno) odpipetováno množství vody o objemu 1 ml a přidáno do zkumavky naplněné 9 ml 100% acetonu. Vzorky byly pro větší spolehlivost ve většině případů zdvojeny a v temnu dopraveny spolu se vzorky pro stanovení chemismu do hydrobiologické stanice Velký Pálenec u Blatné (Ústav pro životní prostředí, PřF UK). Stanovení koncentrace chlorofylu-*a* bylo provedeno na fluorometru Turner TD-700 s přesností stanovení 10 %. Na rozdíl od stanovení chlorofylu v letech 2010–11 (kap. 6.3.3) nebyly vzorky z lokalit s velmi nízkým pH < 3 před stanovením pufrovány na pH = 7 a změřené

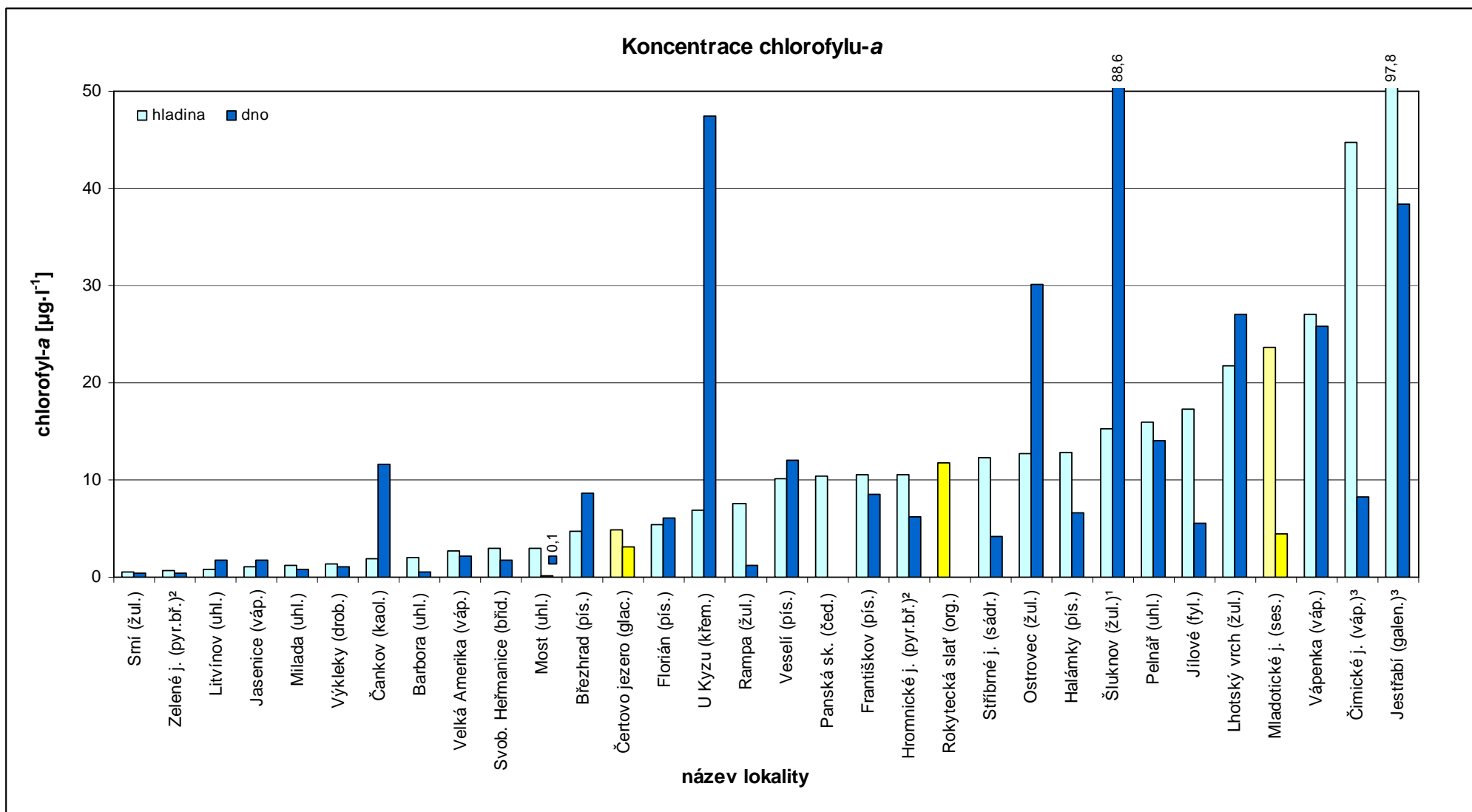
koncentrace by tak vzhledem k rozkladu části chlorofylu mohly být nižší, než ve skutečnosti jsou (viz kap. 5.2). Vzájemné srovnání jednotlivých lokalit bylo provedeno na základě průměrných ročních hodnot koncentrace chlorofylu-*a* u hladiny a u dna (obr. 65). Jelikož byly koncentrace chlorofylu-*a* během roku značně rozkolísané, byla jako v případě chemismu vody vypočítána směrodatná odchylka a hodnoty variačního koeficientu, ke kterým je nutné při interpretaci výsledků přihlížet, barevně odlišeny (tab. 6.).

Stanovení trofie antropogenních jezer bylo provedeno na základě 4 dostupných klasifikací trofických tříd jezer podle KALFFA (2002), VOLLENWEIDERA a KEREKESE (1982), HÅKANSONA a JANSSONA (1983) a WETZELA (2001) (modifikováno podle VOLLENWEIDERA 1979) (tab. 7–10). Klasifikace VOLLENWEIDERA a KEREKESE (1982) vytvořená v rámci mezinárodního programu „Eutrophication of Waters“, týkajícího se negativních dopadů eutrofizace vod a možností jejich predikce, byla použita pro vytvoření kritérií eutrofizace vod používaných organizací OECD. Klasifikace zahrnují hodnocení trofie na základě průměrných a extrémních (minima, maxima) hodnot jednoho až čtyř fyzikálně-chemických a biologických parametrů vody, přičemž v rámci dostupných dat bylo přistoupeno k hodnocení trofie antropogenních jezer pouze na základě průhlednosti vody, koncentrace chlorofylu-*a* a koncentrace celkového dusíku. Autor disertační práce si je přitom vědom faktu, že pro stanovení trofie jezer je velmi důležitým faktorem rovněž koncentrace celkového fosforu, který má narozdíl od dusíku (ve vodě přítomen téměř vždy v dostatečném množství) klíčovou úlohu při rozvoji fytoplanktonu (WETZEL 2001, KALFF 2002). Ačkoliv celkový fosfor nebyl v rámci výzkumu antropogenních jezer stanovován, jeho koncentrace se odráží právě v primární produkci fytoplanktonu, prezentované zvýšenou koncentrací chlorofylu. Vznikající biogenní zákal pak vede k omezení průhlednosti jezerní vody. Koncentrace celkového dusíku byla spočítána jako suma amoniakálního a dusičnanového dusíku, přičemž koncentrace dusitanů (nestanoveny) lze vzhledem k jejich nestabilitě a tedy i obecně velmi nízkým koncentracím zanedbat (PITTER 2009).

Hodnocení jakosti vody bylo provedeno na základě normy ČSN 75 7221, která se obvykle používá pro posuzování jakosti tekoucích povrchových vod [3]. Zařazení jednotlivého ukazatele do třídy jakosti vody se uskutečňuje srovnáním vypočtené tzv. charakteristické hodnoty tohoto ukazatele s odpovídající soustavou mezních hodnot. Charakteristická hodnota je hodnota s pravděpodobností nepřekročení 90 %, u rozpuštěného kyslíku je to hodnota s pravděpodobností překročení 90 %. Vzhledem k omezenému počtu měření/stanovení (pouze 3–4 za hodnocené období) byla za charakteristickou hodnotu zvolena hodnota nejnepříznivější za celou dobu pozorování.

5.2 VÝSLEDKY A DISKUSE

Průměrné roční koncentrace chlorofylu-*a* ve vodě antropogenních jezer vykázaly poměrně velké výkyvy (obr. 65). Oligotrofní jezera jsou charakteristická průměrnou roční koncentrací chlorofylu-*a* do 2,5–3 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, podobně nízké hodnoty byly zaznamenány i u jezera Čankov, klasifikovaného jako mezotrofní, u kterého je však zřejmé, že se na stanovení úživnějšího trofického stupně významně podílel zákal vody suspendovanými anorganickými látkami, ačkoliv byl termín viditelného snížení průhlednosti po vydatné srážce při hodnocení eliminován. Nejvyšší průměrné roční koncentrace byly zaznamenány na eutrofních až hypertrofních lokalitách Vápenka a Jestřabí, přičemž průměrná hodnota na lokalitě Jestřabí je znatelně zkreslena absolutním maximem 294 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, stanoveném v zimním vzorku vody odebraném těsně pod ledem (bez tohoto výkyvu činila průměrná hodnota chlorofylu-*a* 32 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$). Podobné výjimečné vysoké zimní maximum 133 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ bylo zjištěno i na lokalitě Čimické jezero, tato hodnota však narozdíl od hypertrofního jezera Jestřabí naprosto nekoresponduje s hodnotami zjištěnými při ostatních měřeních, jejichž průměr činil pouze 0,4 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, což jsou hodnoty typické pro vysoce oligotrofní jezera. Zimní maximum 76 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ bylo zaznamenáno i na lokalitě Hromnického jezera v lednu 2011, způsobené namnožením řasy



¹jediné měření (léto), ²možné ovlivnění koncentrace nízkým pH vody, ³průměrná hodnota u hladiny výrazně ovlivněna extrémním výkyvem koncentrace chlorofylu-a změřeném v zimě pod ledem

Obr. 65 Koncentrace chlorofylu-a ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin ve srovnání s ostatními genetickými typy jezer (žlutě).

(zlativky) *Chromulina* sp. (viz kap. 6.4.3). U obou předchozích lokalit však vzhledem k absenci rozborů fytoplanktonu zůstává přesná příčina extrémního zvýšení neznámá.

Z obr. 65 je rovněž patrné, že u některých meromiktických a eutrofních lokalit koncentrace chlorofylu u dna výrazně převýšily ty hladinové, zvláště pak u jezer Čankov, U Kyzu a Šluknov, kde jsou patrně výsledkem zvýšené akumulace sedimentovaného fytoplanktonu ve stabilním monimolimnionu či chemoklině. Přestože měření irradiance nebylo součástí fyzikálních měření, není u jezer Čankov a Šluknov pravděpodobné, že by intenzita slunečního záření v této hloubce ještě stačila k fotosyntéze fytoplanktonu a tedy i k asimilaci nové hmoty, narozdíl od jezer U Kyzu a Březhrad, které vzhledem k hloubce vykazují poměrně velkou průměrnou průhlednost vody a eufotická vrstva by zde mohla může zasahovat až ke dnu jezera (respektive do hloubky odběru vzorku 1–1,5 m nade dnem). Na lokalitě Hromnického jezera byly v letech 2004–05 zaznamenány výrazně nižší průměrné koncentrace chlorofylu-*a* ($10,6 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) než v letech 2010–11 ($34,3 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$), kdy hodnoty přes $30 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ odpovídají již hypertrofnímu charakteru lokality (tab. 8). Bez přímého srovnání obou metod stanovení však nelze posoudit, zda byly výsledky ovlivněny použitím jiné metodiky, absencí pufrace vzorku nebo pouze meziroční variabilitou. Vyšší koncentrace chlorofylu-*a* byly zjištěny i na referenční lokalitě organogenního jezera na Rokytecké slati ($11,8 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$), která jakožto genetický typ bývají obecně velmi málo úživná (POŠTA 2004, WETZEL 2001).

Celkovým vyhodnocením trofických tříd (tab. 6) bylo mezi 30 zkoumanými antropogenními jezery identifikováno 8 oligotrofních jezer, z nichž většina vykazovala v rámci fyzikálních měření typické znaky oligotrofnosti (ortográdní nebo specifická heterográdní distribuce kyslíku s relativně vysokým nasycením až ke dnu jezera, vyrovnané vertikální profily konduktivity během roku, značná průhlednost, modrozelené zbarvení vody) s výjimkou meromiktických lokalit Zelené jezero a Most. Většina hodnocených antropogenních jezer byla vyhodnocena jako eutrofní, i mezi nimi však byly nalezeny významné rozdíly se

znaky mezotrofie (Florián, U Kyzu, Čankov) i hypertrofie (Vápenka, Jestřabí). Kvůli extrémnímu výkyvu koncentrace chlorofylu-*a* není zcela zřejmý status Čimického jezera, kde by bylo nutné delší pozorování. Na základě dlouhodobě snížené průhlednosti vykazala hypertrofni status referenční lokalita fluviálního jezera Václavka, kde se intenzivní asimilace projevila v relativním nedostatku obou forem dusíku (CHALUPOVÁ 2009), cenná srovnávací

Tab. 6 Koncentrace chlorofylu-*a* ve vodě jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR – průměr ze 4 stanovení s výjimkou lokalit Srní, Litvínov, Čankov, Velká Amerika, Březhrad, Čimické jezero (3 stanovení), Mladotické jezero (2 stanovení), Šluknov a Čertovo jezero (1 stanovení), v závorce směrodatná odchylka. Trofické stupně jezer byly stanoveny na základě průhlednosti vody, koncentrace chlorofylu-*a* a koncentrace amoniakálního a dusičnanového dusíku (stanovení vychází z dat fyzikálních vlastností a chemismu vody uvedených v tab. 4 a 5).

č.	název lokality	chlorofyl- <i>a</i> [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$]		trofická třída jezera					průměr
		hladina	dno	rozmezí - hladina	Kalff 2002	OECD 1982	Hák.-Jans. 1983	Wetz. 2001	
1	Březhrad (pís.)	4,71 (2,94)	8,63 (1,94)	1,75-8,72	E	M/E	E	M/E	E
2	Halámky (pís.)	12,84 (10,44)	6,58 (3,18)	6,12-30,88	E	E	E	E	E
3	Františkov (pís.)	10,51 (4,02)	8,51 (5,00)	5,34-16,19	E	E	E	E	E
4	Veselí (pís.)	10,08 (2,70)	12,00 (2,80)	7,47-14,23	E	E	E	M	E
5	Florián (pís.)	5,34 (3,91)	6,07 (3,40)	2,61-12,07	E	M/E	M/E	M	M/E
6	Čankov (kaol.)	1,84 (0,89)	11,63 (9,02)	0,58-2,54	E	M	M/E	M	M/E
7	Litvínov (uhl.)	0,78 (0,40)	1,72 (0,61)	0,22-1,14	M	O/M	O	M	O/M
8	Pelnář (uhl.)	16,00 (7,90)	14,06 (4,48)	6,68-27,98	E/H	E	E	E	E
9	Barbora (uhl.)	2,00 (1,29)	0,56 (0,23)	0,86-3,79		O	O	O/M	O ¹
10	Milada (uhl.)	1,28 (0,47)	0,83 (0,57)	1,00-2,00		O	O	M	O ¹
11	Most (uhl.)	3,00 (1,99)	0,10 (0,12)	1,20-1,60		O	O	M	O ¹
12	Velká Amerika (váp.)	2,64 (1,78)	2,21 (0,57)	0,44-4,80	O	O	O	O/M	O
13	Jasenice (váp.)	1,10 (0,73)	1,69 (0,86)	0,03-2,01	O/M	O	O	O	O
14	Vápenka (váp.)	27,00 (21,98)	25,79 (22,47)	7,92-64,43	E/H	E/H	E	E	E
15	Čimické j. (váp.)	44,67 (62,56)	8,20 (7,91)	0,14-133,15	M/E	M	M	M	M ³
16	Svob. Heřmanice (bř.)	2,92 (1,66)	1,79 (1,28)	0,50-4,70	O	O	O	O/M	O
17	Výkleky (drob.)	1,39 (0,64)	1,02 (0,40)	0,30-1,91	O	O	O	O	O
18	Srní (žul.)	0,56 (0,41)	0,39 (0,20)	0,12-1,11	M	O/M	O/M	O	O/M
19	Rampa (žul.)	7,54 (4,43)	1,24 (0,12)	2,09-12,76	M	M	M/E	M	M
20	Ostrovec (žul.)	12,68 (7,63)	30,90 (20,68)	4,25-23,73	E/H	E	E	M/E	E
21	Lhotský vrch (žul.)	21,69 (20,50)	27,01 (17,45)	7,49-57,02	E	E	E	E	E
22	Šluknov (žul.)	15,29	88,57			E	E	E	E ¹
23	Jílové (fyl.)	17,33 (12,46)	5,52 (3,14)	8,19-38,79	M/E	E	E	E	E
24	Panská sk. (čed.)	10,47 (1,93)		7,22-12,20	E	E	E	M/E	E
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	10,59 (5,61)	6,22 (2,18)	4,63-19,74	E/H	E	E	E	E
26	Zelené j. (pyr.bř.)	0,66 (0,41)	0,34 (0,12)	0,25-1,31	O/M	O	O	O/M	O
27	Kamencové j. (kam.bř.)								
28	Stříbrné j. (sádr.)	12,29 (9,16)	4,18 (2,29)	0,92-26,45	E	E	E	M/E	E
29	Jestřabí (galen.)	97,84 (113,50)	38,39 (22,54)	24,57-294,25	H	H	E/H	M/E	E/H
30	U Kyzu (křem.)	6,94 (4,48)	47,43 (37,58)	1,72-11,38	M/E	M/E	M/E	M	M/E
31	Čertovo jezero (glac.)	4,90	3,10		M	M	M	M	M
32	Tůň Václavka (fluv.)				H	H	H	M	H ²
33	Hranická prop. (kras.)								
34	Mladotické j. (ses.)	23,68 (21,49)	4,40 (2,41)	2,19-45,17	E	E	E/H	E	E
35	Rokytecká slat' (org.)	11,79 (7,33)		4,46-19,11		M/E	M/E	M	M/E ¹

¹data o průměrné/minimální průhlednosti vody nebyla k dispozici, ²data o průměrné/maximální koncentraci chlorofylu-*a* nebyla k dispozici, ³hodnocení bez zahrnutí extrémního výkyvu koncentrace chlorofylu-*a*, variační koeficient: žlutě $\geq 25\%$, oranžově $\geq 50\%$, červeně $\geq 100\%$

pozorování koncentrace chlorofylu-*a* však nebyla provedena. Poměrně vysoké průměrné koncentrace chlorofylu-*a* řadí mezi mezotrofní až eutrofní lokality i organogenní jezero na Rokytecké slati, u nějž byly zjištěny i zvýšené koncentrace amoniakálního dusíku. I přes to, že komplexní hodnocení trofie českých jezer nebylo v rámci projektu „Atlas jezer ČR“ prováděno, je z prezentovaných fyzikálních a chemických charakteristik zřejmé, že s výjimkou Čertova jezera a některých krasových jezer s celoročně nízkou teplotou vody je fenomén oligotrofie spojen především s antropogenními jezery po těžbě nerostných surovin.

Tab. 7 Trofické třídy jezer na základě průhlednosti vody (proti Secchiho desce) v jezerech bez anorganického suspendovaného materiálu (KALFF 2002).

Kalff 2002 trofická třída	průhlednost vody [m]	
	průměr	minimum
ultraoligotrofie	>12	>6
oligotrofie	>6	>3
mezotrofie	3–6	1,5–3
eutrofie	1,5–3	0,7–1,5
hypertrofie	<1,5	<0,7

Tab. 8 Trofické třídy jezer podle kritérií OECD, vytvořených na základě výzkumu VOLLENWEIDERA a KEREKESÉ (1982).

OECD 1982 trofická třída	celkový fosfor [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] průměr	chlorofyl- <i>a</i> [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] průměr	chlorofyl- <i>a</i> [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] maximum	průhlednost vody [m] průměr	průhlednost vody [m] minimum
ultraoligotrofie	<4	<1	<2,5	>12	>6
oligotrofie	<10	<2,5	<8	>6	>3
mezotrofie	10–35	2,5–8	8–25	3–6	1,5–3
eutrofie	35–100	8–25	25–75	1,5–3	0,7–1,5
hypertrofie	>100	>25	>75	<1,5	<0,7

Tab. 9 Trofické třídy jezer na základě obsahu celkového fosforu, chlorofylu a průhlednosti vody (proti Secchiho desce) (HÅKANSON, JANSSON 1983).

Håkanson, Jansson 1983 trofická třída	celkový fosfor [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] průměr ¹	chlorofyl- <i>a</i> [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] průměr ²	průhlednost vody [m] průměr
oligotrofie	<10	<2,5	>5
mezotrofie	8–25	2–8	3–6
eutrofie	20–100	6–35	1–4
hypertrofie	>80	30–400	0–2

¹průměrná hodnota pro období jarní cirkulace, ²průměrná hodnota pro období květen–říjen

Tab. 10 Souhrnná klasifikace trofických tříd jezer ve vztahu k obsahu celkového dusíku, fosforu, chlorofylu a průhlednosti vody (WETZEL 2001). Stupně trofie vytvořeny na základě výzkumu v rámci mezinárodního programu eutrofizace, modifikováno podle VOLLENWEIDERA (1979).

Wetzel 2001	celkový fosfor [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$]		celkový dusík [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$]		chlorofyl- <i>a</i> [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$]		průhlednost vody [m]	
	průměr	rozmezí	průměr	rozmezí	průměr	rozmezí	průměr	rozmezí
oligotrofie	8	3–17,7	661	307–1630	1,7	0,3–4,5	9,9	5,4–28,3
mezotrofie	26,7	10,9–95,6	753	361–1387	4,7	3–11	4,2	1,5–8,1
eutrofie	84,4	16–386	1875	393–6100	14,3	3–78	2,45	0,8–7,0
hypertrofie	–	750–1200	–	–	–	100–150	–	0,4–0,5

Z výsledků klasifikace jakosti vody shrnutých v tab. 11 je patrné, že výrazné rozdíly mezi jednotlivými antropogenními jezery byly zaznamenány v konduktivitě vody, koncentraci rozpuštěného kyslíku, amoniakálního dusíku, síranů a chlorofylu-*a*, přičemž jakost vody úzce souvisí s existencí specifických procesů a jevů pozorovaných v jednotlivých jezerech (meromixie, oligotrofie, rozpouštění minerálů, vertikální distribuce kyslíku, antropogenní vlivy). Nejvyšší hodnoty konduktivity vody vykázaly některé lokality po těžbě hnědého uhlí, marinních sedimentů a surovin s extrémním chemismem, které by z pohledu znečištění tekoucí vody byly hodnoceny již jako silně znečištěné nebo velmi silně znečištěné (třída IV. a V.). Zde však nelze o znečištění v tomto smyslu slova hovořit, neboť narozdíl od tekoucích vod v ČR, kde bývají zvýšené hodnoty konduktivity většinou důsledkem antropogenní kontaminace a často jsou epizodického charakteru (PITTER 2009), u antropogenních jezer bývají přirozené a v zásadě dlouhodobé. Zatímco při hladině vykazala většina jezer relativně dobré oxické poměry, u dna téměř všech jezer byly alespoň jednou za hodnocené období zaznamenány zhoršené oxické poměry odpovídající IV. a V. třídě jakosti vody v souvislosti s přirozenými procesy rozkladu organické hmoty hromadící se v hypolimnionu, popřípadě v chemoklině. Jisté antropogenní znečištění amoniakálním dusíkem se patrně podílelo na jeho zvýšených hodnotách u jezer v intravilánech obcí (Litvínov, Březhrad, Stříbrné a Kamencové jezero), obdobné hodnoty odpovídající III.–V. třídě znečištění byly opět zaznamenány v hypolimnionech a monimolimnionech eutrofních jezer. Z hlediska koncentrace síranů výrazně

Tab. 11 Jakost vody v jezerech po těžbě nerostných surovin podle ČSN 75 7221. Třídy jakosti odvozeny od nejnepříznivějších hodnot ukazatelů za dobu pozorování.

č.	název lokality	konduktivita		rozp. kyslík		vápník		hořčík		amon. dusík		dusičnany		sířany		chloridy		chlorofyl-a	
		hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno	hladina	dno
1	Březhrad (pís.)	2	2	2	5	1	1	1	1	4	4	1	1	2	2	1	1	1	2
2	Halámky (pís.)	1	1	1	5	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	3	2
3	Františkov (pís.)	1	1	1	5	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2
4	Veselí (pís.)	1	1	1	3	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2
5	Florián (pís.)	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2
6	Čankov (kaol.)	3	5	4	5	1	1	1	2	1	5	1	1	3	1	1	1	1	2
7	Litvínov (uhl.)	2	2	3	5	1	1	1	1	4	1	1	1	2	1	1	1	1	1
8	Pelnář (uhl.)	1	1	1	5	1	1	1	1	4	4	1	1	1	1	1	1	3	2
9	Barbora (uhl.)	2	2	1	5	1	1	1	1	1	1	1	1	3	2	1	1	1	1
10	Milada (uhl.)	4	4	1	5	1	1	1	1	1	2	1	1	4	4	1	1	1	1
11	Most (uhl.)	2	4	1	5	1	1	1	2	1	1	1	2	2	5	1	1	1	1
12	Velká Amerika (váp.)	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1
13	Jasenice (váp.)	2	3	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	3	3	1	1	1	1
14	Vápenka (váp.)	3	5	1	5	2	2	1	2	3	4	1	1	2	3	1	1	4	4
15	Čimické j. (váp.)	1	1	1	5	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1 ¹	2
16	Svob. Heřmanice (břid.)	3	3	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	4	4	1	1	1	1
17	Výkleky (drob.)	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1
18	Srní (žul.)	1	2	3	5	1	1	1	1	3	5	1	1	1	1	1	1	1	1
19	Rampa (žul.)	1	1	1	5	1	1	1	1	3	4	1	1	1	1	1	1	2	1
20	Ostrovec (žul.)	1	2	4	5	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	2	4
21	Lhotský vrch (žul.)	1	1	4	5	1	1	1	1	3	3	1	1	1	1	1	1	4	4
22	Šluknov (žul.)	1	3			1	1	1	1	2	1 ²	1	1	1	1	1	1	2	4
23	Jílové (fyl.)	1	1	1	4	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	3	1
24	Panská sk. (čed.)	1	1	5	5	1		1		3		1	1	1		1		2	
25	Hromnické j. (pyr.bř.)	5	5	1	5	1	3	1	3	4	5	1	1	5	5	1	1	2	1
26	Zelené j. (pyr.bř.)	3	4	3	5	1	1	1	1	4	3	2	1	5	5	1	1	1	1
27	Kamencové j. (kam.bř.)	4				1		1		5		1	1	5		1			
28	Stříbrné j. (sádr.)	5	5	1	4	5	5	1	1	3	4	1	1	5	5	1	1	3	1
29	Jestřabí (galen.)	1	2	3	5	1	1	1	1	2	3	1	1	1	1	1	1	3 ¹	4
30	U Kyzu (křem.)	1	1	1	5	1	1	1	1	2	4	1	1	1	1	1	1	1	5
31	Čertovo jezero (glac.)	1	1	1	4	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
32	Tůň Václavka (fluv.)	2	2	3	5	1		1		1		1	1		1				
33	Hranická prop. (kras.)	5				4		2		1		1	1	1		1			
34	Mladotické j. (ses.)	2	2	4	5	1	1	1	1	1	1	3	3	1	1	1	1	3	1
35	Rokytecká slat' (org.)	1	1	3	5	1		1		1		1	1	1		1		2	

¹hodnocení bez zahrnutí extrémního výkyvu koncentrace chlorofylu-a, ²hodnocení na základě jediné chemické analýzy (viz kap. 4.2.3), jakostní třída: světle modrá – neznečištěná voda (I. třída), tmavě modrá – mírně znečištěná voda (II. třída), zelená – znečištěná voda (III. třída), žlutá – silně znečištěná voda (IV. třída), červená – velmi silně znečištěná voda (V. třída)

dominují jezera po těžbě uhlí a sulfidických rud (V. třída), zvýšené koncentrace chlorofylu-*a*, odpovídající III.–IV. třídě znečištění, byly zjištěny především u eutrofních a hypertrofních lokalit. Ostatní hodnocené ukazatele spadají v naprosté většině případů od I. třídy jakosti vody a z ekologického hlediska tak nepředstavují žádné zatížení. O potenciálním zatížení lze v souvislosti s jezery po těžbě nerostných surovin naopak hovořit v případě koncentrace rozpuštěných kovů (včetně toxických) jako důsledek oxidace některých minerálů či antropogenní kontaminace v souvislosti s použitím důlní techniky. Vzhledem k absenci dat jej však lze dokumentovat pouze na příkladu Hromnického jezera na základě chemických analýz z let 2010–11, kdy koncentrace všech analyzovaných kovů vzhledem ke specifickému chemismu horniny 5–10× převyšují hodnoty odpovídající V. třídě znečištění (více v kap. 6.4.2).

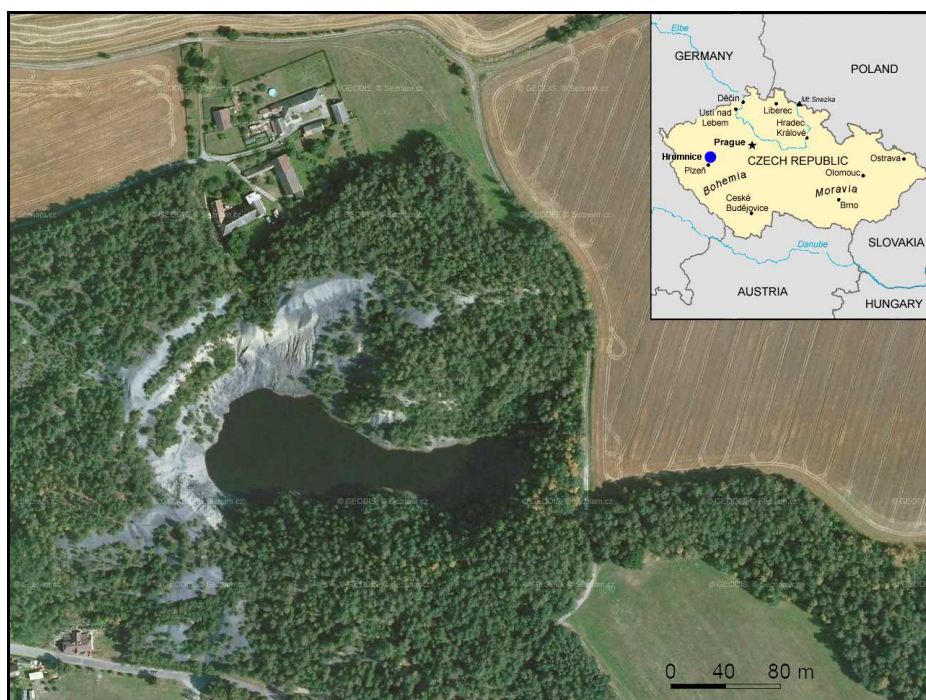
6 SPECIFICKÉ VLASTNOSTI VODY HROMNICKÉHO JEZERA VZNIKLÉHO PO TĚŽBĚ PYRITICKÝCH BŘIDLIC

6.1 ÚVOD

Hromnické jezero u Plzně představuje extrémní a spolu s několika málo dalšími lokalitami (např. Zelené jezírko, Kamencové jezero) ojedinělý příklad, jakým způsobem se mohou fyzikálně-chemické vlastnosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin vyvinout. Vznik jezera souvisí s těžbou pyritických břidelic, horniny s vysokým podílem sirných metalických minerálů (pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit) s příměsí organického uhlíku (PAŠAVA ET AL. 1996), která byla v 19. století využívána k výrobě přesyceného roztoku kyseliny sírové, tehdejšímu významnému vývoznímu artiklu českého hospodářství. Po ukončení těžby v roce 1893 došlo k samovolnému zatopení těžební jámy výluhy z okolních hald za vzniku jezera s $\text{pH} < 3$ s vysokým obsahem rozpuštěných kovů, limitujících rozvoj vyšších druhů organismů (obr. 87). V roce 1975 byla lokalita vzhledem ke své unikátnosti prohlášena přírodní památkou.

Výsledky studie provedené v roce 2004 (BOHÁČKOVÁ, 2005; HRDINKA, ŠOBR 2010) prokázaly, že se jedná o striktně meromiktické jezero charakteristické náhlým vzestupem konduktivity s pozvolným nárůstem teploty vody od hloubky 2 metrů. Studie jezer s podobným chemismem, které vznikly po těžbě sulfidických, železných či měděných rud jsou známy ze Španělska (SÁNCHEZ ESPAÑA ET AL. 2008; WENDT-POTTHOFF ET AL. 2011), USA (PELLICORI ET AL. 2005), Řecka (TRIANAFYLLIDIS, SKARPELIS 2006) či Švédska (RAMSTEDT ET AL. 2003). Podobný charakter vykazují i některá jezera po těžbě hnědého uhlí a lignitu v Německu (SCHULTZE, BOEHRER 2008; SCHULTZE ET AL. 2010; VON ROHDEN ET AL. 2010), Rakousku (MOSER, WEISSE 2011) a Francii (DENIMAL ET AL. 2005). Komplexně se stratifikací antropogenních jezer a fenoménem meromixie zabývali např. BOEHRER a SCHULTZE (2008), kteří podali i ucelený přehled studií zabývajících se danou problematikou (BOEHRER,

SCHULTZE 2006). Specifické vlastnosti vody antropogenních jezer jsou často hodnoceny z dlouhodobého pohledu několika let nebo na základě sezónních, časově omezených odběrových kampaní. Cílem výzkumu Hromnického jezera bylo detailně popsat roční chod základních fyzikálních a chemických vlastností vody, posoudit stabilitu meromixie jezera a identifikovat vlivy, které se na ní podílejí a v neposlední řadě také identifikovat přítomné druhy organismů adaptované na extrémní podmínky. S ohledem na stáří jezera (více než 110 let) může jeho srovnání s dalšími vodními plochami obdobného charakteru přinést nové informace do jaké podoby se mohou takto specifické ekosystémy vyvinout.



Obr. 66 Poloha Hromnického jezera na dně těžební jámy, jejíž SZ okraj je tvořen haldami obnažených pyritických břidlic s viditelnými odtokovými rýhami. Jižní svahy jezera pokrývá vzrostlý smíšený les.

6.2 LOKALITA HROMNICKÉHO JEZERA

6.2.1 Historie těžby a specifika geologické prostředí

Lokalita Hromnického jezera ($49^{\circ} 51' 02,5''$, $13^{\circ} 26' 39,3''$) se nachází v západní části České republiky asi 12 km SSV od Plzně na dně přibližně 50 m hluboké těžební jámy o vnějších rozměrech 260×150 m (obr. 66). Jezero vzniklo kolem roku 1900 samovolným

zatopením jámy po těžbě pyritických břidlic, tvořících izolované čočky v rámci barrandienského svrchního proterozoika Českého masívu (CHLUPÁČ 2002). Ložisko bylo objeveno v roce 1578 a zprvu využíváno k získávání kamence. V období nejintenzivnější těžby mezi lety 1833–1872 bylo vytěženo 766 000 tun horniny (data z obecní kroniky obce Hromnice), jejímž promíváním a následným zpracováním síranových výluhů byl získáván koncentrovaný roztok kyseliny sírové. Po zavedení efektivnějšího způsobu výroby bylo těžba v roce 1893 ukončena a ložisko po závalu odvodňovací štoly zatopeno srážkovou vodou prosakující z okolních hald (obr. 66). Vznikem a geochemií těchto tzv. kovonosných černých břidlic se zabýval PAŠAVA ET AL. (1996), který ve vrtu v těsné blízkosti lokality zjistil oproti tzv. normálním černým břidlicím zvýšené koncentrace síry (průměrně 1,61 hm. %), organického uhlíku (0,68 hm. %) a kovů (železo 4,15 hm. %, vanad 0,570 hm. ‰, zinek 0,383 hm. ‰, chrom 0,156 hm. ‰, měď 0,093 hm. ‰ a nikl 0,088 hm. ‰). Obohacení horniny těmito prvky je patrně důsledkem prekambričké hydrotermální mineralizace v prostředí mělkých, uzavřených, na organiku bohatých mořských pánví (PAŠAVA ET AL. 1993). Zjištěné koncentrace však nejsou nijak extrémní, horniny v okolí jezera antropogenního jezera Udden vykazují dvaceti až stonásobné hodnoty (RAMSTEDT ET AL. 2003).

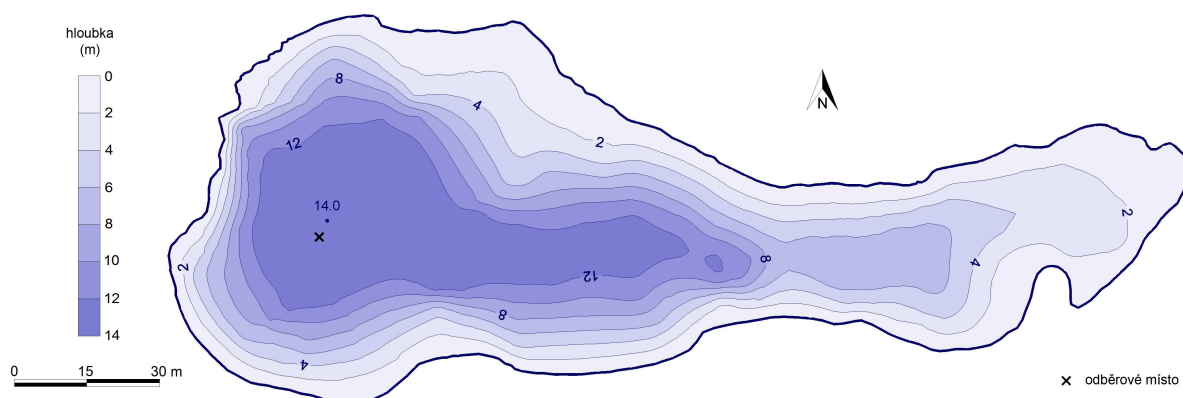
6.2.2 Tvar jezerní pánve a vodní režim jezera

Jezerní pánev je tvořena silně ukloněnými, pravidelně se svažujícími svahy, tvořenými nepevněnou břidličnou sutí. Morfometrické parametry pánve byly změřené pomocí totální geodetické stanice Leica TCR 705 a echolotu Garmin 240. Naměřená polohová a hloubková data byla zpracovaná v programu MapInfo 10. Batymetrická mapa vznikla za použití interpolační metody Kriging v programu Golden Software Surfer 8 (obr. 67) podle metodiky ČESÁK, ŠOBR (2005). Z vypočtených morfometrických charakteristik (tab. 12) je patrné, že tvar jezerní pánve (relativní hloubka, sklon dna) stejně jako před větrem chráněná poloha na

dně těžební jámy napomáhají vzniku permanentní stratifikace jezera (MILLER ET AL. 1996; DOYLE, RUNNELLS 1997).

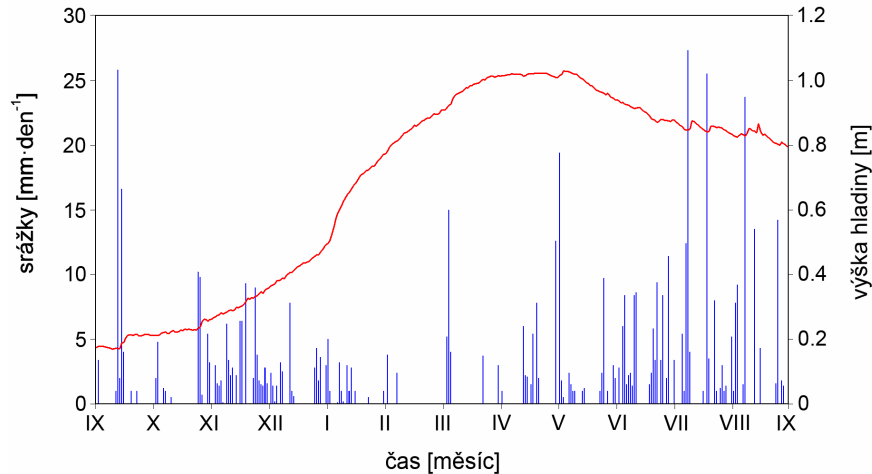
Tab. 12 Morfometrické charakteristiky pánve Hromnického jezera.

Nadmořská výška hladiny [m]	330	Obvod jezera [m]	535
Plocha jezera [m ²]	9 740	Maximální hloubka [m]	14,0
Objem jezera [m ³]	60 980	Stř. volumetrická hloubka [m]	6,3
Maximální délka [m]	221	Relativní hloubka [%]	12,2
Maximální šířka [m]	79	Střední sklon dna pánve [°]	27



Obr. 67 Batymetrická mapa Hromnického jezera s vyznačeným místem měření fyzikálních vlastností vody ve vertikálním profilu a odběrů vzorků vody pro chemické analýzy.

K hodnocení hydrologické bilance byl použit Levelogger Solinst 3001, zaznamenávající výšku hladiny s přesností 1 mm po dobu 1 roku (září 2010–srpen 2011) v pravidelném intervalu 1 hodiny. Naměřená data hydrostatického tlaku byla kompenzována pomocí tlaku vzduchu z Barologgeru Solinst 3001. Dále bylo využito meteorologických dat z klimatologické stanice Plzeň-Mikulka (průměrná denní teplota vzduchu) a srážkoměrné stanice Hromnice (denní úhrn srážek) (data Českého hydrometeorologického ústavu). Z výsledků měření vyplývá, že se jedná o jezero se silným podvrchovým přítokem s rychlou odezvou hladiny na příčinné srážky (obr. 68).



Obr. 68 Vývoj hladiny vody v Hromnickém jezeře (červeně), denní úhrn srážek (modře).

Kolísání vodní hladiny za dobu pozorování činilo 103 cm, což odpovídá změně objemu jezera 9830 m³ (tj. 16 % maximálního stavu). Existence silného podpovrchového přítoku z nezpevněných břidličných odvalů byla prokázána markantním vzestupem hladiny v zimním, na srážky méně bohatém období, který byl navíc podpořen sníženou evapotranspirací. V období prosinec 2010–březen 2011 došlo k zámrazu hladiny jezera ledem o mocnosti až 25 cm, který významně ovlivnil některé fyzikální parametry vody i biologickou aktivitu jezera.

6.3 METODY MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT

6.3.1 Fyzikální měření a vzorkování

Měření fyzikálních vlastností vody ve vertikálním profilu stejně jako odběry vody pro chemickou a biologickou analýzu bylo prováděno nad nejhlubším místem jezera (obr. 67). Fyzikální vlastnosti vody – teplota, konduktivita, rozpuštěný kyslík, pH a oxidačně redukční potenciál (ORP) – byly měřeny pomocí multiparametrické sondy YSI 6920 v cca 2týdenním intervalu od září 2010 do srpna 2011 (23 měření) v pravidelném kroku 0,25 m do hloubky 5 m a dále v kroku 0,5 m až ke dnu jezera. Sonda YSI 6920 měří teplotu s přesností $\pm 0,1$ °C, konduktivitu pomocí Zn elektrod s přesností $\pm 10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (přepočítána na $T=25$ °C),

rozpuštěný kyslík pomocí Au/Ag elektrod (teflonová membrána) s přesností $\pm 0,2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, pH na bázi skleněné elektrody s přesností $\pm 0,2$ jednotky a ORP jako potenciál mezi Pt a Ag/AgCl elektrodou s přesností $\pm 20 \text{ mV}$ (YSI INCORPORATED 2009). Ručně spouštěná, v laboratoři předem nakalibrovaná sonda byla ve stanovené hloubce (měřena pomocí tlakového čidla kalibrovaného na tlak vzduchu před každým měřením) vždy ponechána po dobu nutnou ke stabilizování všech měřených parametrů. Průhlednost vody byla stanovena za standardních podmínek proti Secchiho disku o průměru 30 cm, barva vody podle Forel-Uleovy stupnice proti Secchiho disku v polovině hloubky průhlednosti. Výsledky fyzikálních měření byly vizualizovány pomocí interpolační metody Kriging v programu Golden Software Surfer 8.

Vzorky vody pro chemickou analýzu byly odebírány v cca 6týdenním intervalu od srpna 2010 do července 2011 (8 odběrů) pomocí 2L van Dornova odběrného válce a představují výsek vodního sloupce o výšce 0,5 m ze třech horizontů o středních hloubkách 0,3 m, 5 m a 12 m (odběr z vrstvy cca 1,5 m nade dnem s vyloučením možnosti náhodné kontaminace dnovými sedimenty). Z každé vrstvy byly odebrány vzorky pro stanovení pH, základních aniontů a kationtů (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} a NH_4^+), rozpuštěného dvojmocného železa Fe(II) (vzorek bez bubliny, na místě okyselen superčistou HNO_3 na $\text{pH} < 1$), celkového organického uhlíku – TOC (vzorek bez bubliny) a kovů (Ca, Mg, Na, K, Fe, Al, Cu a Zn). Nezfiltrované vzorky byly v chladu a temnu ihned dopraveny do laboratoří Výzkumného ústavu vodohospodářského, v.v.i., kde byly nejpozději do 48 hodin zpracovány s výjimkou Fe(II), které bylo vzhledem k předpokládané rychlé oxidaci stanoveno okamžitě. V rámci prvního odběru byla na základě zápachu vzorku vody z hloubky 12 m orientačně stanovena rozpuštěná sulfidická síra S(-II) (vzorek bez bubliny, stabilizován octanem zinečnatým) a další kovy (Cr, Mn, Ni, Co, Be, Cd a Pb) pro zjištění celkového obrazu chemismu vody jezera. Číré vzorky vody z hloubky 12 m vykazovaly po celou dobu měření lehké žlutavé zabarvení.

Vzorky pro stanovení fytoplanktonu a chlorofylu-*a* byly odebírány a transportovány společně se vzorky pro chemickou analýzu podle stejné metodiky (6 odběrů). Na jaře 2011 byly provedeny pokusy vzorkování zooplanktonu pomocí horizontálních a vertikálních tahů planktonní sítě s hrubostí 40 μm . Ve stejném termínu byl při březích jezera pomocí síta proveden sběr potenciálních zástupců bezobratlé makrofauny.

6.3.2 Chemická analýza

Při chemickém rozboru vzorků vody byly použity následující standardní analytické metody – přímé měření pH-metrem, průtoková analýza iontů (NH_4^+ a NO_3^-), kapalinová chromatografie iontů (SO_4^{2-} a Cl^-), spektrofotometrie s molybdenanem amonným (PO_4^{3-}), emisní spektrometrie ICP-AES (Na, K, Ca, Mg, Al, Cu, Zn a Fe_{tot}), bezplamenová technika AAS (Cu – pouze vzorek ze 12 m), vysokoteplotní spalovací metoda za přítomnosti Pt-katalyzátoru (TOC), spektrofotometrie s fenantrolinem (Fe(II)) a spektrofotometrie s methylenovou modří (S(-II)). Vzorky pro ICP-AES a AAS metodu byly před analýzou okyseleny superčistou HNO_3 na $\text{pH} < 1$. Na základě použití různých analytických metod byly stanoveny následující nejistoty měření – $\pm 0,2$ (pH), 5 % (Mg, Na a PO_4^{3-}), 10 % (Ca, K, Cu, Zn, SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NH_4^+ a Fe(II)), 15 % (Al, Fe_{tot} a S(-II)) a 20 % (Cu-AAS).

6.3.3 Biologická analýza

Živý fytoplankton byl jemně odstředěn a následně pozorován mikroskopem při zvětšení 40 \times a 100 \times . Těsně před odstředěním byly vzorky pro snazší identifikaci fytoplanktonu obarveny Lugolem. Chlorofyl-*a* byl extrahován z částic, které po filtraci 10–50 ml vzorku ulpěly na skleněných mikrofiltrech Whatman Grade GF/F \varnothing 9 mm. Mikrofiltry byly spolu se vzorkem následně důkladně promyty destilovanou vodou, položeny na filtrační papír napuštěný fosfátovým bufferem s $\text{pH}=7,0$ a následně pomocí suchého filtračního papíru

zbaveny zbytků tekutiny. Tyto procedury před extrakcí chlorofylu byly nezbytné z důvodu přítomnosti zbytků silné minerální kyseliny (pH vody <3), která by po extrakci chlorofylu vedla k jeho okamžité degradaci a změřené hodnoty koncentrace by byly nižší, než ve skutečnosti jsou. Takto upravené filtry byly vloženy do 10 ml zkumavek a odstředěny v 7,5 ml roztoku 90% acetonu. Před samotnou analýzou bylo přidáno 1,5 ml čistého methanolu a zkumavky řádně protřepány ve vodní lázni o teplotě 65°C po dobu 2 minut (PECHAR 1987). Stanovení chlorofylu-*a* bylo provedeno na fluorometru Turner TD-700, který je koncipován pro analýzu nízkých koncentrací chlorofylu-*a* a zároveň je relativně necitlivý k chlorofylu-*b* a k produktům jejich degradace (WELSCHMEYER 1994).

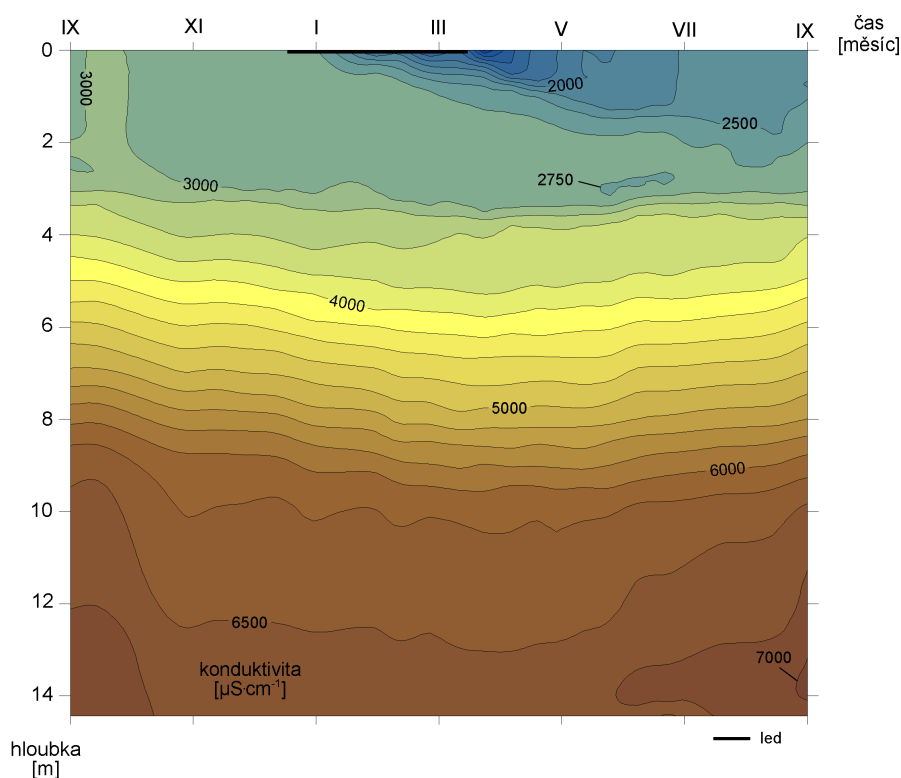
Jelikož se na základě morfologie nepodařilo jednoznačně identifikovat dominantní druh fytoplanktonu, byla provedena jeho molekulární analýza (RNDr. Linda Nedbalová, Ph.D., PŘF UK). Po odstředění vzorku obsahující pouze populaci dominantní kokální řasy byla z buněk extrahována DNA (DNeasy Plant Mini Kit, Qiagen). Pomocí univerzálních primerů (MOON-VAN DER STAAY ET AL. 2000) byl amplifikován a osekvenován úsek 18S rDNA a výsledné sekvence pak porovnány z databází GenBank. Vzorky fytoplanktonu a chlorofylu byly analyzovány v laboratoři Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze (RNDr. Jan Fott, CSc.), analýza rostlinných pigmentů ve vzorku s dominantním druhem *Coccomyxa* sp. byla provedena prostřednictvím kapalinové chromatografie (HPLC) v Akademickém a univerzitním centru v Nových Hradech (Mgr. Hana Medová).

6.4 VÝSLEDKY A DISKUSE

6.4.1 Fyzikální vlastnosti vody

Roční chod teploty vody, konduktivity a ve vodě rozpuštěného kyslíku ve profilu nad nejhlubším místem jezera je zobrazen na obr. 69–72. Obr. 69 zobrazuje výrazný mixolimnion (konduktivita < 3000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oddělený ostrou chemoklinou ležící celoročně v hloubce 3–3,5

metru. Pod ní se v hloubce 3,5–5 m nachází přechodná vrstva navazující na méně výraznou, avšak poměrně mocnou sekundární chemoklinu zasahující do hloubky 8–9 m. Podobné dvojité zvrstvení sice není u antropogenních jezer výjimečné (např. RAMSTEDT ET AL. 2003), při prvním měření v letech 2004–05 však nebylo zaznamenáno (obr. 22) a jedná se tak patrně pouze o jev dočasný. Horní hranice chemokliny byla v té době také posunuta o 1 m blíže k hladině jezera a je tedy zřejmé, že se její poloha může v dlouhodobém horizontu v závislosti na klimatických podmínkách měnit, narozdíl od pozice stabilního monimolimnionu, jehož horní hranice se u obou měření stabilně nacházela v hloubce 8–9 m.

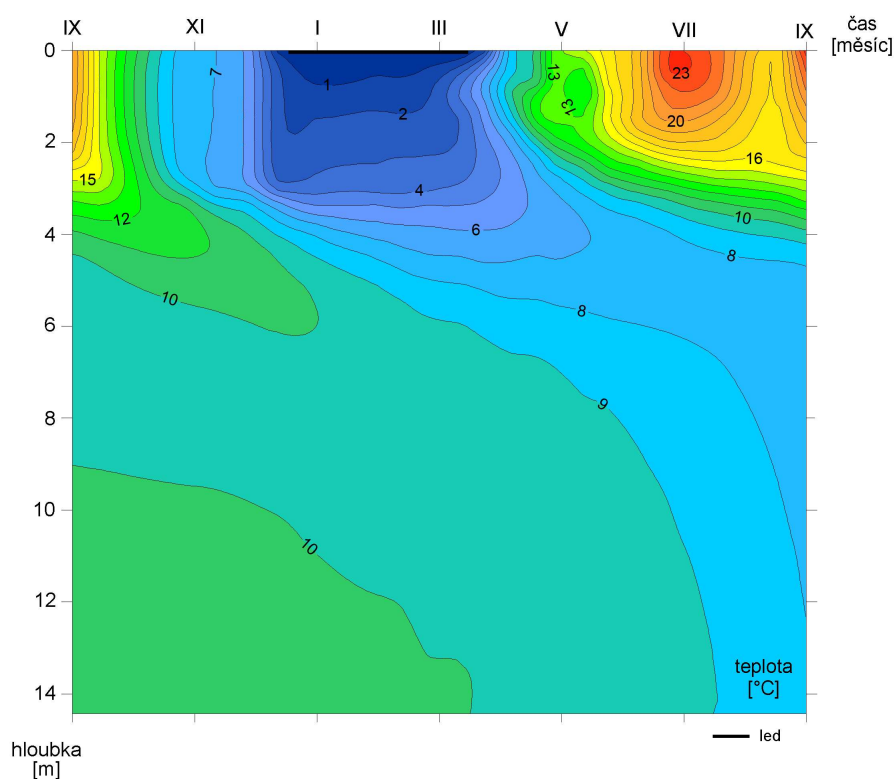


Obr. 69 Roční chod konduktivity ve vertikálním profilu nad nejhlubším místem jezera.

V jarních měsících došlo ve svrchní části mixolimnionu k výraznému snížení konduktivity (min. $470 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) vlivem roztátí hladinového ledu. Tento fakt znemožnil předpokládanou jarní mixi a postupné vyslazování mixolimnionu probíhalo v souvislosti s nárůstem letních srážek (obr. 68) po dobu celých 5 měsíců. Podobný omezující vliv tání ledu na jarní mixi popsali v jezeře Tailings po těžbě zlata PIETERS a LAWRENCE (2009). Kolísání

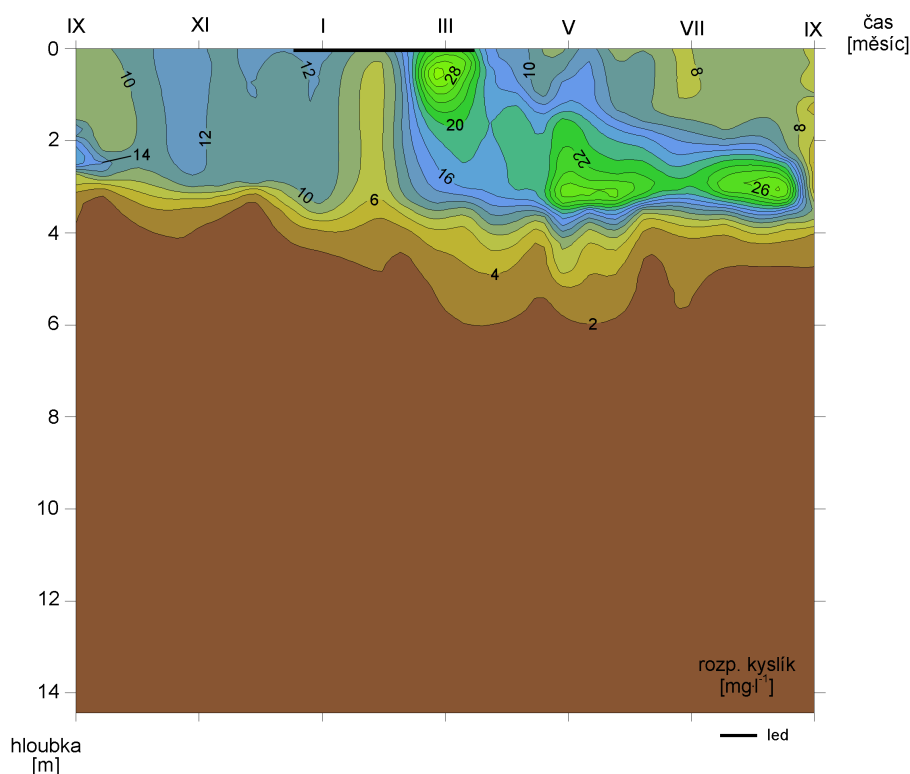
konduktivity ve spodním monimolimnionu je patrně způsobeno změnami koncentrace látek v přítoku podzemní vody mělkých horizontů okolních hald; vyšší konduktivita v období červen–září tak může například souviset se zvýšenou evapotranspirací v letním období.

Poloze chemokliny v hloubce 3 m odpovídá zimní hranice anomálie teploty vody (~4 °C, obr. 70), od které začíná teplota pozvolna narůstat až ke dnu jezera (maximum 10,3 °C). Tento jev je pro meromiktická jezera charakteristický (např. DENIMAL ET AL. 2005; WENDT-POTTHOFF ET AL. 2011) a je výsledkem výrazně se projevujícího vlivu přítoku podzemní vody, respektive horninového podloží (WETZEL 2001). Je také patrné výrazné zpoždění maxim a minim teploty vody v rámci chemokliny a přechodné vrstvy, které se v hloubce již 5 m opožďují oproti teplotám v mixolimnionu až o 6 měsíců. Stejný jev popsal VON ROHDEN ET AL. (2010), kdy opožďování teploty mezi oběma vrstvami jezera Moritzteich činilo více než 4 měsíce.



Obr. 70 Roční chod teploty vody ve vertikálním profilu nad nejhlubším místem jezera.

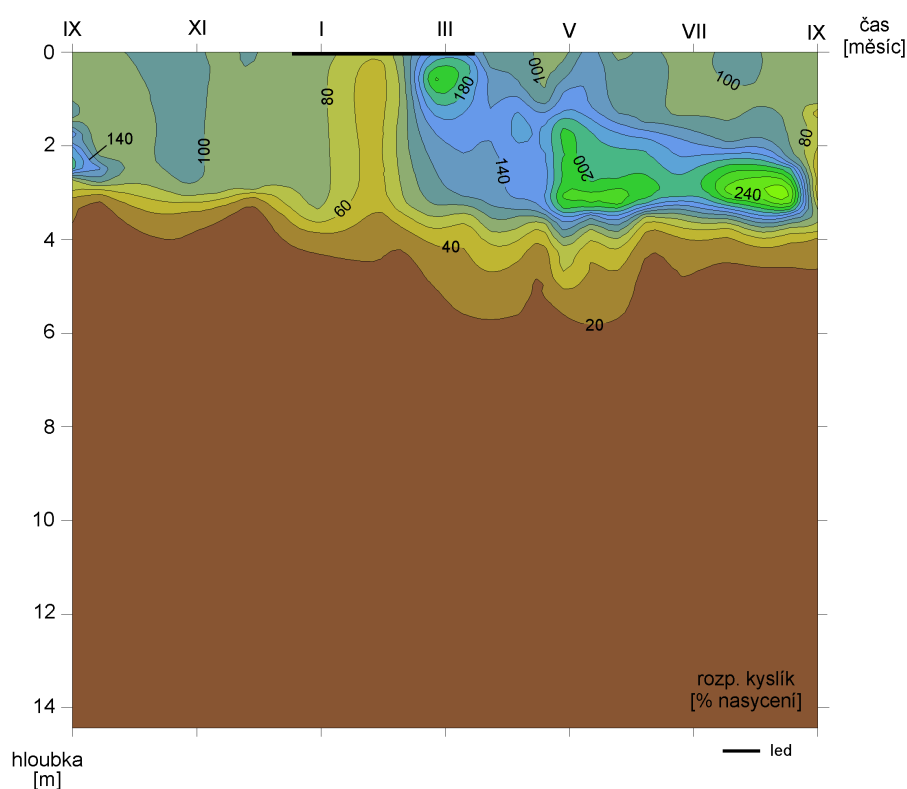
Tento jev souvisí s pomalým vedením tepla v prostředí omezené vertikální výměny, kdy se transport tepla a látek uskutečňuje převážně na molekulární úrovni (VON ROHDEN ET AL. 2009). Z hlediska předpokládané termální stability spodního monimolimnionu byl v průběhu pozorování překvapivě zaznamenán dlouhodobý pokles teploty vody o 2,2 °C. Vzhledem k délce měření však nelze s jistotou určit, zda pokles souvisí s postupným ochlazováním mixolimnionu v důsledku vlivu dvou posledních zimních období. V takovém případě by k jeho prochlazení docházelo se zpožděním i více než 1 rok. Na podzim 2010 byly zaznamenány příznivé podmínky pro promíchávání vody v celém profilu mixolimnionu při izotermii do hloubky 3 m trvající po dobu téměř 6 týdnů (obr. 70).



Obr. 71 Roční chod rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu nad nejhlubším místem jezera.

Roční chod rozpuštěného kyslíku (obr. 71 a 72) velmi úzce souvisí s polohou chemokliny, respektive přechodnou vrstvou v hloubce 3,5–5 m. Zatímco v mixolimnionu jsou zachyceny nejvýraznější roční změny, v rámci chemokliny a přechodné vrstvy dochází k rychlému úbytku rozpuštěného kyslíku na hodnoty nasycení 10–20 % vlivem biochemické

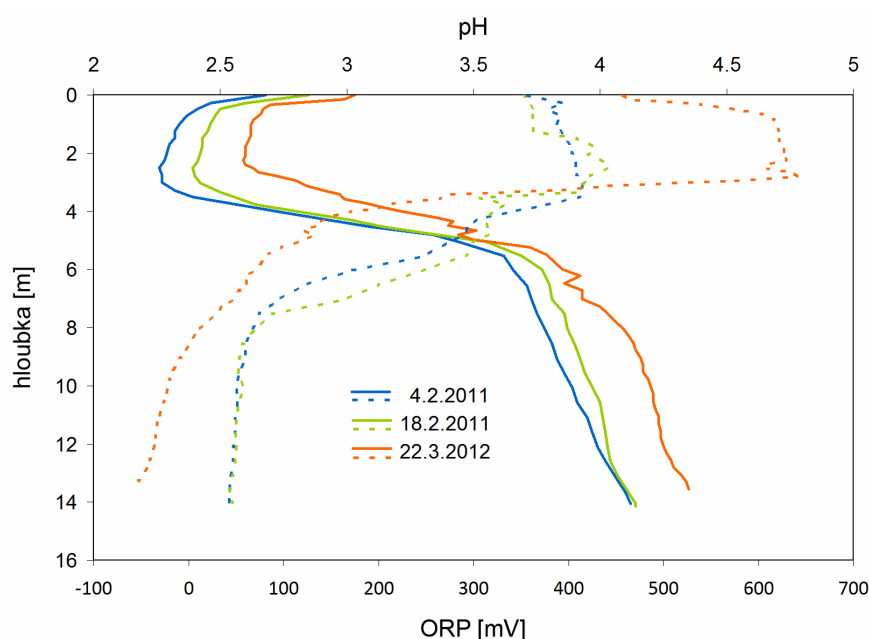
oxidace nahromaděné odumřelé organické hmoty a Fe(II) (WETZEL 2001). Ve spodní vrstvě jezera v hloubce pod 8 m byly zaznamenány permanentní anoxické podmínky (množství rozpuštěného kyslíku $<0,1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Podobné podmínky byly zaznamenány u morfometricky a hydrochemicky podobného nejvíce acidifikovaného rakouského jezera AML v Langau (MOSER, WEISSE 2011), kde však nebyly z důvodu mocnějšího mixolimnionu a tedy snazší difúze kyslíku do větších hloubek celoročně permanentní.



Obr. 72 Roční chod nasycení vody kyslíkem ve vertikálním profilu nad nejhlubším místem jezera.

Na podzim 2010 byl vzhledem k příznivým podmínkám mixolimnion promíchán v celém svém objemu na hodnoty nasycení 90–110 %. Po zámru hladiny došlo nejprve k přechodnému úbytku rozpuštěného kyslíku na hodnoty ~60 % a od poloviny března k jeho výraznému nárůstu až na $31 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (obr. 71). Tento jev souvisí s intenzivní fotosyntézou fytoplanktonu *Chromulina* sp. těsně pod ledem bez sněhové pokrývky (viz kap. 5.4.3). Podobný, leč ne tak extrémní příčinný vztah mezi rozvojem fytoplanktonu a rozpuštěným kyslíkem pod ledem je relativně běžný (např. WIDNER, NIXDORF 1998; PHILLIPS, FAWLEY

2002). Po celé jarní/letní období pak bylo dále zaznamenáváno fytoplanktonem *Coccomyxa* sp. ovlivněné výrazné metalimnetické maximum kyslíku těsně nad hranicí chemokliny s hodnotami nasycení 200–270 % (obr. 72). Podobné extrémně vysoké hodnoty jsou doménou mělkých silně eutrofních jezer (WETZEL 1966; COBELAS ET AL. 1990), zatímco u meromiktických většinou oligotrofních jezer bývají poměrně vzácné (HRDINKA, ŠOBR 2010) a u jezer po těžbě sulfidických rud dosud nebyly zaznamenány. Hromnické jezero lze však na základě koncentrace živin a chlorofylu-*a* klasifikovat jako eutrofní až hypertrofní.



Obr. 73 Vybrané profily pH (plně) a ORP (tečkovaně) změřené nad nejhlubším místem jezera.

Hromnické jezero se průměrným $\text{pH} \sim 2,6$ při hladině řadí mezi velmi kyselá ($2 < \text{pH} < 4$, SÁNCHEZ ESPAÑA ET AL. 2008) až extrémně kyselá jezera ($\text{pH} < 2,8$, NIXDORF ET AL. 2005). Hodnota $\text{pH} \sim 2,6$ je charakteristická pro povrchové vody hydrogeochemicky již stabilizovaných jezer vzniklých po těžbě sulfidických rud (LEVY ET AL. 1997; PELLICORI ET AL. 2005; WENDT-POTTHOFF ET AL. 2011) a hnědého uhlí (NIXDORF ET AL. 1998; LESSMANN ET AL. 2000; MOSER, WEISSE 2011) s příměsí pyritu, jehož oxidací se prostřednictvím rozpuštěného kyslíku a Fe(III) uvolňuje Fe(II) a ionty H^+ (viz kap. 6.4.2, podrobně např.

EVANGELOU 1995). Hodnota pH vody v profilu jezera je pak výsledkem převažujících oxidačně-redukčních podmínek a souvisejících chemických a biochemických pochodů. Na obr. 73 jsou znázorněny vybrané profily pH a ORP změřené nad nejhlubším místem jezera, detailní změny pH a ORP v průběhu roku nebyly hodnoceny z důvodu časté nefunkčnosti pH sondy, na níž je měření ORP závislé. Pro hodnocení byly vybrány prokazatelně relevantní výsledky z února 2011 (pH změřené v terénu se shoduje s výsledky laboratorních rozborů vzorků ze všech třech hloubkových horizontů), po celkové opravě sondy bylo provedeno kontrolní měření pH a ORP v březnu 2012. Náhlý vzestup pH v hloubce 3 m indikuje horní hranici chemokliny, pod níž dochází k výraznému úbytku rozpuštěného kyslíku, poklesu ORP a inhibici oxidace Fe(II) na hydratované oxidy železa (goethit, schwermannit), která by vedla k dalšímu okyselení, jako je tomu v mixolimnionu. Prakticky shodný průběh pH (2,6–4,2) zaznamenala WENDT-POTTHOFF ET AL. (2011) v meromiktickém jezeře Cueva de la Mora ve Španělsku (Iberský pyritický pás).

ORP se v oxickém prostředí mixolimnionu celoročně pohyboval v rozmezí 400–600 mV, což je srovnatelné s ostatními antropogenními jezery po těžbě sulfidických rud a lignitu. Směrem ke dnu jezera však dochází k jeho poklesu na hodnoty -50 až +50 mV (odpovídá $E_h \sim 200$ mV), při kterých při daném pH a vysoké koncentraci SO_4^{2-} již může docházet k jejich částečné redukci na sulfidickou síru S(-II) (TAKENO 2005, viz obr. 56). Ta také byla v hlubinném vzorku sensoricky i následnou analýzou potvrzena (tab. 13). Minimální zjištěné hodnoty ORP u dna jsou velmi podobné výsledkům z Cueva de la Mora (WENDT-POTTHOFF ET AL. 2011), přičemž extrémní případy v rámci meromiktických jezer sahají od obdobně kyselého Berkeley Pit Lake v Montaně s $E_h = 650$ mV (ORP ~ 450 mV, PELLICORI ET AL. 2005) po francouzské Lake St. Louis s $E_h = -300$ mV (ORP ~ -500 mV, DENIMAL ET AL. 2005), které se však vysokým pH $\sim 6,5$ – $7,5$ od ostatních jezer velmi liší. Kontrolní měření pH a ORP z března 2012 prokázalo stejné trendy jako měření z roku 2011, zdá se však, že změny ORP

mohou být oproti změnám pH v průběhu roku mnohem výraznější. Vysoké hodnoty ORP v mixolimnionu v březnu 2012 i jeho prudký pokles v chemoklině patrně souvisejí s dříve nepozorovaným extrémním rozvojem řasy *Chlamydomonas* sp., který nejprve vedl k přesycení vody rozpuštěným kyslíkem na hodnoty až 180 % v hloubce 2,7 m a následně k jeho prudkému poklesu v trofolytické zóně (0% nasycení v hloubce 3,9 m). Je však nutné podotknout, že interpretovat ORP je u přírodních systémů poměrně složité, neboť se většinou nenacházejí v rovnovážném stavu, čehož důsledkem je umožnění koexistence oxických a redukčních forem jednotlivých analytů (např. NO_3^- a Fe(II) u dna).

Průhlednost vody se v závislosti na roční době pohybovala od 0,85 m v období podzimní mixe do 2,3 m na jaře těsně po tání ledu, kde se zvýšený průnik fotosynteticky aktivního záření podílel na výrazné fotosyntetické produkci v metalimnionu (obr. 71 a 72). Barva vody se po dobu měření pohybovala mezi stupni 17 a 18 (žlutohnědá, obr. 40) Forel-Uleovy stupnice (WERNAND, VAN DER WOERD 2010), což je barva typická pro eutrofní jezera. Zde je však způsobena především přítomností hydratovaných oxidů železa, způsobujících načervenalé zabarvení podobné jezeru Berkeley v Montaně, USA (GAMMONS, DUAIME 2006) (obr. 74).



Obr. 74 Pohled na Hromnické jezero (vlevo) od východu (foto J. Holomel, plzenskonakole.cz). Přítomné koloidní formy hydratovaných oxidů železa zabarvují vodu do červenohnědých odstínů, podobně jako u extrémně kyselého rudného jezera Berkeley Pit v Montaně, USA (vulgare.net/berkeley-pit-butte-montana).

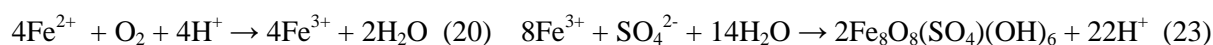
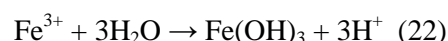
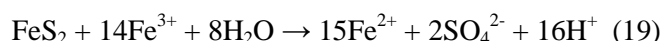
6.4.2 Chemická analýza vody

Chemické složení vody Hromnického jezera (tab. 13) je především výsledkem rozpouštění sulfidických minerálů a rozkladu organické hmoty prostřednictvím oxidačně-redukčních procesů. Ty v závislosti na množství rozpuštěného kyslíku, pH a ORP ovlivňují koncentraci a formu rozpuštěných látek ve vodě (BLODAU 2006).

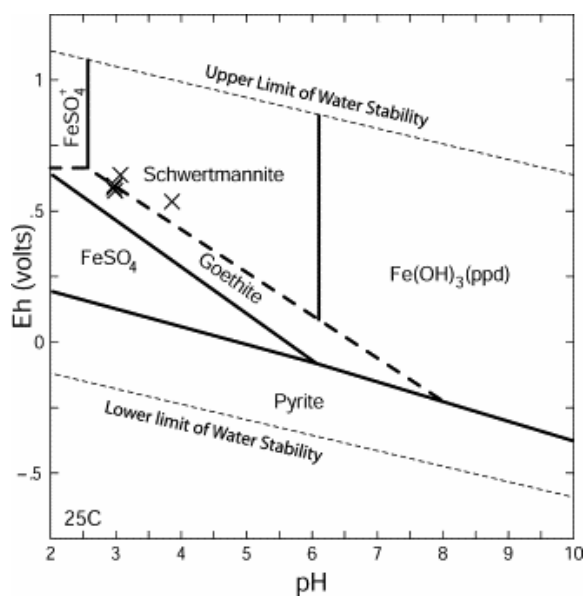
Tab. 13 Vybrané ukazatele kvality vody v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m – průměr z 8 stanovení s výjimkou Mn (3), Ni (2) a Co, Cd, Cr, S(-II) (1 stanovení), koncentrace v mg·l⁻¹.

hloubka	pH	TOC	SO₄²⁻	NO₃⁻	NH₄⁺	PO₄³⁻	Cl⁻	Ca	Mg	Na	K
0,3 m	2,6	3,6	1020	10,5	0,07	0,04	21	124	40	17,3	1,4
5,0 m	3,1	10,0	2310	1,7	0,25	0,83	17	263	98	25,5	5,8
12,0 m	3,7	9,2	5390	1,7	14,50	0,77	21	310	170	31,4	20,6
hloubka	Fe_{tot}	Fe(II)	Al	Mn	Zn	Ni	Cu	Co	Cr	Cd	S(-II)
0,3 m	111	4	43	2,76	2,99	0,56	0,791	0,112	0,030	0,015	<0,01
5,0 m	507	524	98	5,63	2,51	2,23	0,788	0,265	0,053	0,023	<0,01
12,0 m	1790	2017	160	12,60	0,84	4,33	0,154	0,562	0,056	0,002	1,17

V povrchových horizontech okolních hald převažuje chemická oxidace pyritu prostřednictvím ve vodě rozpuštěného O₂ a Fe(III), při níž dochází k uvolňování SO₄²⁻ a Fe(II), které se koncentrují v hlubších vrstvách jezera (obr. 76). Jedná se o chemicky podmíněný, crenogenický typ meromixie (WALKER, LIKENS 1975), formované podpovrchovým přítokem mineralizované vody. BOEHRER ET AL. (2009) označuje tato jezera jako iron-meromiktická. Rozpuštěné Fe(II) je v mixolimnionu dále oxidováno, přičemž výsledkem je okyselení vody na pH~2,6, které se ve všech třech hloubkových horizontech jeví jako dlouhodobě stabilní (obr. 76). Oxidaci pyritu a formování hydratovaných minerálů železa lze obecně popsat reakcemi 18–23 (EVANGELOU 1995).



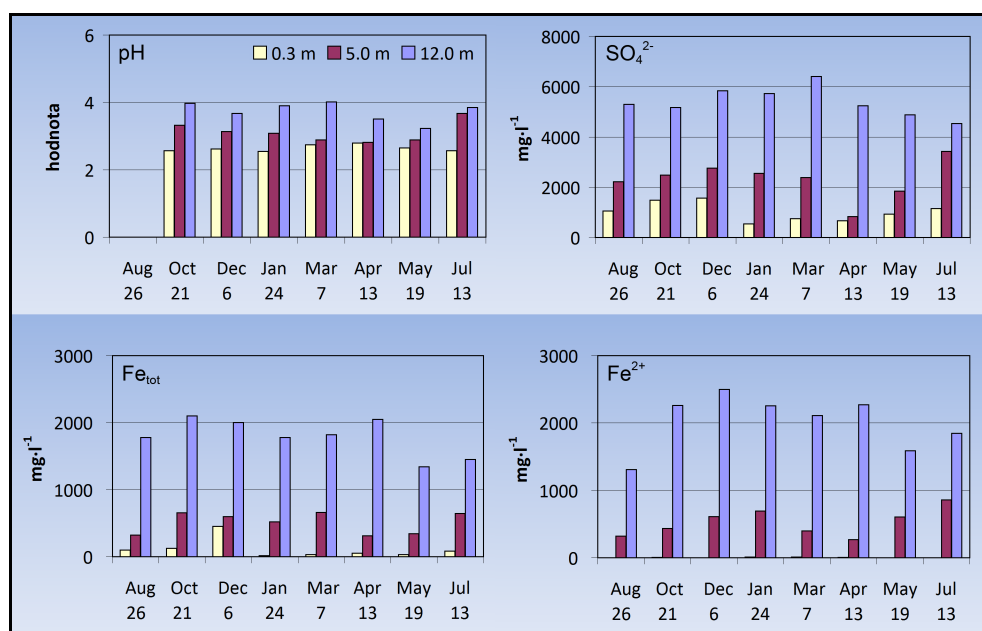
Právě v oxickém prostředí bohatém na SO_4^{2-} představuje srážení a rozpouštění schwermannitu (reakce 23) hlavní mechanismus, ovlivňující koncentraci rozpuštěného Fe(III) a pH vody v jezeře. Stejný jev byl popsán z mnoha lokalit po těžbě sulfidických rud (SÁNCHEZ ESPAÑA ET AL. 2008) a lignitu (TOTSCHKE ET AL. 2003). Většina zbylého rozpuštěného Fe(III) je vzhledem k vysoké koncentraci SO_4^{2-} přítomna patrně ve formě sulfátového komplexu $[\text{FeSO}_4]^+$ (PITTER 2009) (obr. 75).



Obr. 75 Eh-pH diagram systému Fe-S-O-H zobrazující oblasti převažujících forem rozpuštěných a nerozpuštěných látek (minerálů) v závislosti na oxidačně-redukčních podmínkách a pH vody ($\Sigma\text{Fe}=10^{-3} \text{ mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, $\Sigma\text{SO}_4^{2-}=10^{-2} \text{ mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 298.15K, 10^5 Pa) (SCHROTH, PARNELL JR. 2005).

Již v hloubce 5 m je celkové rozpuštěné železo Fe_{tot} přítomno převážně v redukované formě Fe(II) a je tak v harmonii s převažujícími anoxickými podmínkami (obr. 71). Podobný úbytek Fe(III) na úrovni chemokliny zaznamenala WENDT-POTTHOFF ET AL. (2011), naopak PELLICORI ET AL. (2005) prokázal značné hlubinné koncentrace Fe(III) při extrémně vysokém ORP, který je však u meromiktických jezer spíše výjimkou. Při povrchu byla koncentrace Fe(II) minimální, v porovnání s hlubinnými profily byla nízká i koncentrace Fe_{tot} , převážně vsráženého do rezavě zabarvených sedimentů v příbřežní (oxické) zóně jezera. Zjištěné hodnoty koncentrací $\text{Fe(II)} > \text{Fe}_{\text{tot}}$ (tab. 13, obr. 76) jsou způsobeny použitím různých

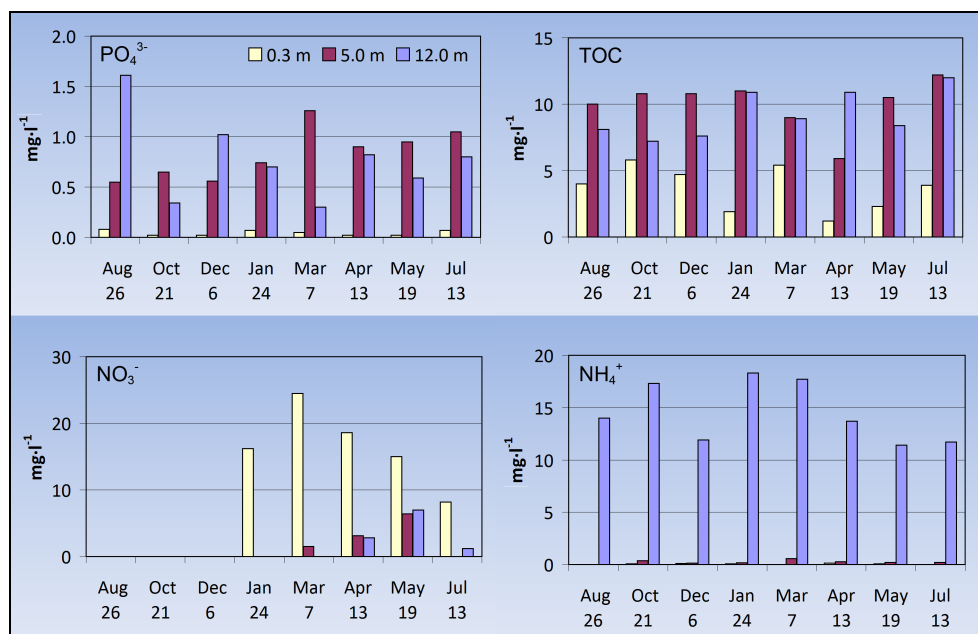
analytických metod, stále se však nacházejí v mezích nejistot stanovení a výsledky lze tak brát jako relevantní. Koncentrace SO_4^{2-} (maximálně $6,5 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$), která vzhledem ke srážení schwermannitu v oxickém prostředí vykazuje značnou závislost na hloubce jezera (obr. 76), řádově odpovídá koncentracím zjištěným u jezer po těžbě měděných (PELLICORI ET AL. 2005) a železných rud (SÁNCHEZ ESPAÑA ET AL. 2008), ve srovnání s jezery po těžbě hnědého uhlí a lignitu (DENIMAL ET AL. 2005; SCHULTZE ET AL. 2010; MOSER, WEISSE 2011) je přibližně 5–10× vyšší. K výsledkům chemických rozborů vody uvedených v tab. 13 a na obr. 76 je zapotřebí zdůraznit, že laboratorní měření pH podobně jako v letech 2004–05 (viz kap. 3.2.4) ne vždy proběhlo okamžitě po dodání vzorku do laboratoře, což se zejména u hlubinných vzorků projevilo částečnou oxidací Fe(II) s poklesem pH na průměrnou hodnotu 3,7, která je o 0,3–0,5 jednotky nižší než pH změřené v terénu během obou kampaní (viz obr. 73 a 34).



Obr. 76 Vývoj pH, koncentrace síranů a forem rozpuštěného železa v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m.

Z hlediska rozvoje fytoplanktonu byla posuzována koncentrace PO_4^{3-} , NO_3^- , NH_4^+ a TOC (obr. 77). Analýza prokázala vysoké koncentrace PO_4^{3-} (až $1,6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) v hloubkách 5 m a 12 m, odpovídající zesílenému redukčnímu prostředí v trofolytické zóně jezera, které mohly významně přispět k pozdně jarnímu rozvoji fytoplanktonu na horní hranici chemokliny (obr.

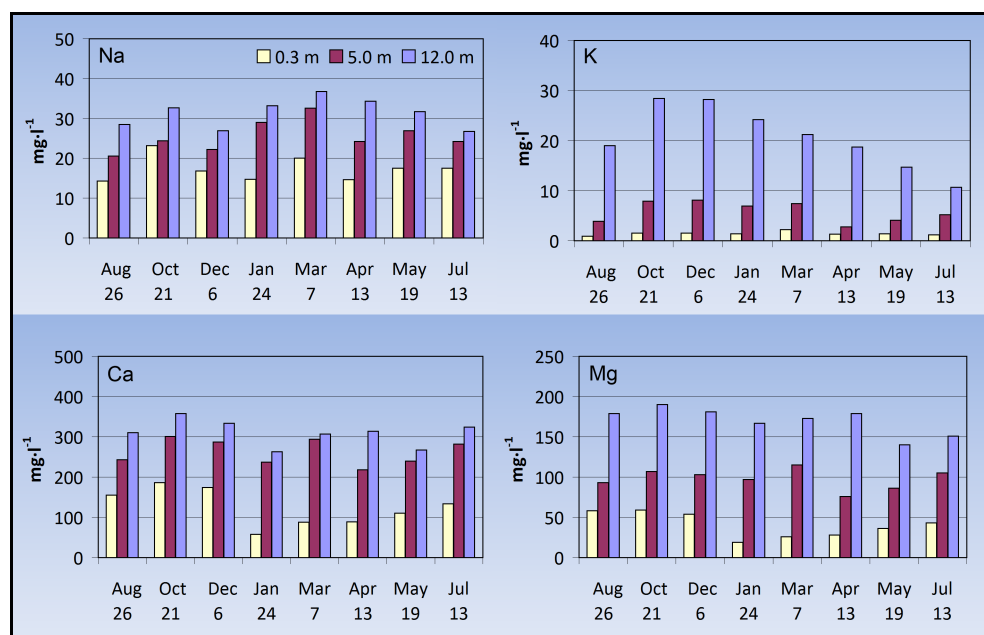
81 a 71). Relativně nízké koncentrace PO_4^{3-} $\sim 0,04 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ v povrchovém vzorku lze kromě samotné asimilace fytoplanktonem vysvětlit především adsorpcí iontů PO_4^{3-} na hydratované oxidy Fe(III), popř. srážením ionty Fe^{3+} za vzniku $\text{FePO}_4(\text{s})$, které je posléze akumulováno v monimolimnionu, kde jsou v anoxickém prostředí opět rozpouštěny (KLEEBERG, GRUENBERG 2005). Zatímco koncentrace NO_3^- při povrchu dosahovala až $24,5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, v 5 m byla většinou již na hranici stanovitelnosti ($1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) s výjimečným maximem $6,4 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ v polovině května, které odpovídalo příznivým oxickým poměrům s hodnotami nasycení rozpuštěným kyslíkem 30 % (obr. 72). Ojedinele zaznamenané zvýšené koncentrace NO_3^- při dně jezera jsou nejspíše allochtonního původu (přítok podzemní vody z povrchových horizontů hald) a jejich přítomnost naznačuje, že případná denitrifikace probíhá při daném pH velmi pomalu (PITTER 2009). Inverzní trend byl zaznamenan u NH_4^+ s průměrnými hodnotami $0,07 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (0,3 m), $0,27 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (5 m) a $14,5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (12 m) z důvodu rozkladu organické hmoty a inhibice nitrifikace v anoxickém prostředí monimolimnionu.



Obr. 77 Vývoj ukazatelů dusíku, fosforu a celkového org. uhlíku (TOC) v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m.

Zatímco lze meromiktická jezera všeobecně považovat za oligotrofní s nízkou primární produktivitou (DOYLE, RUNNELS 1997), koncentrace TOC $2\text{--}12 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ odpovídají spíše

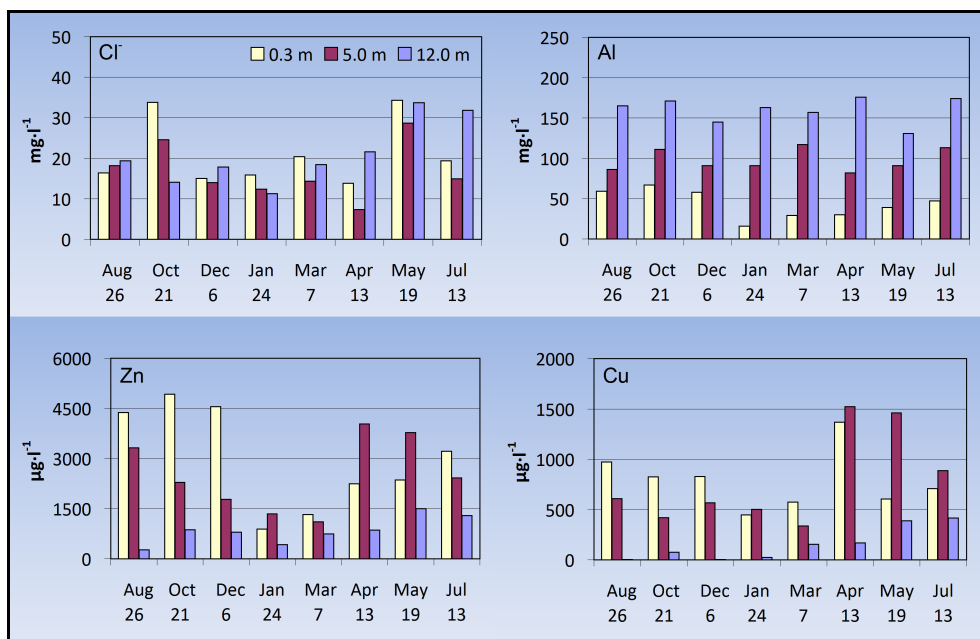
jezerům eutrofním (THURMAN 1985), čemuž nasvědčují i zvýšené koncentrace chlorofylu-*a* (zde dokonce hypetrofní charakter) a PO_4^{3-} . Hodnoty TOC odpovídají analýzám vody jezer po těžbě lignitu v centrálním Německu ($\text{DOC } 3\text{--}15 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, SCHULTZE ET AL. 2010), kde však bylo množství chlorofylu-*a* i PO_4^{3-} velmi nízké a vyšší TOC spatřován především ve zbytcích v hlušině rozptýleného lignitu. U Hromnického jezera je naopak předpoklad, že na množství TOC se kromě minoritního vlivu organického uhlíku vázaného v pyritické břidlici významně podílejí i fytoplankton a organický opad z hustě zalesněného okolí jezera. Právě biodegradace organického materiálu ve více než 100 let starém jezeře je vzhledem k nízkému obsahu fosfátů v hornině a absenci komunálního znečištění primárním zdrojem vysokých koncentrací rozpuštěného fosforu. Z hlediska potenciální úživnosti lze Hromnické jezero srovnat pouze s kyselými eutrofními jezery Cueva de la Mora ve Španělsku (WENDT-POTTHOFF ET AL. 2011) nebo Lugteich v Německu (LESSMANN ET AL. 2000).



Obr. 78 Vývoj koncentrace hlavních minerálních živin v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m.

Z pohledu pH a ORP stabilní prvky Ca, Mg, Na a K vykazovaly zvýšené koncentrace v hloubkách 5 m a 12 m, přičemž u Mg a K byla zjištěna těsnější závislost na hloubce jezera (obr. 78). Jejich výrazně nižší koncentrace u hladiny lze vysvětlit přednostním odnímáním

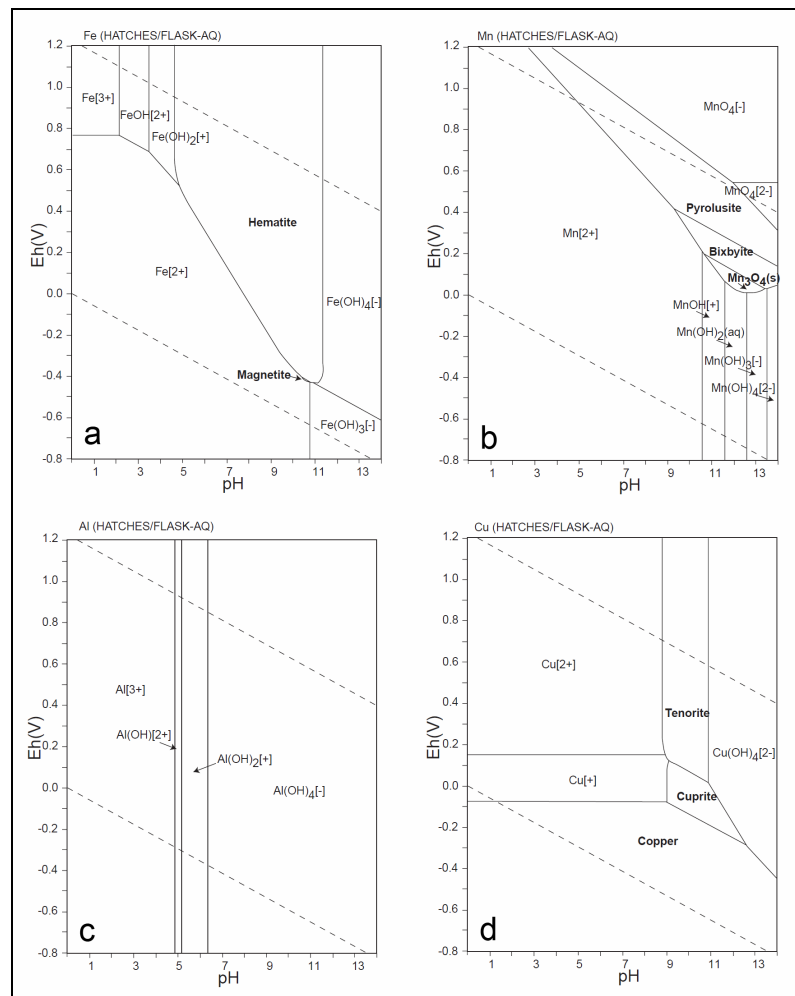
roślinami a fytoplanktonem na syntézu organické hmoty a chlorofylu (PITTER 2009) (viz kap. 4.2.1 a 4.2.2). Tento předpoklad může být vysvětlením pro dlouhodobý pokles koncentrace draslíku v průběhu vegetační sezóny v hloubce 12 m. Konzervativní chování vykázaly ionty Cl^- s nízkou koncentrací $15\text{--}30\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ v celém vodním sloupci jezera (obr. 79).



Obr. 79 Vývoj koncentrace chloridů a vybraných toxických kovů v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m.

Většina kovů vykazovala nárůst koncentrace s hloubkou, opačný trend byl zaznamenán jen u Cd, Cu a Zn (obr. 79, tab. 13). Ačkoliv bližší výzkum jezerních sedimentů nebyl proveden, je velmi pravděpodobné, že tyto kovy jsou ve slabě anoxickém prostředí u dna jezera sráženy vznikající sulfidickou sírou $\text{S}(-\text{II})$ (až $1,17\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) na nerozpustné sulfidy. Stejný jev zaznamenala v jezeře Udden vzniklém po těžbě sulfidických rud RAMSTEDT ET AL. (2003). V případě $\text{Fe}(\text{II})$ a ostatních kovů podobný pokles nebyl zaznamenán z důvodu vyššího součinu rozpustnosti a relativně nízké koncentrace S^{2-} (PITTER 2009). Výsledkem rozpouštění v pyritických břidlicích přítomného jemně rozptýleného kamence jsou vysoké koncentrace Al (až $176\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), které jsou při $\text{pH}<3$ přítomny v toxické formě Al^{3+} (obr. 80c) a spolu s vyšším obsahem Cu (až $1,52\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) jsou jedním z důvodů absence vyšších forem života v jezeře. Kromě uvedených byly zaznamenány zvýšené koncentrace Mn ($14,1\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$),

Ni ($4,56 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), Co ($0,56 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a Pb ($0,13 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Právě Mn se spolu s Fe nejčastěji podílí na hlavních oxidačně-redukčních pochodech v podmínkách na přechodu mezi anoxickým a oxickým prostředím a ovlivňují tak pH vody. Na rozdíl od Fe(II) je Mn(II) v oxickém prostředí stabilnější a při $\text{pH}\sim 3$ se prakticky neoxiduje (PITTER 2009) (obr. 80a,b). Tomu odpovídají ve srovnání s Fe více vyrovnané koncentrace Mn mezi hladinou ($2,8 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a dnem ($12,6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) jezera.



Obr. 80 Eh-pH diagramy převažujících forem výskytu železa (a), manganu (b), hliníku (c) a mědi (d) v závislosti na oxidačně-redukčně podmínkách a pH vody ($\Sigma\text{Fe/Mn/Al/Cu}=10^{-10} \text{ mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 298.15K, 10^5 Pa) (TAKENO 2005).

Koncentrace zjištěných kovů řádově odpovídají ostatním lokalitám po těžbě Fe a Cu rud s pH vody 2,5–4, ve srovnání s jezery po těžbě hnědého uhlí a lignitu (např. MOSER, WEISSE 2011; SCHULTZE ET AL. 2010) jsou při stejném pH přibližně o jeden řád vyšší. Relativně nízké

koncentrace Fe a Cu byly zjištěny i u jezera Udden, kde však pH vody ve vertikálním profilu dosahuje zvýšených hodnot 4,8–6,4 (RAMSTEDT ET AL. 2003), při kterých se přítomné Fe-Cu minerály hůře rozpouštějí.

Zatímco u většiny sledovaných ukazatelů došlo k zimnímu/jarnímu poklesu hladinových koncentrací z důvodu přítomnosti a tání ledu, koncentrace některých analytů v hlubinných vzorcích byly v průběhu roku i přes nejistoty stanovení poměrně variabilní. V případě TOC a PO_4^{3-} změny patrně souvisejí s dynamikou biodegradace na horní hranici monimolimnionu v závislosti na přísunu organického materiálu, přesto jednoznačný trend související s vegetačním cyklem nebyl nalezen. Pro vysvětlení těchto variabilit by tak bylo zapotřebí detailnější analýzy, u PO_4^{3-} lze navíc připustit možný rušivý vliv Fe(II) na jeho spektrofotometrické stanovení, které zjistili MOSER a WEISSE (2011). Na druhou stranu u Hromnického jezera byly zjištěny mnohonásobně vyšší koncentrace PO_4^{3-} , které měření zpřesňují a výsledky lze tak brát jako relevantní. Sezónně nejvíce variabilní se ukázaly koncentrace Zn a Cu. Zatímco vyšší podzimní, respektive nižší zimní/jarní hladinové hodnoty zřejmě souvisejí s nízkými podzimními srážkami, respektive vlivem ledové pokrývky, obdobnou dynamiku změn v hloubce 5 m a zejména pozdně jarní maxima zatím nelze uspokojivě vysvětlit. Srovnání výsledků chemických analýz z let 2010–11 (tab. 13) s výsledky z let 2004–05 (tab. 5) prokázalo až na výjimky jen dílčí změny v základním chemismu jezera (analýza kovů nebyla v rámci první kampaně prováděna), největší rozdíly byly zaznamenány u hladinových koncentrací SO_4^{2-} (nižší průměrné hodnoty v rámci druhé kampaně byly způsobeny větším podílem zimních/jarních měření) a obecně v čase velmi proměnlivých ukazatelů dusíku. V sezóně 2004/05 například nebyly za celou dobu měření ve vodě prokázány žádné dusičnany, přičemž důvod jejich absence patrně souvisí s rozdílnou dynamikou vzniku a odbourávání dusíku z vody v závislosti na charakteru konkrétní sezóny.

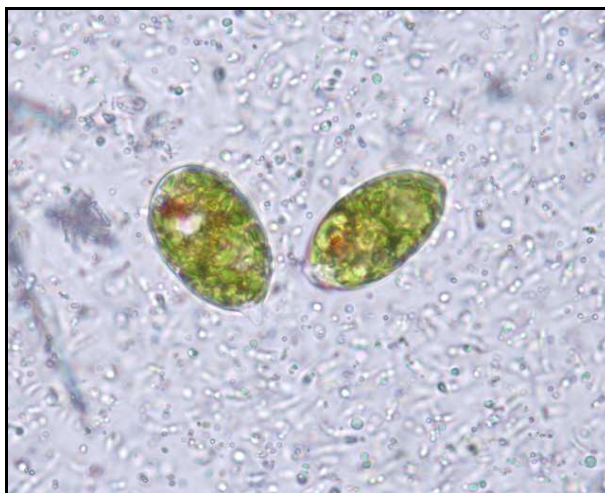
6.4.3 Biologické ukazatele vody

Ačkoliv může být biodiverzita fytoplanktonu extrémně kyselých jezer v rámci jedné geografické oblasti poměrně různorodá, biodiverzita jednotlivých jezer bývá obvykle velmi nízká (LESSMANN ET AL. 2000) s několika málo dominantními druhy tvořících většinu biomasy, což je i případ Hromnického jezera. Nejhojnějším druhem v jezeře byla nepohyblivá nanoplanktonní řasa tyčinkovitého tvaru o rozměrech $8 \times 1 \mu\text{m}$ (obr. 81), vzhledem připomínající zástupce třídy různobrvky (Xanthophyceae, „žlutozelené řasy“). HPLC analýzou však byla zjištěna přítomnost pigmentů (chlorofyl-*a*, chlorofyl-*b*, violaxantin, lutein, β -karoten) charakteristických pro zelené řasy (Chlorophyta). Molekulární analýzou byla zjištěna jednoznačná příslušnost ke třídě Trebouxiophyceae, přičemž osekvenovaný úsek DNA se z 99 % shodoval (databáze GenBank) s několika kmeny rodů *Coccomyxa* a *Pseudococcomyxa*. Vzhledem k nedokonalé taxonomii příslušné skupiny zelených řas bylo zvoleno provizorní označení *Coccomyxa* sp., pro přesné taxonomické zařazení by bylo zapotřebí detailnější analýzy. Příbuzný druh *Pseudococcomyxa simplex* se vyskytuje např. v nehostinném prostředí slunečnímu záření vystavených laboratorních lahví s roztoky různých chemických sloučenin, včetně silně koncentrovaných (KOMÁREK, FOTT 1983).



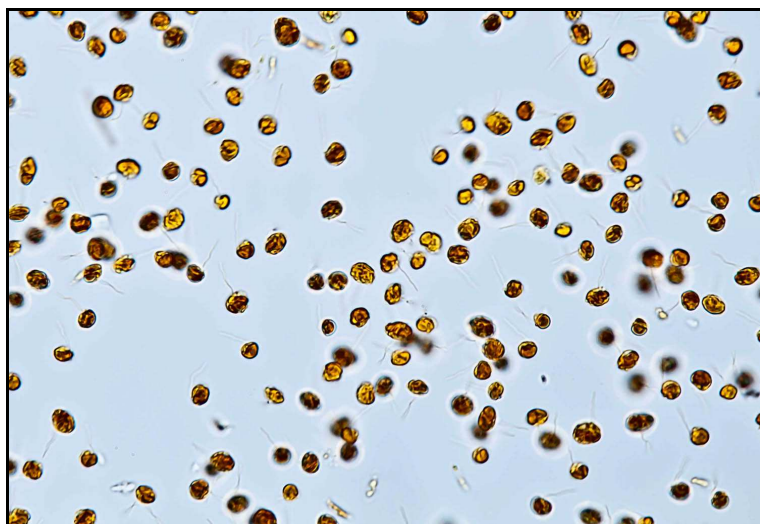
Obr. 81 Nejhojněji zastoupený druh fytoplanktonu v Hromnickém jezeře, nepohyblivá nanoplanktonní řasa *Coccomyxa* sp. Na snímku lze zřetelně rozeznat zelené chloroplasty (foto P.J. Juračka).

Dalším hojně zastoupeným druhem byl bičíkovec *Lepocinclis* sp. (krásnoočko) o rozměrech 34×20 μm (obr. 82), podobající se *Lepocinclis buetschlii* nebo *Lepocinclis ovum*. Jak *Coccomyxa*, tak *Lepocinclis* byli ve vzorcích zastoupeni v průběhu celého roku, *Lepocinclis* byl nejhojněji zastoupen v hloubce 5 m.



Obr. 82 Bičíkovec *Lepocinclis* sp. (krásnoočko), hojně zastoupený především v hlubších vrstvách Hromnického jezera (foto J. Fott).

V období zámru jezera (vzorky z 25. ledna a 7. března) byla vrstva vody těsně pod ledem oživena téměř výhradně řasou *Chromulina* sp. (zlativka) (obr. 83), která byl zjištěna i v povrchovém vzorku ze dne 13. července (není zřejmé, zda se jednalo o stejný druh). Na obr. 81 a 83 je zřetelně patrné nezvyklé uniformní složení fytoplanktonu bez přítomnosti amorfnní organické hmoty – tzv. detritu, jehož nepřítomnost lze vysvětlit absencí zooplanktonu, který se fytoplanktonem živí a jehož odpadní produkty by detritus vytvářely. Zmíněné populace fytoplanktonu tak spíše připomínají čistou laboratorní kulturu. Na základě doposud nepozorovaného extrémního rozvoje fytoplanktonu, který byl zjištěn mimo oficiální vzorkovací období při testování opravené multiparametrické sondy dne 22. března 2012, byly z vrstvy zeleně opaleskující vody odebrány vzorky, ve kterých analýza prokázala nejvyšší hodnoty chlorofylu (viz dále) za celou dobu pozorování ($140 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$). Optickými metodami byl identifikován zástupce zelených řas rodu *Chlamydomonas* (pláštěnka) (viz také kap. 5.4.1).



Obr. 83 Unifonní populace řasy *Chromulina* sp. (\varnothing 4 μm), vyskytující se těsně pod ledem. Na snímku je zřetelně patrný jediný bičík, typický pro zástupce rodu *Chromulina* (foto P.J. Juračka).

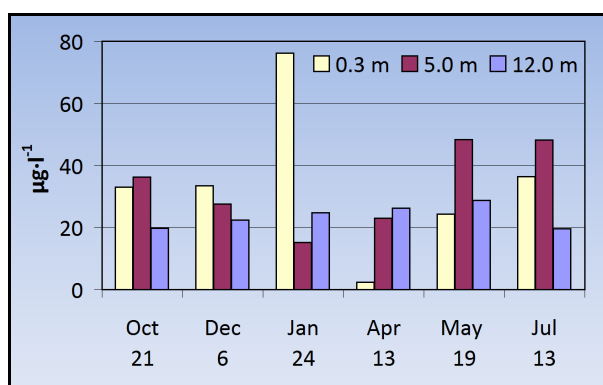
Při porovnání s obdobnými extrémně kyselými antropogenními jezery v Lužici či jezerem AML v Rakousku, kde byl fytoplankton dominantně zastoupen několika druhy bičíkovců rodů *Ochromonas*, *Chlamydomonas* a *Lepocinclis* (NIXDORF ET AL. 1998; LESSMANN ET AL. 2000; MOSER, WEISSE 2011), je Hromnické jezero podobné z hlediska nízké druhové diverzity a přítomnosti bičíkovců. Na druhou stranu výskyt malé nepohyblivé zelené řasy (*Coccomyxa* sp.) je poměrně ojedinělý. Jedinými srovnatelnými případy jsou velmi kyselá silně eutrofní jezero Lugteich (oblast Lužice) s hojným výskytem nepohyblivé kokální zelené řasy *Nanochlorum* sp. o rozměru 3 μm (LESSMANN ET AL. 2000) a kyselá vulkanické jezero v Patagonii (pH 2,6; rozpuštěný reaktivní fosfor 0,3–0,5 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) s dominancí nepohyblivé zelené řasy *Keratococcus raphidioides* (PEDROZO ET AL. 2001). Je tedy možné, že právě nanoplanktonní nepohyblivé zelené řasy jsou typické pro extrémně kyselá jezera eutrofní bohatá na rozpuštěný fosfor.

Z hlediska koncentrace chlorofylu-*a* lze Hromnické jezero označit již za hypertrofní (tab. 8). Koncentrace chlorofylu-*a* se ve vertikálním profilu jezera po celou dobu měření (říjen 2010–červenec 2011) pohybovala v rozmezí 20–50 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, s výjimkou maxima 76 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ ze dne 24. ledna změřeného těsně pod ledem bez sněhové pokrývky, respektive minima 2 $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$

ze dne 13. dubna 2011 změřeného asi 2 týdny po roztátí ledu. V hloubce 12 m byly po celé pozorovací období zaznamenány stabilní koncentrace kolem $20 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ (obr. 84). Maximum chlorofylu-*a* dne 24. ledna bylo způsobené namnožením řasy *Chromulina* sp., jejíž hojné zastoupení přetrvávalo až do tání ledu v polovině března a projevilo se kyslíkovým maximem na hodnoty nasycení až 180 % (obr. 72). Je pravděpodobné, že výrazná fotosyntetická produkce byla podpořena nahromaděním oxidu uhličitého z rozkladných procesů a dýchání mikroorganismů, který nemohl přes ledovou pokrývku uniknout do atmosféry. Příčina náhlého vymizení řasy *Chromulina* sp. spojená s minimem chlorofylu-*a* těsně po tání ledu je méně zřejmá. Je možné, že se na jeho vymizení podílela kombinace několika příčin, např. nízká koncentrace rozpuštěného (do atmosféry uniklého) CO_2 nebo inhibice růstu na stín adaptovaného fytoplanktonu slunečním zářením.

Na rozdíl od Hromnického jezera byla většina lužických kyselých jezer na základě koncentrace chlorofylu-*a* celkového fosforu (TP) klasifikována jako oligotrofní (NIXDORF ET AL. 1998; LESSMANN ET AL. 2000) s epilimnetickými, popř. mixolimnetickými koncentracemi $\sim 5 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ u obou analytů. U kyselého jezera AML byla situace obdobná, koncentrace chlorofylu-*a* nepřekročily v povrchové vrstvě hodnoty $10 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, celkový fosfor byl dokonce pod hranicí stanovitelnosti (MOSER, WEISSE 2011). U Hromnického jezera se povrchové koncentrace rozpuštěného fosforu (SRP) pohybovaly v rozmezí $10\text{--}30 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, v trofolytické zóně jezera v hloubce 5 m pak činily již $180\text{--}420 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, kdy poséze přispěly k jarnímu rozvoji fytoplanktonu (*Coccomyxa* sp.) na horní hranici chemokliny (obr. 72). Podobné zvýšené hodnoty byly zaznamenány i u jezera AML, kde v rámci chemokliny v hloubce 7 m dosahovaly maxim až $100 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Na opačném konci spektra se nachází silně eutrofní kyselé jezero Lugteich, kde NIXDORF ET AL. (1998) zaznamenala epilimnetické koncentrace $60\text{--}230 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ v případě celkového fosforu, respektive $100\text{--}500 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ u chlorofylu-*a*. Jezero však bylo v minulosti antropogenně ovlivněno přítokem odpadních vod (LESSMANN ET AL. 2000).

Z výše uvedeného je patrné, že limitujícím faktorem povrchových koncentrací chlorofylu-*a* jsou u všech srovnávaných jezer epilimnetické koncentrace rozpuštěného fosforu. U Hromnického jezera lze za primární zdroj rozpuštěného fosforu považovat biodegradaci rostlinného opadu z hustě zalesněného okolí jezera (obr. 66 a 87), kdy za permanentních anoxických podmínek nedochází k ukládání fosforu do sedimentů a zůstává tak v rozpuštěné formě ve větší části vertikálního profilu jezera.



Obr. 84 Koncentrace chlorofylu-*a* v hloubce 0,3 m, 5 m a 12 m nad nejhlubším místem jezera

V lužické těžební oblasti jsou všechna antropogenní jezera vzniklá po těžbě lignitu (dokonce i ta nejvíce kyselá s pH~2,3) osídlena zooplanktonem, přičemž zástupci vířníků (Rotifera) dominují nad zástupci koryšů (Crustacea) (DENEKE 2000). Přítomnost vířníků (rody *Cephalodella*, *Elosa*, *Rotaria*) v otevřené vodě, kteří nepatří mezi typické planktonní organismy a spíše se vyskytují v chráněné litorální či bentické zóně, je umožněna jejich extrémní tolerancí ke kyselému prostředí a absencí konkurenčních organismů a predátorů (NIXDORF ET AL. 1998). Tento jev je v kyselých sladkovodních jezerech poměrně běžný (MORLING, PEJLER 1990; FOTT ET AL. 1994; WAERVÅGEN, NILSSEN 2011). Jediným druhem koryše, který byl zaznamenán v lužických jezerech s pH blížícím se 3 (avšak ne nižším) je *Chydorus sphaericus* (DENEKE 2000). V kyselém jezeře AML (pH~2,6) byl nalezen pouze jediný druh vířníka (*Cephalodella acidophila*), žádní zástupci koryšů vzhledem k nízkému pH nebyli zjištěni (MOSER, WEISSE 2011). V lužických jezerech byli rovněž zaznamenáni i

některí zástupci nálevníků (Ciliata) a slunivek (Heliozoa), kteří se v jezeře AML vyskytovali pouze příležitostně (nálevník *Oxytricha* sp.) nebo v nepatrném zastoupení (slunivka *Actinophrys* sp.). Oproti výše zmíněným lokalitám je Hromnické jezero až na jeden výjimečný výskyt neidentifikovaného druhu nálevníka (obr. 85) prosté veškerého zooplanktonu.



Obr. 85 Neidentifikovaný druh nálevníka (Ciliata) o rozměrech 78×42 μm z hladinového vzorku ze 7. března 2011, na pozadí zástupci řasy *Chromulina* sp. (foto J. Fott).

Absence k nízkému pH nejvíce tolerantního druhu korýše *Chydorus sphaericus* je vzhledem k $\text{pH} < 3$ pochopitelná, avšak absence vířníků je překvapující. Je však nutné připustit, že častějšími a systematickými odběry zacílenými na jejich detekci za použití jemnějších filtrů (DENEKE 2000; WOELFL, WHITTON 2000; JERSABEK ET AL. 2011) nemůže být objev především menších druhů vyloučen. Prokázání výskytu vířníka *Cephalodella acidophila* by bylo zajímavé z pohledu jeho prostorového rozšíření, ačkoliv jeho role v potravním řetězci by byla zcela jistě okrajová. Zjevný důvod absence zooplanktonu v Hromnickém jezeře je vzájemná kombinace několika nepříznivých faktorů, především extrémně nízkého pH a vysokých, až extrémních koncentrací Al (při daném pH v převládající toxické formě Al^{3+}), Cu (převládá toxický ion Cu^{2+}) a Zn (obr. 78 a 80, tab. 13), které dosahují 5× až 10× vyšších hodnot ve srovnání s lužickými antropogenními jezery a jezerem

AML (NIXDORF ET AL. 1998; MOSER, WEISSE 2011). Toxicita těchto kovů se při tom začíná projevovat již od $0,5\text{--}20\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Al), respektive $0,05\text{--}1\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Cu) v závislosti na citlivosti organismu (PITTER 2009).

Při hydrobiologickém průzkumu pobřeží jezera dne 5. května 2011 byla z hloubky 0–30 cm odebrána zelená vlákna původně předpokládaných vláknitých řas, u kterých bylo mikroskopickým pozorováním zjištěno, že jde o vývojová stádia (chloronemata) mechu blíže nespécifikovaného určení (obr. 86). Vzhledem k vyšší úrovni hladiny (obr. 68) v době odběru je pravděpodobné, že mech původně vyrostl na vlhkém pobřeží jezera a byl posléze zatopen po jarním tání sněhu.



Obr. 86 Vývojové stadium (chloronemata) mechu nalezené v litorální zóně jezera. Patrné jsou pro mech charakteristické šikmé přepážky mezi buňkami rostlinného pletiva, obsahující četné chloroplasty (foto J. Fott).

Dále bylo v litorální oblasti nalezeno několik jedinců červeně zbarvených larev pakomára *Chironomus plumosus* (identifikace Mgr. Daniel Vondrák, PřF UK) a v oblasti pelagiálu i jeho drobná vývojová stádia. Právě pelagická fáze života ranných vývojových stádií larev pakomárů je známá strategie jejich šíření ve vodním prostředí (ARMITAGE ET AL. 1995). Pakomár *Chironomus plumosus*, jehož potravním zdrojem je patrně hojně se vyskytující řasa *Coccomyxa* sp., byl identifikován i u antropogenních jezer v Lužici, včetně nejvíce kyselého jezera Plessa 111 s $\text{pH}\sim 2,6$ (WOLLMANN ET AL. 2000). V lužických jezerech

byli též zaznamenáni i četní zástupci čeledi klešťankovitých (Corixidae), např. dravá znakoplavka *Glaenocorisa propinqua*, živící se převážně malými perloočky (Cladocera). Naproti tomu v Hromnickém jezeře se zástupci čeledi Corixidae nevyskytují a jejich absenci je podobně jako u jezera AML možné vysvětlit nedostatkem vhodné potravy.

6.5 SHRNU TÍ

Silně mineralizované Hromnické jezero vzniklé po těžbě pyritických břidlic se za 110 let své existence vyvinulo ve svébytný ekosystém se stabilním monimolimnionem se dvěma chemoklinami, ležícími celoročně v hloubkách 3–3,5 m, respektive 5–9 m. Vertikální výměna vody v mixolimnionu je omezena pouze na podzimní období z důvodu povrchového snížení konduktivity po jarním tání ledu. Markantní zpoždování maxim a minim teploty vody mezi mixolimnionem a chemoklinou (6 měsíců v hloubce 5 m) potvrzuje propagaci tepla vedeného na molekulární úrovni. Kromě monimolimnetické absence rozpuštěného kyslíku v hloubce pod 8 m byla zaznamenána extrémní mixolimnetická maxima v hloubkách 0,5 m (pod ledem) a 3 m, způsobená fotosyntézou fytoplanktonu *Chromulina* sp. ($31 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), respektive *Coccomyxa* sp. ($28 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Podobné hodnoty nebyly u jezer po těžbě pyritických břidlic dosud popsány a odpovídají vysoké úživnosti jezera. Hodnoty pH se v závislosti na hloubce jezera celoročně pohybovaly v rozmezí 2,3–4,2, což odpovídá poli stability minerálu schwermannitu (popř. goethitu), jehož rozpouštění a srážení je spolu s oxidací pyritu hlavním určujícím faktorem vývoje chemismu a pH vody v jezeře. ORP se celoročně pohyboval od 600 mV při hladině po -50 mV u dna jezera, kde dochází k částečné redukci síranů na sulfidickou síru S(-II), která se uplatňuje při srážení některých kovů (Cd, Cu a Zn) na nerozpustné sulfidy.

Hromnické jezero lze považovat za iron-meromiktický typ s narůstajícím množstvím Fe(II) ke dnu jezera, jehož podíl na celkovém rozpuštěném železe Fe_{tot} je v hloubce 5 m již

prakticky 100 %. Nárůst koncentrace s hloubkou vykazuje většina ukazatelů kromě Cd, Cu, Zn (sráženy sulfidickou sírou) a iontů NO_3^- (stabilní v oxickém prostředí). V mixolimnionu je koncentrace Fe(II) minimální, většina potenciálně přítomného Fe_{tot} je vysrážena (schwermannit, goethit) do rezavě zbarvených sedimentů v příbřežní zóně jezera. Vysoké koncentrace PO_4^{3-} a TOC, které jsou vzhledem k absenci antropogenního znečištění primárně důsledkem biodegradace opadu ze zalesněného okolí jezera, vytvářejí příznivé podmínky pro jarní rozvoj fytoplanktonu. Z toxických kovů byly zjištěny zvýšené koncentrace Al a Cu, koncentrace rozpuštěných kovů řádově odpovídá lokalitám po těžbě sulfidických rud s pH vody 2,5–4, ve srovnání s jezery po těžbě hnědého uhlí a lignitu je při stejném pH spolu s koncentrací síranů přibližně o jeden řád vyšší.

Ačkoliv by bylo možné předpokládat, že jezero se bude jevit jako hydrogeochemicky již zcela stabilní a z hlediska kvality vody dlouhodobě neměnné, výsledky ročního vývoje fyzikálních (změny konduktivity, pH a ORP) a chemických charakteristik (epizodní výskyt NO_3^- iontů, pokles koncentrace draslíku a variabilita PO_4^{3-} a TOC) tento předpoklad nepotvrzují. I když k vlastnímu promíchávání vody pod úrovní chemokliny z důvodu hustotního gradientu zjevně nedochází, uvedené variability lze vysvětlit změnami v chemismu přítoku podzemní vody z mělkých horizontů okolních hald v závislosti na ročním chodu srážek (popř. evapotranspiraci) a biologickou aktivitou jezera, respektive vegetačním cyklem jeho zalesněného okolí.

Z pohledu chudé druhové biodiverzity organismů adaptovaných na kyselé prostředí s $\text{pH} < 3$ je Hromnické jezero nejvíce podobné kyselému lignitovému jezeru AML v Rakousku či lignitovým jezerům v Lužici ve východním Německu. Odlišuje se však znatelně vyššími koncentracemi rozpuštěného fosforu (PO_4^{3-}), které se podílejí na mnohem intenzivnějším rozvoji fytoplanktonu ve svrchní vrstvě jezera. Pravděpodobným důsledkem vysoké koncentrace fosforu je hojnost v průběhu celého roku se vyskytující zelené kokální řasy

Coccomyxa sp., poskytující potravu pro larvy pakomára *Chironomus plumosus*, který se v AML nevyskytuje. S výjimkou ojedinělého výskytu jediného druhu neidentifikovatelného nálevníka nebyly zjištěni žádní zástupci vířníků ani korýšů, otázka přítomnosti či absence miniaturních druhů vířníků (jako *Cephalodella acidophila* v jezeře AML) však zůstává otevřená. Přítomnost zooplanktonu stejně jako větší druhová diverzita jezera je zjevně limitována společně působícím efektem extrémně nízkého pH a vysokými koncentracemi rozpuštěných toxických forem kovů, zejména hliníku (Al^{3+}) a mědi (Cu^{2+}).

Vzhledem ke svému stáří je biotop Hromnického jezera zcela konzistentní součástí okolní krajiny, čímž se odlišuje od většiny jezer po těžbě sulfidických rud, která zejména v počáteční fázi vývoje mohou představovat jistou environmentální hrozbu pro své okolí. Předložené výsledky tak ukazují jednu z možností, kam se mohou vlastnosti vody antropogenních jezer tohoto typu bez umělého procesu remediacce vyvinout.



Obr. 87 Celkový pohled na Hromnické jezero od východu (foto A. Hauner)

7 ZÁVĚR

Antropogenní jezera vzniklá po těžbě nerostných surovin v ČR představují svébytné vodní útvary sahající od jezer oligotrofních holomiktických (Velká Amerika, Výkleky) až po jezera hypertrofní meromiktická (Hromnické jezero, Vápenka). Kvalitu vody ovlivňují chemismus a fyzikální povaha těžené suroviny, specifické morfometrické poměry jezerní pánve (velká relativní hloubka), charakter nejbližšího okolí jezera odrážející se v trofii jezera (vegetační opad, antropogenní vlivy) a čas, který uplynul od ukončení těžby (sukcese). U hydrických rekultivací Milada a Most byl zaznamenán vliv přítoku vody během napouštění.

Z 30 hodnocených antropogenních jezer bylo identifikováno 8 meromiktických jezer (specifikum pro tento genetický typ) s anomáliemi teploty v chemoklině a monimolimnionu. Kyslíkové poměry úzce souvisely s trofií jezer, na většině lokalit převládala klinográdní nebo pozitivně heterográdní distribuce kyslíku často s extrémními hodnotami nasycení (až 320 %). Na třech oligotrofních lokalitách byla zjištěna ortográdní distribuce kyslíku s nasycením ≥ 100 % ke dnu jezera. Hodnota pH vody naprosté většiny jezer (extrémy 2,5–9,2) je dána uhličitánovou rovnováhou, u 3 lokalit s $\text{pH} < 4$ se uplatňuje oxidace pyritu. Průhlednost a barva vody se značně lišily v závislosti na trofii jezera (extrémy 0,4–12 m, odstíny barvy č. 5–22). U všech fyzikálních parametrů byla zjištěna výrazná sezonalita výskytu minim a maxim.

Koncentrace iontů vápníku, hořčíku a alkalita vody vykazaly těsnou závislost na druhu těžené suroviny s minimy u jezer po těžbě vyvřelých hornin, písků a kyselých metamorfítů (fylit, křemenec) a maximy u sedimentárních hornin marinního původu. Ještě těsnější závislost byla zjištěna u síranů s dominancí lokalit po těžbě sulfidických rud, resp. sádrovce (od 1,5 po 5850 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Výskyt forem anorganického dusíku obecně souvisí s trofií jezer a dynamikou asimilace/rozkladu organické hmoty v jezerech. Extrémní koncentrace amoniakálního dusíku byly zjištěny při dně meromiktických jezer (až 16 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a u jezer v intravilánech obcí s v důsledku antropogenní kontaminace. Možný antropogenní vliv byl zaznamenán i u iontů sodíku a chloridů, které podobně jako ionty draslíku nevykazaly výraznější závislost na druhu těžené suroviny. Celková mineralizace vody se pohybovala od

27 mg·l⁻¹ (U Kyzu) do 8 g·l⁻¹ (Hromnické jezero), výrazně zvýšené hodnoty u dna vykazala meromiktická jezera. U některých analytů byla prokázána výrazná sezonalita minim a maxim v závislosti na biogenních procesech (Mg, K, obě formy dusíku, alkalita), u jiných se naopak teoretické předpoklady nepotvrdily nebo byly nejednoznačné (Ca, Na, Cl).

Koncentrace chlorofylu-*a* ve vodě se během roku i v rámci hodnocených lokalit značně lišily. Oligotrofní jezera vykazala průměrnou roční koncentrací chlorofylu-*a* do 2,5–3 µg·l⁻¹, eutrofní nad 10 µg·l⁻¹. Ojediněle byla zaznamenána extrémní zimní maxima (až 294 µg·l⁻¹), související s asimilací fytoplanktonu pod ledem. Z 30 hodnocených antropogenních jezer bylo identifikováno 8 jezer jako oligotrofní, většina jezer je eutrofního charakteru. Z hlediska hodnocení jakosti vody se zejména u eutrofních a meromiktických jezer negativně projevíly zvýšené hodnoty konduktivity vody, amoniakálního dusíku, chlorofylu-*a*, síranů a nízké množství rozpuštěného kyslíku, hodnoty ostatní analytů nejsou ekologicky významné.

U Hromnického jezera po těžbě pyritických břidlic (pH 2,5–4) byly zaznamenány četné jevy související s fenoménem meromixie. Výměna vody probíhá pouze do hloubky 3 metrů a to pouze v podzimním období, bylo zaznamenáno výrazné zpoždování maxim a minim teploty mezi mixolimnionem a chemoklinou (až 6 měsíců). Stabilní anoxický monimolimnion je charakteristický vysokou koncentrací rozpuštěného železa a síranů, u nichž dochází k částečné redukci na sulfidickou síru, která se uplatňuje při srážení některých kovů (Cd, Cu, Zn). V hypertrofním prostředí s vysokou koncentrací fosforu (PO₄³⁻ až 1,6 mg·l⁻¹) bylo zjištěno několik druhů fytoplanktonu (*Coccomyxa* sp., *Chromulina* sp.) a spolu s tím zaznamenána výrazná mixolimnetická maxima kyslíku s nasycením až 270 %.

Z předložených výsledků a srovnání antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin s ostatními genetickými typy jezer na území ČR bylo zjištěno, že antropogenní jezera se vyznačují neobyčejnou rozmanitostí a přítomností některých specifických jevů, které u jiných genetických typů českých jezer nebyly dosud zaznamenávány nebo pouze ojediněle. Právě tato pestrost z nich činí vodní útvary s mnoha možnostmi současného i potenciálního využití a nezaměnitelnou součást české krajiny.

SEZNAM LITERATURY

- AESCHBACH-HERTIG, W., HORFER, M., KIPFER, R., IMBODEN, D.M., WIELER R. (1999): Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic lake (Lac Pavin, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3357–3372.
- ALTSCHUL, S.F., GISH, W., MILLER, W., MYERS, E.W., LIPMAN, D.J. (1990): Basic local alignment search tool. *Journal of Molecular Biology* 215, 403–410.
- ALVARES COBELAS, M., RUBIO, S., VELASCO, J.L. (1990): Chemical limnology of a hypertrophic gravel-pit lake. *Annales de Limnologie* 26, 97–108.
- ARMITAGE, P.D., CRANSTON, P.S., PINDER, L.C.V. (1995): *The Chironomidae: biology and ecology of non-biting midges*. Chapman & Hall, London.
- ATLAS KRAJINY ČESKÉ REPUBLIKY (2009). Ministerstvo životního prostředí České republiky, Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, Praha, 331 s.
- BARKO, J.W., HARDIN, D.G., MATTHEWS, M.S. (1982): Growth and morphology of submerged freshwater macrophytes in relation to light and temperature. *Canadian Journal of Botany* 60, 877–887.
- BERVICOVÁ, D. (2006): *Limnologická charakteristika vybraných antropogenních jezer ČR*. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 85 s.
- BLODAU, CH. (2006): A review of acidity generation and consumption in acidic coal mine lakes and their watersheds. *Science of the Total Environment* 369, 307–332.
- BOEHRER, B., DIETZ, S., VON ROHDEN, C., KIWEL, U., JÖHNK, K.D., NAUJOKS, S., ILMBERGER, J., LESSMANN, D. (2009): Double-diffusive deep water circulation in an iron-meromictic lake. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, 1–7.
- BOEHRER, B., SCHULTZE, M. (2006): On the relevance of meromixis in mine pit lakes. *Proceedings, International Conference of Acid Rock Drainage*, St. Louis, 200–213.
- BOEHRER, B., SCHULTZE, M. (2008): Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics* 46, 1–27.
- BOHÁČKOVÁ, E. (2005): *Hromnické a Zelené jezírko*. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 47 s.
- CASTENDYK, D.N., EARY, L.E. (2009): *Mine Pit Lakes: Characteristics, Predictive Modeling, and Sustainability*. SME, Englewood.

- ČESÁK, J., ŠOBR, M. (2005): Metody batymetrického mapování českých jezer. *Geografie* 110, 141–151.
- CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 480 s.
- DENEKE, R. (2000): Review of rotifers and crustaceans in highly acidic environments of pH values <3. *Hydrobiologia* 433, 167–172.
- DENIMAL, S., BERTRAND, C., MUDRY, J., PAQUETTE, Y., HOCHART, M., STEINMANN, M. (2005): Evolution of the aqueous geochemistry of mine pit lakes – Blanzý–Montceau-les-Mines coal basin/Massif Central, France): origin of sulfate contents; effects of stratification on water quality. *Applied Geochemistry* 20, 825–839.
- DLASKOVÁ, A. (2009): Rozmístění a využití jezer po těžbě písků ve středním Polabí. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 62 s.
- DOSEDLA, J. (1953): K morfologii jezera v Hranické propasti. *Sborník ČSSZ* 58, 168–170.
- DOYLE, G.A., RUNNELLS, D.D. (1997): Physical limnology of existing mine pit lakes. *Mining Engineering* 49, 76–80.
- ENGELEN, G.B., KAL, B.F.M. (1977): Hydrological setting and water quality of the urban artificial sandpit lake "Sloterplas" at Amsterdam. Effects of urbanization and industrialization on the hydrological regime and on water quality. *Proceedings of International Symposium on the Effects of Urbanization and Industrialization on the Hydrological Regime and on Water Quality*, Amsterdam, 315–323.
- EVANGELOU, V.P. (1995): *Pyrite Oxidation and its Control*. CRC Press, Boca Raton.
- FOREL, F. A. (1901): *Hanbuch der Seenkunde. Allgemeine Limnologie*, Stuttgart.
- FOTT, J., PRAŽÁKOVÁ, M., STUHLÍK, E., STUHLÍKOVÁ, Z. (1994): Acidification of lakes in Šumava (Bohemia) and in the High Tatra Mountains (Slovakia). *Hydrobiologia* 274, 37–47.
- GABRIELOVÁ, I. (1996): Chomutovské kamencové jezero. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 286 s.
- GAMMONS, CH.H., DUAIME, T.E. (2006): Long term changes in the limnology and geochemistry of the Berkeley Pit Lake, Butte, Montana. *Mine Water and the Environment* 25, 76–85.

- GERŠL, M., KOSINA, M., SEDLÁČEK, I., NOVÁKOVÁ, D., TRAVĚNEC, F. (2007): Biodiverzita kultivovatelných prokaryot z Hranické propasti a možnost uplatnění těchto mikroorganismů při utváření karbonátových speleotém. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 14, 86–91.
- GOLDMAN, C.R. (1960): Primary productivity and limiting factors in three lakes of the Alaska Peninsula. *Ecological Monographs* 30, 207–230.
- HÅKANSON, L., JANSSON, M. (1983): *Principles of Lake Sedimentology*. Springer–Verlag, Berlin, 316 p.
- HAKALA, A. (2004): Meromixis as a part of lake evolution – observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland. *Boreal Environment Research* 9, 37–53.
- HOLENDA, J. (2007): Limnologická charakteristika vybraných antropogenních jezer Moravy a Slezska. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 100s.
- HRDINKA, T. (2004): Antropogenní jezera České republiky. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 155 s.
- HRDINKA, T. (2005): Antropogenní jezera České republiky. *Geografie* 110, 210–228.
- HRDINKA, T. (2005): Limnologická studia jezera v lomu Velká Amerika. *Sborník Český kras* 31, 5–10.
- HRDINKA, T. (2007): Typology and potential utilization of anthropogenic lakes in mining pits in the Czech Republic. *Limnological Review* 7, 29–35.
- HRDINKA, T., ŠOBR, M. (2010): Projevy a příčiny meromixie jezer po těžbě nerostných surovin v Česku. *Geografie* 115, 96–111.
- CHALUPOVÁ, D. (2011): Chemismus vody a sedimentů fluviálních jezer Labe. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 272 s.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. (2003): *Jezera České republiky*. Karlova Univerzita v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha, 216 s.
- JANSKÝ, B., SCHULTE A., ČESÁK, J., ESCOBAR RIOS, V. (2010): The Mladotice lake, Western Czechia: The unique genesis and evolution of the lake basin. *Geografie* 115, 247–265.
- JERSABEK, C.D., WEITHOFF, G., WEISSE, T. (2011): *Cephalodella acidophila* n. sp. (Monogononta: Notommatidae), a new rotifer species from highly acidic mining lakes. *Zootaxa* 2939, 50–58.

- KALFF, J. (2002): *Limnology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 592 p.
- KLEEBERG, A., GRUENBERG, B. (2005): Phosphorus mobility in sediments of acid mining lakes, Lusatia, Germany. *Ecological Engineering* 25, 89–100.
- KNAPP, P. (2006): Antropogenní jezera v Přírodním parku Jesenicko. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 81 s.
- KOCUM, J. (2004): Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v Českém povodí Řezné. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 155 s.
- KOMÁREK, J., FOTT, B. (1983): Das Phytoplankton des Süßwassers. In: Huber-Pestalozzi, G. (Ed.), *Die Binnengewässer Band XVI, 7. Teil, 1. Hälfte*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- KŘTĚNOVÁ, M. (2006): Limnologické poměry vybraných pískoven v povodí Lužnice. Diplomová práce. Ústav pro životní prostředí, Univerzita Karlova v Praze, Praha, 70 s.
- LESSMANN, D., FYSON, A., NIXDORF, B. (2000): Phytoplankton of the extremely acidic mining lakes in Lusatia (Germany) with pH<3. *Hydrobiologia* 433, 123–128.
- LEVY, D.B., CUSTIS, K.H., CASEY, W.H., ROCK, P.A. (1997): The aqueous geochemistry of the abandoned Spenceville Copper Pit, Nevada County, California. *Journal of Environmental Quality* 26, 233–243.
- LOWE-MCCONNELL, R.H. (ED.) (1966): *Man-made Lakes*. Academic Press, London, New York, 1966.
- MICKLE, A.M., WETZEL, R.G. (1978): Effectiveness of submersed angiosperm-epiphyte complexes on exchange of nutrients and organic carbon in littoral systems. I. Inorganic nutrients. *Aquatic Botany* 4, 303–313.
- MILLER, G.C., LYONS, W.B., DAVIS, A. (1996): Understanding the water quality of pit lakes. *Environmental Science & Technology* 30, 118–123.
- MOON-VAN DER STAAY, S.Y., VAN DER STAAY, G.W.M., GULLOU, L., VAULOT, D., CLAUSTRE, H., MEDLIN, L.K. (2000): Abundance and diversity of prymnesiophytes in the picoplankton community from the equatorial Pacific Ocean inferred from 18S rDNA sequences. *Limnology and Oceanography* 45, 98–109.
- MORLING, G., PEJLER, B. (1990): Acidification and zooplankton development in some West-Swedish lakes 1966–1983. *Limnologica* 20, 307–318.

- MOSER, M., WEISSE, T. (2011): The most acidified Austrian lake in comparison to a neutralized mining lake. *Limnologica* 41, 303–315.
- NIXDORF, B., LESSMANN, D., DENEKE, R. (2005): Mining lakes in a disturbed landscape: Application of the EC Water Framework Directive and future management strategies. *Ecological Engineering* 24, 67–73.
- NIXDORF, B., MISCHKE, U., LESSMANN, D. (1998): Chrysophytes and chlamydomonads: pioneer colonists in extremely acidic mining lakes (pH<3) in Lusatia (Germany). *Hydrobiologia* 369/370, 315–327.
- NWACHUKWU, N.C., ORJI, F.A., IHEUKWUMERE, EKELEME, U.G. (2010). Antibiotic resistant environmental isolates of *Listeria monocytogenes* from anthropogenic lakes in Lokpa-Ukwu, Abia State of Nigeria. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences* 4, 1571–1576.
- OTSUKI, A., WETZEL, R.G.(1974): Calcium and total alkalinity budgets and calcium carbonate precipitation of a small hardwater lake. *Archiv für Hydrobiologie* 73, 14–30.
- PAČES, T. (1983): *Základy Geochemie vod*. Academia, Praha, 304 s.
- PAŠAVA, J., HLADÍKOVÁ, J., DOBEŠ, P. (1996): Origin of Proterozoic metal-rich black shales from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Economic Geology* 91, 63–79.
- PAŠAVA, J., SULOVSÝ, P., KOVALOVÁ, M. (1993): Geochemistry and mineralogy of Proterozoic metal-rich black shales from Bohemian Massif, Czech Republic, with a description of possible new molybdenum selenide and telluride phases. *Canadian Mineralogist* 31, 745–754.
- PEDROZO, F., KELLY, L., DIAZ, M., TEMPORETTI, P., BAFFICO, G., KRINGEL, R., FRIESE, K., MAGES, M., GELLER, W., WOELFL, S. (2001): First results on the water chemistry, algae and trophic status of an Andean acidic lake system of volcanic origin in Patagonia (Lake Caviahue). *Hydrobiologia* 452, 129–137.
- PECHAR, L. (1987): Use of acetone-methanol mixture for extraction and spectrophotometric determination of chlorophyll *a* in phytoplankton. *Archiv für Hydrobiologie, Supplement* 78, 99–117.
- PELLICORI, D.A., GAMMONS, CH.H., POULSON, S.R. (2005): Geochemistry and stable isotope composition of the Berkeley Pit Lake and surrounding mine waters, Butte, Montana. *Applied Geochemistry* 20, 2116–2137.

- PHILLIPS, K.A., FAWLEY, M.W. (2002): Winter phytoplankton community structure in three shallow temperate lakes during ice cover. *Hydrobiologia* 470, 97–113.
- PIETERS, R., LAWRENCE, G. (2009): Effect of salt exclusion from lake ice on seasonal circulation. *Limnology and Oceanography* 54, 401–412.
- PITTER, P. (2009): *Hydrochemie. Vysoká škola chemicko-technologická, Praha.*
- POŠTA, P. (2004): *Organogenní jezera v České republice. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 116 s.*
- RAMSTEDT, M., CARLSSON, E., LÖVGREN, L. (2003): Aqueous geochemistry in the Udden pit lake, northern Sweden. *Applied Geochemistry* 18, 97–108.
- SÁNCHEZ ESPAÑA, J., LÓPEZ PAMO, E., PASTOR SANTOFIMIA, E., DIEZ ERCILLA, M. (2008): The acidic mine pit lakes of the Iberian Pyrite Belt: An approach to their physical limnology and hydrochemistry. *Applied Geochemistry* 23, 1260–1287.
- SCHROTH, A.W., PARNELL JR., R.A. (2005): Trace metal retention through schwermannite to goethite transformation as observed in a field setting, Alta Mine, MT. *Applied Geochemistry* 20, 907–917.
- SCHULTZE, M. (2008): Water quality of lignite pit lakes in Germany and the experiences with different approaches to abate their acidification. *Prezentace. SAFEMANMIN, Vienna* (dostupné online <http://biutec.at/safemanmin/pdf/presentations/Martin_Schultze.pdf>).
- SCHULTZE, M., BOEHRER, B. (2008): Development of two meromictic pit lakes – a case study from the former lignite mine Merseburg-Ost, Germany. In: Rapantova, N., Hrkal, Z. (Eds.), *Mine water and the environment. Technical University of Ostrava, Ostrava, pp. 469–472.*
- SCHULTZE, M., POKRANDT, K.-H., HILLE, W. (2010): Pit lakes of the Central German lignite mining district: Creation, morphometry and water quality aspects. *Limnologica* 40, 148–155.
- SVOBODA, I., PECHAROVÁ, E., PŘIKRYL, I.; KAŠPAROVÁ, I. (2008): The Development of Future Lakes in Opencast Mine Residual Pits in the Krušné Mountain Region of the Czech Republic, p. 619-622. In: RAPANTOVA, N., HRKAL, Z.: *Mine Water and the Environment. VSB – Technical University of Ostrava, Ostrava.*
- SVOBODOVÁ, Z. A KOL. (1987): *Toxikologie vodních živočichů. MZVŽ ČSR a ČRS, Praha, 232 s.*

- ŠOBR, M. (2007): Jezera České republiky. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 235 s.
- ŠTÝS, S. ET AL. (1981): Rekultivace území postižených těžbou nerostných surovin. SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha, 680 s.
- TAKENO, N. (2005): Atlas of Eh-pH diagrams – Intercomparison of thermodynamic databases, Geological Survey of Japan Open File Report No. 419. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Tokio.
- THURMAN, E.M. (1985): Organic Geochemistry of Natural Waters. Springer-Verlag, New York.
- TOTSCHKE, O., PÖTHIG, R., UHLMANN, W., BÜTTCHER, H., STEINBERG, C.E.W. (2003): Buffering mechanism in acidic mining lakes – a model based analysis. *Aquatic Geochemistry* 9, 343–359.
- TRIANTAFYLIDIS, S., SKARPELIS, N. (2006): Mineral formation in an acid pit lake from a high-sulfidation ore deposit: Kirki, NE Greece. *Journal of Geochemical Exploration* 88, 68–71.
- VOLLENWEIDER, R. A. (1979): Das Nährstoffbelastungskonzept als Grundlage für den externen Eingriff in den Eutrophierungsprozess stehender Gewässer und Talsperren. *Zeitschrift für Wasser und Abwasserforschung* 12, 46–56.
- VOLLENWEIDER, R.A., KEREKES, J. (1982): Eutrophication of Waters. Monitoring, Assessment and Control. Organization for Economic Co-Operation and Development (OECD), Paris, 156 p.
- VON ROHDEN, C., ILMBERGER, J., BOEHRER, B. (2009): Assessing groundwater coupling and vertical exchange in a meromictic mining lake with an SF₆-tracer experiment. *Journal of Hydrology*, 372, 102–108.
- VON ROHDEN, C., BOEHRER, B., ILMBERGER, J. (2010): Evidence for double diffusion in temperate meromictic lakes. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 667–674.
- WAERVÅGEN, S.B., NILSSEN, J.P. (2011): Seasonal dynamics and life histories of pelagic cladocerans (Crustacea; Cladocera) in an acidic boreal lake. *Journal of Limnology* 70, 83–101.
- WALKER, K.F., LIKENS, G.E. (1975): Meromixis and a reconsidered typology of lake circulation patterns. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie* 19, 442–458.

- WELSCHMEYER, N.A. (1994): Fluorometric analysis of chlorophyll *a* in the presence of chlorophyll *b* and pheopigments. *Limnology and Oceanography* 39, 1985–1992.
- WENDT-POTTHOFF, K., KOSCHORRECK, M., DIEZ ERCILLA, M., SÁNCHEZ ESPAÑA, J. (2011): Microbial activity and biogeochemical cycling in a nutrient-rich meromictic acid pit lake. *Limnologica* (in press, dostupné online <<http://dx.doi.org/10.1016/j.limno.2011.10.004>>).
- WERNAND, M.R., VAN DER WOERD, H.J. (2010): Spectral analysis of the Forel-Ule ocean colour comparator scale. *Journal of the European Optical Society-Rapid Publications* 5, 1-7.
- WETZEL, R.G. (1966): Variations in productivity of Goose and hypereutrophic Sylvan lakes, Indiana. *Investigations of Indiana Lakes and Streams* 7, 147–184.
- WETZEL, R.G. (2001): *Limnology – Lake and River Ecosystems*, 3rd ed. Academic Press, San Diego, 1006 p.
- WIEDNER, C., NIXDORF, B. (1998): Success of chrysophytes, cryptophytes and dinoflagellates over blue-greens (cyanobacteria) during an extreme winter (1995/96) in eutrophic shallow lakes. *Hydrobiologia* 369/370, 229–235.
- WOELFL, S., WHITTON, B.A. (2000): Sampling preservation and quantification of biological samples from highly acidic environments (pH<3). *Hydrobiologia* 433, 173–180.
- WOLLMANN, K., DENEKE, R., NIXDORF, B., PACKROFF, G. (2000): Dynamics of planktonic food webs in three lakes across a pH gradient (pH 2–4). *Hydrobiologia* 433, 3–14.
- YSI INCORPORATED (2009): *6-Series Multiparameter Water Quality Sondes User Manual*. Revision F. Yellow Spring, Ohio, USA.
- [1] SMĚRNICE 2000/60/ES EVROPSKÉHO PARLAMENTU A RADY z 23. října 2000 ustavující rámec pro činnost Společenství v oblasti vodní politiky. Ministerstvo životního prostředí České republiky, odbor ochrany vod.
- [2] VYHLÁŠKA č. 252/2004 SB., kterou se stanoví hygienické požadavky na pitnou a teplou vodu a četnost a rozsah kontroly pitné vody. Ministerstvo zdravotnictví České republiky.
- [3] NORMA ČSN 75 7221. Jakost vod – Klasifikace jakosti povrchových vod. Český normalizační institut.

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 Jezera po těžbě písku u Ostrožské Nové Vsi a Poděbrad.....	15
Obr. 2 Jezera po těžbě kaolinu u Karlových Varů a Horní Břízy.....	16
Obr. 3 Jezera po těžbě hnědého uhlí v sseverních Čechách (Barbora, Lübig).....	18
Obr. 4 Hydrické rekultivace hnědouhelných velkolomů v Německu	19
Obr. 5 Jezera po těžbě vápence a břidlice v Českém krasu u Berouna	20
Obr. 6 Jezera po těžbě žuly a dioritu u Skutče a Sedlačan	21
Obr. 7 Jezero po těžbě cihlářské hlíny u Kroměříže.....	22
Obr. 8 Jezero po těžbě limonitových rud (PP Ranská jezírka).....	23
Obr. 9 Mapa genetických typů jezer s jezery po těžbě nerostných surovin	24
Obr. 10 Poloha antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR.....	26
Obr. 11 Objem antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin v ČR	28
Obr. 12 Příklady dvou základních tvarů jezerních pánví antropogenních jezer.....	29
Obr. 13 Relativní hloubka antropogenních jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin	30
Obr. 14 Schéma stratifikace vody v typickém meromiktickém jezeře.....	31
Obr. 15 (1. část) Fotodokumentace hodnocených antropogenních jezer ČR	32
Obr. 15 (2. část) Fotodokumentace hodnocených antropogenních jezer ČR	33
Obr. 15 (3. část) Fotodokumentace hodnocených antropogenních jezer ČR.....	34
Obr. 16 Teplota vody ve vertikálním profilu v holomiktickém/meromiktickém jezeře	37
Obr. 17 Teplota vody antropogen. jezer ve vertikálním profilu v období letní stratifikace....	38
Obr. 18 Teplota vody antropogen. jezer ve vertikál. profilu v období podzemní cirkulace	38
Obr. 19 Hypolimnetické anomálie teploty vody některých antropogenních jezer	39
Obr. 20 Zimní teploty vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin	41
Obr. 21 Konduktivita vody ve vertikál. profilu v holomiktickém/meromiktickém jezeře.....	43
Obr. 22 Vertikální profily konduktivity vody meromiktických jezer	43
Obr. 23 Rozdíly konduktivity vody mezi hladinou a dnem	45
Obr. 25 Vertikální profil konduktivity jezera Šluknov.....	47
Obr. 26 Sezonalita výskytu maxim a minim konduktivity vody jezer	48
Obr. 27 Rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu v období letní stratifikace.	49
Obr. 28 Rozpuštěný kyslík ve vertikálním profilu vybraných jezer.....	50
Obr. 29 Anomálie rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu vybraných jezer	52
Obr. 30 Rozpuštěný kyslík ve vertikálním profilu vybraných antropogenních jezer.....	53
Obr. 31 Nasycení vody rozpuštěným kyslíkem při dně jezer po těžbě nerostných surovin....	54
Obr. 32 Sezonalita výskytu maxim a minim nasycení vody rozpuštěným kyslíkem.....	55
Obr. 33 Modelové situace průběhu hodnot pH ve vertikálním profilu u vybraných jezer.....	57
Obr. 34 Hodnoty pH vody při hladině a dně jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin....	59
Obr. 35 Sezónní variabilita hladinového pH vody jezer po těžbě nerostných surovin	61
Obr. 36 Sezonalita maxim a minim pH vody	62
Obr. 37 Extremita průhlednosti vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.	64
Obr. 38 Průhlednost vody oligotrofního jezera v lomu Kosov.....	65
Obr. 39 Sezonalita maxim a minim průhlednosti vody antropogenních jezer	66
Obr. 40 Forel-Uleova stupnice barev používaná pro určování barvy vody.....	67
Obr. 41 Barva vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.....	67
Obr. 42 Sezonalita zbarvení vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.....	68
Obr. 43 Koncentrace vápníku v jezerech po těžbě nerostných surovin.....	78
Obr. 44 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace vápníku	79
Obr. 45 Koncentrace hořčíku v jezerech po těžbě nerostných surovin	81
Obr. 46 Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace hořčíku.....	82
Obr. 47 Koncentrace sodíku v jezerech po těžbě nerostných surovin.....	83

Obr. 48	Koncentrace draslíku v jezerech po těžbě nerostných surovin	85
Obr. 49	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace sodíku	86
Obr. 50	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace draslíku	87
Obr. 51	Eh-pH diagram systému N-O-H zobrazující formy výskytu dusíku ve vodě	89
Obr. 52	Koncentrace amoniakálního dusíku v jezerech po těžbě nerostných surovin	91
Obr. 53	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace amoniakálního dusíku.....	93
Obr. 54	Koncentrace dusičnanů v jezerech po těžbě nerostných surovin	94
Obr. 55	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace dusičnanů.....	96
Obr. 56	Eh-pH diagram systému S-O-H zobrazující formy výskytu síry ve vodě.....	97
Obr. 57	Koncentrace síranů v jezerech po těžbě nerostných surovin.....	98
Obr. 58	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace síranů	101
Obr. 59	Koncentrace chloridů v jezerech po těžbě nerostných surovin	102
Obr. 60	Sezonalita výskytu maxim a minim koncentrace chloridů.....	103
Obr. 61	Eh-pH diagram systému C-O-H zobrazující formy výskytu uhlíku ve vodě.....	104
Obr. 62	Alkalita vody jezer vzniklých po těžbě nerostných.....	106
Obr. 63	Sezonalita výskytu maxim a minim alkality vody	107
Obr. 64	Celková mineralizace vody jezer vzniklých po těžbě nerostných surovin.....	109
Obr. 65	Koncentrace chlorofylu-a v jezerech po těžbě nerostných surovin.....	120
Obr. 66	Poloha Hromnického jezera na dně těžební jámy	128
Obr. 67	Batymetrická mapa Hromnického jezera	130
Obr. 68	Vývoj hladiny vody v Hromnickém jezeře a denní úhrn srážek	131
Obr. 69	Roční chod konduktivity ve vertikálním profilu Hromnického jezera	135
Obr. 70	Roční chod teploty vody ve vertikálním profilu Hromnického jezera.....	136
Obr. 71	Roční chod rozpuštěného kyslíku ve vertikálním profilu Hromnického jezera.....	137
Obr. 72	Roční chod nasycení vody kyslíkem ve vertikálním profilu Hromnického jezera ..	138
Obr. 73	Vybrané profily pH a ORP v Hromnickém jezeře	139
Obr. 74	Barva vody v Hromnickém jezeře ve srovnání sjezerem Berkeley v Montaně	141
Obr. 75	Eh-pH diagram systému Fe-S-O-H charakteristický pro vody po těžbě pyritu.	143
Obr. 76	Vývoj pH, koncentrace síranů a forem rozpuštěného železa v Hromnickém j.	144
Obr. 77	Vývoj ukazatelů dusíku, fosforu a celkového org. uhlíku v Hromnickém jezeře	145
Obr. 78	Vývoj koncentrace hlavních minerálních živin v Hromnickém jezeře	146
Obr. 79	Vývoj koncentrace chloridů a vybraných toxických kovů v Hromnickém j.	147
Obr. 80	Eh-pH diagramy převažujících forem výskytu Fe, Mn, Al a Cu.	148
Obr. 81	Fytoplankton Hromnického jezera - nanoplanktonní řasa <i>Coccomyxa</i> sp.....	150
Obr. 82	Bičíkovec <i>Lepocinclis</i> sp. (krásnoočko) v Hromnickém jezeře.....	151
Obr. 83	Uniformní populace řasy <i>Chromulina</i> sp. v Hromnickém jezeře.....	152
Obr. 84	Koncentrace chlorofylu-a v Hromnickém jezeře	154
Obr. 85	Neidentifikovaný druh nálevníka (Ciliata) v Hromnickém jezeře	155
Obr. 86	Vývojové stadium (chloronemata) mechu nalezené v litorální zóně Hrom. j.....	156
Obr. 87	Celkový pohled na Hromnické jezero od východu	159

SEZNAM TABULEK

Tab. 1	Morfometrické charakteristiky plánovaných hydrických rekultivací uhelných dolů... 18
Tab. 2	Typologie a morfometrické charakteristiky jezer po těžbě surovin na území ČR
Tab. 3	Klasifikace trofických stupňů jezer na základě průhlednosti vody.....
Tab. 4 (1. část)	Fyzikální vlastnosti vody jezer po těžbě nerostných surovin v ČR.....
Tab. 4 (2. část)	Fyzikální vlastnosti vody jezer po těžbě nerostných surovin v ČR.....
Tab. 5 (1. část)	Parametry chemismu vody jezer po těžbě nerostných surovin v ČR

Tab. 5 (2. část) Parametry chemismu vody jezer po těžbě nerostných surovin v ČR.....	116
Tab. 6 Koncentrace chlorofylu-a ve vodě a trofické třídy antropogenních jezer.....	122
Tab. 7 Trofické třídy jezer na základě průhlednosti vody (Kalff 2002).....	123
Tab. 8 Trofické třídy jezer podle kritérií Vollenweidera a Kerekese (1982) – OECD	123
Tab. 9 Trofické třídy jezer podle Håkanssona a Janssona (1983).....	123
Tab. 10 Souhrnná klasifikace trofických tříd jezer (Wetzel 2001, Vollenweider 1979).....	124
Tab. 11 Jakost vody v jezerech po těžbě nerostných surovin podle ČSN 75 7221.....	125
Tab. 12 Morfometrické charakteristiky pánve Hromnického jezera.....	130
Tab. 13 Vybrané ukazatele kvality vody v Hromnickém jezeře.	142

