

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích  
Přírodovědecká fakulta



Diplomová práce

**Změny vybraných parametrů chemismu půd v povodích  
šumavských jezer v období zotavování z acidifikace. Vliv těchto  
změn na stabilitu tamějších ekosystémů.**

Bc. Marie Peroutková

Vedoucí práce: RNDr. Jiří Kaňa, PhD.

České Budějovice, Září 2011

Peroutková M., **2011**: Změny vybraných parametrů chemismu půd v povodí šumavských jezer v období zotavování z acidifikace, jejich vliv na stabilitu tamějších ekosystémů.[*Changes in Selected Parameters of Soil Chemistry in Watersheds of the Bohemian Forest Lakes during Recovery from Acid Stress, their Influence on Ecosystem Stability*, Mgr. Thesis, in Czech] - 62 p., Faculty of Biological Sciences, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Anotace:

Tato práce zkoumá chemické změny ve svrchních horizontech půd v povodí šumavských jezer po kůrovcové kalamitě a ozdravování z acidifikace. Zaměřuje se na kationtovou výměnnou kapacitu (bazická saturace + výměnný Al + acidita) v O a A horizontu povodí Plešného a Čertova jezera. Diskutován je možný vliv těchto změn na stabilitu tamních ekosystémů.

Annotation:

The aim of the study was to determinate changes in soil chemistry in watersheds of Bohemian Forest lakes between years 2000 – 2010; recovery from acidification and impact of bark beetle infestation. The study is focused on cation exchange capacity (base saturation + exchangeable Al + acidity) in O and A horizons of the catchments Plešné and Čertovo lakes. The possible impact of this changes on ecosystem stability is discussed here.

Prohlašuji, že svoji diplomovou práci jsem vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č.111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a ostatních oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací

Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátu.

V Českých Budějovicích dne 13. prosince 2011

Marie Peroutková

Poděkování: Velké díky patří v první řadě mému školiteli Jirkovi Kaňovi, který byl k dispozici, kdykoliv to bylo nutné a usměrnil mé kroky správným směrem. Za odbornou pomoc děkuji panu Šmilauerovi. Dále chci poděkovat svojí rodině, která při mně stála a ve všem mě podporovala - manželovi za trpělivost a dostatečné zásobování čokoládou, dále pak Františce, která už v bříšku musela se mnou velkou část práce absolvovat a na svět nespěchala, a když na svět přišla, tak maminku nechala psát a odpočívala po jejím boku v kolíbcce. Děkuji babičce Janě a paní sousedce za vození kočárku. Děkuji Jarušce, Míše a Evče. Děkuji paní Šantrůčkové a paní Vrbové, že mi důvěřovaly.

## Obsah:

1. Úvod.....	1
2. Literární rešerše.....	3
2.1. Acidifikace půdy.....	3
2.2. Transport kationtů v půdě.....	4
2.2.1. Anionty a voda.....	4
2.2.2. Role rostlin a organismů v transportu kationtů.....	6
2.3. Kationtová výměnná kapacita.....	8
2.4. Lesní koloběh prvků.....	10
2.4.1. Mineralizace a dekompozice.....	11
2.5. Kationty.....	12
2.5.1. Draslík.....	14
2.5.2. Hořčík.....	14
2.5.3. Vápník.....	15
2.5.4. Sodík.....	16
2.5.5. Hliník.....	16
2.5.6. Vodík.....	19
2.6. Bazická saturace.....	20
2.7. Půdní reakce.....	21
2.8. Situace na studijních plochách a hypotézy.....	22
3. Materiál a metody.....	23
3.1. Studijní plochy.....	23
3.1.1. Povodí Čertova jezera.....	23
3.1.2. Povodí Plešného jezera.....	23
3.2. Zpracování půdních vzorků a analýzy.....	24
3.2.1. Zpracování vzorků.....	24
3.2.2. Chemické analýzy.....	25
3.2.2.1. Měření pH.....	25
3.2.2.2. Výměnné bazické kationty.....	25
3.2.2.3. Výměnná acidita.....	25
3.2.2.4. Výpočty.....	26
3.3. Statistické zpracování dat.....	27
4. Výsledky.....	28
4.1. Porovnání vybraných charakteristik chemismu půd povodí Plešného a Čertova jezera v roce 2010.....	28
4.2. Změny chemismu půd mezi roky 2000 a 2010 v povodí Plešného a Čertova jezera.....	33
5. Diskuse.....	42
5.1. Změny chemismu půd v organických horizontech povodí Plešného a Čertova jezera.....	42
5.2. Vliv změn chemismu půd v povodí Plešného a Čertova jezera na stabilitu tamějšího lesního ekosystému.....	46
5.3. Shrnutí.....	47
6. Závěry.....	48
7. Literatura.....	49
8. Přílohy.....	61

Vysvětlivky:

PL- Plešné jezero  
CT- Čertovo jezero  
NP- národní park  
CEC- cation exchange capacity  
KVK- kationtová výměnná kapacita  
BS- bazická saturace  
BK- bazické kationty  
BK<sub>EX</sub> – výměnné bazické kationty  
Al<sub>3</sub><sup>+</sup><sub>EX</sub> – výměnný hliník

## 1. Úvod

Chemismus šumavských jezer je primárně ovlivněn atmosférickou depozicí, zvětráváním hornin, vlastnostmi půdy, typem vegetace a hydrologií povodí. Vlastnosti půdy v povodí přímo ovlivňují kvalitu vod. Z půdy se vyplavuje značné množství sloučenin, které přispívají k chemickým změnám v jezerech (Houle et al., 2006; Kopáček et al., 2009b). K pochopení změn chemismu vody v jezerech je proto třeba znát chemické složení půdních horizontů v povodí těchto jezer a mechanismus transportu prvků mezi půdními horizonty. Znalosti o půdě jsou navíc důležité i pro lepší porozumění šumavskému lesnímu ekosystému a vztahům mezi jeho jednotlivými složkami.

V průběhu minulého století se v důsledku zvýšeného přísunu kyselých depozic okyselila k acidifikaci citlivá půda v okolí šumavských jezer. Postupným odsířením tepelných elektráren se podařilo snížit emise síry, což přispělo k ozdravování z acidifikace po celé Evropě a Severní Americe (Kopáček et al., 2009a). Během zotavování pH půdy stoupá a snižuje se koncentrace Al. Zvyšuje se mikrobiální aktivita a množství bazických kationtů (Vanguelova et al., 2010). V současné době jsou i šumavská jezera ve fázi zotavování (Veselý, 1996; Kopáček et al., 1998; Vrba et al., 2004).

V povodí Plešného jezera dochází v současné době k intenzivnímu rozpadu stromového patra po kůrovcové kalamitě, aniž by biomasa byla odklizená, což pravděpodobně rovněž ovlivní koncentraci základních kationtů v půdě.

Tato práce by měla (1) prohloubit znalosti specifických zkoumaných ploch a v budoucnosti by znalosti této studie mohly být využity v kombinaci s jinými poznatky k uvážlivému plánování managementu v rámci NP. Dále by měla (2) přispět k pochopení změn, které v důsledku zotavování z acidifikace pomalu nastávají v jezerech, neboť změny chemismu půd v povodí přímo souvisejí se změnami chemismu vody v jezerech. (3) V širším slova smyslu by měla být jednou z mnoha prací dokládající nepopíratelný pozitivní vliv rozkládající se biomasy na přirozenou obnovu lesa.

Ve své práci se věnuji změnám chemismu půd v povodí Plešného a Čertova jezera v časovém rozpětí po deseti letech, konkrétně: pH, kationtové výměnné kapacitě (dále jen KVK), a s ní související bazické saturaci, výměnnému hliníku a aciditě. Přestože je půda celkem stabilní prostředí a změny v ní jsou patrné až po dlouhé době, lze předpokládat, že dlouhodobý trend snižování emisí ovlivnil množství výměnných kationtů na obou povodích i s ohledem na jejich rozdílné charakteristiky (nyněšní stav odpovídá pouze 10 % SO<sub>2</sub> z celkového množství vypouštěného do atmosféry v 80. letech 20. stol.; Šantrůčková et al., 2010, emise dusíku poklesly o 35 %; Kopáček et al., 2002c).

Cílem této práce je:

- Změřit kationtovou výměnnou kapacitu (bazická saturace + výměnný Al + acidita) a pH ve svrchních horizontech (O, A) povodí Plešného a Čertova jezera.
- Porovnat chemismus půd mezi oběma povodími.
- Porovnat získaná data s daty naměřenými před deseti lety.

## 2. Literární rešerše

### 2.1. Acidifikace půdy

Pojem „acidifikace“, neboli okyselení, znamená ve skutečnosti komplex několika procesů. Acidifikace je záležitostí dlouhodobou (McFee et al., 1977). Jedná se navíc o přirozený proces, který ovšem může být (a také je) značně zintenzivněn antropogenní činností. Acidifikaci nemůžeme tudíž vyjádřit jediným indexem. Podle Reuss a Johnson (1985) je kyselost půdy určována vztahem mezi množstvím bazických kationtů a formami hliníku na výměnném půdním komplexu.

Kyselé srážky vstupují do půdy přímo nebo nepřímou a to přes vegetaci, ze které smývají suché srážky (molekuly solí, kyselé anionty, bazické kationty), či anionty organických kyselin. Jejich kyselost může být snížena v samotném pletivu rostlin, kde se  $H^+$  ionty vyměňují s bazickými kationty. To ale vede k odstranění těchto kationtů z pletiva (Reuss a Johnson, 1985; Zhang et al., 2006). Nicméně role vegetace při snižování kyselosti srážek je nezanedbatelná. Kyselé anionty  $SO_4^{2-}$ ,  $NO_3^-$  po vstupu do půdy prodělávají řadu chemických reakcí. Půdy se od sebe liší různou kapacitou míst pro adsorpci těchto iontů. Ty, které mají těchto míst hodně, mají také velkou pufrací kapacitu, což je vlastnost, díky které je půda schopná přijímat kyselé anionty, aniž by se výrazně změnilo její pH (Brady a Weil, 2002). Jak uvádí Hruška a Majer (1996), vyšší pufrací kapacity mají půdy vyvinuté na metamorfovaných horninách (např. pararuly, migmatity), nejnižší pak půdy na vyvěřelých kyselých horninách (např. žuly). Nejméně citlivé na přísun kyselých srážek jsou půdy na vápencových podložích (Johnson a Zhang, 1991).

Pokud přísun kyselých substancí neustává, pro zachování rovnováhy náboje se do půdního roztoku začnou uvolňovat bazické kationty. Odstranění bazických kationtů z půdy pak vede k okyselení celého systému (McFee et al, 1977; Krám et al., 1995; Jones et al, 2004). V půdách s nízkým obsahem bazických kationtů se vyrovnání náboje z velké části účastní frakce  $H^+$  a  $Al^{3+}$ . Tento efekt je nežádoucí, neboť iontová forma hliníku  $Al^{3+}$  je toxická pro organismy a  $H^+$  přispívá ke zvýšení kyselosti půdního roztoku (Krám et al., 1995; Nyagaard, 2005). V silně kyselých půdách s pH pod 5 však způsobuje aciditu zejména hliník a ne vodík. Hliník je buď vázán na organickou hmotu, nebo se vyskytuje ve formě kationtů  $Al^{3+}$  a  $Al(OH)^{2+}$ , tyto kationty sorbované půdními koloidy jsou v rovnováze s ionty hliníku v půdním roztoku (Šimek, 2008).



K okyselení půdy přispívá také akumulace organické hmoty, a to ze dvou důvodů (1) organická hmota tvoří rozpustné komplexy s kationty  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , ty jsou pak z půdy vyplavovány při průsaku vodou, (2) organická hmota je zdrojem  $\text{H}^+$ , protože obsahuje množství kyselých funkčních skupin, z nich může  $\text{H}^+$  disociovat, přičemž různé skupiny disociují při různém pH (Brady a Weil, 2002).

Zásahem do kationtového zásobníku půdy je také výsadba zeleně. Sázení stromků na vytěžených místech může acidifikaci ještě prohloubit, neboť rostliny pro svůj růst potřebují velké množství kationtů. Johnson et al. (1982) uvádí, že acidifikaci může uspíšit sázení stromů, které vykazují zvýšenou akumulaci kationtů, např.  $\text{Ca}^{2+}$  v případě dubu (*Quercus* sp) a ořechovce (*Carya* sp).

Celkové množství kationtů v půdě je ale obvykle obrovské v porovnání s ročním přísunem  $\text{H}^+$  iontů formou depozic. Ke snížení kyselosti přispívá přísun bazických kationtů z vnějšího prostředí, jako je např. zvětrávání minerálů, atmosférické depozice, rozklad opadu, požáry vegetace (McFee et al, 1977). Požáry však nejsou efektivní z dlouhodobého hlediska. Oheň vede k povrchové alkalizaci půdy, spodní vrstvy tak nejsou obohaceny kationty a zde může nadále docházet k acidifikaci.

## 2.2. Transport kationtů v půdě

### 2.2.1. Anionty a voda

Při vstupu vody do půdy dochází k vymývání iontů a k přeuspořádání kationtů. Aby byl zachován princip elektroneutality v roztoku, musí být množství kationtů vyváženo odpovídajícím množstvím aniontů ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ). Proto k odstranění bazických kationtů z půdního roztoku dochází jen v asociaci s mobilními ionty. Na transportu kationtů v systému se podílí zejména anionty  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  a organické anionty (Reuss a Johnson, 1985; Brady a Weil, 2002).

Ve svrchních vrstvách půdy jsou kationty mobilizovány za pomoci  $\text{SO}_4^{2-}$ , ale ve spodnějších vrstvách už tomu tak není.  $\text{SO}_4^{2-}$  se totiž akumuluje zejména v B horizontu a to díky adsorpci (Brady a Weil, 2002), kam se desorpce dostává z A horizontu (Kaňa a Kopáček, 2005). Faktory, které ovlivňují adsorpční schopnost půdy, jsou: kvalita a kvantita jílu, organické hmoty; pH a množství oxidů Al a Fe (Kaňa a Kopáček, 2005). Množství  $\text{SO}_4^{2-}$  iontů adsorbovaných na Al a Fe oxidech pozitivně koreluje s množstvím  $\text{SO}_4^{2-}$  iontů v půdním roztoku. Při snížení přísunu  $\text{SO}_4^{2-}$  iontů v kyselých srážkách, dojde k rychlejšímu vyplavení  $\text{SO}_4^{2-}$  z půdy (Sjöström, 1994).

Adsorpce  $\text{SO}_4^{2-}$  závisí také na půdním typu. Kromě adsorpčních míst na půdních částicích jsou dalšími půdními zásobníky  $\text{SO}_4^{2-}$  ještě živá rostlinná pletiva, půdní organická hmota, opad a v neposlední řadě půdní roztok (Johnson a Todd, 1983). Jak už bylo zmíněno, depozice síry vedou ke zvýšení koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  v půdě. Je známo, že lesy dokážou akumulovat velké množství síry, avšak tato kapacita je velmi rychle naplněna a ve většině ohrožených systémů tvoří lesní biomasa jen malou část, kde se síra může akumulovat (Reuss a Johnson, 1985). Rostliny do svých těl síru přijímají v různých formách, tím mohou příjem sloučenin síry do půdy po určitou dobu zpozdit, avšak při rostlinné dekompozici jsou jednotlivé funkční skupiny síry oxidovány přímo na  $\text{SO}_4^{2-}$ . Biologická potřeba síry pro les je méně než  $5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Atmosférická depozice síry v regionech se zvýšenými emisemi síry ale představuje  $\sim 10 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$  a může se vyšplhat až na  $80 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$  (Jonson et al., 1985).

Oproti  $\text{SO}_4^{2-}$  je dusičnanový aniont  $\text{NO}_3^-$  jen slabě adsorbovaný na půdních částicích a lépe se vymývá.  $\text{NO}_3^-$  vzniká v půdě z  $\text{NH}_4^+$  při procesu nitrifikace (Šimek, 2008). Většina stromů preferuje nebo dokonce přímo vyžaduje příjem dusíku ve formě  $\text{NH}_4^+$  iontu. Tento příjem je do jisté míry závislý na teplotě (Gessler et al., 1998). Kyselé půdy inhibují oxidaci  $\text{NH}_4^+$  iontu na  $\text{NO}_3^-$  iont. Z toho vyplývá, že lesní ekosystém poškozený acidifikací má usnadněný přístup k amoniakálnímu dusíku jakožto živině, zatímco  $\text{NO}_3^-$  je vymýván z půdy s navázanými bazickými kationty (Oulehle et al., 2011). K saturaci ekosystému dusíkem dochází přísunem  $20 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Celkově shrnuto, aby  $\text{NO}_3^-$  významně přispíval k vyšší koncentraci půdního roztoku, musí být systém zatížen velkými vstupy dusíku, jako jsou kyselé srážky a hnojení (Reuss a Johnson, 1985). Edwards et al. (2002) zjistili, že  $\text{NO}_3^-$  hraje v odnosu bazických kationtů ze svrchních organických horizontů důležitější roli než  $\text{SO}_4^-$ , protože největší koncentrace těchto prvků navázaných na  $\text{NO}_3^-$  našel v C horizontu, kdežto  $\text{SO}_4^-$  ionty byly postupně detekovány ve všech horizontech.

Chloridové anionty  $\text{Cl}^-$  hrají důležitou roli především v místech, kde je půda zasolována. To může být v našich podmínkách problém např. při dlouhodobém zavlažování. Solení silnic v zimním období může také přispět ke zvýšeným koncentracím  $\text{Cl}^-$  v jejich okolí. V přímořských oblastech jsou významnými zdroji chloridových aniontů srážky.

Dalším aniontem, který se může podílet na transportu bazických kationtů, je  $\text{HCO}_3^-$ . Jeho koncentraci určuje parciální tlak  $\text{CO}_2$  a pH půdy (Brady a Weil, 2002).

Značný význam v odnosu bazických kationtů mají i organické kyseliny. Ve skutečnosti jsou to negativně nabitě komplexy organické hmoty. Organické kyseliny vznikají při částečné degradaci ligninu nebo syntéze exoenzymů určitých půdních organismů (Schnitzer a Khan, 1972). Organické anionty hrají důležitou roli především ve svrchních vrstvách půdy. Organické kyseliny okyselují půdní roztok a jsou akceptory pro vymývané kationty. Zodpovídají také za chelataci a následný transport Al a Fe iontů skrze půdní horizonty (Reuss a Johnson, 1985). Přestože organické kyseliny mají nízké pH, nalezneme v jejich roztoku více vázaného Al než jeho iontové formy ( $\text{Al}^{3+}$ ), kterou bychom v prostředí o takovém pH očekávali. Z toho je patrné, že organické anionty se nepatrně podílejí na snížení toxického efektu, který může půdní roztok mít při nadbytku iontového  $\text{Al}^{3+}$  (Berggren a Mulder, 1995; McHale et al., 2007).

Důležitou roli v transportu kationtů hraje voda. Díky vodním průsakům se například zóna akumulace Ca může posouvat směrem dolů, někdy až k podzemní vodě. Některý z rozpuštěných prvků může být takto celý odstraněn z vyvíjejícího se profilu. Dalším nežádoucím jevem s tím souvisejícím je posunutí zóny akumulace důležitých prvků mimo dosah kořenů rostlin (Vanguelova et al., 2010). Na druhou stranu hluboce kořenící rostliny mohou navrátit zpátky tyto ve vodě rozpustné produkty pomocí listů a opadu na povrch půdy. Tento proces zpomaluje kyselé zvětrávání a diferenciaci horizontů (Brady a Weil, 2002).

### 2.2.2. *Role rostlin a organismů v transportu kationtů*

Zvýšený přísun dusíku srážkami může kromě vymývání vést k dalšímu mechanismu odčerpávání bazických kationtů z půdy. Rostliny vlivem vyššího přísunu dusíku mohou urychlit svůj růst, což zvyšuje nárok na přísun ostatních živin z půdy, tudíž i bazických kationtů. Je třeba ale poznamenat, že vztah mezi růstem a nárokem rostliny na bazické kationty není lineární. Například Miller et al. (1972) zjistil, že hnojení dusíkem vyvolalo urychlení růstu borovice černé (*Pinus nigra*) a tím pádem i zvýšený příjem bazických kationtů s výjimkou vápníku.

Zvýšení přísunu dusíku pomocí atmosférických srážek ale nevede k většímu růstu rostlin, protože jak již bylo zmíněno, dusík je z větší části vyplaven z půdy.

V rámci rostliny dochází také k přemísťování bazických kationtů v závislosti na vnějších podmínkách. Pokud rostlina nějakým způsobem strádá, přesouvá důležité prvky z listů do pevnějších struktur svých orgánů. Při napadení smrku kůrovcem ale tato translokace živin ze smrkového jehličí nebyla pozorována (Šantrůčková et al., 2006). Ve studii Brunner et al. (1999) byly měřeny koncentrace výměnných bazických kationtů a hliníku ve výhoncích mladých semenáčků smrku. Tyto koncentrace byly porovnávány s výměnnými kationty v půdě. Koncentrace výměnného  $\text{Ca}^{2+}$  ve výhoncích semenáčků odpovídala přibližně jeho koncentraci v půdě, zatímco kationty  $\text{K}^+$  a  $\text{Mg}^{2+}$  se ve výhoncích akumulovaly. Koncentrace výměnného hliníku ( $\text{Al}_{\text{EX}}$ ) ve výhoncích semenáčků neodpovídala jeho koncentraci v půdě, ale měnila se v závislosti na měnícím se Ca/Al poměru půdy. Situace je odlišná v jehličí. Koncentrace výměnného hliníku v jehličí smrku koreluje přibližně s koncentrací výměnného hliníku v půdě (Heim et al., 2003).

Další způsob, jak rostliny manipulují s bazickými kationty, je jejich výměna s  $\text{H}^+$  ionty na kořenech (Reuss a Johnson, 1985). Dostupnost bazických kationtů v rizosféře je ovlivněna celkovým množstvím bazických kationtů v půdě a půdním roztoku (Zhang a Georg, 2002). Jednotlivé druhy stromů mohou ovlivnit rychlost vyplavování bazických kationtů navázaných na organické kyseliny, které se nachází v půdním roztoku pod nimi (Fujinuma et al., 2005; Hobbie et al. 2007). Ve studii Dijksatra et al. (2001) se zjistilo, že největší vylouhování bazických kationtů bylo pod javorem stříbřitým (*Acer Saccharinum*) a jasanem americkým (*Fraxinus americana*), pod kterými se nachází více výměnných kationtů než pod silně acidifikovaným jedlovcem kanadským (*Tsuga canadensis*).

Na transportu bazických kationtů se mohou podílet také mykorhizní houby, které je svými hyfami vedou ze spodních horizontů do svrchního O horizontu (Jongmans et al., 1997; van Breemen, 2000; Rosling et al., 2003). Schöll (2006) experimentálně zjistila, že ektomykorhizní organizmy při sníženém množství bazických kationtů zvyšují množství svých exudátů, což jsou vesměs nízkomolekulární organické látky (např. malát, oxalát). Tyto exudáty nejenže snižují toxicitu hliníku tím, že s ním vytvoří komplex, ale také zvyšují zvětrávání, a proto i dostupnost bazických kationtů pro rostliny.

Zcela jiné zjištění přinesla studie Heim et al. (2003): Ačkoliv semenáčky smrku měly na svých kořenech hustou síť hyf ektomykorhizní *Hebeloma crustuliniforme*, množství hliníku v smrkových výhoncích odpovídalo přibližně množství hliníku v půdním roztoku. Hyfy houby nezachytily žádný hliník, ale díky nim se zvětšilo množství fosforu přijatého rostlinou o 8 %.

### 2.3. Kationtová výměnná kapacita

Schopnost půdy vázat (adsorbovat) a/nebo vyměňovat kationty je nazývána kationtová výměnná kapacita (KVK). V zahraniční literatuře je známá pod zkratkou CEC (cation exchange capacity). KVK je důležitá chemická vlastnost, která se používá pro klasifikaci půd v půdní taxonomii (Brady a Weil, 2002), je dána množstvím a kvalitou koloidů v půdě (Šimek, 2008). V O horizontech se na ní podílí významně i organické kyseliny, konkrétně komplexace organických kyselin s dostupnými kationty (McHale et al., 2007). Kationtová výměna má veliký význam v půdní fyzice, chemii, dále hraje významnou roli v úrodnosti půdy, zadržování živin v půdě a také v příjmu živin rostlinami (Tan, 2005).

Hodnota KVK nám vyčísluje množství náboje kationtů (basické kationty,  $Al^{3+}$  a  $H^+$ ) na povrchu půdních koloidů. To je obvykle udáno v ekvivalentech (eq) či jejich zlomcích na hmotnostní jednotku půdy. Další uznávanou jednotkou je  $cmol(+)/kg$  (Tan, 2005). KVK většinou vzrůstá s narůstajícím pH (McFee, 1977). Při postupném zvětrávání se zvyšuje kationtová výměnná kapacita (Brady a Weil, 2002). Koncentrace výměnných kationtů tak může být důležitá také pro měření stupně zvětrávání a prosakování (Tan, 2005).

Johnson a Zhang (1991) uvádí, že lehčí půdy (např. písčité) s nižším obsahem jílových minerálů i organické hmoty mají nižší KVK, než má například humus (Tab. 1). Ten obsahuje velké množství funkčních skupin schopných vázat kationty (OH, R-NH, R-COOH) (Tan, 2005). Kromě toho má humus velký povrch a kationty se na něj mohou vázat ve větší míře. Například jílovitý ultisol (pH=5,5) obsahuje jen 2,5 % humusu a 30 % kaolinitu, přičemž ale 75 % jeho KVK pochází z humusu (Brady a Weil, 2002). Helling et al. (1965) zjistil lineární závislost mezi KVK jílu a pH. Totéž prokázal i pro organickou hmotu. Při zvyšujícím se pH stoupá tedy KVK jílu i organické hmoty v půdě.

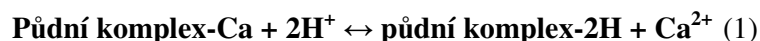
Půdy s vysokou KVK disponují velkou zásobní kapacitou živin a jsou odolné vůči velkým výkyvům pH (McFee et al, 1977).

**Tab. 1** Hodnoty KVK různých částic půdy na 1 g vzorku (Převzato od McFee, 1977).

	KVK meq. g <sup>-1</sup>
Organická hmota (humus)	2 (±40%)
Jílové křemičitany	
Vermikulit	1,50
Montmorilloni	1,00
Kaolinit	0,10
Illit	0,30
Oxidy kovů	0,04
Písek	zanedbatelné množství

Mechanismus adsorpce výměnných kationtů je velice jednoduchý. Jílové částice nebo organická hmota jsou záporně nabitě a přitahují kationty. V zásaditých nebo neutrálních půdách jsou tyto kationty zastoupeny Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, nebo Na<sup>+</sup>. V kyselých půdách dominují formy hliníku [Al<sup>3+</sup>, Al(OH)<sup>2+</sup>, Al(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>], které vystřídaly původní bazické kationty. Johnson (1981) upozorňuje, že čím nižší je KVK půd, tím rychleji jejich pH klesá při kyselých srážkách.

Příkladem výměnné reakce na částici půdního komplexu je výměna H<sup>+</sup> a Ca<sup>2+</sup>:



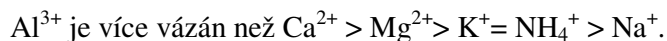
Kationtová výměnná kapacita je funkcí velikosti povrchu částice a množství záporného náboje na povrchu částice:

$$\text{KVK} = s \cdot \sigma \dots\dots\dots(2),$$

kde *s* je specifický povrch a *σ* hustota povrchového náboje.

Zjednodušeně také platí, že velikost adsorpce závisí na valenci a velikosti kationtů. Monovalentní kationty jsou tak obecně adsorbovány v nižším množství než divalentní kationty. Na druhou stranu čím menší je velikost kationtu, tím lepší je jeho adsorpce (Šimek, 2008).

Zvyšujícímu se poloměru atomu prvků odpovídá seřazení  $H < Cs < Rb < K < Na < Li$ . K má menší poloměr než Na, proto by K měl být adsorbovaný ve větším množství (Reuss a Johnson, 1985). Z hlediska valence je sorpce selektivní v tomto pořadí:



#### 2.4. Lesní koloběh prvků

Důležitou roli v lese hrají koruny stromů. Ty regulují teplotu, vodní režim, chemické a fyzikální vlastnosti opadu (Prescott, 2005). Kyselé srážky urychlují vymývání iontů z jehličí a listů, což pak může urychlit celkový obrat kationtů či zvýšení jejich příjmu rostlinami (Lee a Weber, 1982). Tím se kyselý déšť při průchodu korunami stromů částečně zneutralizuje. Výměna  $H^+$  iontu ze srážek za bazické kationty v listí a jehličí zvýší obsah bazických kationtů v suchých srážkách a sníží  $H^+$  koncentraci. Ze svrchních buněk vegetace se vymyjí bazické kationty (Reuss a Johnson, 1985; Zhang et al., 2006). Podle studie Duchesne a Houle (2006) se nejvíce tímto způsobem dostane do suchých srážek draslík (až 91 % z celkového množství obsaženého v suchých srážkách), dále pak vápník (75 %) a hořčík (60 %). Celkový vstup bazických kationtů do půdy prostřednictvím suchých srážek není zanedbatelný a ve srovnání s množstvím bazických kationtů v opadu se u jednotlivých prvků liší. Zatímco vápníku se do půdy dostane z opadu třikrát více než v suchých srážkách (Reynolds et al., 2000), draslíku v suchých srážkách vstoupí do půdy dvakrát více než z opadu (Duchesne a Houle, 2006).

Do zdravého ekosystému lesa vstoupí malé množství  $H^+$  iontu, řádově se tyto hodnoty pohybují v setinách  $kg \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ . Čistý návrat kationtů ve formě opadu je řádově v deítkách  $kg \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$  a prostřednictvím suchých srážek v desetínách  $kg \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ . Půda je v takovém ekosystému okyselována přirozeným vymýváním organických aniontů a  $HCO_3^-$  iontů (Reuss a Johnson, 1985).

Krom toho protony ( $H^+$ ) vytěsňují  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$  a  $Mg^{2+}$  adsorbované na půdních částicích. Uvolněné kationty mohou být vyplavovány při silných deštích do spodních vod. Při dostatku kyslíku v půdě (podpora kořenového metabolismu) jsou kationty přijímány rostlinami. Ionty se v půdě pohybují jednoduchou difúzí z míst o vysoké koncentraci do míst o nízké.

Příjem iontů může být také pozitivně nebo negativně ovlivněn přítomností mikroorganismů, které žijí v blízkosti kořenů (Brady a Weil, 2002).

#### 2.4.1. Mineralizace a dekompozice

Významnou roli v obratu bazických kationtů v půdě mají procesy mineralizace a dekompozice. Dekompozicí se rozumí fyzikální rozpad organického materiálu za úbytku hmoty. Kdežto mineralizace je proces, při kterém se z organické hmoty uvolňují anorganické látky, které jsou dostupné pro rostliny jako živiny. Díky těmto procesům dochází k navrácení důležitých živin do půdy (Prescott, 2005). Minerální látky uvolňované při rozkladu organické hmoty jsou buď bezprostředně využity mikroorganismy a rostlinami, nebo se adsorbují na půdních koloidech, odkud mohou být později uvolněny a využity jako živiny nebo tvoří nerozpustné minerální sloučeniny (Ranger et al., 2008). Například na holinách dochází k rychlé mineralizaci vlivem velkých změn mikroklimatu. Odtud jsou živiny velice rychle odnášeny vodou, protože se nemají kde akumulovat (Ranger et al., 2008; Jonášová a Prach, 2004). Důležitým faktorem ovlivňujícím mineralizaci je také množství výměnného  $\text{Ca}^{2+}$  v půdě. Tento prvek přispívá k urychlení mineralizace a nitrifikace (Hobbie et al., 2007).

Rozklad opadu je závislý na teplotě, vlhkosti, fyzikálním a chemickém složení opadu, aeraci, druhovém složení vegetace atd. Nízká nebo naopak vysoká vlhkost vede ke zpomalení rozkladu (Prescott, 2005; Hobbie et al., 2007). Pokud je rozklad rychlý, hrozí ztráta živin průsakem. Dekompozice opadu ovlivňuje primární produktivitu ekosystému, zásobu uhlíku a tvorbu humusu (Brady a Weil, 2002). Při dekompozici vznikající oxid uhličitý reaguje s vodou a vzniká slabá kyselina uhličitá, která se podílí na přírodním okyselení půd (Johnson a Zhang, 1991).

Jednotlivé prvky se z rozkládajícího se opadu uvolňují rozdílnou rychlostí. K se uvolňuje nejrychleji z jehličí, listí, kořenů a větví smrku ztepilého (*Picea abies*), borovice lesní (*Pinus silvestris*), břízy bělokoré (*Betula pendula*) (během jednoho roku). Nejpomaleji se uvolňuje Ca, nejhůře z větví, kde je akumulován. Al a Fe nashromážděné v kořenech mají významný podíl na celkovém cyklu těchto dvou prvků v lesním ekosystému. Al a Fe se z kořenů uvolní během tří let. Během této doby se původní zásobník ve zbytcích biomasy zmenší u K o 90 %, Ca 8 %, Fe 55 % a Al o 61 % (Palviainen et al., 2004). Mg se uvolňuje pozvolna.



Vápník většinou vysoce vrostle v rozkládajícím se rostlinném materiálu a klesne rychle ve chvíli, kdy začne rozpad ligninu (Huber et al., 2003; Kopáček et al., 2009a). Záleží také na druhu opadu. Jehličí smrku je bohaté právě na lignin, proto se pomalu rozkládá, kdežto přizemní vegetace obsahuje více celulózy, nestrukturovaného materiálu a méně ligninu. Obsahuje také více živin, proto také její rozpad více ovlivňuje transformaci C a N (Šantrůčková et al., 2006).

## 2.5. Kationty

Hlavní zásobníky  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$  a  $\text{H}^+$  tvoří živá a mrtvá organická hmota, negativně nabitě půdní komplexy a mřížky primárních a sekundárních minerálů (Brady a Weil, 2002).  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  uvolněné při rozkladu dřevěných zbytků zvyšují pH půdy, podporují růst biomasy mikroorganismů, hustotu detritivorů a diverzitu drobných organismů jako jsou slimáci, plzáci a stonožky (Kappes et al., 2007). Jsou také důležité z hlediska výživy rostlin. Adsorbované kationty jsou dostupné pro rostliny výměnou za  $\text{H}^+$  ionty na kořenech. Do rostliny se prvky dostávají přes rostlinnou membránu, která odděluje vnitřek kořenové buňky. Tato membrána je propustná jen za určitých podmínek. Do kořenové buňky jdou ionty přes příslušný proteinový přenašeč za spotřeby ATP (Pavlová, 2005).

Pohyblivost kationtů v ekosystému lesa je z větší části také závislá na valenci jejich atomů. To do jisté míry předurčuje, kdy se bude vyskytovat více monovaltních nebo bivalentních kationtů.  $\text{K}^+$ , coby monovalentní kationt, je jen slabě vázán do chemických vazeb s ostatními prvky. Proto také při průchodu srážek korunami stromů dochází k většímu vyplavení  $\text{K}^+$  než  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  (Cole a Rapp, 1981). Oproti tomu se zvyšujícím se přísunem  $\text{SO}_4^{2-}$  aniontů se zvýší v půdním roztoku množství bivalentních kationtů na úkor monovalentních. Z toho je patrné, že transport  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  z půdy bude více ovlivněn kyselými depozicemi než například odnos  $\text{K}^+$ .

Velké množství kationtů je uloženo v biomase smrkového lesa. Stromy přijímají kořeny rozdílné množství bazických kationtů. Nejméně přijímají Mg (řádově v jednotkách  $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ ), polovina z celkového množství přijatého Mg zůstane v stojící biomase stromů, zbytek připadá na opad a vylouhovaný Mg z korun stromů. Příjem K stromy je oproti Mg mnohonásobně vyšší (řádově v desítkách  $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ ), dvě třetiny z celkového množství přijatého K je uloženo v biomase stromů (Reynolds et al., 2000).

Ačkoliv větve a jehličí obsahují relativně málo biomasy, jsou důležitým zásobníkem živin, mohou obsahovat až polovinu Mg, K a Ca z celkové biomasy stromu (Prescott, 2002). Z tabulky (2) je patrné, že největší zásobárnou živin je půda, zatímco porost obsahuje jen 2%. V rámci porostu je nejvíce Ca a Mg akumulováno v kmenech stromů. Ale z hlediska dostupnosti pro mikroorganismy a rostliny je Ca a Mg srovnatelně dostupný jak z půdy, tak z porostu (Šantrůčková et al., 2010). Mladé jehličí obsahuje více Mg než staré, oproti tomu obsah Al v jehličí stoupá s věkem stromu (Hellen et al., 2010). Kopáček et al. (2010) uvádí nárůst koncentrací Ca, Na, Al, a Fe při poklesu Mg, K, P v jehličí se vzrůstajícím věkem smrku. Pokud se při kácení lesa odstraní kmeny a na místě se zanechají větve a jehličí, sníží se množství dostupného K o 57 %, Ca o 47 % a Mg o 56 % (Duchesne a Houle, 2006), je zde však ještě jiný zásobník bazických kationtů - přizemní vegetace (Palviainen, 2004). Při holoseči poklesne během tří let zásoba Ca v půdě o 25 %, K o 22 % a Mg o 35 % (Ranger, 2008). Významným zdrojem bazických kationtů pro půdu je opad. Podle dostupné literatury se přísun Ca z opadu pohybuje v rozmezí 46 – 76 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>, Mg 5,8 – 8 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>, K 8 – 19 kg.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>, pro hodnoty Na v uvedené literatuře chyběla data (Henderson et al., 1975; Gosz et al., 1972 podle McFee, 1977).

**Tab. 2** Bilance vápníku a hořčíku pro povodí Plešného jezera (Šantrůčková et al., 2010).

	Ca <sup>2+</sup> kg.ha <sup>-1</sup>	Mg <sup>2+</sup> kg.ha <sup>-1</sup>
<b>Jehličí a větve</b>	<b>60</b>	<b>12</b>
<b>Kmeny s kůrou</b>	<b>107</b>	<b>14</b>
<b>Podrost</b>	<b>31</b>	<b>7</b>
<b>Organické vrstvy půdy</b>	<b>326</b>	<b>112</b>
<b>Kořeny</b>	<b>44</b>	<b>8</b>
<b>Minerální vrstvy půdy</b>	<b>800</b>	<b>1070</b>
<b>Celkově dostupný z půdy</b>	<b>211</b>	<b>33</b>
<b>Celkově dostupný z porostu</b>	<b>243</b>	<b>40</b>

Pokud jsou živiny přidané do půdy ve formě hnojiv, bývají zadržovány povrchem půdních koloidů (Reuss a Johnson, 1985; Tan, 2005). Šimek (2008) uvádí, že jednotlivé typy kationtů mohou ovlivnit fyzikální vlastnosti půdy.

$\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Mg}^{2+}$  ve výměnné formě podporují dobrou strukturu půdy. Kdežto velké množství  $\text{Na}^+$  může mít dokonce škodlivý efekt na strukturu půdy (půda je po navlhčení lepkavá a plastická).

### 2.5.1. Draslík

Zdrojem draslíku jsou primární minerály, jako je slída (muskovit a biotit) a sodné živce (ortoklas). Jen 1 až 2 % z celkového množství draslíku v půdě jsou dostupná pro rostliny (Brady a Weil, 2002). Draslík se do rostliny dostává výměnou za  $\text{H}^+$  ionty (Heinzmeier, 2007), část se ho dostává přímo do listů v podobě suchých srážek (Brady a Weil, 2002). V rostlině se neváže do stabilních struktur. Podílí se na udržení buněčné elektroneutality a turgoru, v buněčné cytoplazmě společně s ostatními prvky zodpovídá za osmotický tlak, tím má také vliv na odolnost proti suchu a mrazu (Pavlová, 2005; Heinzmeier, 2006). Obsah draslíku v kořenu je významný pro příjem vody a vzniku kořenového vztaku (Pavlová, 2005). Rostliny se liší v tom, jak rychle draslík přijímají. Jeho příjem může být narušen jinými kationty Ca, Mg, Na a  $\text{NH}_4^+$  (Heinzmeier, 2007). Nedostatek způsobuje nekrózu a chlorózu listů (Brady a Weil, 2002).

K největším ztrátám draslíku dochází v kyselých půdách průsakem a to až  $50 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$  (Heinzmeier, 2007), přičemž Duchesne a Houle (2008) upozorňuje ve své studii, že nejvíce se draslíku z ekosystému odstraní při těžbě dřeva (až 80 %) a oproti tomu je ztráta průsakem zanedbatelná.

### 2.5.2. Hořčík

Nachází se v mnohých minerálech – augit, olivín, biotit, serpentinit, v hlinitých minerálech jako je vermikulit, montmorillonit. Důležitým zdrojem hořčíku je také dolomit a magnezit. Podíl hořčíku na půdním sorpčním komplexu je ve srovnání s vápníkem nižší, ale srovnatelný s draslíkem. Hořečnaté soli jsou rozpustnější než vápenaté a jsou tudíž snáze vymývatelné. Vymývání hořčíku silně závisí na klimatických a pedologických podmínkách. U zemědělských půd bylo popsáno při srážkách od 800 mm a vysokém obsahu hořčíku v půdě roční vymytí až  $70 - 90 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$  (Heinzmeier, 2007).

Dvojmocný hořčík je přímo rostlinou transpirován směrem k vrcholu (akropetálně). Příjem hořčíku mohou narušit ionty  $H^+$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  - oproti tomu dusičnan příjem hořčíku podporuje. Množství přijatého hořčíku koreluje s příjmem fosforu. Funkce hořčíku v rostlině jsou různorodé: hospodaření s vodou, při fotosyntéze hořčnatý atom umožňuje oxidaci chlorofylu na světle a tím přeměnu světelné energie na chemickou. Dále je důležitá jeho role při výměně energie v glykolýze a v dýchacím řetězci. Je aktivátorem syntézy aminokyselin a také Acetyl-CoA (Pavlová, 2005).

### 2.5.3. Vápník

V půdě se vápník vyskytuje ve třech zásobnících – (I) ve vápenatých minerálech (kalcit, plagioklas), (II) ve vápenatých komplexech s půdním humusem, (III) vápník coby výměnný kationt na jílu nebo humusu (Brady a Weil, 2002).

Rostliny vážou velké množství vápníku. 60% se ho nachází v buněčných stěnách, zbytek v jednotlivých organelách. Xylém transportuje vápník do nadzemní části rostliny, do floému prakticky nevstupuje (Regel, 1992). V rostlině tvoří stabilní, avšak reverzibilní propojení makromolekul, tzv. vápníkové můstky. Nedostatek vápníku se projevuje narušením činnosti meristémů. Vápník zvyšuje pevnost buněčné stěny, ovlivňuje soudržnost fosfolipidů v membránách a jejich schopnost vázat proteiny. V apoplastu, zejména v mezibuněčných prostorech, lze najít vápník v krystalech šťavelanu (Pavlová, 2005). Velké množství vápníku je uloženo v kmenech stromů.

Nejvíce vápníku je rostlinou přijato vrcholky mladých kořínků, kde ještě nedošlo k dozrání stěny endodermu a nestala se tak nepropustnou (Brady a Weil, 2002). Čím jsou stromy starší, tím méně vápníku přijímají, ale jsou schopné si jej opatřit z méně dostupných půdních horizontů (Reynolds, 2000).

Je velice obtížné rozlišit projevy nedostatku vápníku od toxického účinku Mn a Al. V kyselých půdách se tyto jevy vyskytují naráz. Například hliník blokuje příjem vápníku v buňkách kořenů stromů. Stromy mají pak inhibovaný růst. Zvýšený přísun vápníku snižuje toxický vliv hliníku (Rengel, 1992).

Pokud hodnota vápníku v rostlině klesne pod kritickou hodnotu, některé kovy (Mg, Mn, Zn) se pro rostlinu stávají vsoce toxické (Brady a Weil, 2002).

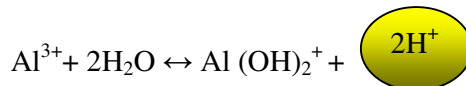
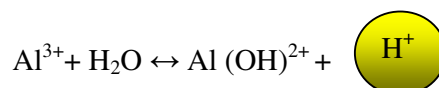
#### 2.5.4. Sodík

Sodík se snadno uvolňuje ze svých sloučenin. Díky tomu byl v geologické minulosti naší Země značně vymýván vodou a akumuloval se v mořích v podobě chloridu sodného. Sodík se nachází také v živci, slídách, alkalických pyroxenech, alkalických amfibolech a zeolitech, dále v uhličitanech.

Sodík může ovlivňovat biopchemické půdní procesy, neboť urychluje rozklad celulózy až o 50 %, ligninu o 7 % (Kaspari et al., 2009). Sodík je biogenní prvek, nachází se ve všech buňkách rostlinných a živočišných tkání. V rostlině podporuje růst. Odborná literatura zmiňuje sodík hlavně v souvislosti se zasolenou půdou (Brady a Weil, 2002).

#### 2.5.5. Hliník

Hliník je třetí nejrozšířenější prvek zemské kůry. Nejvíce se ho nachází v horninách v tzv. hlinítokřemičitanech. Hliník je pevně vázaný ve svých sloučeninách a uvolňuje se jen za určitých podmínek, např. při změnách pH. Hodně kyselé půdy jsou většinou charakterizovány vysokými koncentracemi volných iontových forem hliníku např.  $\text{Al}^{3+}$ . Tento kationt je sám o sobě kyselý, jeho hydratací vznikají různé přechodné formy hliníku a zároveň se půda ještě více okyseluje (Reuss a Johnson, 1985). Viz obr. 2.



**Obr. 2** Schéma vzniku přechodných hydratovaných forem hliníku. Při těchto chemických reakcích dochází k okyselování půdního roztoku také  $\text{H}^+$  ionty.

Z půdy se jednotlivé formy hliníku vyplavují do vody, především iontová forma  $\text{Al}_i$  a Al navázaný na organickou hmotu (Krám et al., 1995). Studie Kopáček et al., 2009b důkladně popisuje suchozemský odnos Al do Plešného jezera a jeho další chemické reakce v jezeře. Ionový hliník se v půdě naváže na organické kyseliny, pomocí nichž je vyplaven do jezer, zde při fotochemických reakcích dochází k jeho uvolnění z komplexu, tento uvolněný Al je toxický vůči živým organismům.

Množství hliníku v půdě závisí také na typu podloží. Žula je např. kyselější a citlivější na přísun kyselých sloučenin, kdežto serpentinit je považován za odolný vůči acidifikaci (Krám et al., 2009).

Určité formy hliníku jsou toxické, zejména iontový hliník (Krám et al. 1995). V literatuře je tento hliník označován jako  $Al^{3+}$ , nebo  $Al_i^{n+}$  (Kopáček et al., 2002a,b). Hliník blokuje růst rostliny, která nemůže přijímat živiny a trpí nedostatkem P, Ca, a Mg. Inhibuje iontové tunely ve stěně kořenových buněk (Poschenrieder et al, 2008). Zvýšené množství Mg a Ca v půdním roztoku může jeho toxicitu zmírnit (Rengel, 1992).

Odolnost rostlin vůči toxickému působení Al je různá. McCormic a Steiner (1978) zjistili, že hybridní druh topolu vykazoval symptomy toxicity hliníku již při koncentraci 10 ppm, zatímco olše lepkavá (*Alnus glutinosa*), bříza (*Betula* sp.), borovice (*Pinus* sp.) a buk (*Fagus* sp.) tolerovaly Al koncentrace až do 80 – 160 ppm v půdním roztoku. Větší odolnost některých rostlin proti toxickému efektu hliníku snižuje důmyslný mechanismus komplexace v jejich buňkách. Hliník se v nich naváže do stabilních komplexů s organickými kyselinami (Poschenrieder et al, 2008). Vliv na transport hliníku v staré smrkové monokultuře má především proces podzolizace půd, kdy se z vrchních horizontů Al vymývá do spodnějších B horizontů, což vede k mělkému kořenícímu systému stromů. Ty jsou pak náchylnější k vývratu či citlivější k velkému mrazu (Dlouhá et al., 2009). I při nízkých koncentracích se hliník velice ochotně zúčastňuje iontové výměny na kořenech a to na úkor hořčíku (Rufyikiry et al., 2003). Studie Hellen et al. (2010) tvrdí, že vliv hliníku na životaschopnost rostlin, konkrétně smrku ztepilého (*Picea abies*), je možná přeceňován. Bylo zjištěno, že při zvýšeném obsahu iontového hliníku se sníží množství Mg v jehličí smrku jakožto protireakce zvýšenému množství Al na kořenech. Oproti tomu v jehličí nebyl zaznamenán pokles Ca. Studie nepopírá, že Al inhibuje příjem hořčíku, ale upozorňuje, že jiný vliv na životaschopnost smrku při zvýšené koncentraci Al pozorován nebyl. Tomu odporuje Rengel (1992), který uvádí, že zvýšené množství hliníku narušuje homeostázu Ca v buňkách rostlin.

Velké množství mobilního hliníku je vázáno v organických komplexech (Dlouhá et al., 2009). Komplexace s organickými kyselinami řídí rozpustnost hliníku v O horizontech (McHale et al. 2007), taktéž v A horizontech (Berggren a Mulder, 1995).

Rostliny jsou schopné přijímat Al pomocí kořenů a transportovat jej z nižších půdních horizontů zpátky do organického horizontu. Van Hees (2004) zjistil pozitivní korelaci mezi množstvím hliníku a hmotností rostlin. Čím větší je hmotnost rostliny, tím větší množství hliníku se v ní akumuluje. Nejvíce reaktivního hliníku se podle studie Dlouhá et al. (2009) nachází pod starou smrkovou monokulturou a to v horizontech O a B, což je přičítáno antropogenní acidifikaci a dlouhodobému pěstování smrku. Nižší koncentrace byly změřeny pod mladým smrkovým porostem a nejmenší koncentrace byly naměřeny na louce. Koncentraci hliníku nejvíce ovlivnilo pH, které má nejnižší hodnotu pod smrkovou monokulturou a nejvyšší na louce. Ozdravení z acidifikace může mimo jiné vést k zvyšujícímu se obsahu koloidního Al, který vznikne vysrážením monomerního, potenciálně toxického Al (Kráš et al., 2009).

### 2.5.6. Vodík

H<sup>+</sup> iont způsobuje kyselost půdního roztoku. Spolu s hliníkem se podílí na tzv. výměnné aciditě. Reakce, při kterých se H<sup>+</sup> spotřebovává nebo uvolňuje, jsou shrnuty v tabulce 3.

**Tab. 3** Chemické procesy, při kterých dochází ke spotřebě nebo uvolnění H<sup>+</sup>  
(převzato a upraveno podle Brady a Weil, 2002)

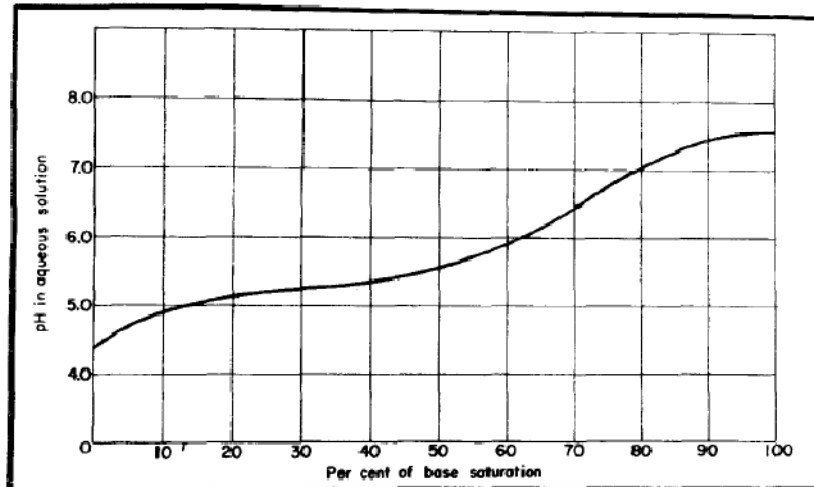
<b>Procesy, při kterých se H<sup>+</sup> uvolňuje</b>	<p>Disociace organických kyselin: <math>\text{RCOO}^- + \text{H}^+</math></p> <p>Oxidace N, S, a Fe</p> <p>Atmosférické H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a HNO<sub>3</sub> srážky</p> <p>Příjem kationtů rostlinami</p> <p>Akumulace kyselé organické hmoty (např. fulvokyseliny)</p> <p>Vysrážení kationtů např.: <math>\text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{H}^+ + \text{Al}(\text{OH})_3</math></p> $\text{SiO}_2 + 2\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+$ <p>Deprotonace na pH závislých nábojů</p> <p>Tvorba kyseliny uhličitě reakcí H<sub>2</sub>O a CO<sub>2</sub></p>
<b>Procesy, při kterých se H<sup>+</sup> spotřebovává</b>	<p>Příjem uhličitánů <math>\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2</math></p> $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{OH}^- + 2\text{H}_2\text{CO}_3$ <p>Příjem protonů anionty: <math>\text{RCOO}^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{RCOOH}</math></p> <p>Redukce N, S a Fe</p> <p>Příjem Ca a Mg atmosférickou depozicí</p> <p>Příjem aniontů rostlinami</p> <p>Adsorpce na anionty</p> <p>Zvětvávání minerálů: <math>3\text{H}^+ + \text{Al}(\text{OH})_3^0 \rightarrow \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O}</math></p> $\text{Ca Al}_2\text{SiO}_6 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{SiO}_2 + 2\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{Ca}^{2+}$ <p>Příjem protonů na pH závislými náboji</p>



## 2.6. Bazická saturace

Bazická saturace je ve skutečnosti procentuální zastoupení bazických kationtů v KVK (McFee et al, 1977; Brady a Weil, 2002). Množství bazických kationtů naměřených v půdě je dobrým indikátorem rozsahu acidifikace jak v půdě, tak v povrchových vodách (Houle et al., 2006). Bazická saturace se někdy odhaduje z pH půdy, neboť se zvyšuje s narůstajícím pH obr. 1 (McFee et al, 1977). To ale může být zavádějící, protože pH je ovlivněno dalšími parametry, jako jsou koncentrace aniontů v roztoku, parciální tlak  $\text{CO}_2$  či rozpustnost Al (Tan, 2005). Bazická saturace nám mimo jiné říká, jak bohatá je půda na báze dostupné pro rostliny. Pokud je nízká, většina výměnných míst je obsazena  $\text{H}^+$  iontem, což značí kyselou nebo neúrodnou půdu. Smrk na takové půdě reaguje postupnou ztrátou jehličí (Hruška et al., 2001). Při primární sukcesi po disturbanci postupně bazická saturace narůstá (Zarin a Johnson, 1995). Při zjišťování hodnot KVK ve vybraných šumavských ekosystémech byla zjištěna nízká bazická saturace na louce. Nejvyšší byla v podmáčených smrčínách, kde panují stabilní podmínky díky neustále protékající vodě. Přibližně stejná je bazická saturace na asanovaných plochách a na plochách podléhajících přirozenému vývoji. Na územích ponechaných přirozenému vývoji je ale nižší koncentrace hliníku a větší mikrobiální respirace než na asanovaných plochách, tyto dva faktory mohou podpořit nárůst bazické saturace do budoucna (Krausová, 2011).

Pokud přepočteme koncentraci bivalentních kationtů  $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Mg}^{2+}$  na ekvivalenty, pak jednoznačně v půdním roztoku dominují. Tyto dva ionty jsou chemicky podobné (Reuss a Johnson, 1985).

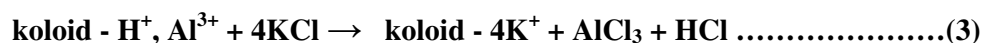


**Obr. 1** Vztah pH a bazické saturace v půdě. Osa x znázorňuje bazickou saturaci v procentech, osa y pH v půdním roztoku (Převzato od McFee, 1977 podle Lathwell a Peech, 1966).

## 2.7. Půdní reakce

Reakce půdy, respektive půdního roztoku je jednou z nejdůležitějších chemických charakteristik půdy. Udává aktivitu  $H^+$  a  $OH^-$  iontů v půdním roztoku, nazývá se pH. Množství  $H^+$  iontů ovlivňuje rozpustnost minerálů a ty tím zpřístupňují rostlinám živiny. pH je záporný dekadický logaritmus koncentrace aktivních iontů  $H^+$ . Termín pH pochází z francouzského pouvoir hydrogène, tj. síla vodíku. Kyselost půdního roztoku způsobují hlavně dva kationy: vodík a hliník (Šimek, 2008).

Aktivní reakce (aktivní acidita) je způsobena výskytem  $H^+$  iontů v půdním roztoku, měří se ve vodném výluhu půdy, značí se  $pH_{H_2O}$ . Výměnná reakce souvisí se zvýšeným výskytem výměnných iontů  $H^+$  a  $Al^{3+}$  a v menší míře také iontů  $Fe^{3+}$  v kyslejších půdách. Tyto ionty mohou být uvolněny z výměnných míst koloidů působením roztoku neutrální soli např. KCl (3):



výměnná reakce se měří stanovením pH výluhu půdy v 1M KCl nebo 1M  $CaCl_2$  a označuje se jako  $pH_{CaCl_2}$  nebo  $pH_{KCl}$ . pH výměnné reakce je vždy nižší než pH aktivní acidity ( $pH_{H_2O}$ ), neboť výměnná reakce zahrnuje jak volné ionty  $H^+$  tak ionty výměnné (Brady a Weil, 2002).

Díky pH můžeme předvídat, jaký typ chemické reakce bude pravděpodobně v půdě právě probíhat. Nízké pH nám signalizuje, že se budou rozpouštět toxické kovy jako je Al a Mn. Ty jsou pak biologicky dostupné. Jen pro zajímavost množství rozpuštěného Al je při pH 5,5 1000 x menší než při pH 4,5 (Johnson a Zhang, 1991). pH se v půdě může místy značně lišit. V okolí kořenů rostlin může být nižší, protože jak už bylo zmíněno, rostliny kompenzují příjem kationtů vylučováním  $H^+$ . pH je obecně vyšší pod organickým horizontem. To je způsobeno tím, že se protony spotřebovaly při rozpouštění minerálů a organické anionty se vyplavily do spodnějších vrstev s navázanými kationty např. železa a hliníku (Reuss a Johnson, 1985). Hodnota pH půdy vykazuje také sezónní trend, neboť na změnu pH má vliv např. aktivita mikroorganismů, která souvisí s teplotou (Brady a Weil, 2002).

## **2.8. Situace na studijních plochách a hypotézy**

Povodí Plešného a Čertova jezera vykazují některé společné rysy (vegetace, nadmořská výška), liší se však minerálním podložím (Veselý, 1994), bazickou saturací CT-9 %, PL-15 %, vyšší saturací N v povodí CT (Kopáček et al., 2010). V obou povodích je v současné době pozorováno zotavování z acidifikace (Vrba et al., 2004). Výrazné narušení rovnováhy ekosystému povodí Plešného jezera představovala kůrovcová kalamita následovaná rozpadem stromového patra (Jonášová a Prach, 2004; Jonášová a Matějková, 2006). Lze proto očekávat rozdíly jak v chemismu půd mezi jednotlivými povodími, tak i ve vývoji sledovaných chemických parametrů mezi roky 2000 a 2010. S předpokladem probíhajícího postupného zotavování obou povodí z acidifikace a s ohledem na kůrovcovou kalamitu v povodí Plešného jezera jsem si stanovila následující hypotézy:

1. Mezi roky 2000 a 2010 pravděpodobně vzrostlo množství bazických kationtů v půdách povodí PL a CT.
2. Největší změna bude zaznamenána ve svrchních půdních horizontech povodí PL.
3. Výměnný  $Al_{EX}$  by měl být v obou povodích nižší v důsledku celkového zotavování ekosystému z acidifikace.

### 3. Materiál a metody

#### 3.1. Studijní plochy

Šumava tvoří přirozenou jihozápadní hranici s Německem a Rakouskem. Z geologického hlediska se skládá z přeměněných a vyvřelých hornin muldanubika a muldanubického plutonu (Ložek, 2001). Studované lokality se nachází v povodí Plešného a Čertova jezera. Čertovo a Plešné jezero jsou ledovcového původu a vznikly asi před 10 000 lety na konci mladších čtvrtohor (holocénu) při ústupu ledovce (Veselý, 1996).

##### 3.1.1. Povodí Čertova jezera

Čertovo jezero (CT) je umístěné 49°10' S a 13°11' V, v masívu Jezerní hory (1343 m n. m.). Povodí CT pokrývá plochu o výměře 87,5 ha (včetně plochy jezera 10,3 ha), a je orientované směrem na jih (Švambara, 1939). Podloží v povodí je tvořeno převážně svorem (muskovitovou rulou) s křemencovými intruzemi (Veselý, 1994). Podle Kopáček et al. (2002) v povodí CT dominují tyto typy půd: podzol, kambizem a nevyvinuté organické půdy. Vegetaci dominuje 90 - 150 letý smrkový les, řidčeji je zde zastoupena jedle a buk. Z přízemní vegetace dominuje třtina chloupkatá (*Calamagrostis villosa*) (42 %) a brusnice borůvka (*Vaccinium myrtillus*) (39 %). Minoritní zastoupení zde má papratka horská (*Athyrium dystentifolium*), bika lesní (*Luzula sylvatica*), metlička křivolaká (*Avenella flexulosa*) (Svoboda et al., 2006a).

##### 3.1.2. Povodí Plešného jezera

Plešné jezero (PL) se nachází mezi souřadnicemi 48°47' S a 13°52' V, v nadmořské výšce 1090 m n. m. v masívu hory Plechý (1378 m n. m.). Povodí PL pokrývá plochu o výměře 66,6 ha (včetně plochy jezera 7,5 ha; Švambara, 1939), a je severovýchodně orientováno. Podloží je tvořeno žulou typu eisberg (Veselý, 1994). V současnosti se zde nachází smrkový les, který byl napaden kůrovcem v minulých letech a ponechán samovolnému rozpadu. Místy se vyskytuje buk, ojedinelé jasan.

Podle studie Kopáček et al. (2002) povodí PL je z 38 % pokryto nevyvinutými slabými organickými půdami (O a A horizonty), které pokrývají skály a jsou průměrně  $0,20 \pm 0,13$  m hluboké. Podzol a kambizem pokrývá 29 % a 27 % povodí a jsou v průměru  $0,45 \pm 0,25$  m hluboké. Mokřady a skály pokrývají přibližně 1 % a 5 % povodí. Distribuce jednotlivých půd je ale v tomto povodí velice heterogenní. V posledním desetiletí zde došlo k rozpadu stromového patra v důsledku kůrovcové kalamity. Bylinnému patru dominuje z 86% brusnice borůvka (*Vaccinium myrtillus*). Minoritní zastoupení zde má papratka horská (*Athyrium dystentifolium*), bika lesní (*Luzula sylvatica*), metlička křivolaká (*Avenella flexulosa*) (Svoboda et al., 2006b).

### 3.2. Zpracování půdních vzorků a analýzy

Vzorky půd byly odebírány na jaře 2010. Odběry a zpracování vzorků byly provedeny stejným pracovním postupem jako ve studiích Kopáček et al. (2002 a, b).

Půdy byly odebrány z přibližně stejných míst jako před 10 lety (viz příloha mapa č. 1, 2). Vzorky byly odebrány z horizontu O, A. Bylo odebráno celkem 21 vzorků z povodí Plešného jezera, a to v nadmořské výšce 1096 až 1369 m n. m. (PL1-PL21). V povodí Čertova jezera byly odebrány vzorky z celkem 20 sond (CT1-CT20) v nadmořské výšce 1040 až 1330 m n. m. Byla použita následující klasifikace pro jednotlivé horizonty (podle morfogenetického klasifikačního systému půd ČSFR):

Podzol:

O horizont: rozkládající se jehličí, větve a kůra

A horizont: nejsvrchnější minerální horizont s akumulovanou humusovou organickou hmotou

Kambizemní podzol:

O horizont - rozkládající se jehličí, větve a kůra

A horizont - nejsvrchnější minerální horizont s akumulovanou humusovou organickou hmotou

#### 3.2.1. Zpracování vzorků

K odběru půdních vzorků byla použita modifikovaná metoda uváděná v Krám a kol. (1997). Byla vykopána jáma o rozměrech cca 50×50 cm za postupného odkrývání jednotlivých půdních horizontů.

Všechn materiál byl z jámy vybrán a po jednotlivých horizontech zvážen, zvlášť byly zváženy kameny. Z každého horizontu byl odebrán přibližně dvoukilogramový vzorek k dalšímu laboratornímu zpracování. V laboratoři se vzorky zvážíly a prošely přes síto o velikosti ok 5 mm, aby se odstranily hrubé částice (kameny a kořeny), následovalo opětovné zvážení. Vzorky byly sušeny přibližně 4 týdny na vzduchu mezi 2 listy filtračního papíru a poté byly prosety přes 2 mm síto a zváženy. Takto připravené vzorky byly přesypány do polyetylenových lahví, odkud se průběžně odebíraly k jednotlivým chemickým analýzám.

### 3.2.2. Chemické analýzy

#### 3.2.2.1. Měření pH

K měření pH byly použity dva typy výluhů, (I) vodní výluh, kdy k 4 g vzorku bylo přidáno 20ml destilované vody, 2,5 hodiny protřepávání na horizontální třepače, (II) druhý výluh za pomoci 0,01 M  $\text{CaCl}_2$  ve stejném poměru půda:voda při stejné době třepání jako v prvním. Následně byly vzorky zcentrifugovány po dobu 20 min., 6600 otáček/min. a změřeno pH vodíkovou elektrodou.

#### 3.2.2.2. Výměnné bazické kationty

Výměnné bazické kationty (BK = suma  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) byly extrahovány 1M roztokem  $\text{NH}_4\text{Cl}$  (1:20, 17 hodin): 2,5 g vzorku bylo ve třech krocích třepáno na horizontální třepače s 1M  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , a to nejprve 1 hod s 20 ml roztoku a pak 1 hod a 15 hod s 15 ml roztoku. Po každém extrakčním kroku byly extrakty centrifugovány (20 min. při 6600 otáčkách/min) a jednotlivé podíly vzorku spojeny. Bazické kationty byly měřeny v AAS (Fast Sequential Atomic Absorbtion Spectrometer, AA240FS, Varian, Austrálie), v plameni acetylen - vzduch.

#### 3.2.2.3. Výměnná acidita

Výměnná acidita byla stanovena jako suma  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  a  $\text{H}^+_{\text{EX}}$  v 1M výluhu KCl (1:20), kdy postup extrakce byl ve svých jednotlivých krocích totožný s postupem při stanovování BK. Extrakt byl dále zpracován titrační metodou podle Thomase (1982).

Nejprve bylo 10 ml extraktu smícháno s 30 ml redestilované vody a přidány tři kapky fenolftaleinového indikátoru, poté se roztok titroval 0,1M NaOH, pro stanovení celkové výměnné acidity (suma  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  a  $\text{H}^{+}_{\text{EX}}$ ). Pro stanovení iontově výměnného  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  bylo do roztoku přidáno 1,5 ml 1M KF, který způsobil komplexaci Al. Roztok se sytě růžově zbarvil. Následně byl vzorek titrován pomocí 0,1M HCl až do odbarvení (podle potřeby i několikrát).

#### 3.2.2.4. Výpočty

Výměnná acidita byla vypočítána podle rovnic (4,5):

$$C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+})} [\text{meq.l}^{-1}] = \frac{V_{\text{NaOH}} - V_{\text{blank}}}{1000(\text{převod na ml})} \times M_{\text{NaOH}} \times \frac{1000(\text{převod na l})}{V_{\text{vzorku}}} \quad (4),$$

kde  $C(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+}_{\text{EX}})$  značí sumu koncentrací  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+}$  v  $\text{meq.l}^{-1}$ ,  $V_{\text{NaOH}}$  objem spotřebovaného NaOH [ $\mu\text{l}$ ],  $V_{\text{blank}}$  objem NaOH spotřebovaného na slepý vzorek [ $\mu\text{l}$ ] a  $M_{\text{NaOH}}$  molární koncentraci NaOH [ $\text{mol.l}^{-1}$ ].

$$C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+})} [\mu\text{eq.g}^{-1}] = \frac{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+}) [\text{meq/l}] \times 1000(\text{převod na } \mu\text{eq})}{1000(\text{převod na ml})} \times \frac{V_{\text{ex}}}{m} \quad (5),$$

kde  $C(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+})$  značí sumu koncentrací  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}} + \text{H}^{+}$  v [ $\mu\text{eq.g}^{-1}$ ],  $V_{\text{ex}}$  objem spotřebovaného extrakčního činidla [ml],  $m$  hmotnost vzorku [g].

Výměnný hliník ( $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}, \text{Al}_i^{n+}$ ) byl vypočítán podle rovnic (6,7).

$$C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}})} [\text{meq.l}^{-1}] = \frac{V_{\text{HCl}} - V_{\text{blank}}}{1000(\text{převod na ml})} \times M_{\text{HCl}} \times \frac{1000(\text{převod na l})}{V_{\text{vzorku}}} \quad (6),$$

kde  $C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}})}$  značí koncentraci  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  v [ $\text{meq.l}^{-1}$ ] a  $V_{\text{HCl}}$  objem spotřebované HCl [ $\mu\text{l}$ ],  $V_{\text{blank}}$  objem HCl spotřebovaný na slepý vzorek [ $\mu\text{l}$ ],  $M_{\text{HCl}}$  molární koncentrace HCl [ $\text{mol.l}^{-1}$ ]

$$C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}})} [\mu\text{eq/g}] = \frac{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}) [\text{meq/l}] \times 1000(\text{převod na } \mu\text{eq})}{1000(\text{převod na ml})} \times \frac{V_{\text{ex}}}{m} \quad (7),$$

kde  $C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}})}$  značí sumu koncentrací  $C_{(\text{Al}^{3+}_{\text{EX}})}$  v [ $\mu\text{eq.g}^{-1}$ ],  $V_{\text{ex}}$  objem spotřebovaného extrakčního činidla [ml],  $m$  hmotnost vzorku [g].

Kationtová výměnná kapacita (KVK) byla vypočtena podle rovnice (8)

$$\text{KVK} [\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}] = \text{BK} + \text{Al}_{\text{EX}}^{3+} + \text{H}^+ \quad (8),$$

kde výsledná koncentrace KVK je součet koncentrací všech výměnných kationtů v jednotkách [ $\mu\text{eq/g}$ ]

Bazická saturace byla vypočtena podle následující rovnice (9)

$$\text{BS} \times 100 = \frac{\text{KVK}}{\text{BK}} [\%] \quad (9), \text{ kde KVK značí koncentraci kationtové výměnné}$$

capacity a BK koncentraci bazických kationtů.

.Všechny udávané výsledky jsou vztaženy na < 2 mm frakci na vzduchu sušené půdy.

Údaje o chemismu půd odebraných v roce 2000 pocházejí z databanky BC AVČR, HBÚ.

### 3.3. Statistické zpracování dat

Statistická hodnocení byla provedena v programu STATISTIKA 8 (one way ANOVA). Bartlettovým testem byla ověřena homogenita dat. Hladina významnosti testu byla stanovena  $\alpha = 0,05$ . Data byla zpracována pro rok 2000 z 8 sond pro povodí CT a 13 sond pro povodí PL. V roce 2010 pro povodí CT z 20 sond a PL z 21.



## 4. Výsledky

### 4.1. Porovnání vybraných charakteristik chemismu půd povodí Plešného a Čertova jezera v roce 2010

Půdy v obou povodích byly kyselé, hodnoty  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  se v O horizontech pohybovaly v rozmezí 3,07- 4,28 a 3,00- 3,97 v A horizontech. Hodnoty  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  byly ve srovnání s  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  nižší a pohybovaly se v rozmezí 2,05-3,76 v O horizontech a 2,7-3,36 v A horizontech. V kyselosti půd povodí PL a CT nebyl statisticky významný rozdíl (Tab. 4).

**Tab. 4.** Srovnání průměrných hodnot pH, kationtové výměnné kapacity (KVK), koncentrací bazických kationtů (BK) a výměnného Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ) v O a A horizontech půd povodí Plešného (PL) a Čertova (CT) jezera odebraných na jaře 2010 (průměrná hodnota pH byla vypočítána jako záporný dekadický logaritmus průměrné koncentrace  $H^+$  iontů, jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická významnost  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl).

O horizont	PL		CT		p
	průměr ±SD	rozpětí	průměr ±SD	rozpětí	
$pH_{CaCl_2}$	3,2±0,22	2,75-3,76	3,1±0,29	2,05-3,55	n.s.
$pH_{(H_2O)}$	3,7±0,23	3,3-4,28	3,7±0,21	3,07-3,95	n.s.
BK [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	193±66,9	71,8-292	124±45,3	52,5-257	<b>p&lt;0,05</b>
$Al^{3+}_{EX}$ [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	44,3±39,6	9,5-138	56,7±30,6	19-150	n.s.
KVK [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	305±36,5	271-327	262±34,3	220-339	<b>p&lt;0,05</b>

A horizont	PL		CT		p
	průměr ±SD	rozpětí	průměr ±SD	rozpětí	
$pH_{CaCl_2}$	3,0±0,16	2,7-3,36	3,0±0,29	2,8-3,35	n.s.
$pH_{(H_2O)}$	3,6±0,21	3-3,97	3,6±0,19	3,23-3,92	n.s.
BK [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	103±62,4	20,7-210	47,5±31,6	22,8-147	<b>p&lt;0,05</b>
$Al^{3+}_{EX}$ [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	73,9±26,57	38-143	236±32,4	74,1-184	<b>p&lt;0,05</b>
KVK [ $\mu eq.g^{-1}$ ]	280±69,9	178-482	284±50,7	197-353	n.s.

Koncentrace bazických kationtů byly v O horizontech přibližně dvakrát vyšší než v A horizontech (Tab. 4). Koncentrace BK se v O horizontech pohybovaly v rozmezí 71,8-292  $\mu eq.g^{-1}$  v povodí PL a 52,5-257  $\mu eq.g^{-1}$  v povodí CT. V A horizontech se pak zjištěné koncentrace BK pohybovaly v širokém rozmezí 20,7-210  $\mu eq.g^{-1}$  v povodí PL a 22,8-147  $\mu eq.g^{-1}$  v povodí CT (Tab. 4).

Půdy povodí Plešného jezera vykazovaly v O i A horizontu statisticky významně ( $p < 0,05$ ) vyšší koncentrace bazických kationtů oproti půdám povodí Čertova jezera (Tab. 4).

Z bazických kationtů měl největší procentuální zastoupení  $\text{Ca}^{2+}$  (obr. 3). Průměrné koncentrace vápníku v O horizontech v povodí Plešného jezera byly téměř dvakrát vyšší než v O horizontech v povodí Čertova jezera. V A horizontech jsem zjistila téměř trojnásobně vyšší koncentrace  $\text{Ca}^{2+}$  v půdách povodí PL ve srovnání s půdami povodí CT.

V obou povodích Plešného i Čertova jezera vykazovaly O horizonty vyšší koncentrace  $\text{Ca}^{2+}$  ve srovnání s A horizonty (tab. 5). V povodí PL se jednalo o rozdíl téměř dvojnásobný – průměrných  $153 \mu\text{eq.g}^{-1}$  (73% zastoupení ze všech BK) v O horizontu versus  $77,1 \mu\text{eq.g}^{-1}$  (68% zastoupení ze všech BK) v A horizontu. V povodí CT se v O horizontu nacházelo v průměru  $83,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$   $\text{Ca}^{2+}$  (tj. 58 % ze všech BK v O horizontu v rámci povodí CT), v A horizontu to bylo téměř třikrát méně –  $26 \mu\text{eq.g}^{-1}$  (tj. 43 % ze všech BK v A horizontu v rámci CT) horizontu.

Dalšími hojnými kationty byly  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{K}^+$  (obr. 3). Avšak v porovnání s  $\text{Ca}^{2+}$  bylo  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{K}^+$  mnohonásobně méně v povodí PL i CT v obou sledovaných půdních horizontech. V O horizontech povodí PL se  $\text{Mg}^{2+}$  v průměru nacházelo  $22,7 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v povodí CT to bylo statisticky neprůkazně méně, v průměru  $18,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V horizontech A se ho v rámci obou povodí PL i CT nacházelo o něco méně než v horizontech O. Pro povodí PL to bylo v průměru  $13,6 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , pro povodí CT  $9,23 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V povodí PL se v O horizontu podílel  $\text{Mg}^{2+}$  na celkovém množství bazických kationtů 11 %, v povodí CT o něco více 13 %. V rámci horizontu A se  $\text{Mg}^{2+}$  podílel na celkovém množství bazických kationtů v povodí PL 12 %, což je méně než v povodí CT, kde tento podíl byl 16 % (obr. 3).

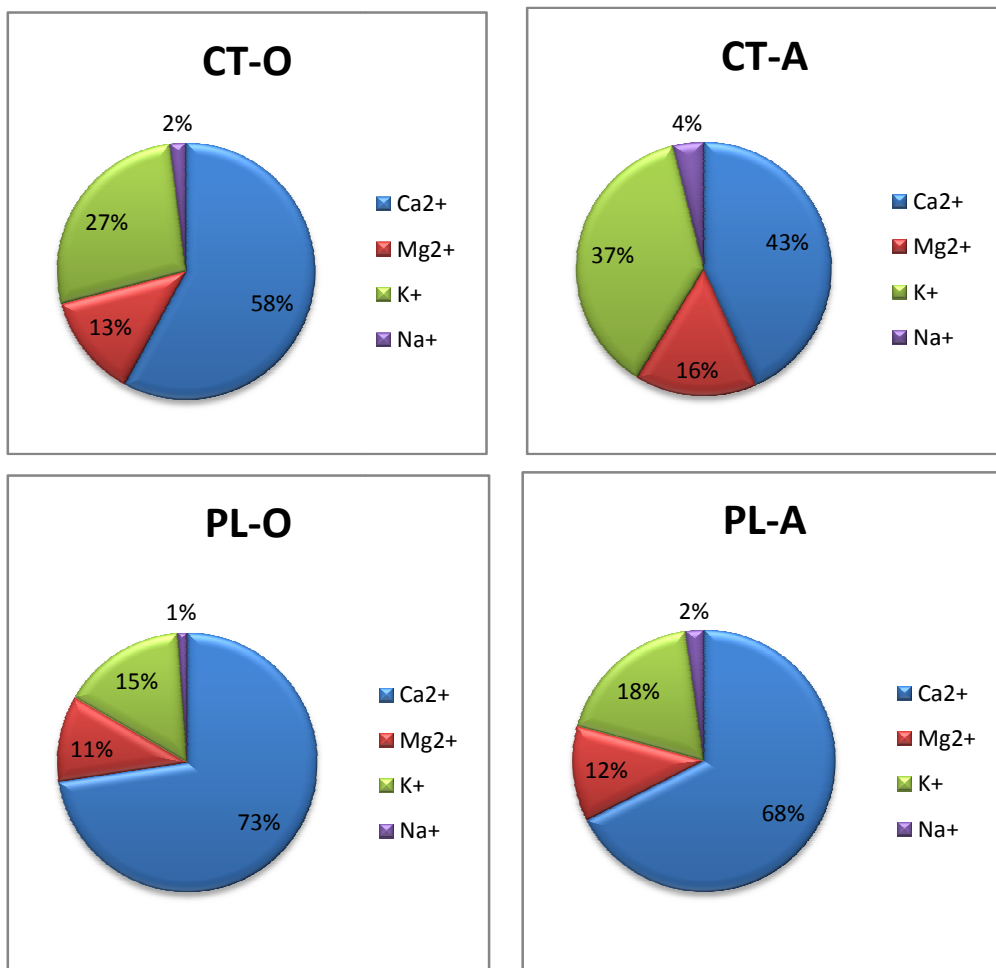
Přibližně stejné množství  $\text{K}^+$  jako  $\text{Mg}^{2+}$  obsahovaly oba horizonty O i A v povodí PL a CT (Tab. 5). V povodí PL v O horizontu bylo o něco méně  $\text{K}^+$  (průměrně  $16,3 \mu\text{eq.g}^{-1}$ ) než v povodí CT (průměrně  $19,6 \mu\text{eq.g}^{-1}$ ).  $\text{K}^+$  se v O horizontu v povodí PL podílel na celkovém množství bazických kationtů 15 %, v povodí CT to bylo téměř dvakrát více - 27 %. V horizontu A byl tento podíl v povodí CT 37 % a v povodí PL 18 % (obr. 3). A horizonty obsahovaly v povodí PL v průměru  $10,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$  a v povodí CT  $11,2 \mu\text{eq.g}^{-1}$ .

Celkově O horizonty obsahovaly více draslíku než A horizonty v rámci povodí CT a PL.

Nejméně zastoupeným kationtem ve svrchních půdních horizontech povodí PL a CT byl  $\text{Na}^+$ , který z celkového množství bazických kationtů představoval v průměru jen jedno až čtyři procenta (obr. 3). Hodnoty koncentrací sodíku se pohybují řádově v jednotkách  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$  pro všechny horizonty obou povodí PL i CT (Tab. 5).

**Tab. 5** Průměrné koncentrace v jednotkách  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ , směrodatná odchylka jednotlivých bazických kationtů  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  v povodí Plešného (PL) a Čertova (CT) jezera, horizonty O a A v roce 2010.

	PL-O	CT-O	PL-A	CT-A
$\text{Ca}^{2+}$ [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ]	153±60	83,8±41,7	77,1±54	26±28,8
$\text{Mg}^{2+}$ [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ]	22,7±8,53	18,8±4,46	13,6±7,04	9,23±3,94
$\text{K}^+$ [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ]	16,3±5,24	19,6±5,11	10,8±4,23	11,2±2,95
$\text{Na}^+$ [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ]	1,23±0,26	1,45±0,6	1,32±0,84	1,17±0,6



**Obr. 3** Procentuální zastoupení jednotlivých kationtů v rámci všech bazických kationtů (BK) pro povodí Plešného jezera v O horizontu (PL-O), v A horizontu (PL-A) a pro povodí Čertova jezera v O horizontu (CT-O), v A horizontu (CT-A) v roce 2010, vypočítáno z průměrných koncentrací jednotlivých kationtů v jednotkách  $\mu\text{mol.g}^{-1}$ .

Koncentrace výměnného Al ( $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$ ) se v O horizontu pohybovaly v širokém rozmezí  $9,5\text{-}138 \mu\text{eq.g}^{-1}$  v povodí PL a  $19\text{-}150 \mu\text{eq.g}^{-1}$  v povodí CT. A horizonty vykazovaly ve srovnání s O horizonty násobně vyšší koncentrace  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$ , naměřené hodnoty se pohybovaly v rozmezí  $38\text{-}143 \mu\text{eq.g}^{-1}$  v povodí PL a  $74,1\text{-}184 \mu\text{eq.g}^{-1}$  v povodí CT. Podrobnosti jsou uvedeny v Tab. 4.

Statisticky významný rozdíl koncentrací  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  mezi povodími ( $p < 0.05$ ) byl zaznamenán pouze v A horizontech, kde půdy povodí CT vykazovaly oproti půdám povodí PL téměř dvojnásobné koncentrace (Tab. 4).

Hodnoty kationtové výměnné kapacity v roce 2010 jsou shrnuty v tabulce č. 4. V O horizontech povodí PL se hodnoty KVK pohybovaly v rozmezí  $271\text{-}327 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v povodí CT  $220\text{-}339 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V A horizontech dosáhla hodnota KVK v povodí PL rozmezí  $178\text{-}482 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v povodí CT  $197\text{-}353 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V O horizontu povodí PL byly zaznamenány významně vyšší ( $p < 0.05$ ) hodnoty KVK oproti O horizontu v povodí CT (Tab. 4). Mezi hodnotami KVK v A horizontech povodí PL a CT nebyl statisticky významný rozdíl.

#### **4.2. Změny chemismu půd mezi roky 2000 a 2010 v povodí Plešného a Čertova jezera**

Srovnání hodnot pH mezi roky 2000 a 2010 jsou uvedeny v tabulkách č. 6 a 7. V povodí Plešného i Čertova jezera můžeme pozorovat mírný, leč statisticky neprůkazný nárůst  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  i  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  v horizontech O i A mezi roky 2000 a 2010.

**Tab. 6** Změny hodnot  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  a  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  mezi roky 2000 a 2010 v O a A horizontech povodí Plešného jezera (PL) (průměrná hodnota pH byla vypočítána jako záporný dekadický logaritmus průměrné koncentrace  $\text{H}^+$  iontů, jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická významnost  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl).

Povodí PL	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů-)
<b>pH<sub>H2O</sub></b>				
O horizont	n.s.	3,6	3,7	+
A horizont	n.s.	3,5	3,6	+
<b>pH<sub>CaCl2</sub></b>				
O horizont	n.s.	3,0	3,2	+
A horizont	n.s.	2,8	3	+

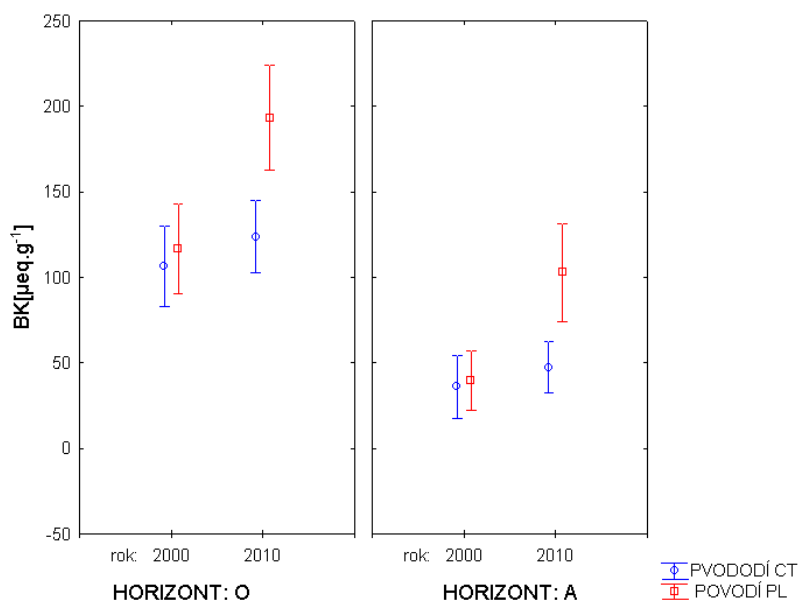
**Tab. 7** Změny hodnot  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  a  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  mezi roky 2000 a 2010 v O a A horizontech povodí Čertova jezera (CT) (průměrná hodnota pH byla vypočítána jako záporný dekadický logaritmus průměrné koncentrace  $\text{H}^+$  iontů, jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická významnost  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl).

Povodí CT	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů-)
<b>pH<sub>H2O</sub></b>				
O horizont	n.s.	3,7	3,7	0
A horizont	n.s.	3,5	3,6	+
<b>pH<sub>CaCl2</sub></b>				
O horizont	n.s.	3,0	3,1	+
A horizont	n.s.	2,9	3,0	+

Změny v půdních koncentracích bazických kationtů (BK) mezi roky 2000 a 2010 v jednotlivých povodích znázorňuje obrázek č. 4. Mezi lety 2000 až 2010 stoupl množství BK na PL v O horizontu z průměrné hodnoty  $117 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $193 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v povodí CT ze  $106 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $124 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V A horizontech stoupl množství BK v povodí PL z  $39,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $103 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v povodí CT z  $36,1 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $47,5 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V povodí PL je tento nárůst BK kationtů mezi roky 2000 a 2010 statisticky průkazně ( $p < 0,05$ ) vyšší pro O i A horizonty, v povodí CT nárůst statisticky průkazný v horizontech O ani A nebyl (Tab. 8).

**Tab. 8** Srovnání koncentrace bazických kationtů (BK) [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ] v O a A horizontu mezi rokem 2000 a 2010 v povodí Plešného (PL) a Čertova (CT) jezera (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická významnost  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl).

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů -)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	p < 0,05	117	193	+
A horizont	p < 0,05	39,8	103	+
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	106	124	+
A horizont	n.s.	36,1	47,5	+



**Obr. 4** Rozdíly v koncentraci bazických kationtů (BK) [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ] mezi jednotlivými horizonty pro roky 2000 a 2010, povodí PL a CT.



V povodí PL se na nárůstu koncentrace bazických kationtů (BK) mezi roky 2000 a 2010 nejvíce podílel  $\text{Ca}^{2+}$ . Za toto období se jeho koncentrace v O horizontech povodí PL téměř zdvojnásobila, z průměrné hodnoty  $87,7 \mu\text{eq.g}^{-1}$  stoupla na průměrnou hodnotu  $153 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V A horizontech se koncentrace  $\text{Ca}^{2+}$  téměř ztrojnásobila z průměrné hodnoty  $26,1 \mu\text{eq.g}^{-1}$  stoupla na  $77,1 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . Nárůst  $\text{Ca}^{2+}$  v horizontech O i A je v rámci povodí PL statisticky významný ( $p < 0,05$ ). V povodí CT nárůst koncentrací není tak znatelný. V O horizontu stoupl  $\text{Ca}^{2+}$  z  $69,5 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $83,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v A horizontech z průměrné hodnoty  $19,4 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $26 \mu\text{eq.g}^{-1}$  (Tab. 9).

**Tab. 9** Srovnání koncentrace  $\text{Ca}^{2+}$  [ $\mu\text{eq.g}^{-1}$ ] iontů na obou výzkumných plochách mezi rokem 2000 a 2010 (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická signifikance  $p < 0,05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl)

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů -)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	p < 0.05	87,7	153	+
A horizont	p < 0.05	26,1	77,1	+
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	69,5	83,8	+
A horizont	n.s.	19,4	26	+

Koncentrace  $\text{K}^+$  se v povodí PL statisticky významně zvýšila v O horizontech z hodnoty  $10,5 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $16,3 \mu\text{eq.g}^{-1}$ , v A horizontech z  $4,36 \mu\text{eq.g}^{-1}$  na  $10,8 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V povodí CT byl nárůst koncentrací  $\text{K}^+$  statisticky významně vyšší jen v A horizontu, kde z průměrné hodnoty  $6,28 \mu\text{eq.g}^{-1}$  stoupla koncentrace na  $11,2 \mu\text{eq.g}^{-1}$ . V O horizontu v povodí CT byl nárůst koncentrací  $\text{K}^+$  jen mírný a statisticky neprůkazný (tab. 10).

**Tab. 10** Srovnání koncentrace  $K^+$  [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ] iontů na obou výzkumných plochách mezi rokem 2000 a 2010 (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická signifikance  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl)

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efek (nahoru+, dolů -)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	$p < 0.05$	10,5	16,3	+
A horizont	$p < 0.05$	4,36	10,8	+
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	14,8	19,6	+
A horizont	$p < 0.05$	6,28	11,2	+

Statisticky významný nárůst koncentrací  $\text{Mg}^{2+}$  byl zaznamenán pouze v povodí PL a to v obou svrchních horizontech. V O horizontu stoupla množství  $\text{Mg}^{2+}$  z 15,1  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$  na 22,7  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ . V A horizontu stoupla koncentrace  $\text{Mg}^{2+}$  z 6,78  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$  na 13,6  $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ . V rámci povodí CT byl mírný, avšak statisticky nevýznamný nárůst koncentrací  $\text{Mg}^{2+}$  zaznamenán v O i A horizontu (tab. 11).

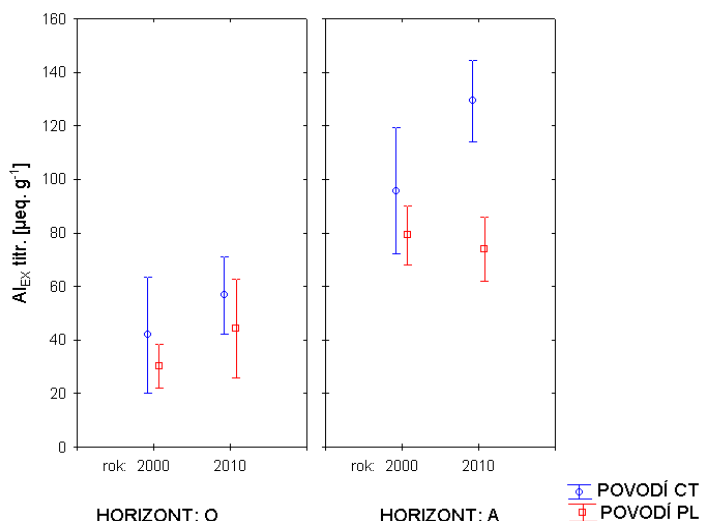
**Tab. 11** Srovnání koncentrace  $\text{Mg}^{2+}$  [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ] iontů na obou výzkumných plochách mezi rokem 2000 a 2010 (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická signifikance  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl).

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+, dolů -)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	$p < 0.05$	15,1	22,7	+
A horizont	$p < 0.05$	6,78	13,6	+
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	17,8	18,8	+
A horizont	n.s.	7,24	9,23	+

Změny v koncentraci výměnného Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ) mezi roky 2000 a 2010 znázorňuje obrázek č. 5. Za toto období stoupla mírně koncentrace  $Al^{3+}_{EX}$  v O horizontech povodí CT i PL. V A horizontech povodí PL poklesla mírně koncentrace  $Al^{3+}_{EX}$ , v A horizontech povodí CT stoupla koncentrace  $Al^{3+}_{EX}$  statisticky významně ( $p < 0,05$ ). V O horizontech v povodí PL byl pozorován nárůst z průměrné hodnoty 30,3  $\mu eq \cdot g^{-1}$  na 44,3  $\mu eq \cdot g^{-1}$ , v povodí CT ze 41,9  $\mu eq \cdot g^{-1}$  na 56,7  $\mu eq \cdot g^{-1}$ . V A horizontech klesl výměnný hliník ( $Al^{3+}_{EX}$ ) v povodí PL z průměrné hodnoty 79,2  $\mu eq \cdot g^{-1}$  na 73,9  $\mu eq \cdot g^{-1}$ , v povodí CT stoupl z 95,7  $\mu eq \cdot g^{-1}$  na 129  $\mu eq \cdot g^{-1}$  (Tab. 13).

Tab. 13 Srovnání koncentrace výměnného Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ) [ $\mu eq \cdot g^{-1}$ ] v O a A horizontu mezi rokem 2000 a 2010 v povodí Plešného (PL) a Čertova (CT) jezera (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická signifikance  $p < 0,05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl)

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů-)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	n.s.	30,3	44,3	+
A horizont	n.s.	79,2	73,9	-
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	41,9	56,7	+
A horizont	$p < 0,05$	95,7	129	+

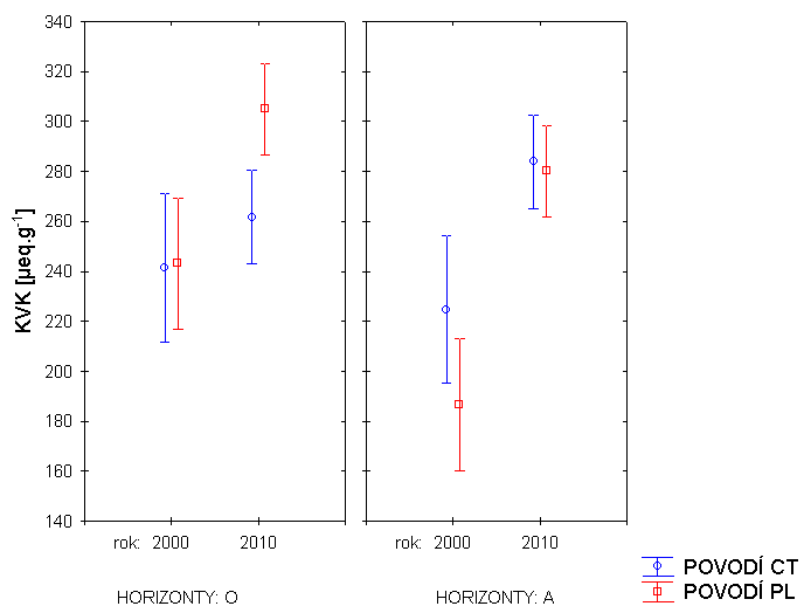


**Obr. 5** Rozdíly v koncentraci  $Al^{3+}_{EX}$  [ $\mu eq \cdot g^{-1}$ ] mezi jednotlivými horizonty pro roky 2000 a 2010, povodí PL a CT.

V povodí PL se mezi roky 2000 a 2010 zvýšila kationtová výměnná kapacita (KVK) v O horizontech z průměru 247  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  na 305  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  a v A horizontech z 187  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  na 280  $\mu\text{eq.g}^{-1}$ , statisticky průkazně ( $p < 0.05$ ) v obou horizontech. V povodí CT došlo v horizontu O jen k mírnému zvýšení KVK z průměrné hodnoty 241  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  na 261  $\mu\text{eq.g}^{-1}$ . V horizontu A se KVK mezi roky 2000 a 2010 zvýšila statisticky významně ( $p < 0.05$ ) z 225  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  na 284  $\mu\text{eq.g}^{-1}$  (Tab. 14). Změny za dané období v rámci jednotlivých horizontů znázorňuje obr. 6.

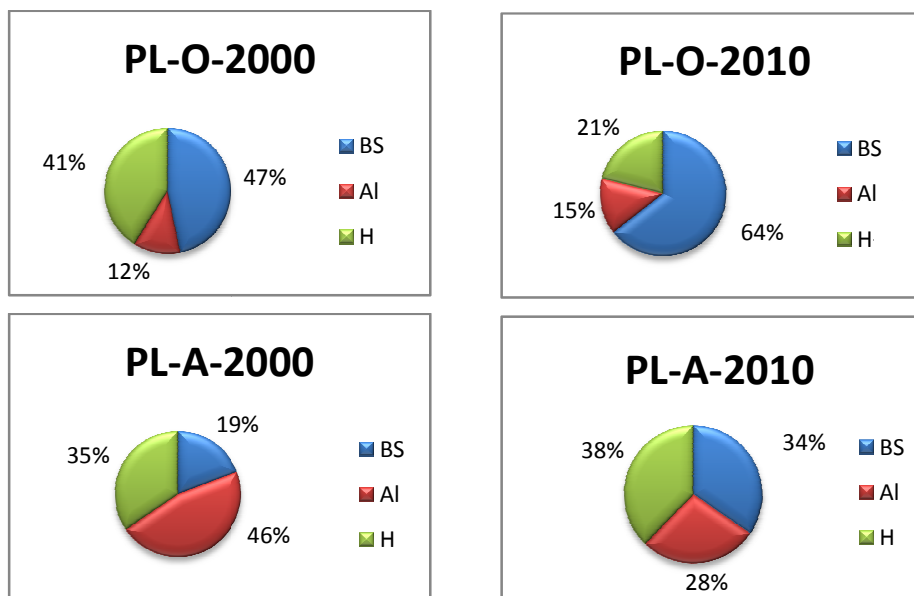
**Tab. 14** Srovnání koncentrace kationtové výměnné kapacity KVK [ $\mu\text{eq.g}^{-1}$ ] v O a A horizontu mezi rokem 2000 a 2010 v povodí Plešného (PL) a Čertova (CT) jezera (jednocestná ANOVA, test homogenity dat proveden Bartlettovým testem, statistická signifikance  $p < 0.05$  znázorněna červeně, n.s. označuje statisticky neprůkazný rozdíl)

	Hladina významnosti p	Průměr 2000	Průměr 2010	Efekt (nahoru+,dolů -)
<b>Povodí PL</b>				
O horizont	p < 0.05	247	305	+
A horizont	p < 0.05	187	280	+
<b>Povodí CT</b>				
O horizont	n.s.	241	262	+
A horizont	p < 0.05	225	284	+

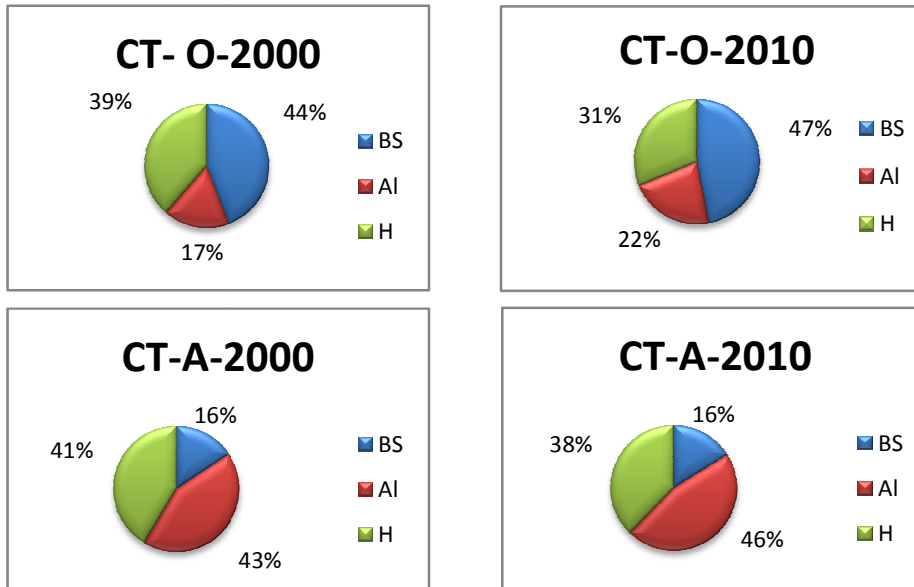


**Obr. 6** Rozdíly v hodnotách KVK [ $\mu\text{eq}\cdot\text{g}^{-1}$ ] mezi jednotlivými horizonty pro roky 2000 a 2010, povodí PL a CT.

Procentuální zastoupení BK v rámci KVK znázorňuje obr. č. 7 a 8. BS se v povodí PL v O horizontu zvýšila z 47 % na 64 %, v A horizontech z 19 % na 34 % (Obr. 7). V povodí CT stoupla bazická saturace v O horizontech z 44 % na 47 %. V A horizontu v povodí CT zůstala bazická saturace beze změny mezi roky 2000 a 2010 - 16 % (Obr. 8).



**Obr. 7** Procentuální podíl výměnných kationtů na kationtové výměnné kapacitě v povodí Plešného jezera (PL) v roce 2000 a 2010; horizont O, A; bazické saturace (BS), výměnný Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ), výměnný  $H^+$ .



**Obr. 8** Procentuální podíl výměnných kationtů na kationtové výměnné kapacitě pro povodí Čertova jezera (CT) v roce 2000 a 2010; horizont O, A; bazické saturace (BS), výměnný Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ), výměnný  $H^+$ .

## 5. Diskuze

### 5.1. Změny chemismu půd v organických horizontech povodí Plešného a Čertova jezera

Abychom mohli vyvodit závěry o chemických změnách v organických horizontech O a A v povodí Plešného a Čertova jezera, je důležité si uvědomit, v jakých charakteristikách se jednotlivá povodí liší a v čem se lišil vývoj během posledních několika let.

Povodí PL a CT mají mnohé společné rysy, přesto se ale v některých parametrech liší. Na každém z nich byl v minulosti aplikován jiný druh managementu, neboť PL leží přímo na území Národního parku, kdežto povodí CT je součástí CHKO Šumava. V minulosti bylo povodí CT také více vystaveno znečištění, než tomu bylo u povodí PL (Svoboda et al., 2006a). Z hlediska přírodních podmínek se povodí CT a PL liší zejména typem podloží (svor versus žula) (Kopáček et al., 2002a,b) a množstvím přizemní vegetace (7,8 versus 21 kg.h<sup>-1</sup>) (Svoboda et al., 2006a,b). Byly popsány i rozdíly v chemismu půd, například v saturaci dusíkem (28 % versus <44 % celkově) (Kopáček et al., 2006a,b).

Mezi roky 2004 a 2008 došlo k masivnímu odumírání lesa v důsledku napadení kůrovcem v povodí PL (Kopáček et al., 2009a). 90 % stromů z 32% korunového zápoje v rámci povodí je uschlých nebo poškozených (ústní sdělení, Žaloudík). Dominanci po kyselém aniontu SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, který hrál zásadní roli v odnosu kationtů z půdy v 80. letech v důsledku zvýšených kyselých atmosférických depozic, dnes převzal dusičnanový anion. Saturace dusíkem proběhla v povodí PL po odumření velkého množství biomasy v důsledku kůrovcové kalamity (Kopáček et al., 2009a). To vše se podepisuje jak na rozdíl v chemismu půd mezi zkoumanými povodími, tak i na odlišném vývoji půd během posledních deseti let zkoumání.

Jedním ze základních parametrů, vypovídajících o kvalitě půdy, je půdní pH. Na půdním pH se rozdíly mezi povodími neprojevíly.

Pokud bychom posuzovali pouze podle pH, jsou půdy v obou povodích acidifikované stejně. Přestože bychom v O horizontu mohli očekávat změny pH, které by byly způsobeny rozkladem jehličí v povodí PL, k významným změnám zde nedochází. pH je přibližně stejné jako v roce 2000 v obou horizontech O i A. Vliv na změny pH v povodí PL mohly mít dva protichůdné procesy: Rozklad jehličí sám o sobě působí kyselou půdní reakci (Fanta et al., 2006). Zároveň je ale půda obohacována bazickými kationty, které se při rozkladu jehličí uvolňují. Kromě jehličí se zde navíc rozkládají ještě jiné druhy opadu, například šišky, větve nebo kůra. Ty jsou významnými zásobníky bazických kationtů v lese (Kopáček et al., 2010). V povodí CT se pH během deseti let také významně nezměnilo. Časový horizont deseti let je zřejmě v tomto ohledu krátká doba, během níž se v parametru pH nereflektovalo ani zotavování z acidifikace, ani změny způsobené kůrovcovou kalamitou.

Výrazný rozdíl mezi půdami zkoumaných povodí představuje množství bazických kationtů. To je v obou sledovaných půdních horizontech povodí PL významně vyšší než v povodí CT. Kromě zvýšeného přísunu bazických kationtů z jehličí po kůrovcové kalamitě v povodí PL zde mohou působit další faktory. Jedním z nich je rozdílné podloží. V povodí PL byl zaznamenán vyšší obsah vápníku téměř ve všech kategoriích opadu, jako je kůra, jehličí, lišejníky, větve, což souvisí s větší koncentrací Ca v žulovém podloží v porovnání se svorem na CT (Kopáček et al., 2010), kde je obsah Ca  $52 \text{ mmol.kg}^{-1}$ , přičemž na PL je to  $112 \text{ mmol.kg}^{-1}$  (Kopáček et al., 2002a,b). Důležitou roli zde hraje také přízemní vegetace, které je na povodí PL větší množství než v povodí CT ( $21 \text{ t.ha}^{-1}$  povodí PL,  $8 \text{ t.ha}^{-1}$  povodí CT; (Svoboda et al., 2006a,b)). Přízemní vegetace svojí zelenou plochou zvyšuje pravděpodobnost, že z jejích rostlinných tkání budou vymyty bazické kationty při srážkách (Lee a Weber, 1982), ale je také důležitým zásobníkem Ca (Šantrůčková et al., 2010). Nicméně zatímco před deseti lety byla koncentrace bazických kationtů v půdách obou povodí podobná, dnes v tomto parametru pozorujeme ve zkoumaných povodích dramatické rozdíly, které lze sotva vysvětlit jen výše zmíněnými rozdíly mezi povodími.

Nejzásadnějším zjištěním tak je masivní nárůst koncentrace bazických kationtů ve svrchních vrstvách půd povodí Plešného jezera. Koncentrace náboje bazických kationtů se zde během deseti let prakticky zdvojnásobila.



Příčinou je pravděpodobně zvýšený přísun opadu v důsledku kůrovcové kalamity, a jeho následný rozklad. Vezmeme-li v úvahu, že 5,4 % z celkové biomasy stromů na povodí PL (134 t.ha<sup>-1</sup>) tvoří jehličí, zvýšil se opad jen ve formě jehličí v povodí PL přibližně o 7 t.ha<sup>-1</sup> (Svoboda et al., 2006b), což by k celkovému nárůstu BK mohlo výrazně přispět. Organické kyseliny pocházející z rozkladu opadu (Schnitzer a Khan, 1972) a zvýšené množství NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, který vzniká v humusu za zvýšené aktivity nitrifikačních bakterií při dekompozici opadu (Huber et al., 2003), posloužily nejspíše jako akceptory kationtů, a bazické kationty na sebe navázané do spodního A horizontu průsakem přenesly. Kopáček et al. (2006) uvádí, že se prosakování nitrátů se na PL téměř zdvojnásobilo v roce 2005–2006 po kůrovcové kalamitě. Tím si vysvětlují výrazný nárůst koncentrace BK i v A horizontu povodí PL. Mírný nárůst koncentrací BK v O i A horizontu v povodí CT je nejspíše důsledkem celkového ozdravování z acidifikace celého povodí (Kopáček et al. 1998; Vrba et al., 2004).

Opad jehličí představuje hlavní zásobu prvků Mg a K (46 %), proti tomu opad jehličí z celkového opadu obsahuje minoritní zásobu Na a Al (10 – 16 %) (Kopáček et al., 2010), čemuž by odpovídal průkazný nárůst K<sup>+</sup> i Mg<sup>2+</sup> v povodí PL v O a A horizontech a neprůkazný nárůst Al v O horizontu povodí PL. Obsah Ca<sup>2+</sup> většinou vysoce vzroste v rozkládajícím se rostliném materiálu a klesne rychle ve chvíli, kdy začne rozpad ligninu (Kopáček et al., 2009b). To by mohlo vysvětlit průkazné navýšení obsahu Ca<sup>2+</sup> v O i A horizontu v povodí PL mezi roky 2000 a 2010. Nebo naopak můžeme předpokládat, že kromě tlejícího jehličí se na obohacení o BK začínají významně podílet i jiné komponenty biomasy, neboť jehličí nepředstavuje tak velký zásobník Ca jako je tomu např. u šišek, kůry, větví a celých kmenů (Kopáček et al. 2010).

Nárůst koncentrací draslíku v povodí zasaženém kůrovcem byl očekávatelný, neboť K<sup>+</sup> se z rozloženého jehličí uvolňuje nejrychleji (Palviainen et al., 2004). Huber et al. (2004) udávají u O horizontu prudký nárůst koncentrací K<sup>+</sup> uvolněného z opadu po úhynu lesa. Paradoxně, půdy povodí CT vykazují stále o něco vyšší koncentrace K<sup>+</sup>, než půdy povodí PL po jeho masivním nárůstu. To může být způsobeno větší kompaktnější plochou živých rostlinných pletiv, kterou zajišťují v povodí CT koruny stromů, z nichž se K<sup>+</sup> vyplaví ve velkém množství. V povodí PL tento korunový zápoj chybí (Kopáček et al., 2009a).

Největší procentuální zastoupení v BK zaujímá  $\text{Ca}^{2+}$  v povodí PL i CT. Tento jev si můžeme vysvětlit vysokým přísunem  $\text{Ca}^{2+}$  v porovnání s ostatními BK v suchých srážkách na obě povodí CT i PL. Podle Kopáček et al. (2010) je tento přísun pro povodí CT  $14 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$  a pro povodí PL  $17 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ . Druhým nejhojnějším prvkem v BK je  $\text{K}^+$ . Tento prvek je snadno vymyvatelný z rostlinné tkáně (Palviainen et al., 2004; Duchesne a Houle, 2006) a svrchní půdní horizonty jej díky této vlastnosti všeobecně obsahují velké množství (Kopáček et al., 2010).  $\text{Mg}^{2+}$  zaujímá v BK třetí místo v povodí PL i CT v rámci obou horizontů. Z opadu se  $\text{Mg}^{2+}$  uvolňuje pozvolna (Palviainen et al., 2004). Důležitým zdrojem  $\text{Mg}^{2+}$  jsou suché srážky ( $6 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$  pro povodí PL i CT) (Kopáček et al., 2010).  $\text{Na}^+$  zaujímá v celkových BK jen malé množství 1-4 %. Měření koncentrací  $\text{Na}^+$  bylo v roce 2000 zatíženo chybou (Kaňa, ústní sdělení), koncentrace byla nadhodnocena, proto jsem se ve své práci jeho detailnějším pozorováním nezabývala.

S nárůstem koncentrace BK souvisí i nárůst bazické saturace. Ta je v povodí PL v O i A horizontu vyšší než v povodí CT. K výraznému navýšení BS došlo v povodí PL mezi roky 2000 a 2010 v obou sledovaných půdních horizontech. V povodí PL se bazická saturace zvýšila ze 47 % na 64 % v daném období v O horizontu, a v A horizontu z 19 % na 34 %. V povodí CT byl tento nárůst jen nepatrný - z 44 % na 47 % v O horizontu, v A horizontu k žádné změně nedošlo.

Koncentrace výměnného Al ( $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$ ) je v O horizontech povodí PL nižší než v povodí CT, v A horizontu je významně nižší, což odpovídá Kopáček et al. (2010), který uvádí nižší procentuální zastoupení  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  z celkových kationtů v půdě na PL (57 %) než na CT (62 %).  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  představuje méně mobilní formu než je Al vodou vymyvatelný, avšak  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  může být více škodlivý pro živé organismy, neboť je tvořen zejména iontovými formami  $\text{Al}^{3+}$  (Drábek et al., 2005). Na druhou stranu  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  je vázán na půdní sorpční komplexy a sám o sobě není vodou vymyvatelný, nicméně může být uvolněn z půdního sorpčního komplexu v důsledku změn chemismu půd (Drábek et al., 2005) Zvýšené množství  $\text{Al}^{3+}_{\text{EX}}$  v O i A povodí CT znamená pro tamější ekosystém zpomalení zotavování z acidifikace.

Z tohoto úhlu pohledu se tedy půdy povodí CT jeví ve srovnání s půdami povodí PL při stejném pH jako více postižené acidifikací.  $Al^{3+}_{EX}$  se může dále vázat na organické kyseliny a v procesu podzolizace může být transportován do nižších horizontů nebo z půdy vyplaven do jezera, kde se vlivem fotochemických procesů může z netoxického organicky vázaného hliníku stát opět toxickou formou a ohrozit život v jezeře (Kopáček et al., 2009b).

Zvýšený přísun bazických kationtů v povodí PL, oproti tomu zvýšené množství výměnného Al ( $Al^{3+}_{EX}$ ) v povodí CT, to vše se významně projevilo v celkovém úhrnu kationtové výměnné kapacity (KVK) v obou povodích. Je zjevné, že zvýšený přísun rozkládajícího se opadu na PL a snížení přísunu kyselých atmosferických depozic přispěl k celkové signifikantě vyšší KVK na povodí PL než v povodí CT v roce 2010. KVK v obou povodích stoupla. V O horizontu stoupla signifikantně jen v povodí PL, kdežto v A horizontu stoupla průkazně v povodí CT i PL.

#### **4.1.Vliv změn chemismu půd v povodí Plešného a Čertova jezera na stabilitu tamějšího lesního ekosystému.**

Změny, které se udály v povodí PL jezera během deseti let jsou značné. Nesmíme zapomenout, že velké množství uvolněných bazických kationtů z opadu po kůrovcové kalamitě bylo přijato vegetací. Půda v povodí PL se stala díky zvýšenému opadu a rozkladným procesům v důsledku přírodní disturbance vhodným substrátem k přirozené obnově lesa (Applová, 2010). Zvýšená KVK, zejména však zvýšená bazická saturace, může pomoci snadnějšímu uchycení semenáčků (Krausová, 2011). Vegetace rostoucí ze zvýšeného přísunu živin v důsledku rozpadu stromového patra vytvoří vhodné mikroklima pro další procesy přirozené obnovy (Jonášová a Prach, 2004). Při postupujícím rozkladu dalších částí biomasy ponechané samovolnému rozpadu se budou postupně uvolňovat bazické kationty, které by mohly v povodí PL urychlit zotavování z acidifikace. Disturbance typu kůrovcové kalamity podporují přirozenou regeneraci původních druhů stromů ve smrkovém lese (Jonášová a Matějková, 2007).

Oproti tomu povodí CT je náchylnější ke zpomalení zotavování z acidifikace. V půdě se nachází velké množství hliníku, které je díky nízkému pH, jež zde panuje, neustálým nebezpečím pro zdejší ekosystém. Přestože nedochází již

k přísunu kyselých depozic srážkami v takovém množství jako v minulosti (Kopáček et al., 2006b), přísun bazických kationtů v tomto povodí z mokrých a suchých srážek, z přízemní vegetace a z opadu není tak veliký, aby dokázal znatelně zvrátit panující podmínky nízkého pH ve svrchních půdních horizontech CT.

#### **4.2. Shrnutí**

Moje práce se řadí k těm, které se zabývají přírodními procesy na Šumavě a měla by tak svými poznatky rozšířit znalosti o koloběhu prvků v rámci svrchních organických horizontů půd, které jsou důležité z hlediska zásob živin pro tamější ekosystémy. Ačkoliv kvantitativní měření vstupů a výstupů jednotlivých prvků do systému poskytuje užitečnou informaci o chemických změnách v půdě v důsledku zvýšeného přísunu protonů a bazických kationtů, nic nám tato měření neřeknou o intenzitě těchto změn. Tyto změny jsou klíčové z hlediska uvolňování hliníkových forem do půdního roztoku a tudíž i do povrchových vod a do jezer, dále pak informují o stavu zotavování z acidifikace a s ní související dostupnosti živin pro rostliny a půdní organismy. Z tohoto důvodu je důležité nadále tyto změny sledovat a zlepšit metodiku, kterou bychom byli schopni intenzitu změn v půdách měřit a modelovat tak chování ekosystému v daných podmínkách, což by mělo praktické využití ve výběru vhodného managementu pro danou oblast.

## 6. Závěry:

V povodí PL mezi roky 2000 – 2010 výrazně vzrostlo množství bazických kationtů horizontech O a A, a to zejména díky rozkladu opadu po kůrovcové kalamitě z roku 2004 až 2008.

Kationtová výměnná kapacita (KVK) v rámci obou povodí vzrostla, což potvrzuje opět fakt, že dochází k velmi pomalému ozdravování z acidifikace, v povodí PL se na zvýšení KVK podílelo zejména zvýšené množství BK, v povodí CT i zvýšené množství výměnného hliníku.

Nebezpečí toxického vlivu hliníku není zažehnáno, neboť se jeho množství v důsledku zotavování nesnížilo významně, ba dokonce mělo vzrůstající trend pro obě povodí v O horizontu.

## 7. Literatura:

Aerson Ch., 2005: Litter decomposition in the forest ecosystem – influence of trace elements, nutrients and climate. *The ESS Bulletin* - Volume 3 [1].

Applová M., 2010: Does ligninolytic enzyme activity depend on phenolics content during the litter decomposition? Mgr. Thesis, Faculty of Biological Sciences, The University of South Bohemia, České Budějovice, p. 64.

Belyazid S., Westling O., Sverdrup H., 2006: Modelling changes in forest soil chemistry at 16 Swedish coniferous forest sites following deposition reduction. *Environmental Pollution*, 144:596-609.

Berggren D., Mulder J., 1995: The role of organic matter in controlling aluminum solubility in acidic mineral soil horizons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (20): 4167-4180.

Borůvka L., Nikodem A., Drábek O., Vokurková P., Tejnecký V. Pavlů L., 2009: Assessment of soil aluminium pools along three mountainous elevation gradients. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103:1449-1458.

Bowman W. D., Clevela C. C., Halada L., Hresko J., Baron J. S., 2008: Negative impact of nitrogen deposition on soil buffering capacity. *Nature Geoscience*, 1 [11]:767-770.

Brady N. C., Weil R. R., 2002: The nature and properties of soils. Prentice Hall, Thirteenth Edition, p. 960.

Brunner I., Rigling D., Egli S., Blaser P., 1999: Response of Norway spruce seedlings in relation to chemical properties of forest soils. *Forest Ecology and Management*, 116: 71±81.

Cole D. W. and Rapp M., 1981: Elemental cycling in forest ecosystems. pp.341-409 in D. E. Reichle, ed., *Dynamic Properties of Forest Ecosystems*, Cambridge University Press, London.

Dijksatra F. A., Geibe C., Holmstroe S., Lundstroé U. S., van Breemen N., 2001. The effect of organic acids on base cation leaching from the forest floor under six North American tree species. *European Journal of Soil Science*, 52:205±214.

Dlouhá Š., Borůvka L., Pavlů L., Tejnecký V., Drábek O., 2009: Comparison of Al speciation and other soil characteristics between meadow, young Forest and old forest stands. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103:1459-1464.

Duchesne L. and Houle D., 2006: Base cation cycling in a pristine watershed of the Canadian boreal forest. *Biogeochemistry* 78: 195-216.

Duchesne L. and Houle D., 2008: Impact of nutrient removal through harvesting on the sustainability of the boreal forest. *Ecological Applications*, 18(7):1642-1651.

Drábek O, Mládková L, Borůvka L, Szaková J, Nikodém A, Němeček K. 2005: Comparison of water-soluble and exchangeable forms of Al in acid forest soils. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 99:1798-1795.

Edwards P. J., Kochenderfer J. N., Coble D. W., Adams M. B., 2002: Soil leachate responses during 10 years of induced whole-watershed acidification. *Water and soil pollution*, 150: 99-118.

Fanta J., Farkač J., Hruška J., Košulič M., Prach K., Rusek J., 2006: Stav lesů – stanovisko. Stanovisko vědců a odborných pracovníků k ochraně českých lesů. V Praze, Českých Budějovicích, Městě Albrechticích a Rhenen (Nizozemí) <http://lesy.drosera.cz/>.

Fujinuma R., Bockheim J., Balster N., 2005: Base-cation cycling by individual tree species in old-growth forests of Upper Michigan, USA. *Biogeochemistry*, 74: 357-376.

Gosz J. R., Likens, G. E., and Bormann F. H., 1972: Base saturation, nutrient cation, and organic matter increases during early pedogenesis on landslide scars in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico, *Ecology* 53(5), 317-330.

Heim A., Brunner I., Frossard E., Luster J., 2003: Aluminum effects on *Picea abies* at low solution concentration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67:895-898.

Heinzelmaier F., 2007: Pflanzernährstoffe in Österreichs Böden: Räumliche und zeitliche Variationen sowie Wechselwirkungen mit Bodenparametren. Wien, Guthmann-Peterson, 512 s.

Hellen A. W., Toril D. E., Mulder J., 2010: Dissolved Al reduces Mg uptake in Norway spruce forest: Results from a long-term field manipulation experiment in Norway. *Forest Ecology and Management*, 259: 2072–2082.

Helling Ch. S., Chesters G., Corey R. B., 1963: Contribution of organic matter and clay to soil cation-exchange capacity as affected by the pH of the saturating solution. *Soil Science Society of America Journal*, 28 (4): 517-520.

Henderson G. S., Swank W. T., Greer C., 1975: Comparative cation budgets in Appalachian and Cascade Mountain watersheds, Paper presented at Annual Meeting of the American Association for the Advancement of Science.

Hojdová, 2003: Mikroklima horské smrčiny v různém stádiu rozpadu. Ms. Dipl. práce PřF UK Praha.



Houle D., Ouimet R., Couture S., Gagnon C., 2006: Base cation reservoirs in soil control the buffering capacity of lakes in forested catchments. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 63 [3]:471-474.

Hruška J., Majer V., 1996: Retention of human-induced sulphur in soils: a factor preventing acidification in surface water of Bohemian Forest, *Silva Gabreta* 1:143-146.

Hruška J., Cudlín P., Krám P., 2001: Relationship between Norway spruce status and soil water base cations/aluminum ratios in the Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution*, 130: 983-988.

Huber C., 2005: Long lasting nitrate leaching after bark beetle attack in the highlands of the Bavarian Forest national park. *Journal of Environmental Quality*. 34:1772-1779.

Johnson D. W., Henderson G. S., Huff D. D., Lindberg S. E., Richter D. D., Shriner D. S. and Turner J., 1982: Cycling of organic and inorganic sulphur in a chestnut oak forest. *Oecologia*, 54:141-148.

Johnson D., 1985: Sulphur cycling in forests. *Biogeochemistry*, 1:29-43.

Jonášová M., 2004: Zmlazení dřevin v hospodářských smrčínách odumřelých po napadení lýkožroutem smrkovým. *Aktuality Šumavského výzkumu II*, 265-269.

Jonášová M. and Prach K., 2004: Central-European mountain spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) forests: regeneration of tree species after a bark beetle outbreak. *Ecological Engineering*, 23:15-27.

Jonášová M. and Matějková I., 2007: Natural regeneration and vegetation changes in wet spruce forests after natural and artificial disturbances. *Can J. for Res.*, 37:1907-1914.

Jones M. E., Paine T. D., Fenn M. E., Poth M. A., 2004: Influence of ozone nitrogen deposition on bark beetle activity under drought conditions. *Forest Ecology and Management*, 200: 67-76.

Jongmans A. G., van Breemen N., Lundstrom U. S., van Hees P. A. W., Finlay R. D., Srinivasan M., Unestam T., Giesler R., Melkerud P. A., Olsson M., 1997. Rock-eating fungi. *Nature* 389:682-683.

Johnson D. W. and Todd D. E., 1983: Some relationships among Fe, Al, C and  $\text{SO}_4^{2-}$  in a Variety of forest soil. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 47:792-800.

Kappes H., Catalano C., Topp W., 2007: Coarse Woody Debris Ameliorates Chemical and Biotic Soil Parameters of Acidified Broad-leaved Forests. *Applied Soil Ecology*, 36[2]:190-198 .

Kaspari M., Yanoviak P. S., Dudley R., Yuan M., Clay N. A., 2009: Sodium shortage as a constraint on the carbon cycle in an inland tropical rainforest. *PNAS*, 106 [46].

Tan K. H., 2005: Soil Sampling, preparation, and analysis, second edition, CRC Oress:15-239.

Kaňa J. a Kopáček J., 2005: Sulphate sorption characteristics of the Bohemian Forest soils. *Silva Gabrteta*, 11: 3-12.

Kopáček J., Hejzlar J., Stuchlík E., Fott J., Veselý J., 1998: Reversibility of acidification of mountain lakes after reduction in nitrogen and sulphur emissions in Central Europe. 5 s. *Limn. and Oceanogr.*, 43[2]:357-361.

Kopáček J., Hejzlar J., Kaňa J., Porcal P., 2001a: Element budgets in three Bohemian Forest lakes and their watersheds in the 2000 hydrological year: I. Čertovo lake. *Silva Gabreta*:35-53.

Kopáček J., Hejzlar J., Kaňa J., Porcal P., 2001b: Element budgets in three Bohemian Forest lakes and their watersheds in the 2000 hydrological year: II. Černé lake. *Silva Gabreta*: 53-73.

Kopáček J., Kaňa J., Šantrůčková H., Píček T., Veselý J., 2002a: Chemical and biochemical characteristics of soil in watersheds of the Bohemian Forest lakes: I Plešné lake. *Silva Gabreta*, 8: 36-43.

Kopáček J., Kaňa J., Šantrůčková H., Píček T., Veselý J., 2002b: Chemical and biochemical characteristics of soil in watersheds of the Bohemian Forest lakes: II Čertovo and Černé lake. *Silva Gabreta*, 8:43-66.

Kopáček J., Stuchlík E., Veselý J., Schaumburg J., Anderson I. C., Fott J., Hejzlar J., Vrba J., 2002c: Hysteresis in reversal of Central European mountain lakes from atmospheric acidification: *Water Air Soil Poll.*, 2:91-114.

Kopáček J., Turek J., Hejzlar J., Kaňa J., Porcal P., 2006a: Element fluxes in watershed-lake ecosystems recovering from acidification Plešné lakes, the Bohemian Forest, 2001-2005. *Biologia*, 61 (Suppl. 20): S427-S440.

Kopáček J., Turek J., Hejzlar J., Kaňa J., Porcal P., 2006b: Element fluxes in watershed-lake ecosystems recovering from acidification Čertovo lakes, the Bohemian Forest, 2001-2005. *Biologia*, 61 (Suppl. 20): S413-S426.

Kopáček J., Turek J., Hejzlar J., Šantrůčková H., 2009a: Canopy leaching of nutrient and metals in a mountain spruce forest. *Atmos. Environ.*, 43: 5443-5453.

Kopáček J., Hejzlar J., Kaňa J., Norton S. A., Porcal P., Turek J., 2009b: Trends in aluminium export from a mountainous area to surface waters, from deglaciation to the recent: Effects of vegetation and soil development, atmospheric acidification, and nitrogen-saturation. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103:1439-1448.

Kopáček J., Cudlín P., Chmelíková E., Kaňa J., Pícek T., 2010: Composition of Norway spruce litter and foliage in atmospherically acidified nitrogen-saturated Bohemian Forest stands, Czech Republik. *Boreal environment research*, 15:413-426.

Krám P., Hruška J., Driscoll C. T., Johnson C. E., 1995: Biogeochemistry of aluminum in a forest catchment in the Czech republic impacted by atmospheric inputs of strong acids. *Water and Soil Pollution*, 85:1831-1836.

Krám P., Hruška J., Wenner B. S., Driscoll C. T., Johnson C. E., 1997 The biogeochemistry of basic cations in two forest catchments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Biogeochemistry*, 37: 173-202.

Krám P., Hruška J., Driscoll Ch. T., Johnson C. E., Oulehle F., 2009: Long-term changes in aluminum fractions of drainage waters in two forest catchments with contrasting lithology. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103:1405-1472.

Krausová, M., 2011. Odhad dostupnosti živin v půdě asanovaných a přirozeně se vyvíjejících porostů po kůrovcové kalamitě na území NP Šumava. 41 p. Faculty of Science, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Lathwell D. J. and Peech M., 1964: Interpretation of chemical soil tests. *Agr. Exp. Sta. Bull*, 995: 39.

Lee J. J., Weber D. E., 1982: Effects of sulphuric acid irrigation on major hardwood forests. *J. Environ. Qual.* 11:57-64.

Ložek V., 2001: Geologie Národního parku Šumava. *Silva Gabreta, Supplementum* 1, 18-19.

McFee W. W., Kelly J. M., Beck R. H., 1977: Acid precipitation effects on soil pH and base saturation of exchange sites. *Water, Air, and Soil Pollution*, 7: 401-408.

McHale M. C., Douglas A. C., Gregory B., Lawrence B., Murdoch P. S., 2007: Factors controlling soil water and stream water aluminum concentrations after a clearcut in a forested watershed with calcium-poor soils. *Biogeochemistry*, 84:311-331.

Miller H. G., Cooper J. M., Miller J. D., Pauline O. J., 1979: Nutrient cycling in pine and their adaptation to poor soils. *Can. J. For. Res.*, 9: 19-26.

Nygaard P. H., Wit H. A., 2004: Effect of elevated soil solution Al concentrations on fine roots in a middle-aged Norway spruce (*Picea abies* (L.)Karst.)stand. *Plant and Soil*, 265:131-140.

Olsson B. A., Bengtsson J., Lundkvist H., 1996: Effects of different forest harvest intensities on the pools of exchangeable cations in coniferous forest soils. *Forest Ecology and Management*, 84:135-147.

Oulehle F., Hofmeister J., Cudlín P., Hruška J., 2006: The effect of reduced atmospheric deposition on soil and soil solution chemistry at a site subjected to long-term acidification, Načetín, Czech Republic. *Science of the Total Environment*, 370:532-544.

Oulehle F., Hofmeister J., Hruška J., 2007: Modeling of the Long-term Effect of Tree Species (Norway Spruce and European Beech) on Soil Acidification in the Ore Mountains. *Ecological Modeling*, 204[3-4]:359.

Oulehle F., Evans Ch. D., Hofmeister J., Krejčí R., Tahovská, Perssonk T., Cudlín P., 2010: Major changes in forest carbon and nitrogen cycling caused by declining sulphur deposition. *Global Change Biology*, 1365-2486.

Palviainen M., Finer L., Kurka A., Mannerkoski H., Piirainen S., Starr M., 2004: Release of potassium, calcium, iron and aluminium from Norway spruce, Scots pine and silver birch logging residues. *Plant and Soil*, 259:123-136.

- Pavlová L., 2005: Fyziologie rostlin, Karolinum, 65s.
- Poschenrieder Ch., Gunsé B., Corrales I., 2008: A glance into aluminum toxicity and resistance in plants. *Science of the Total Environment*, 400:356-368.
- Prescott C. E., 2002: The influence of the forest canopy on nutrient cyclin. *Tree Physiology*, 22:1193-1200.
- Prescott C. E., 2005: Decomposition and mineralization of nutrients from litter and humus. Ecological Studies, H. BassiriRad (Ed.) Nutrient Acquisition by Plants. An Ecological Perspective, 181, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Ranger J., Bonnaud P., Bouriaud O., Gelhaye D., Picard J. F., 2008: Effects of the clear-cutting of a Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) plantation on chemical soil fertility. *Ann. For. Sci.*, 65: 303-313.
- Rengel Z., 1992: Role of Calcium in aluminium toxicity. *New Phytologist*, 121:499-513.
- Reuss J. O., Johnson D. W, 1985: Acid Deposition and the Acidifiction of soil and Waters, Ecological studies 59, Springer-Verlag.
- Reynolds B., Wood M. J., Truscott A. M., Bittain S. A., Williams D. L., 2000:Cycling of nutrient base cations in a twelve year old Sitka spruce plantation in upland mid-Wales. *Hydrology and Earth Systém Sciences*, 4(2):311-321.
- Rosling A., Landeweert R., Lindahl B. D., Larsson K. H., Kuyper T. W., Taylor A. F. S., Finlay R. D., 2003: Vertical distribution of ectomycorrhizal fungal taxa in a podzol soil profile. *New Phytologist*, 159: 775-78.
- Rufyikiri G., Genon J. G., Dufey J. E., Delvaux B., 2003:Competitive adsorption of hydrogen, calcium, potassium, magnesium, and aluminum on banana roots: Experimental data and modeling. *Journal of plant nutrition*, 26[2]:351-368.

Schnitzer M., Khan S. U., 1972: Humic Substances in the Environment, Marcel Dekker, New York.

Šantrůčková H., Krištůfková M., Vaněk D., 2006: Decomposition rate and nutrient release from plant litter of Norway spruce forest in the Bohemian Forest. *Biologia*, 61[20]: 499-508.

Šimek M., 2008: Základy nauky o půdě, 1. neživé složky půdy. Biologická fakulta JU. České Budějovice, 78s.

Švampera V., 1939: Jezera na české straně Šumavy [Lakes in the Czech part of the Bohemian Forest]. *Sborník české společnosti zeměpisné*, 45:15-23.

Svoboda M., Matějka K., Kopáček J. 2006a. Biomass and elements pools of the selected spruce trees in the catchments of Plešné and Čertovo lakes in the Bohemian Forest. *J. Forest Sci.*, 52:482-495.

Svoboda M. Matějka K., Kopáček J. Žaloudík J., 2006b: Estimation of tree biomass of Norway spruce forest in the Plešné Lake catchment, the Bohemian Forest. *Biologia*, 61:523-532

Thomas G. W., 1982: Exchangeable Cations. (In:). Page, A. L., Miller, R. M. & Keeney, D. R. (eds.). *Methods of Soil Analysis, Part 2. Chemical and Microbiological Properties*, 40-41.

Tomášek M., 1996: Soil Cover of Šumava National Park and Protected Landscape Area, *Silva Gabreta* 1, 33-35.

Van Breemen N., Lundström N. S., Jongmans A. G., 2000: Do plants drive podzolization via rock-eating mycorrhizal fungi? *Geoderma*: 163-171.

Van Hees P. A. W., Jones D. L., Jentschenke G., Godbold D. L., 2004: Mobilization of aluminium, iron and silicon by *Picea abies* and ectomycorrhizas in a forest soil. *European Journal of Soil Science*, 55:101-111.

Van Schöll L., 2006: Ectomycorrhizal fungi and *Pinus sylvestris*: aluminium toxicity, base cation deficiencies and exudation of organic anions. Ph.D. thesis, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, p. 168.

Vanguelova E. I., Benham S., Pitman R., Moffat A. J., Broadmeado M., Nisbet T., Durrant D., Barsoum N., Wilkinson M., Bochereau F., Hutchings T., Broadmeadow S., Crow P., Taylor P., Houston T., 2010: Chemical fluxes in time through forest ecosystems in the UK – Soil response to pollution recovery. *Environmental Pollution*, 158:1857-1869.

Veselý J., 1994: Investigation of the nature of the Šumava lakes: a review. *Časopis Národního Muzea, Praha, Řada přírodovědná*, 163:103-120.

Veselý J., 1996: Trends in acid- base status of acidified lakes in Bohemian Forest: 1984-1995. *Silva Gabreta* 1, 129-132.

Vrba J., Kopáček J., Nedbalová L., 2004: Zotavování šumavských jezer z acidifikace - příklad Plešného jezera. *Acta Facultatis Ecologiae*, 259-261.

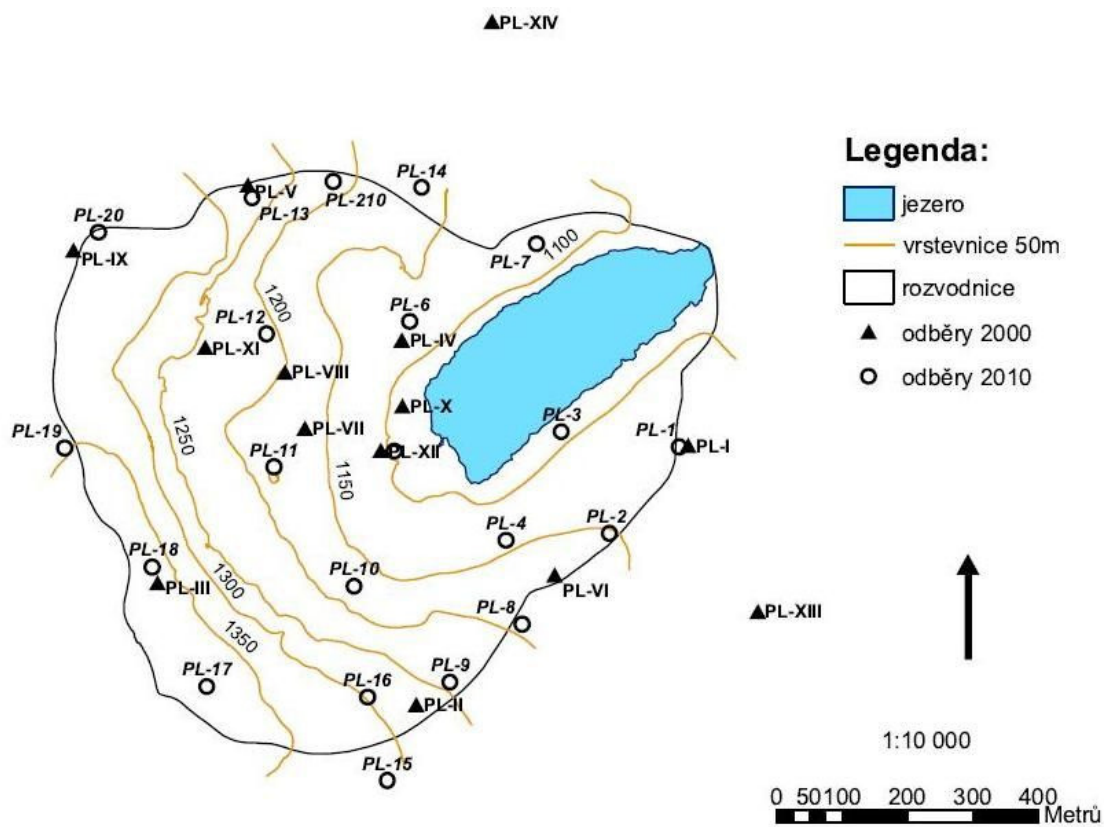
Zarin D. J. and Johnson A. H., 1995: Base saturation, nutrient cation, and organic matter increases during early pedogenesis on landslide scars in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Geoderma*, 65(3-4) 317-330.

Zhang J. L., George E., 2002: Changes in the extractability of cations (Ca, Mg and K) in the rhizosphere soil of norway spruce (*Picea abies*) roots. *Plant and Soil*, 243: 209-217.

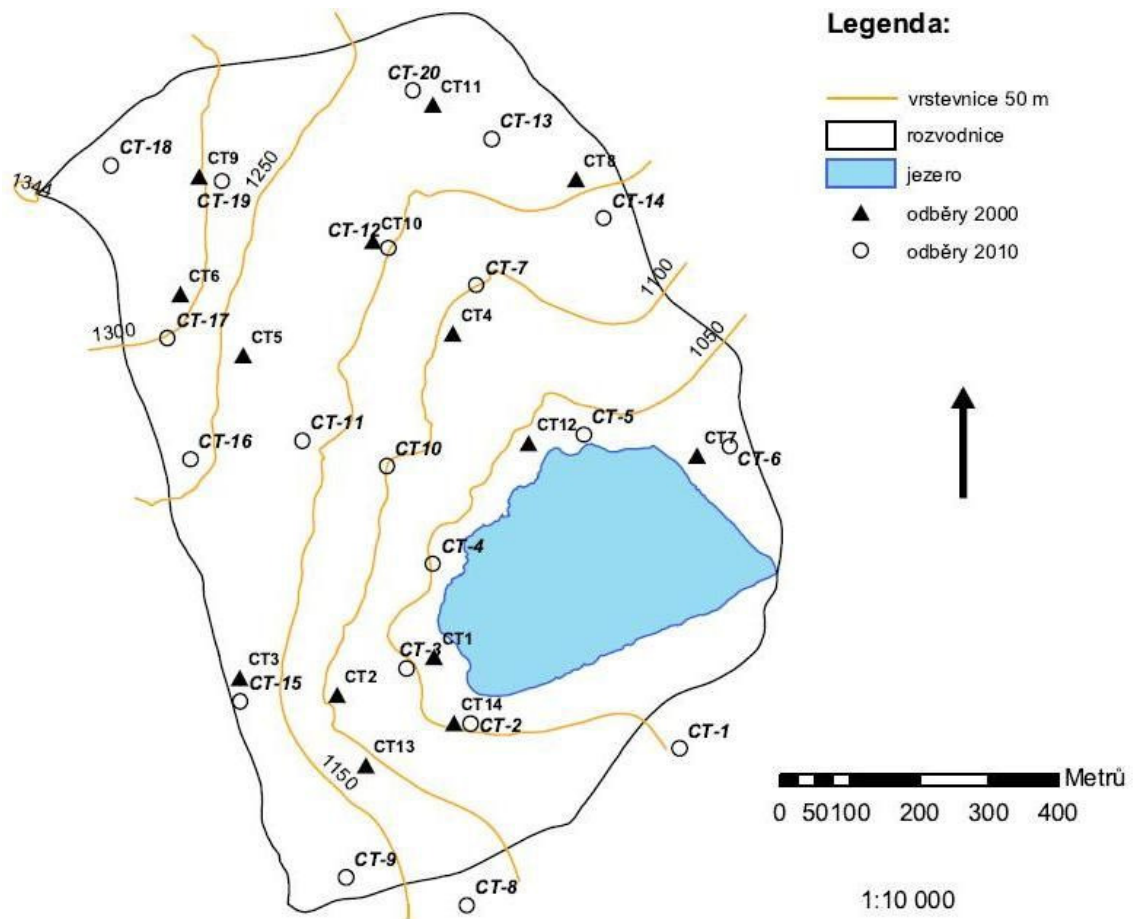


Zhang G., Zeng G. M., Jiang Y. M., Yao J. M., Huang G. H., Jiang X. Y., Tan W., Zhang X. L., Zeng M., 2006: Effects of weak acids on canopy leaching and uptake processes in a coniferous-deciduous mixed evergreen forest in central-South China. *Water, Air and Soil Pollution*, 172:39-55.

## 8. Přílohy



**Příloha 1.** Mapa odběru vzorků povodí PL v roce 2000 a 2010.



**Příloha 2.** Mapa odběru vzorků povodí CT v roce 2000 a 2010.