

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ



**HYDROCHEMICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ
HODNOCENÍ VODY V PRAMENECH ZÁPADNÍ
ČÁSTI LUŽICKÝCH HOR A ŽITAVSKÉ PÁNVE**

**HYDROCHEMICAL AND HYDROGEOLOGICAL ASSESSMENT OF
SPRING WATERS IN THE WESTERN LUSATIAN MOUNTAINS
AND ZITTAU BASIN**

Palkovičová Veronika

Praha
2017



**Česká zemědělská univerzita v Praze
Fakulta životního prostředí**

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Autorka práce:	Veronika Palkovičová
Studijní program:	Environmentální vědy
Obor:	Aplikovaná ekologie
Vedoucí práce:	prof. RNDr. Dana Komínková, Ph.D.
Garantující pracoviště:	Katedra aplikované ekologie
Jazyk práce:	Čeština
Název práce:	Hydrochemické a hydrogeologické hodnocení vody v pramenech západní části Lužických hor a Žitavské pánve
Název anglicky:	Hydrochemical and hydrogeological assessment of spring waters in the western Lusatian Mountains and Zittau Basin
Cíle práce:	Cílem zadaného úkolu je popsat a zdůvodnit hydrochemické složení vody ve vybraných pramenech západních Lužických hor a Žitavské pánve.
Metodika:	Práce zahrnuje sběr hydrochemických a hydrogeologických údajů ve vybraných pramenech a zhodnocení a roztřídění výsledků. Měřené parametry budou zahrnovat kromě standardních fyzikálně-chemických ukazatelů (teplota, pH, elektrická vodivost) i koncentrace základních iontů. Vyhodnocení bude zaměřeno na hydrochemické a hydrogeologické charakteristiky pramenů a jejich třídění podle jejich vztahu k okolnímu horninovému prostředí.
Doporučený rozsah práce:	35
Klíčová slova:	hydrochemie, prameny, hydrogeologie, horninové prostředí
Doporučené zdroje informací:	
	1. Mazar, E. Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, 1991, third edition 2004:.. Marcel Dekker Publ., New York; 451 pp. ISBN: 0-8247-4704-6
	2. Pačes, T., 2011. Úvod do hydrochemie. Technická univerzita v Liberci, Praha – Liberec, 80 str. ISBN: 978-80-7372-748-2.
	3. Pitter, P.: Hydrochemie. 4th ed. Praha : VŠCHT Praha, 2009. P. 0001. ISBN 978-80-7080-701-9
Předběžný termín obhajoby:	2016/17 LS - FŽP
Konzultant:	Dr. Tomáš Vitvar

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně pod vedením prof. RNDr. Dany Komínkové, Ph.D. a díky konzultacím RNDr. Tomáše Vitvara. Také prohlašuji, že jsem uvedla všechny literární prameny, z nichž jsem čerpala.
V Praze 25.4.2017

Podpis:

Poděkování

Mé poděkování patří prof. RNDr. Daně Komínkové, Ph.D. za vedení bakalářské práce. Také bych ráda poděkovala svému školiteli RNDr. Tomáši Vitvarovi za cenné rady, věcné připomínky a vstřícnost při konzultacích a vypracování mé bakalářské práce.

ABSTRAKT

Tato bakalářská práce vznikla v rámci projektu „*Prameny spojují krajiny a státy - environmentální vzdělávání a kooperace v regionu Liberec – Zittau*“. Studovaná oblast leží v příhraniční oblasti České republiky a Spolkové republiky Německo, v místě bývalých Sudet. Oblast zasahuje do dvou úmoří a čtyř geologických jednotek, takže je z morfoloického hlediska velmi pestrá a dává vzniknout různým typům podzemních vod.

Od března do prosince roku 2016 probíhalo terénní měření vody vyvěrající z vybraných pramenů západní části regionu Liberec - Zittau. Přímě v terénu byly měřeny základní fyzikálně-chemické parametry (teplota, pH, elektrická konduktivita, redoxní potenciál, rozpuštěný kyslík a vydatnost) a odebrány vzorky vody, jež se dále zpracovávaly v laboratoři. Koncentrace většiny aniontů (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , ...) byla změřena vysokoúčinnou kapalinovou chromatografií (Dionex ICS-1100). Kationty (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , K^+ , ...) byly měřeny v závislosti na předpokládané koncentraci pomocí emisní nebo hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-OES, ICP-MS).

Změřená data byla následně zprůměrována a roztríděna pomocí geologické mapy do čtyř kategorií dle geologického podloží (krystalinikum, křída, kvartérní sedimenty, vulkanity). Dále byla data vyhodnocena pomocí demoverze komerčně dostupného hydrochemického softwaru AquaChem (Piperův a Stiffův diagram) a také ve statistickém programu R. Průměrné koncentrace u většiny pramenů potvrdily příslušnost k danému geologickému podloží, přičemž u některých lze předpokládat výrazné ovlivnění zemědělskou činností. Z grafického zobrazení koncentrace vybraných iontů je také patrné, že kvartérní sedimenty Žitavské pánve byly pravděpodobně sneseny z okolního krystalinika.

Klíčová slova:

hydrochemie, prameny, hydrogeologie, horninové prostředí

ABSTRACT

The bachelor thesis was conducted within the project „*Springs connect landscapes and countries - environmental education and cooperation in the Liberec - Zittau region*“. The studied area is located along border of the Czech Republic and the Federal Republic of Germany, in the region of the former Sudetenland. The area encompasses two sea drainage basins and four geological units, resulting in a diverse landscape morphology with various types of groundwater.

From March until December 2016, field measurements and water sampling were carried out on selected springs in the western part of the Liberec - Zittau region. Basic physical-chemical parameters (temperature, pH-value, electrical conductivity, redox-potential, dissolved oxygen and, if possible, discharge) were determined on the field. Water samples were collected and processed in the laboratory. Concentrations of most anions (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , ...) were measured by Ion Chromatograph (Dionex ICS-1100). Cations (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , K^+ , ...) were measured by inductively coupled plasma with optical emission or mass spectrometry (ICP-OES, ICP-MS), depending on the expected concentration.

The measured data was averaged and sorted into four geological categories according to the geological map (crystalline complex, cretaceous, quaternary sediments, volcanites). Data were further evaluated using the demo version of the commercially available AquaChem hydrochemical software (Piper and Stiff diagram) as well as in the statistical program R. The average concentrations in most springs confirmed the attribution to the particular geological settings, however, some springs reveal a significant affect by agricultural activity. From the graphical representation of the concentration of selected ions in the spring water, it is also evident that the Quaternary sediments of the Zittau basin were likely formed from the surrounding crystalline.

Key words:

hydrochemistry, water springs, hydrogeology, geological environment

„Voda!

Vodo, jsi bez chuti, bez barvy, bez vůně, jsi nedefinovatelná a člověk tě pije, aniž tě zná. Ty nejsi nutná k životu: ty jsi život sám. Naplňuješ nás rozkoší, jejíž zdroj není ve smyslech. S tebou se nám vrací všechno to, čeho jsme se už zřekli. Díky tobě se otvírají všechny vyschlé prameny našeho srdce.

Jsi tím nejcennějším pokladem na světě, a také pokladem nejchoulostivějším, ty, tak čistá v útrobách země. Člověk může umřít žízni u magnezitového pramene. Může umřít žízni na břehu solného jezera. Může umřít, i když má dva litry rosy, jsou-li v ní rozpuštěny nějaké soli. Ty nepřijímáš žádné příměsi, ty se nedáš zfalšovat, ty jsi podezíravé božstvo...

Ale naplňuješ nás nesmírným a prostým štěstím.“

(ANTOINE DE SAINT-EXUPÉRY, ZEMĚ LIDÍ)

OBSAH

1. ÚVOD.....	8
2. CÍLE PRÁCE.....	9
3. LITERÁRNÍ REŠERŠE.....	10
3.1. VODA NA ZEMI.....	10
3.2. CÍRKULACE VODY.....	11
3.3. PŘÍRODNÍ VODA.....	11
3.3.1. ATMOSFÉRICKÁ VODA.....	11
3.3.2. POVRCHOVÁ VODA.....	12
3.3.3. PODPOVRCHOVÁ VODA.....	13
3.3.4. PRAMENY.....	16
3.4. FYZIKÁLNÍ A CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŘÍRODNÍ VODY.....	17
3.4.1. OBECNÉ VLASTNOSTI VODY.....	17
3.4.2. SENZORICKÉ VLASTNOSTI VODY.....	18
3.4.3. HLAVNÍ FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ PARAMETRY VODY.....	18
3.5. CHEMICKÉ SLOŽENÍ PŘÍRODNÍ VODY.....	20
3.5.1. KOVY.....	20
3.5.2. NEKOVY.....	24
3.5.3. PLYNY.....	28
3.6. IZOTOPOVÉ SLOŽENÍ PŘÍRODNÍ VODY.....	28
3.6.1. STABILNÍ IZOTOPY.....	29
3.6.1.1. IZOTOPY V MOLEKULE VODY.....	30
3.6.1.2. IZOTOPY V ROZPUŠTĚNÝCH LÁTKÁCH.....	31
3.6.2. RADIONUKLIDY.....	31
3.6.2.1. IZOTOPY V MOLEKULE VODY.....	33
3.6.2.2. IZOTOPY V ROZPUŠTĚNÝCH LÁTKÁCH.....	34
4. POPIS ÚZEMÍ.....	35
4.1. REGION LIBEREC - ZITTAU.....	35
4.2. VYMEZENÍ ÚZEMÍ.....	35
4.3. GEOLOGIE.....	36
4.4. KLIMA.....	39
4.5. PEDOLOGIE.....	40
4.6. HYDROLOGIE.....	41
4.7. BIOTA.....	41
4.8. ČLOVĚK.....	41
5. METODIKA.....	42
6. VÝSLEDKY.....	44
7. DISKUZE.....	45
8. ZÁVĚR.....	46
SEZNAM LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ.....	47
SEZNAM OBRÁZKŮ.....	50
PŘÍLOHY.....	51

1. ÚVOD

Fakt, že voda je jednou z nejdůležitějších podmínek pro život, se nyní, v době jejího hrozícího nedostatku na dalších a dalších územích, stává stále aktuálnějším tématem.

Voda, neodmyslitelná složka planety Země i těl organismů na ní žijících, je schopná do sebe přijímat látky pro život nezbytné, ale i život ohrožující, což je nutné brát na zřetel při odebírání pitné vody, ale zejména také při vypouštění vod odpadních.

Chemické složení vody zapříčiňuje její barvu, chuť či zápach, ale některé složky jsou lidskými smysly nepostřehnutelné. Aktuální chemické složení, tedy stav vody v přítomnosti, lze zjistit chemickým rozborem. Pro zjištění minulosti sledované vody je však nutné se uchýlit k analýze izotopové, jež zjišťuje koncentrace izotopů kyslíku a vodíku přímo obsažených v molekule vody. Díky znalosti poměru izotopů v okolních srážkách lze poté odhadovat původ podzemní vody. Tedy fakt, zdali pochází z hlubších kolektorů, které jsou syceny vodou z odlišného geologického prostředí, nebo jestli se vsákla z vody povrchové v místě vývěru. Též lze usuzovat, za jakých podmínek srážky kondenzovaly.

Území, jimž se zabývá tato bakalářská práce, se částečně překrývá s oblastí studovanou v rámci projektu *Grace - společně využívané podzemní vody na česko-saském pomezí*. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka spolu s týmem odborníků zkoumali v dané oblasti možné příčiny a důsledky zaznamenaného úbytku podzemní vody jako zdroje vody pitné. Projekt trval v rozmezí let 2011-2015 a jeho výstupem jsou modely proudění podzemních vod, studie zabývající se stářím a míšením vod, vývojem klimatických změn či vydatností pramenů a v neposlední řadě i osvěta veřejnosti (GRACE, 2011). Tato bakalářská práce na projekt *Grace* tedy nepřímo navazuje. V rámci projektu *Prameny spojují krajiny a státy - environmentální vzdělávání a kooperace v regionu Liberec – Zittau* je kromě hydrochemického a izotopového složení a fauny podzemních vod studována i vegetace, kulturní geografie a vliv geologie na koncentraci těžkých kovů v sedimentu i biotě (TUL a, 2017).

2. CÍLE PRÁCE

Cílem práce je zjistit hydrochemické složení vody ve vybraných pramenech západní části Lužických hor a Žitavské pánve a pokusit se nalézt souvislost s okolním horninovým prostředím. Součástí je sběr fyzikálně-chemických ukazatelů (teplota, pH, elektrická vodivost, redoxní potenciál, obsah rozpuštěného kyslíku a vydatnost pramene) přímo v terénu a odběr vzorků vody pro následné laboratorní měření koncentrací základních iontů. Navazujícím úkolem je popsat a zdůvodnit naměřené hodnoty.

3. LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1. VODA NA ZEMI

Voda je jednou z nejdůležitějších podmínek života na Zemi, neboť ve vodě život vznikl a díky ní se také na Zemi udržuje. Ze všech známých těles ve vesmíru je Země jediná, na které se voda vyskytuje ve všech třech skupenstvích. Voda je nedílnou a pro život, jaký známe dnes, i nezbytnou součástí atmosféry (v závislosti na teplotě maximálně 4 %), pedosféry i litosféry, které se navzájem prolínají (TOURKOVÁ, 1996). 97 % vodní masy na Zemi je soustředěno v oceánech. Zbývá 3 %, která označujeme jako sladkou vodu, jsou ze 75 % akumulována v ledovcích, 14 % tvoří podzemní vodu a 11 % je součástí vody povrchové. Povrchovou vodou jsou myšlena jezera – 0,3 %; atmosféra – 0,035 %; vodní toky – 0,03 % a zbytek je vázán v organismech či v půdě, jako půdní vlhkost (MATULA & MELIORIS, 1989).

Voda v kapalném skupenství doslova podmiňuje život, což je snadno doložitelné fylogenetickým a dodnes i ontogenetickým vývojem u všech organismů, kde slouží jako hlavní médium pro přenos látek v ní rozpuštěných či dispergovaných. Pro člověka je voda také nedílnou součástí historie; nejstarší civilizace vznikaly právě u dostatečného vodního zdroje (TOURKOVÁ, 1996). Využití vody se stále rozrůstá: jako surovina i médium nalézá uplatnění v průmyslu (potravinářský, zemědělský, zdravotnický, lázeňský, ...), může sloužit jako zdroj energie a také poskytuje možnost dopravy či rekreace (KEMEL, 1996). Nejlepší vlastnosti, coby zdravotně nezávadná a biologicky hodnotná voda použitelná nejen jako pitná, vykazuje voda podzemní, která se na cestě ke konečnému uživateli téměř nemusí upravovat (TOURKOVÁ, 1996).

Vzhledem k neustálé cirkulaci vody na Zemi, je voda považována za obnovitelný zdroj. Avšak v poslední době, kdy je důraz kladen nejen na kvantitu, ale také kvalitu (zejména kritéria pro pitnou vodu), je nutné dbát na náležitou ochranu vod, aby obnovitelným zdrojem zůstala i po následujících sedm generací (TOURKOVÁ, 1996). Velmi důležité je také to, že dostupnost vody je podmíněna prostorem a časem. Přibližně dvě třetiny zemského povrchu lze totiž zařadit do semiaridních až aridních oblastí, kde je voda často limitujícím faktorem pro obyvatelnost člověkem. Subtropické oblasti (například severní Afrika) mají srážek sice dostatek, ale nerovnoměrně rozmístěné v čase, což působí problémy, jak v suchém, tak i dešťovém období (FENDEKOVÁ, 1988; MATULA & MELIORIS, 1989).

3.2. CÍRKULACE VODY

Koloběh vody je součtem několika procesů. Přičemž proces lze obecně definovat jako kvantitativní či kvalitativní změnu v čase, která probíhá v rámci určitého systému neboli ohraničeném souboru dílčích částí, které stávají vstup a výstup látek, energie a informací do vzájemných časových vztahů (DYCK & PESCHKE, 1983).

Vznik různých typů vod odlišných svým složením je podmíněn jak hydrologickým cyklem, tak i geologickou výměnou hmoty mezi litosférou, hydrosférou a atmosférou. Také záleží na době setrvání v jednotlivých částech a na exogenních či endogenních interakcích s okolím (PAČES, 1983). Neopomenutelný je také cyklus biologický, který souvisí s potravním řetězcem a uvolňováním vody po odumření organismů. Rychlost této výměny je však vzhledem k celkové masě vody v hydrosféře poměrně malá. (PAČES, 2011)

Hydrologický cyklus je podmíněn zejména dvěma typy energie: sluneční a zemskou neboli gravitací. Solární energie je příčinou výparu a následného pohybu vody v plynném skupenství v atmosféře. Naopak gravitace umožňuje mobilitu skupenství pevného a kapalného (TOURKOVÁ, 1996). V určitých podmínkách může být významná také kapilární síla, či osmotický tlak. V rámci hydrologického oběhu platí následující hmotová bilance:

$$\text{Srážky} = \text{odtok} + \text{evapotranspirace} + \text{retence}$$

Přičemž odtok lze rozlišit povrchový (takzvaný ron), hypodermický (těsně pod zemským povrchem) a podzemní (PAČES, 1983).

3.3. PŘÍRODNÍ VODA

Přírodní vodou je myšlena voda, jejíž vznik je podmíněn přírodními procesy. Opakem je poté voda odpadní, jejíž složení je výrazně ovlivněno lidskou činností. Dle aktuálního výskytu lze přírodní vody dále dělit na vody **atmosférické**, **povrchové** a **podpovrchové**, jejíž specifickým typem je také voda **podzemní**. Předmětem této práce jsou **prameny**, které se nacházejí na rozhraní vody povrchové a podpovrchové (PITTER, 2015).

3.3.1. ATMOSFÉRICKÁ VODA

Chemické složení atmosférické vody je zapříčiněno jednak přítomností kondenzačních jader přímo v oblaku a jednak následným vymýváním aerosolů (tuhých a kapalných látek vyskytujících se v atmosféře) pod oblaky, které bývá označováno jako mokrá depozice

(existuje i suchá depozice, která je významná zejména v zalesněných oblastech). Množství znečišťujících látek při mokré depozici postupně klesá s délkou a intenzitou trvání srážkové události. Srážky mohou být buď kapalné (déšť, mrholení, rosa či mlha) nebo tuhé (sníh, kroupy, jinozatka či námraza) (PITTER, 2015).

Chemické složení odráží složení vzduchu (dusík, kyslík, oxid uhličitý a vzácné plyny) i jeho případné lokální znečištění (TOURKOVÁ, 1996), ale v některých případech bývá důležitý i dálkový přenos znečišťujících látek (například oxidy síry v osmdesátých letech minulého století). Hodnotíme-li látkové koncentrace kationtů, pak je jejich průměrné zastoupení v sestupném pořadí následovné: $\text{NH}_4^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$. Přičemž kationty amonné jsou převážně antropogenního původu (přirozeným zdrojem je rozklad organické hmoty), respektive se do ovzduší a následně atmosférických srážek dostávají zejména kvůli zemědělské výrobě (hnojiva, živočišné exkrementy). Obvyklé pořadí aniontů dle snižující se látkové koncentrace je $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$. Od devadesátých let minulého století, kdy došlo na území České republiky k odsíření největších zdrojů oxidů síry (spalování méně kvalitního hnědého uhlí s velkým obsahem síry), dochází k postupnému snižování jejich koncentrace v ovzduší. V některých oblastech je koncentrace oxidů síry dokonce nižší, než koncentrace oxidů dusíku. Dusíkaté sloučeniny (kromě dusíku amoniakálního) mohou vznikat oxidací vzdušného dusíku při spalování paliv a také jsou součástí výfukových plynů spalovacích motorů, což je důvodem pomalejšího poklesu jejich obsahu v atmosféře. Od devadesátých let minulého století jejich obsah sice také poklesl, ale vzhledem k vrůstajícímu počtu vozidel, byť ekologičtějších, není úbytek tak markantní (PITTER, 2015). V průmyslových oblastech je také zvýšená koncentrace chloridů na úkor hydrogenuhličitanů a kationtů vápníku a hořčíku při současném poklesu sodíku a draslíku. Vzhledem ke zmíněné nízké koncentraci hydrogenuhličitanů a zároveň vyšší koncentraci oxidů síry a dusíku dochází k jevu zvanému *kyselý déšť*. Avšak ani hodnota pH neznečištěné atmosférické vody nemá hodnotu pH neutrální, zpravidla se pohybuje v rozmezí hodnot 5-6 (TOURKOVÁ, 1996).

3.3.2. POVRCHOVÁ VODA

Povrchová voda vzniká dopadem srážek na zemský povrch, výronem podzemní vody nebo táním ledovců (v České republice jsou převažujícím zdrojem srážky). Poté odtéká ve směru terénního gradientu nebo může být po určitou dobu zadržena v přirozených či umělých rezervoárech. Formace, ve které se kumuluje voda z určitého povodí se označuje

jako *recipient*, jež může vznikat přirozeně či zásahem člověka (TÖLGYESSY & kol., 1989).

Chemické složení povrchových vod je podmíněno složením vody srážkové, ale je ovlivněno i stykem s půdou či horninami a na významu stále nabývá činnost antropogenní (TÖLGYESSY & kol., 1989).

3.3.3. PODPOVRCHOVÁ VODA

Podpovrchová voda může být dále dělena dle několika kritérií. Jedním z nich je původ vody. Jak již bylo řečeno výše, jen velmi malá část celkového objemu podzemních vod vzniká kondenzací hlubinných par a lze ji tedy nazvat juvenilní, neboť se ještě neúčastnila koloběhu vody. Většina podpovrchové vody však vzniká procesem zvaným infiltrace čili vsakováním vody povrchové; takovou vodu lze nazvat vadózní v širším smyslu slova (BENETIN & kol., 1969). Dále se infiltrovaná voda dělí na tři složky. *Bezprostřední hypodermický odtok* (také nazývaný podpovrchovou vodou v užším smyslu slova), který po krátké době vystupuje zpět na povrch, kde se pojí s povrchovým odtokem. *Zpožděný hypodermický odtok*, jenž se po určité době zdržení v pásmu zavěšené kapilární síly připojuje ke složce poslední, což je takzvaný *průsak*. Ten se poměrně rychle dostává k hladině podzemní vody pomocí drah přednostní cirkulace, jako jsou trhliny způsobené vysycháním, chodbičky organismů či pukliny (TOURKOVÁ, 1996).

Rychlost průsaku vody se liší podle typu horniny. V horninách zpevněných jsou dutiny větších rozměrů, jenž vodě dovolují pohybovat se stejně, jako tomu je u vody povrchové. Naproti tomu horniny nezpevněné, či jen slabě zpevněné, umožňují pouze vznik takzvaných pórů, ve kterých na vodu působí samotné částice zeminy. Hodnota pórovitosti (tedy objem pórů vyjádřený v procentech) se pohybuje od 25 do 80 %, v závislosti na struktuře, zrnitosti, obsahu humusu a půdním horizontu (BENETIN & kol., 1969).

Dle BENETINA & kol. (1969) lze teoreticky odlišit tři typy podpovrchových vod, podle převažujících sil, které působí na její molekuly.

Prvním typem je **adsorpční voda**. Ta je ještě s povrchem částic zeminy pomocí molekulových sil vázána tak pevně, že není využitelná rostlinami, ani na ni nepůsobí gravitace. Pohybuje se zejména ve stavu vodní páry, pomocí desorpce v místě s vyšší vlhkostí a adsorpce v místech, kde je vlhkost naopak nižší. Může vznikat pohlčováním vodních par z atmosféry – *hygroskopická voda*; být pevně vázána molekulárními silami s částicemi

zeminy – *poutaná voda*; nebo půdní částice obalovat – *obalová / filmová voda* (BENETIN & kol., 1969) .

S rostoucí tloušťkou vodních obalů se z vody adsorpční stává **kapilární voda**, u které nad silami půdních částic převážila síla kapilární. Kapilární jevy vznikají na rozhraní pevné, kapalně a plynné fáze půdy (BENETIN & kol., 1969).

Při rostoucí vlhkosti půdy způsobené dalším přírůstkem kapilární vody dojde ke stavu, kdy zemská přitažlivost převáží kapilární síly a vznikne **gravitační voda**. Prosakující gravitační voda, odtékající nekapilárními póry, může narazit na tři typy hornin. Propustné (rozrušené horniny, náplavy, naváté písky, často zkrasovatělé karbonitické horniny: vápence či dolomity, ...), polopropustné (hlinité písky, spraš, rašelina, ...) nebo nepropustné (nerozrušené horniny, jako žula, krystalické břidlice, síly, slíny, ...). Rychlost průsaku není ovlivněná jen propustností vrstev, ale také jejich vzájemným uložením (BENETIN & kol., 1969).

Nepropustné, neboli vodotěsné horniny mají tak těsné kapilární póry, že se v nich za normálních tlakových podmínek pohybuje jen neměřitelné množství vody. Pomalu vstupující voda je ihned vázaná těsnými vazbami k částicím zeminy, které síla gravitace nepřeváží a voda je tak uvězněna uvnitř. Například jíly často zadržují i hmotnostně větší množství vody, než je hmotnost samotné suché zeminy, a v nasyceném stavu se tak stávají nepropustnými. Takové horniny bývají označovány jako *izolátor* (TOURKOVÁ, 1996). Naopak horniny či souvrství hornin, jež jsou dostatečně propustné a jsou schopny vodu nejen nasávat, ale i předávat dál vlivem vzniklého hydraulického gradientu, se nazývají *kolektor* (PITTER, 2015). Souvislá akumulace gravitační půdní vody v kolektoru je označována jako *zvodeň*. Označení horninových těles jako izolátor a kolektor je však relativní a vždy záleží také na horninách, které se nachází v bezprostředním okolí. Například horninové těleso, jenž se nachází v oblasti, kde jsou okolní horniny více propustné, může být izolátorem, ale v oblasti jiné, může být totožné těleso kolektorem, pokud jsou okolní horniny propustné méně (TOURKOVÁ, 1996).

Propustnost hornin se opět dělí na tři typy: propustnost průlinovou, puklinovou a krasovou. Zatímco průlinová (filtrační) propustnost je vlastností všesměrně porézních nesoudržných sedimentů či soudržných zemín, zbylé dvě jsou vlastností vzniklých dutin, nikoliv horniny samotné (TOURKOVÁ, 1996). Pukliny vznikají díky tříštivé tektonice, příčné břidličnatosti či jako odlučná plocha vyvěřelých hornin (HYNIE, 1961). Krasová propustnost se uplatňuje pouze v horninách rozpustných ve vodě (například horniny

karbonátové). Znalost typu propustnosti je nutná zejména pro hydraulické výpočty pohybu podzemní vody, což není předmětem této práce (TOURKOVÁ, 1996).

V místě nepropustného podloží se hromadí vsakující voda a dává tak vzniknout vodě podzemní v pravém smyslu slova. Na rozdíl od aeračního pásma, kde se střídá vyplnění pórů vzduchem a vodou, má zóna nasycená, neboli zvodnělá, všechny póry vyplněné pouze vodou (VALENTOVÁ, 2007). Hranici mezi těmito dvěma vrstvami nazýváme hladinou podzemní vody (PAČES, 1982). Svislá vzdálenost této hladiny od nepropustného podloží, na kterém se voda hromadí, je mocnost horizontu podzemní vody. Pokud je hladina podzemní vody volná, pak takový horizont nazýváme neartézským neboli freatickým. Artéský horizont podzemní vody vzniká, pokud její hladina není volná a naopak na ní určitým tlakem z vrchu působí další nepropustná hornina. Pokud se nadloží provrtá, vystoupí voda na povrch, aby se vyrovnal tlak nadloží s tlakem atmosférickým (BENETIN & kol., 1969).

Podzemní vody jsou v trvalém styku s určitým horninovým prostředím, které je charakterizováno téměř stálou teplotou a tlakem. U vod, které jsou geologicky dlouhodobě stagnující a dlouho nevystupují na povrch, může docházet k rovnovážnému stavu a také nejvyšší možné mineralizaci při dané teplotě a tlaku. Obvykle však podzemní voda bývá ovlivňována také infiltrovanou vodou jiného složení, která dosažení rovnovážného stavu neustále brání. Vzhledem k proudění podzemních vod, tak obvykle nedochází k dosažení rovnovážného stavu, ale spíše k jakési horizontální a vertikální zonaci (TOURKOVÁ, 1996).

Kromě reakcí molekul vody s horninami, kterými voda prochází, dochází také k reakcím látek ve vodě rozpuštěných (například volný kyslík, oxid uhličitý, organické kyseliny, ...), což značně urychluje chemické zvětrávání hornin, které jsou ve styku s podzemní vodou. Významným činitelem ovlivňujícím chemismus podzemních vod jsou zejména v poslední době faktory antropogenní, které se podílejí na znečištění povrchových vod anorganickými a organickými látkami, které se v přírodě běžně nevyskytují. Kvůli neustálému koloběhu vod se pak transportuje i znečištění, které se může ukládat v sedimentech, kumulovat v živých organismech (zejména těžké kovy a látky rozpustné v tucích) či zůstat rozpuštěné ve vodě (TOURKOVÁ, 1996). Cizorodé látky pak bývají odneseny povrchovým odtokem do světových moří a oceánů, nebo se mohou pomocí břehové infiltrace dostat do kolektorů podzemních vod. Pokud však voda infiltruje skrz velmi jemné póry, bývá zpravidla ochuzena o většinu organických látek, což zvyšuje její kvalitu, zpravidla dokonce až tak, že vyhovuje kritériím pro vodu pitnou (BISKUPIČ, 1991). Nezanedbatelným faktorem podílejícím se na chemii vod je faktor biologický, neboť i podzemní vody jsou

oživeny množstvím organismů. Vzhledem k nízkému až nulovému množství světla se však jedná převážně o organismy nezelené; pouze v blízkosti vstupu či výstupu podzemní vody na zemský povrch se vyskytují také organismy provádějící fotosyntézu (TOURKOVÁ, 1996). Kromě světla je limitujícím faktorem také kyslík. V aerační zóně jsou významné například nitrifikační bakterie (oxidace amoniaku na dusitany a dusičnany) a další organismy. Se zvětšující se hloubkou a postupným úbytkem kyslíku pak dochází k reakcím anaerobním (BISKUPIČ, 1991).

3.3.4. PRAMENY

Poněkud zvláštním typem přírodních vod jsou prameny, protože se jedná o přirozený výtok podzemní vody na zemský povrch, čímž se nachází na rozhraní vod povrchových a podpovrchových. Pakliže pramenná voda pochází z větší hloubky, její složení je podobné vodě podzemní, ale brzy po výronu se teplota vyrovnává s okolním prostředím a zpravidla vzrůstá i obsah rozpuštěného kyslíku. Naopak pokud se jedná o pramen mělký, je chemické složení velmi podobné vodě srážkové či v případě břehové infiltrace vodě povrchové.

Vznik pramenů je ovlivněn geologickými, hydrologickými a morfologickými podmínkami. Lze je klasifikovat dle několika kritérií; nejrozšířenějším je však dělení na základě jejich původu a způsobu jejich vzniku. První skupinou jsou prameny sestupné, ze kterých voda teče v přirozeném sklonu k vývěru. Druhou skupinou jsou pak prameny výstupné, kde se voda před výstupem pohybuje proti směru gravitace. Sestupné prameny se dále dělí na vrstevné, přetékavé, dislokační a puklinové a výstupné prameny na vrstevní a zlomové (BENETIN & kol., 1969). V některých oblastech může být hornina v místě výronu rozpukaná a pak místo pramene soustředěného, vznikají prameny rozptýlené (KEMEL, 1996).

Dalším kritériem, jímž lze prameny rozlišit, je jejich morfologický vzhled. Pokud pramen vyvěrající ze země nejprve tvoří kompaktní útvar a teprve poté vytéká se svažujícím se gradientem terénu, označuje se jako **limnokrén**. Pakliže se pramenící voda rovnou sbíhá do jakési strouhy a odtéká pryč, jedná se o **rheokrén**. Posledním typem je **helokrén**, který je charakterizován nespécifikovatelným vývěrem a následným plošným nasycením okolní půdy vodou. Poslední zmíněný typ bývá nejvíce náchylný na sezónní výkyvy způsobené rozdílným množstvím vody. Specifický vzhled každého jednotlivého typu podmiňuje rozdílnost v některých parametrech (například množství rozpuštěného kyslíku) a tudíž i druhové složení organismů, jenž prameniště obývají (HYNES, 1970).

3.4. FYZIKÁLNÍ A CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŘÍRODNÍ VODY

3.4.1. OBECNÉ VLASTNOSTI VODY

Molekula vody se skládá z jednoho atomu kyslíku a dvou atomů vodíku, které spolu svírají úhel $104^{\circ}30'$, což vysvětluje mnoho specifických vlastností vody. Díky struktuře rovnoramenného trojúhelníku totiž dochází k polarizaci molekuly, přičemž se na jedné straně hromadí volné kyslíkové elektrony, jež se jeví jako záporně nabitě a na straně druhé vodíkové atomy, které se jeví nabitě kladně. V elektrickém poli se molekuly vody orientují tak, aby byly ke zdroji elektrického napětí směřované opačně nabitým koncem, čímž ale v nejbližším okolí snižují jeho účinek (KRÁL, 1984). Dalším důsledkem struktury molekuly vody je vznik takzvaných vodíkových můstků, které jsou příčinou vysoké teploty tání a varu (v porovnání se sloučeninami srovnatelnými svým počtem vazebných elektronů: H_2S , H_2Se , H_2Te) (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Další specifickou vlastností vody, jíž se liší od ostatních látek, je takzvaná anomálie vody. **Hustota** vody totiž od $0^{\circ}C$ – $3,98^{\circ}C$ nejprve vzrůstá a poté klesá. Tato vlastnost má velmi praktický význam například pro teplotní stratifikaci v přírodních vodních nádržích během léta a zimy (KRÁL, 1984).

Viskozita neboli vnitřní tření kapaliny je, dle KRÁLE (1984), síla vyvolávající odpor proti posouvání částic kapaliny. Jednotlivé vrstvy se pak pohybují různou rychlostí a navzájem se ovlivňují (rychlejší zvyšuje rychlost té pomalejší a naopak). Znalost hodnoty viskozity má i praktické použití, například zjištění objemu vody, jež proteče kapilárou, což lze aplikovat jako rychlost filtrace například v písku. Také lze díky viskozitě určit rychlost pevných látek rozptýlených v kapalině a jejich usazování nebo-li sedimentaci.

Voda má poměrně vysoké **povrchové napětí**, které je definováno jako práce vydaná ke zvětšení povrchu o 1 cm^2 . Je způsobeno mezimolekulárními přitažlivými silami, jež se v součtu navzájem vyruší (všesměrné síly stejné velikosti), ale na styku s jiným prostředím, například vzduchem, převáží síly působící směrem dovnitř. Kapalina díky tomu v prostoru zaujímá takový tvar, aby měla vůči svému objemu co nejmenší povrch. Výsledným tvarem je tedy koule. Povrchové napětí je příčinou vzlínivosti v kapilárách půdy a hornin, smáčecí schopnosti, tvorby pěny a také udržení prahu, pylových zrn a některého hmyzu na vodní hladině. Povrchové napětí lze snížit přidáním mýdla či jiných detergentů. Klesá také se zvyšující se teplotou; nulové hodnoty dosahuje při takzvané kritické teplotě, kdy se za daného tlaku veškerá kapalina změní v plyn (KRÁL, 1984).

3.4.2. SENZORICKÉ VLASTNOSTI VODY

Teplota podzemních vod bývá na rozdíl od vod povrchových ovlivněna změnami teplot napříč ročním obdobím jen velmi málo. Čím hlouběji se voda nachází, tím konstantnější teplotu má. Rozmezí teplot je však různé, od teplot blížících se 0 °C až po prameny termální, kdy voda vystupující na povrch může mít i kolem 100 °C (BISKUPIČ, 1991). Většinou se však teplota podzemních vod pohybuje v rozmezí + 5 °C až +13 °C. Teplotní optimum pitné vody je 8 – 12 °C, voda s vyšší teplotou již neosvěžuje (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Barva vody je dána vlnovou délkou neabsorbovaného a tedy odraženého světla v oblasti viditelného spektra (BISKUPIČ, 1991). Proto se voda, která je většinou přirozeně bezbarvá, ve větších vrstvách jeví jako blankytně modrá. Čím více však obsahuje hrubších a početnějších suspendovaných látek, tím více získává odstín dozelena (TÖLGYESSY & kol., 1990). Odlišnou barvu může voda získat díky látkám v ní rozpuštěným (skutečná barva), nebo rozptýleným u látek nerozpustných (zdánlivá barva). Přírodními činiteli způsobujícími barevné znečištění mohou být například sloučeniny železa, huminové kyseliny, fytoplankton a jiné (BISKUPIČ, 1991).

Zákal vody je způsoben nerozpustnými dispergovanými látkami organického i anorganického původu. Podzemní vody zakalené nebývají a když, tak se jedná převážně o látky anorganické (BISKUPIČ, 1991; TÖLGYESSY & kol., 1990).

Některé látky rozpuštěné ve vodách také ovlivňují její **chuť**. Rozlišujeme čtyři druhy chutí: slaná, sladká, hořká a kyselá, ostatní se označují jako příchutě. Kombinace chloridových aniontů se sodíkovými kationty dává vzniku slané chuti, síranové anionty spolu s hořečnatými kationty pak chuti hořké. Chuť ovlivňuje také teplota a pH; například minerální vody (obsah rozpuštěných látek je větší než 1000 mg/l) bývají označovány jako nejchutnější v rozmezí pH 6-7 (BISKUPIČ, 1991).

Nejčastějším původem **pachotvorných** látek je původ organický. Vzhledem k odstranění většiny organických látek během infiltrace do hlubších vrstev půdy bývá podzemní voda zpravidla prosta nějakého zápachu; s výjimkou vod obsahujících sirovodík vznikající anaerobně ze síranových aniontů. Pach se popisuje slovně, například zemitý, hnilobný apod. (BISKUPIČ, 1991).

3.4.3. HLAVNÍ FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ PARAMETRY VODY

Hodnota pH je definována jako záporný dekadický logaritmus aktivity oxoniových kationtů H_3O^+ . Část molekul vody se totiž disociuje, což znamená, že se rozkládá na aniont

OH^- a kationt H^+ , který se ovšem ihned hydratuje právě do podoby takzvaného oxoniového kationtu. Pomocí rovnice disociační rovnováhy byl iontový součin vody při 25 °C stanoven přibližně na 10^{-14} , z čehož lze pak odvodit, že rovná-li se aktivita vodíkových a hydroxidových iontů, hodnota pH je sedm. Pakliže je pH menší, lze hovořit o kyselém roztoku, v opačném případě (pH větší než sedm) se jedná o roztok zásaditý (TÖLGYESSY & kol., 1990). Hodnota pH podmiňuje rychlost rozpouštění některých solí (Fe, Ca, P), jež charakterizují úživnost vody, a u některých prvků také ovlivňuje formu jejich výskytu; příkladem je uhličitanová rovnováha (KOPP, 2015).

Oxidačně-redukční neboli **redoxní potenciál** vypovídá o schopnosti vody oxidovat či redukovat látky v ní obsažené. Pozitivní hodnota redoxního potenciálu poukazuje na oxidační poměry, negativní hodnota poté na poměry redukční. V přírodních vodách je potenciál závislý především na obsahu rozpuštěného kyslíku. Pozitivní hodnoty dosahují velikosti + 400 mV, v anaerobním prostředí mohou klesat až na - 500 mV. Z praktického hlediska lze použít znalost redoxního potenciálu například při výpočtu poměrného zastoupení oxidačních stupňů u jednotlivých prvků; jmenovitě třeba kationtů železnatých ku železitých (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Elektrická vodivost (starším názvem také elektrolytická vodivost) je definována jako míra koncentrace ionizovatelných součástí vody anorganického i organického původu a je ovlivněna jejich pohyblivostí a teplotou (PITTER, 2015). Vodivost je ve zředěných roztocích (méně než 50 mol/l) lineární funkcí celkové koncentrace iontů (MAZOR, 2004). A protože v přírodních vodách zpravidla převažují anorganické látky nad látkami organickými, lze pomocí vodivosti stanovit přibližnou hodnotu koncentrace anorganických solí. Jednotkou této veličiny je mikrosiemens na metr [mS/m] (TÖLGYESSY & kol., 1990). Vodivost se vždy vztahuje k teplotě, ve které je měřena. Proto se vzorek zpravidla temperuje na teplotu 25 °C (dříve 20 °C), nebo se hodnota musí přepočítat na teplotu reálnou (PITTER, 2015).

Nejnižší vodivost vykazuje takzvaná vodivostní voda, jejíž hodnota je přibližně 0,0038 mS/m. Vodivost destilované vody je v rozmezí 0,03 mS/m až 0,3 mS/m a běžná podzemní voda (nikoliv voda minerální) má vodivost řádově v desítkách mS/m (KRÁL, 1984). Pro pitnou vodu platí při teplotě 25 °C mezní hodnota vodivosti 125 mS/m, pro vodu kojeneckou 70 mS/m (PITTER, 2015).

Rozpuštěný kyslík patří mezi nejdůležitější plyny rozpuštěné ve vodě. Je funkcí koncentrace rozpuštěných látek, atmosférického tlaku a zejména teploty. Což znamená,

že s klesající teplotou a množstvím rozpuštěných látek a naopak rostoucím tlakem vzrůstá koncentrace rozpuštěného kyslíku. Srážková voda i voda povrchových vod se při kontaktu se vzduchem sytí atmosférickým kyslíkem, dokud nedosáhne rovnováhy, a tedy při dané teplotě a tlaku ideálních 100%. Vyrovňování koncentrace rozpuštěného kyslíku pokračuje až dokud podpovrchová voda nedosáhne saturované zóny, ve které je již izolována od dalšího kontaktu se vzduchem. Rozpuštěný kyslík záhy klesá (MAZOR, 2004). Za určitých podmínek tedy může dojít k deficitu (hypoxie) i k přesycení (hyperoxie). Rychlost následného vyrovňování je ovlivněna především rozdílností hodnot koncentrace mezi vodou a atmosférou, velikostí styčné plochy či rychlostí mísení (KOPP, 2015).

3.5. CHEMICKÉ SLOŽENÍ PŘÍRODNÍ VODY

Přírodní vody nejsou z chemického hlediska čisté, neboť jsou při styku se vzduchem, půdou či horninami obohaceny o různé anorganické či organické látky. Ve vodě jsou pak tyto látky buď rozpuštěné ve formě pravých roztoků (elektrolyty a neelektrolyty), koloidně rozptýlené či suspendované. Elektrolyty se na rozdíl od neelektrolytů rozpouštějí iontově a podílejí se tak na vodivosti. Patří mezi ně zejména kationty Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , anionty Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} a některé organické látky. Mezi neelektrolyty pak patří sloučeniny křemíku, boru, titanu, některé organické látky a rozpuštěné plyny. V koloidní formě se ve vodě nachází například huminové kyseliny a hydratované oxidy křemíku, železa, hliníku a manganu. A suspenzi vytváří živé organismy a částičky jílu, písku a hlíny (KRÁL, 1984).

3.5.1. KOVY

Kationty **sodíku** a **draslíku** se do přírodních vod dostávají běžně vyluhováním ze slaných půd, stykem s horninami s obsahem živce a iontovou výměnou za vápník či hořčík z půdy. A ačkoliv jsou sodné a draselné soli obdobně rozpustné a jejich poměrné zastoupení v litosféře je taktéž shodné, nachází se v přírodních vodách výrazně více sodíku než draslíku ($Na : K = 10 : 1$ až $25 : 1$; TÖLGYESSY & kol., 1990). Je tomu tak z důvodu zadržování draslíku v půdě a následné využitelnosti rostlinami, odkud se poté dostává i do těl živočichů. Po uvolnění v rámci metabolismu živých organismů se draslík dostává zpět do vodního a půdního prostředí. Pokud tedy podzemní voda obsahuje relativně vyšší obsah draslíku ku sodíku, může to znamenat její fekální znečištění (KRÁL, 1984). Přírodní draslík obsahuje 0,0118 % radioaktivního nuklidu ^{40}K , takže se také podílí na přirozené radioaktivitě vod (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Z kvantitativního hlediska se kationty **vápníku** a **hořčíku** vyskytují ve většině vod v největším množství. Dostávají se do ní vyluhováním vápenců, dolomitů, magnezitu, sádrovce, anhydritu, aj. a také vápenatých a hořečnatých křemičitanů podléhajících procesu zvětrávání, které se rozkládají lépe, než hlinitokřemičitany alkalické. Množství vápníku a hořčíku obsaženého ve vodách také závisí na obsahu rozpuštěného oxidu uhličitého, neboť ten způsobuje přeměnu málo rozpustných vápenatých a hořečnatých uhličitánů na rozpustné hydrogenuhličitany (KRÁL, 1984). Obsah vápníku většinou převládá nad obsahem hořčíku, ale čím více je voda mineralizovaná (obsahuje větší množství solí na litr vody), tím je hořčíku poměrně více. Hmotnostní poměr Ca : Mg bývá zpravidla 4 : 1 až 2 : 1, ale ve výše zmíněném případě (mořská či některá minerální voda), může být dokonce opačný (TÖLGYESSY & kol., 1990).

V souvislosti se solemi vápníku a hořčíku je často spojován termín „tvrdost vody“. Rozlišuje se takzvaná přechodná, způsobená hydrogenuhličitany, kterou lze odstranit varem, a trvalá tvrdost vody, kterou způsobují ostatní vápenaté a hořečnaté soli. Opakem tvrdé vody je měkká voda, která obsahuje obvykle malé množství nejen vápenatých a hořečnatých iontů, ale i iontů ostatních, a proto již malé množství rozpuštěného oxidu uhličitého způsobuje její agresivitu a silné korozivní účinky. Velmi malou tvrdost vody vykazuje například voda atmosférická, která se ještě neobohatila o různé ionty při styku s půdou či horninami (KRÁL, 1984).

V přírodních vodách se **železo** vyskytuje zcela běžně, a to ve formě rozpuštěné, nerozpuštěné i koloidně rozptýlené, a je součástí anorganických i organických sloučenin. Jeho celková koncentrace se pohybuje řádově v setinách až desetínách mg/l, výjimku pak tvoří voda pocházející z rašelinišť, u které obsah železa bývá vyšší než 1 mg/l z důvodu výskytu huminových kyselin. Kromě odlišné rozpustností jednotlivých sloučenin je konečný obsah železa ovlivněn také hodnotou pH. Ve vodách obsahující rozpuštěný kyslík je železo nejstabilnější ve třetím oxidačním stupni, tedy Fe^{3+} , naopak pro redukční bezkyslíkaté prostředí, například v podzemní vodě či u dna hlubokých nádrží a jezer, je typické železo dvojmocné (KRÁL, 1984).

Obsah železa vyšší než 1 mg/l není zdravotně nezávadný, ale zhoršuje organoleptické vlastnosti pitné vody a také způsobuje některé technologické problémy (obarvování). Proto je jeho obsah v pitné či průmyslově používané vodě limitován; přípustná mez se v závislosti na jednotlivých odvětvích pohybuje od 0,3-0,5 mg/l. Podzemní vody jsou však z důvodu absence rozpuštěného kyslíku na železo bohatší (oxidační stupeň II); minerální vody

s obsahem železa vyšším než 10 mg/l jsou pak označovány jako železité (TÖLGYESSY & kol., 1990).

I nízké koncentrace dvojmocného železa ve vodovodním potrubí mohou způsobit rozvoj železitých bakterií, které jsou autotrofní a energii tedy získávají oxidací Fe^{2+} na Fe^{3+} . Jejich odumřelá těla způsobují nepříjemný zápach a ve velkém množství také mohou potrubí ucpat (TÖLGYESSY & kol., 1990). Naopak vyšší množství dvojmocného železa vypouštěného v odpadních vodách (drátovny, smaltovny, ...) do recipientu způsobuje lokální nedostatek kyslíku, který tak nemůže být využit vodními organismy k dýchání (KRÁL, 1984).

Mangan se v přírodních vodách vyskytuje zpravidla v menším množství (0,1 - 1 mg/l), než železo, ale například v kyselých důlních vodách je tomu naopak. Jeho obsah je totiž také ovlivněn hodnotou pH a obsahem rozpuštěného kyslíku. V podzemních vodách, které jsou chudé na rozpuštěný kyslík i jiná oxidační činidla, převažuje mangan v oxidačním stupni II, ve kterém je nejstabilnější. V povrchových vodách ale reaguje s rozpuštěným kyslíkem za vzniku koloidně rozptýlených oxidů vyšších oxidačních stupňů. Na rozdíl od železa však mangan podléhá snáze redukci, než oxidaci (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Stejně jako železo je i mangan zdravotně nezávadný, ale působí změnu sensorických vlastností (horší chuť) a také se nehodí pro technologické účely, zejména tam, kde vadí změna barvy (bělírny, barvírny, papírny, prádelny, ...). Také ovlivňuje průběh kvašení, takže je limitován i například v pivovarech. K ovlivnění vlastností vody dochází dokonce v nižších koncentracích, než je tomu u železa, konkrétně již nad 0,1 mg/l (KRÁL, 1984).

Obsah **hliníku** ve vodách se pohybuje řádově v setinách až desetínách mg/l. Pouze v některých kyselých vodách omývajících sulfické rudy či některé typy břidlic je obsah hliníku vyšší z důvodu tvorby kyseliny sírové oxidací a následným rozkladem okolních minerálů (TÖLGYESSY & kol., 1990). Hliník je totiž třetím nejzastoupenějším prvkem zemské kůry, běžně se však vyskytuje v nerozpustné a pro organismy nepřístupné formě. Je však velmi toxický, což se projevuje právě při nižším pH, kdy se nerozpustné formy mění na formy rozpustné. Hliník poškozují buněčné membrány a způsobuje tak mnohem nižší biodiverzitu v kyselých vodách. Škodí i když nedosahuje kritické hodnoty, při které funguje jako buněčný jed, protože se kondenzuje na zábrách ryb, které mají pH přirozeně trochu vyšší, než je pH okolní vody.

Forma jeho výskytu tedy závisí na hodnotě pH. V kyselé oblasti (pH nižší než 4) je nejčastější formou kationt Al^{3+} , v zásadité (vyšší než 7) převažují hydroxokomplexy se záporným nábojem.

Pro lidi hliník není zdravotně závadný, ale z důvodu změny senzorických vlastností je jeho obsah v pitné vodě limitován (TÖLGYESSY & kol., 1990).

V přírodních vodách se **měď** vyskytuje jen vzácně, a to v blízkosti měděných rud. Uvolňování mědi do vody napomáhá rozpuštěný oxid uhličitý, kyslík, nebo zvýšené množství dusičnanů. Naopak uhličitán vápenatý rozpouštění mědi zabraňuje, neboť vytváří ochrannou vrstvu. Také anaerobní prostředí rozpouštění neumožňuje. Měď je řazena mezi toxické prvky, a proto je limitována jak v normách pro pitnou vodu, tak pro vodu v tocích, neboť její sloučeniny jsou toxické pro ryby (KRÁL, 1984). Sloučeninami mědi se někdy potlačuje rozvoj řas a tudíž bývá limit zvýšen na 1 mg/l (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Zinek pro člověka není jedovatý, pro pitnou vodu je však limitován hodnotou 5 mg/l z důvodu změny senzorických vlastností. Velmi ale škodí rybám a jiným vodním organismům, takže limity pro vodárenské toky jsou přísnější než limity pro vodu pitnou. Běžně v přírodě je obsah zinku řádově v jednotkách až stovkách mikrogramů na litr, pouze v kyselých vodách v blízkosti rudných dolů se jeho obsah může mimořádně zvýšit (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Olovo je pro člověka toxické již při koncentracích 0,3 mg/l. Nezpůsobuje však žádné akutní příznaky, ale hromadí se v některých orgánech (játra, ledviny, centrální nervový systém), kde způsobuje onemocnění chronická. V přírodních vodách se téměř nevyskytuje. Pouze, omývá-li podzemní voda olovené rudy. Dříve se olovem obohacovaly srážky při průchodu spodní vrstvou atmosféry, kde se nacházelo tetraethylolovo z výfukových plynů, které se však dnes již nepoužívá. Také olovené potrubí podléhající korozi může zvýšit obsah olova ve vodě a proto se pokrývá vrstvičkou cínu. Rychlost koroze olovených materiálů je ovlivněna obsahem rozpuštěného kyslíku, oxidu uhličitého, ale i přítomností dalších iontů, například chloridů a síranů (KRÁL, 1984). Díky vysokému akumulárnímu koeficientu bývá značná část olova obsažená v povrchových vodách absorbována v dnovém sedimentu (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Arzen se ve vodách vyskytuje nejčastěji ve formě As^V , která je v aerobním prostředí formou nejstabilnější. Méně stabilní je pak As^{III} , který podléhá chemické i biologické oxidaci. Koncentrace arzenu se běžně pohybuje v rozmezí jednotek až desítek mikrogramů na litr. Vyšší koncentrace (více než 0,7 mg/l) jsou typické pro některé minerální vody, které jsou pak označovány jako vody arzenové. Obsah arzenu také může být uměle zvyšován vypouštěním odpadních vod obsahující fosforečnanové detergenty. Arzen se akumuluje v sedimentech i vodních organismech a jeho sloučeniny jsou značně jedovaté (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Chrom se ve vodách nachází v oxidačním stupni III, nebo VI, přičemž druhý zmíněný je v aerobním prostředí stabilnější. V anaerobním prostředí se pak Cr^{VI} redukuje na Cr^{III} , přičemž dochází k uvolnění chromu z kapalného skupenství do málo rozpustného oxidu chromitého. Do odpadních vod se dostává kvůli barvířskému a textilnímu průmyslu a také galvanickému pokovování a antikorozi úpravě u chladících zařízení. Větší toxicitu vykazují sloučeniny Cr^{VI} , které navíc způsobují změnu sensorických vlastností. Ke zbarvení vody dochází při koncentraci 3 mg/l (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Kadmium zpravidla doprovází zinek, ale v mnohem menších koncentracích. Přirozeně se vyskytuje řádově v jednotkách až desítkách mikrogramů na litr. Uměle se do vod dostává z fotografického či polygrafického průmyslu nebo vyluhováním stabilizátorů plastového potrubí. Kadmium má velký akumulací koeficient, ukládá se v dnových sedimentech i živých organismech, na které působí velmi toxicky (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Stříbro lze nalézt v důlních vodách či vodách odpadních z fotografického průmyslu. Stříbro působí i ve velmi malých dávkách (od 25 $\mu\text{g/l}$) baktericidně, u lidí ale může také způsobovat kožní onemocnění. Také pro ryby je značně toxické (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Rtuť se vyskytuje ve sloučeninách, ale i v elementární formě (anaerobní prostředí). Rtuť je velmi toxická, a tak je ze všech toxických kovů limitována nejpřísnější hodnotou, a to jak pro vodu pitnou, tak pro vodárenské toky. Má velmi vysoký akumulací koeficient, usazuje se v dnových sedimentech, ale i vodní floře a fauně (TÖLGYESSY & kol., 1990).

3.5.2. NEKOVY

Síraný jsou spolu s chloridy dominujícími anionty přírodních vod. Jejich koncentrace v atmosférické vodě bývá v jednotkách mg/l, v průmyslových oblastech až v desítkách mg/l. Koncentrace síranů v podzemních vodách se pohybuje řádově v desítkách až stovkách mg/l. Hranice sensorického vnímání vyšší koncentrace je ovlivněna také přítomným kationtem, ale obsah nad 250 mg/l již není vhodný ke konzumaci. Zvýšené množství síranů v kombinaci s hořčíkem nebo sodíkem může být příčinou laxativních účinků. Vysoké koncentrace jsou nevhodné také z technického hlediska, neboť jsou agresivní vůči betonu a způsobují trvalou tvrdost vody (KRÁL, 1984).

V anaerobním prostředí se síraný redukuje na sirovodík (triviálním označením sulfan), který je stabilní při pH nižším než 6. V zásaditém prostředí pak převažuje disociovaný hydrogensulfid HS^- , ve velmi zásaditém ($\text{pH}>12$) pak nabývá na významu i následující

produkt disociace sulfid S^{2-} . Sulfan je v přítomnosti kyslíku značně nestabilní a oxiduje na jiné sírné sloučeniny. Minerální vody obsahující 1 mg/l sulfanu a více se označují jako sírné. Zvláště bohaté jsou vody ropného původu. Sirovodík značně ovlivňuje sensorické vlastnosti, prahová koncentrace pachu však závisí na pH, neboť pachový vjem způsobuje pouze nedisociovaná forma H_2S . Protože je sulfan pro ryby velmi toxický, pro vodárenské toky se nepřipouští žádný obsah. Limit pro vodu pitnou je 0,01 mg/l (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Nejčastější formou výskytu **chlóru** ve vodách jsou chloridy, méně časté jsou pak chlornany, kyselina chlorná, elementární chlór, chloristany či chlorečnany. Chloridy patří kvantitativně mezi čtvrté až třetí nejčastější anionty přirozeně se vyskytující ve vodách, protože při infiltraci půdou nejsou téměř zadrženy a ani netvoří málo rozpustné sloučeniny či minerály (PITTER, 2015). Jsou poměrně stabilní a nejsou hygienicky závadné, ale mají silné korozivní účinky. Sensorické vlastnosti (chuť a pach vody) ovlivňují až od 150 mg/l (TÖLGYESSY & kol., 1990). Přirozený obsah chloridů v jednotlivých typech vod značně kolísá a jestliže nelze prokázat jejich anorganický původ, bývá jejich zvýšené množství považováno za důkaz lidského či zvířecího fekálního znečištění (KRÁL, 1984).

Elementární chlor se přirozeně ve vodách nevyskytuje. Do vody se však dostává kvůli dezinfekci vody chlorací. Předpisy pro pitnou vodu tak stanovují nejen maximální, ale i minimální obsah chlóru ve vodě, který je nutný pro její úpravu a dopravu ke spotřebiteli. Pro ryby a jiné vodní organismy je elementární chlór také toxický (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Dusíkaté látky organického původu prochází několika stupni mikrobiálního rozkladu. Nejprve se rozloží na amoniak, který je v případě aerobního prostředí dále biochemicky oxidován na dusitany a poté případně i dusičnany, což bývá označováno jako nitrifikace (KRÁL, 1984). Opačný proces přeměny dusičnanů na amoniak, tedy denitrifikace, probíhá v prostředí anaerobním, čehož bývá využíváno při biologickém čištění odpadních vod (TÖLGYESSY & kol., 1990). Anorganicky vznikají dusičnany ze vzdušného dusíku pomocí elektrických výbojů, takže během bouřek obsahují atmosférické vody jejich zvýšené množství. Povrchové a běžné podzemní však obvykle obsahují jen jednotky mg/l. Vyšší množství (až několik set mg/l) je pak důkazem znečištění, jehož příčinou bývají intenzivně hnojená pole (KRÁL, 1984).

Amoniakální dusík je velmi významný jako indikátor znečištění živočišného původu (pakliže se vyloučí původ anorganický či rozklad hmoty rostlinné). Ve vodě se nachází buď

jako nedisociovaný amoniak NH_3 , nebo jako hydratovaný amonný kationt NH_4^+ ; rovnováha (poměr 1 : 1) nastává při hodnotě pH přibližně 9,3. Koncentrace amoniaku se obvykle pohybuje v desetinách mg/l, výjimku tvoří vody rašelinné a průmyslové (jednotky mg/l). Pro ryby je toxický a tak je limitován hodnotou 0,4 mg/l (TÖLGYESSY & kol., 1990).

Fluor se přirozeně vyskytuje zejména ve formě F^- , významnější podíl kyseliny fluorovodíkové nastává až při kyselejším pH (<4). V neextrémním rozmezí hodnot pH jsou významné také komplexní sloučeniny, především fluorohlinitany a fluoroželezitany. V přírodních vodách se obsah fluoru obvykle pohybuje řádově v setinách až desetinách mg/l. Pouze některé minerální vody (Mlýnský pramen v Karlových Varech, Mattoni, Vincentka, ...), které jsou poté označovány jako fluorové, mohou obsahovat až jednotky miligramů. Fluor je biogenní prvek, pro člověka navíc esenciální, takže je nutné přijímat jej potravou (optimální denní dávka: 1,5 – 4 mg/l), . Ve dvacátých letech minulého století byla v USA prokázána souvislost mezi zvýšeným obsahem fluoru ve vodě a zmírněním kazivosti zubů. Na základě této studie bylo ve 40. letech přikročeno k takzvanému fluoridování pitné vody, které se později dostalo i do Evropy včetně tehdejší ČSSR. K umělému přidávání fluoridů (fluorid sodný či hexafluorokřemičitan sodný) do pitné vody se přistupovalo zejména v oblastech, kde byl přirozený výskyt pod optimální úrovní. Na přelomu devadesátých let se ale začaly vést spory ohledně vhodnosti fluoridizace, neboť se zveřejnily teorie o případné karcinogenitě. V roce 1993 byla fluoridizace v České republice z ekonomických důvodů ukončena, stejně jako v některých dalších zemích. Otázka, zda fluor do vody přidávat či nepřidávat, zatím stále nebyla uspokojivě zodpovězena. Zastánci fluoridizace se odkazují na obsah sloučenin fluoru, které se běžně vyskytují v zubních pastách a tudíž jsou schváleny zdravotnickými orgány. Naopak někteří odpůrci zmiňují, že se jedná o zásah do osobní svobody. Proti také svědčí fakt, že obsah fluoru (i hliníku, díky kterému se fluor biologicky lépe váže) v životním prostředí stále stoupá a že zvýšený příjem tohoto biogenního prvku způsobuje fluorózu, která se projevuje hnědými skvrnami na zubní sklovině a ve vyšších koncentracích dokonce i jejími defekty. Na vodní organismy působí fluoridy toxicky (PITTER, 2015).

Brom, zpravidla ve formě bromidů, většinou doprovází chlór (PITTER, 2015). Do povrchových vod se dostává buď přirozeně ve srážkách (přímořské oblasti), nebo vlivem člověka jako součást exhalátů (průmyslové oblasti). Obvykle se nachází jen ve stopovém množství (TÖLGYESSY & kol., 1990). Jeho obsah se řádově pohybuje v rozmezí jednotek

až desítek $\mu\text{g/l}$, vody minerální pak mohou obsahovat desítky až stovky μl , zpravidla ale nepřekročí 1 mg/l (PITTER, 2015).

Podobně jako brom i sloučeniny **jódu** doprovází výskyt chloru. Jeho koncentrace v povrchových či prostých podzemních vodách je obvykle nižší než koncentrace sloučenin bromu a bývá nižší než $5 \mu\text{g/l}$. Přirozeně zvýšené množství lze nalézt v mořské vodě, nebo ropné, v České republice pak v některých vodách minerálních (Hanácká kyselka, ...). K umělému navýšení dochází úpravou vody pomocí chlorace či ozonizace, nebo s odpadními vodami z nemocnic, kde se jako kontrastní látky při RTG vyšetřeních používají organické deriváty jódu. Obsah jódu pro pitnou vodu, vodárenské toky ani vodu odpadovou však není limitován, jeho koncentrace totiž nedosahují hodnot, ve kterých by mohly škodit. Pouze dlouhodobá konzumace minerální vod s vysokým obsahem sloučenin jódu by mohla způsobit příznaky takzvaného jodismu (PITTER, 2015). Jód je důležitým biogenním prvkem (například reguluje činnost štítné žlázy), jehož přirozeným zdrojem jsou mořské ryby. V oblastech vzdálenějších od moře je tedy nutné jej ve formě jodidu draselného přidávat do kuchyňské soli (KRÁL, 1984).

Fosforečnany se přirozeně ve vodách nevyskytují. Ve výjimečných případech sice může dojít k rozkladu nerozpustných fosforečnanů, ale výsledná koncentrace ani poté nepřevyšuje $0,2 \text{ mg/l}$. TÖLGYESSY & kol. (1990) uvádí, že bohatší na fosfor jsou pouze vody rašelinné, které ho mohou obsahovat až 1 mg/l . Jakákoliv vyšší hodnota, neprokáže-li se anorganický původ, tedy svědčí o organickém znečištění. Příčinou mohou být splachy z polí, které jsou hnojené chlévskou mrvou či uměle vyráběnými hnojivy s přísadkou fosforu, nebo jiný zdroj produktů lidského či zvířecího metabolismu. Fosforečnany se také používají v rámci protikorozní a protiinkrustační ochrany potrubí. V posledních třech dekádách minulého století byly významným zdrojem i tenzidy a detergenty obsažené v prostředcích na praní. (KRÁL, 1984). Ty již ale od druhé poloviny devadesátých let dvacátého století obsahují fosfátů stále méně (PITTER, 2015).

Fosfor je nezbytný pro nižší i vyšší organismy a podstatný je i jeho oběh v životním prostředí. Organicky vázaný fosfor se po odumření organismů opět uvolňuje do prostředí, kde je zpřístupněn rostlinám. Velký význam má zejména pro růst fotoautotrofních organismů žijících ve vodě (sinice a řasy), takže jeho zvýšené množství se spolupodílí na eutrofizaci (TÖLGYESSY & kol., 1990). Přirozený koloběh je však narušen člověkem, který jednak zvyšuje obsah fosforu ve vodách, což způsobuje eutrofizaci, a jednak vyčerpává dostupné

zdroje fosforu, které spolu s odpadní vodou končí ve světových oceánech, ve kterých je jeho návratnost mnohem dlouhodobější.

3.5.3. PLYNY

Kyslík do vody proniká pomocí difúze z atmosféry a činností fotosyntetizujících organismů. A naopak se spotřebovává oxidací anorganických či rozkladem organických látek a také respirací vodních organismů. Při nízké mineralizaci voda přijímá ze vzduchu přednostně kyslík na úkor dusíku (v poměru 34 : 66), takže relativní obsah kyslíku v pohlceném vzduchu je vyšší než v atmosféře. Množství rozpuštěného kyslíku také závisí nepřímo úměrně na teplotě vody a přímo úměrně na intenzitě čeření, tedy množství kontaktu se vzduchem, což je patrné v horních a turbulentních částech toku. Obsah kyslíku v povrchových vodách je klíčový z hlediska samočištění vody, neboť určuje, zda ve vodě budou probíhat procesy aerobní či anaerobní (rozkladné). Negativním důsledkem vyššího obsahu kyslíku je pak její agresivita vůči kovům, u kterých způsobuje korozi. Pro ryby je mezní koncentrace kyslíku (2 -) 4 mg/l. Podzemní voda vyvěrající z hloubky má velmi malý obsah kyslíku, který ale bývá rychle doplněn ihned po výstupu na zemský povrch (KRÁL, 1984).

Oxid uhličitý podstatně ovlivňuje některé vlastnosti vody, jmenovitě hodnotu pH, tlumivou kapacitu, agresivitu i jiné. V systémech otevřených vůči atmosféře je rovnovážná koncentrace oxidu uhličitého dána jeho parciálním tlakem, v systémech uzavřených se oproti tomu předpokládá koncentrace konstantní, která dokládá, že nedochází k výměně mezi plynnou a kapalnou fází. Původ oxidu uhličitého ve vodách tedy může být atmosférický (z nadzemní i půdní atmosféry), biogenní (vznikající aerobním či anaerobním rozkladem organických látek), nebo hlubinný (z magmatu nebo rozkladem uhličitánových minerálů). Jeho genezi lze vystopovat z izotopového složení uhlíku. Ve vodách se může vyskytovat buď jako rozpuštěný plyn, pak se označuje jako volný oxid uhličitý, nebo ve formě hydrogenuhličitanů či uhličitanů jako oxid uhličitý vázaný (PITTER, 2015).

3.6. IZOTOPOVÉ SLOŽENÍ PŘÍRODNÍ VODY

Atomy jednoho prvku mají stejný počet protonů v jádře a tedy stejné protonové číslo. V rámci jednoho prvku se však atomy mohou lišit číslem nukleonovým, které určuje souhrnný počet nukleonů (protonů i neutronů) obsažených v jádře. Tyto atomy se označují jako izotopy. Většina prvků vyskytujících se volně v přírodě bývá složena z více izotopů,

kteře jsou zastoupeny v řůzném poměru (POSPÍŠIL & kol., 1981). Totožný počet protonů a rozdílný počet neutronů podmiňují stejné chemické, ale odlišné některé fyzikální vlastnosti, které se projevují zejména během fázových přeměn (změna skupenství), rozpouštění či srážení z roztoků. Izotopy, které mají nižší hmotnostní číslo, než izotop daného prvku, jenž v přírodě převládá, se nazývají lehké izotopy; naopak ty, které mají hmotnostní číslo vyšší než jejich v přírodě převládající izotop, se označují jako izotopy těžké (ŠILAR, 1992).

Ve vodním prostředí se běžně vyskytují izotopy, které jsou buď přímo součástí molekuly vody (dle POSPÍŠILA & kol. (1981) v tomto procentuálním zastoupení 99,985 % ^1H , 0,015 % ^2H , 0,0001 % ^3H a 99,76 % ^{16}O , 0,037 % ^{17}O , 0,204 % ^{18}O), nebo jsou součástí látek či plynů v ní rozpuštěných; například izotopy uhlíku, dusíku, síry či argonu (ŠILAR, 1992).

Nuklidy se dostávají do podzemních vod přirozeně infiltrací srážek. V kolektorech podzemní vody pak dochází k disperzi, sorpci či rozpadu (v případě nuklidů radioaktivních), důsledkem čehož dochází s postupem času k poklesu jejich koncentrace. Pakliže lze daný kolektor označit jako uzavřený systém, může se pomocí izotopové analýzy odhadnout stáří vody (JORDAN & WEDER, 1988).

Izotopy se spolu s některými dalšími chemickými látkami řadí mezi takzvané *stopovače*. Což znamená, že na základě jejich výskytu a případné koncentraci lze *vystopovat* původ či stáří vody. Použitelné výsledky však lze získat jen tehdy, známe-li izotopové složení srážek v dané infiltrační oblasti za delší období, a i když je známe, nemají výsledky jednoznačný charakter. Navzdory tomu je však izotopová analýza naprosto unikátní, neboť podobných výsledků téměř nelze dosáhnout jinými postupy (MELIORIS & kol., 1988).

3.6.1. STABILNÍ IZOTOPY

Procentuální zastoupení stabilních izotopů je výsledkem fyzikálních procesů probíhajících během vzniku a formování Země a proto dnes můžeme považovat jejich poměr za konstantní (POSPÍŠIL & kol., 1981). Poměr stabilních izotopů v rovnovážném systému (srážková voda a atmosféra obsahující 100% vodní páry) je ovlivněn zejména rozdílnou teplotou. V systémech nerovnovážných se přidávají i další faktory, jakými jsou například rychlost vypařování, či kondenzace dalších látek obsažených v roztoku. V přírodních systémech je tedy nutné předpokládat, že výsledky měření izotopického složení a jejich interpretace nemají zřejmou povahu. Pro zjištění původu vody není nutné znát absolutní hodnoty izotopického složení, ale využívá se koncentrace relativní k předem stanovenému

standardu. V aplikované hydrologii jsou nejčastěji měřené tyto izotopové poměry: $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ a $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (PAČES, 1983).

3.6.1.1. IZOTOPY V MOLEKULE VODY

Oba prvky, které tvoří molekulu vody, se v přírodě vyskytují ve více izotopech. Kromě převládajících izotopů ^1H a ^{16}O existují také jejich těžší stabilní nuklidy, tedy ^2H , zvané deuterium, a ^{17}O či ^{18}O , přičemž praktický význam má zejména deuterium a ^{18}O . Poměrné zastoupení je v průměru následovné: na 10^6 molekul vody H_2O se nachází 320 molekul $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, 420 molekul $^1\text{H}_2^{17}\text{O}$, a nejvíce je molekul $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, jejichž počet se pohybuje kolem 2 000 (POSPÍŠIL & kol., 1981). PITTER (2015) uvádí mezi $^1\text{H} : ^2\text{H}$ poměr 5000 : 1 a mezi $^{16}\text{O} : ^{17}\text{O} : ^{18}\text{O}$ poměr 3150 : 5 : 1.

Protože absolutní zastoupení těžších izotopů se řádově pohybuje ve velmi malých koncentracích, z praktických důvodů bylo přistoupeno pouze ke stanovení odchylky od standardu. Za standard byla v roce 1961 určena mořská voda (R_{SMOW} -Standard Mean Ocean Water). V hloubkách větších než 500 metrů je totiž poměrné zastoupení izotopů již neměnné, neboť tamější voda nepodléhá fázovým přeměnám. Dalším užívaným standardem je V_{SMOW} (Vienna Standard Mean Ocean Water), který má velmi podobné izotopické složení, jako průměrné složení vody v oceánech (MELIORIS & kol., 1988). Nízkých hodnot relativních odchylek od standardu zpravidla nabývají vody vznikající táním ledovců v polárních oblastech a hodnot vyšších naopak dosahují vody v oblastech aridních, v nichž je ve vztahu ke srážkám neúměrně velký výpar (PITTER, 2015). Průměrná hodnota odchylek od standardu ve vodách v České republice je -10 ‰ pro ^{18}O a -70 ‰ pro deuterium (PAČES, 2011).

Praktické využití izotopové analýzy tedy spočívá ve znalosti typického poměru izotopů pro určité oblasti či stádia hydrologického cyklu. Neboť, jak již bylo řečeno výše, rozdílné vlastnosti izotopů se projeví až během fázových přeměn. V rámci cirkulace vody tak dochází k takzvané izotopické frakcionaci, což je jev, kdy se těžké izotopy hromadí ve fázi, ve které jsou vázány nejpevněji. Například voda vypařována z moří a oceánů a je ochuzována o molekuly těžké vody, které mají nižší napětí par, než voda lehká, a tudíž se vypařují pomaleji. Z vodní páry ale naopak kondenzují molekuly s těžkými izotopy dříve, takže jejich podíl ve srážkách klesá se vzrůstající vzdáleností od moře i nadmořskou výškou (ŠILAR, 1992).

Nuklidové složení srážkových vod je způsobeno zejména teplotou v době kondenzace, která je ovlivněna ročním obdobím a výškou nad mořskou hladinou. Podzemní vody pak

většinou kopírují složení vod srážkových v místě infiltrace, pouze mělké vody (do hloubky 3m) mohou být ovlivněny také výparem a tedy být relativně bohatší na těžké izotopy (MELIORIS & kol., 1988). Evapotranspirace je sice významná i ve větších hloubkách, ale na izotopickou frakcionaci vliv nemá, protože rostliny přijímají molekuly vody v kapalné fázi a k fázové přeměně, tedy výparu, dochází až na samotných rostlinách. Dalším faktorem odlišného zastoupení izotopů je výměna nuklidů mezi vodou a okolními horninami. Vzhledem k velkému rozdílu obsahu vodíku ve vodě oproti horninám, je u něj tento jev téměř zanedbatelný. Oproti tomu u kyslíku, jenž je vůbec nejčtetnějším prvkem zemské kůry, je výměna se zvodnělým prostředím mnohem významnější. Z čehož plyne fakt, že množství deutéria je mnohem méně závislé na svém okolí, a proto má jeho abnormální množství více vypovídající hodnotu, než je tomu u kyslíku. Pakliže je poměr izotopů vodíku v podzemní vodě různý od složení současné vody srážkové, lze z toho usuzovat, že se voda infiltrovala v době jiných klimatických poměrů a tedy i jiného obsahu nuklidů ve srážkách. Posledním faktorem ovlivňujícím izotopické složení podzemní vody je pak míšení vod různého původu či stáří (POSPÍŠIL & kol., 1981).

3.6.1.2. IZOTOPY V ROZPUŠTĚNÝCH LÁTKÁCH

Významným stabilním izotopem vyskytujícím se v látkách rozpuštěných ve vodě je **uhlík** ^{13}C . Jeho standardem, potřebným pro stanovení relativních odchylek místo množství absolutního, byly určeny fosilní skořápky mořského vápence belemnitu pocházejícího z Peedee v USA (označení PDB), jenž vykazují stabilní poměr $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (PAČES, 2011). Protože živé organismy při tvorbě organických látek preferují izotop ^{12}C , uhlík vzniklý jejich rozkladem obsahuje relativně méně ^{13}C v porovnání s uhlíkem anorganickým (ŠILAR, 1992). Toho lze využít při určení původu oxidu uhličitého rozpuštěného v podzemní vodě. Odchylna od standardu pro atmosférický oxid uhličitý je -6,3 ‰, zatímco pro půdní oxid uhličitý, který je převážně rostlinného původu, je odchylka - 24,5 ‰ (POSPÍŠIL & kol., 1981).

3.6.2. RADIONUKLIDY

Radionuklidy jsou takové izotopy, které se rozpadají za vzniku záření α , β nebo γ . Rychlost rozpadu ukazuje veličina zvaná poločas rozpadu, která je definována jako doba, za kterou se rozpadne právě polovina jader (POSPÍŠIL & kol., 1981). Radioaktivita vody je způsobena zejména zářením α a β , přičemž α je příznačná zejména pro přirozeně se vyskytující radionuklidy a β pak pro nuklidy umělé (ŠILAR, 1992).

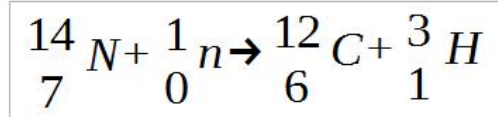
Radioaktivní izotopy jsou běžnou součástí přírody. Jejich přirozený původ může být buď terestriální, nebo kosmogenní. Terestriálním původem je myšlen vznik během formování Země, přičemž většina takto vzniklých izotopů se již rozpadla. Pouze ty, které mají poločas rozpadu srovnatelný se stářím Země, přetrvaly až do dnešních dnů (celkem 19 radionuklidů). Vzhledem k četnosti výskytu a pohyblivosti v hydrosféře lze však použít pouze ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U a ^{238}U . Druhou možností vzniku dnes na Zemi přirozeně se vyskytujících radionuklidů je působení kosmického záření, a to zejména na vzdušný dusík, kyslík a argon. Vytvořené radionuklidy se dále snadno pojí k částicám aerosolů a spolu s nimi se pak pohybují vzdušnými masami, ale také mohou spolu se srážkami spadnout na povrch a stát se součástí povrchových vod. Takto vzniklé radioaktivní izotopy mají poločas rozpadu různě dlouhý a dělíme je na radionuklidy s krátkou životností (^7Be , ^{32}P , ^{33}P , ^{35}S a ^{37}Ar), u nichž se polovina jader rozpadá řádově v desítkách dní; se střední životností (^3H , ^{14}C , ^{22}Na , ^{32}Si , ^{39}Ar a ^{85}Kr), s poločasem rozpadu jednotek až tisíců let a konečně ty (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl a ^{81}K), jejichž životnost je delší než milion let. Z praktických důvodů se v hydrogeologii používají zejména izotopy se střední životností, jmenovitě tritium a radiouhlík (POSPÍŠIL & kol., 1981).

Vedle přirozených zdrojů radioaktivních izotopů jsou stále významnější zdroje antropogenní (ŠILAR, 1992). Velký nárůst radioaktivních izotopů byl způsoben zejména **jadernými zkouškami** probíhajícími v padesátých letech minulého století. Produkty štěpení uranových a plutoniových jader pronikly do stratosféry, odkud ty, které se ihned nerozpadly, spadly ve formě srážek na zemský povrch a staly se tak součástí hydrologického cyklu. Rezidua zkoušek nukleárních zbraní se dosud rozpadají, čímž ovlivňují procentuální zastoupení určitých radionuklidů v přírodě. Dalším produktem radioaktivních produktů jsou **jaderné elektrárny**. Jejich účinný filtrační systém sice většinu radionuklidů pohltí, avšak některé uniknou do okolí ve formě atmosférických exhalátů, nebo spolu s odpadními vodami. Každá jednotlivá elektrárna sice vypouští pouze malé množství radioaktivních látek, ale v součtu je jejich množství již měřitelné. Radionuklidy uniknuvší do odpadních vod zpravidla brzy sedimentují, absorbují nebo jsou vstřebány vodními rostlinami či živočichy. Výjimkou je tritium, které je přímo součástí molekuly vody a snadno se tak dostává i do vod podzemních. Dalším zdrojem radioaktivního odpadu je **těžba uranu**, během níž se do ovzduší dostávají produkty jeho štěpení dosud uzavřené v uranové rudě. Neopomenutelné je také **zpracování vyhořelého jaderného paliva**, které v současnosti stále nabývá na významu. Jeho působením vzrůstá zejména koncentrace ^{85}Kr a ^3H (POSPÍŠIL & kol., 1981).

Radionuklidy jsou pro své jedinečné vlastnosti vhodné pro hydrogeologické využití. Jedním způsobem je využití přirozeně se vyskytujících radionuklidů a znalosti jejich poločasu rozpadu. Díky tomu lze totiž odvodit dobu zdržení vody v podzemí od infiltrace až po odběr vzorku. Toto zdržení je někdy nepřesně nazýváno věkem vody, protože se předpokládá ideální situace, v rámci které nedochází k míšení vod, výparu v malé vzdálenosti od povrchu a dalším podobným vlivům. Ačkoliv koncentrace některých radionuklidů díky antropogenní činnosti vzrůstá, přesto je jejich přítomnost detekovatelná jen velmi citlivými přístroji a odběr i zpracování vzorků tak bývá obtížné a nákladné (MELIORIS & kol., 1988). Druhou metodou využití je umělé přidání radioaktivních izotopů, tedy takzvaných umělých stopovačů, jejichž nesporná výhoda spočívá díky emisi částic v detekování již ve velmi malých koncentracích, které neovlivní vlastnosti vody (POSPÍŠIL & kol., 1981).

3.6.2.1. IZOTOPY V MOLEKULE VODY

Přímo v molekule vody se nachází **tritium** ^3H , které je v přírodních vodách radionuklidem nejvýznamnějším. Jeho poločas rozpadu je 12,262 ± 0,004 let. Přirozeně vzniká ve spodních vrstvách stratosféry, kde je vysoké množství neutronů kosmického záření, jež následně reagují s jádry vzdušného dusíku ^{14}N .

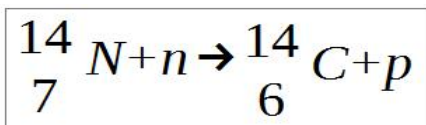


(POSPÍŠIL & kol., 1981).

Vzhledem k malým absolutním koncentracím běžně se nacházejícím v přírodních vodách, bylo přistoupeno k vytvoření takzvané tritiové jednotky TU (Tritium Unit). Ta je definována jako poměr jednoho atomu ^3H ku 10^{18} atomů ^1H a znázorňuje zhruba rovnovážnou koncentraci tritia ve srážkové vodě nad oceánem v době před jadernými zkouškami (MELIORIS & kol., 1988). Přirozená koncentrace tritia v atmosférických srážkách před atomovými zkouškami byla 5 TU, po roce 1952 se však zněkolikanásobila, přičemž maxima dosáhla v letech 1962-1964. Navíc také dochází ke každoročním změnám sezónním, ale v mnohem menším měřítku. Důvodem je vertikální proudění vzduchu na jaře až na počátku léta, kdy dochází k míšení stratosférických vzdušných mas. V zimním období jsou naopak tyto masy od sebe izolovány a proto je srážková voda na tritium chudší (POSPÍŠIL & kol., 1981).

3.6.2.2. IZOTOPY V ROZPUŠTĚNÝCH LÁTKÁCH

Dalším z radioaktivních izotopů, který se nachází v látkách rozpuštěných ve vodě je **uhlík ^{14}C** . Jeho přirozeným zdrojem je podobně jako u tritia reakce kosmogenních neutronů se vzdušným dusíkem.



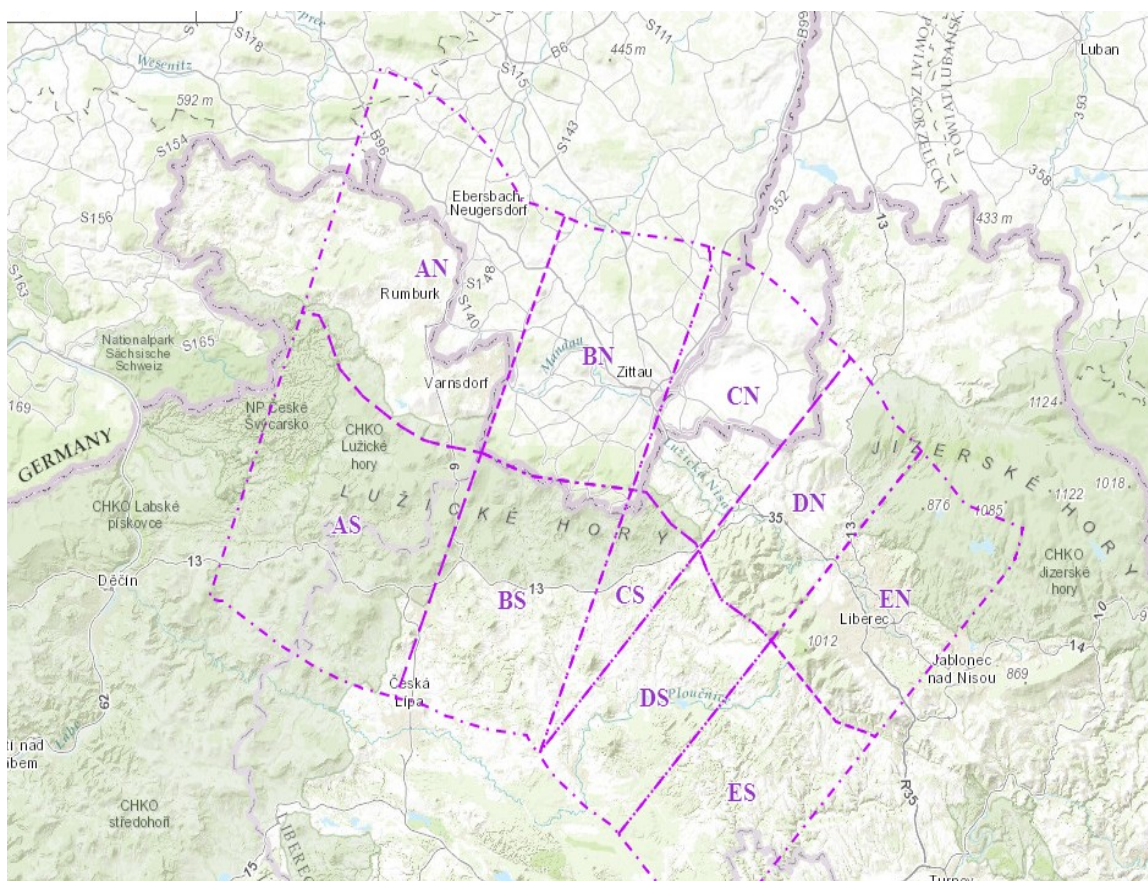
Takto vytvořený radiouhlík, respektive $^{14}\text{CO}_2$ (oxidace vzdušným kyslíkem), proniká díky pohybu vzdušných mas do nižších vrstev atmosféry, odkud se dostává i do biosféry a hydrosféry. Po ukončení příjmu radioaktivního uhlíku (odumření organismu, podzemní voda bez kontaktu s atmosférou) se tento začíná rozpadat. Jeho poločas rozpadu je 5730 let (POSPÍŠIL & kol., 1981). Koncentrace radiouhlíku se vyjadřuje počtem rozpadů za minutu na jeden gram uhlíku (MELIORIS & kol., 1988).

V porovnání s parciálním tlakem oxidu uhličitého v půdě je parciální tlak atmosférického CO_2 relativně nízký, protože v půdě k vyššímu obsahu přispívá i metabolismus půdních organismů a tlení organické hmoty. K podstatnému obohacení podzemní vody rozpuštěným oxidem uhličitým tedy dochází až během infiltrace. Obsah radiouhlíku v podzemní vodě a ve vodě atmosférické je téměř stejný, liší se však koncentrací nuklidu stabilního ^{13}C , díky kterému lze zjistit, zda je CO_2 původu organického či anorganického, a z toho usoudit, jak dlouho se podzemní voda zdržela v aerační zóně (POSPÍŠIL & kol., 1981).

4. POPIS ÚZEMÍ

4.1. REGION LIBEREC - ZITTAU

Region Liberec - Zittau se rozkládá na česko-německé hranici mezi Šluknovským a Frýdlantským výběžkem, v oblasti bývalých Sudet. Z geografického hlediska se oblast nachází v severní části Lužických hor na českém území, ekvivalentních hor Žitavských na území německém a také v přiléhající Žitavské (neboli Liberecké) pánvi, jež zasahuje i na území polské. Pro potřeby projektu *Prameny spojují*, v jehož rámci vznikla tato bakalářská práce, byl region rozdělen na deset dílčích částí, viz OBRÁZEK 1 (TUL b, 2017).



OBRÁZEK 1: DÍLČÍ ČÁSTI REGIONU LIBEREC – ZITTAU

4.2. VYMEZENÍ ÚZEMÍ

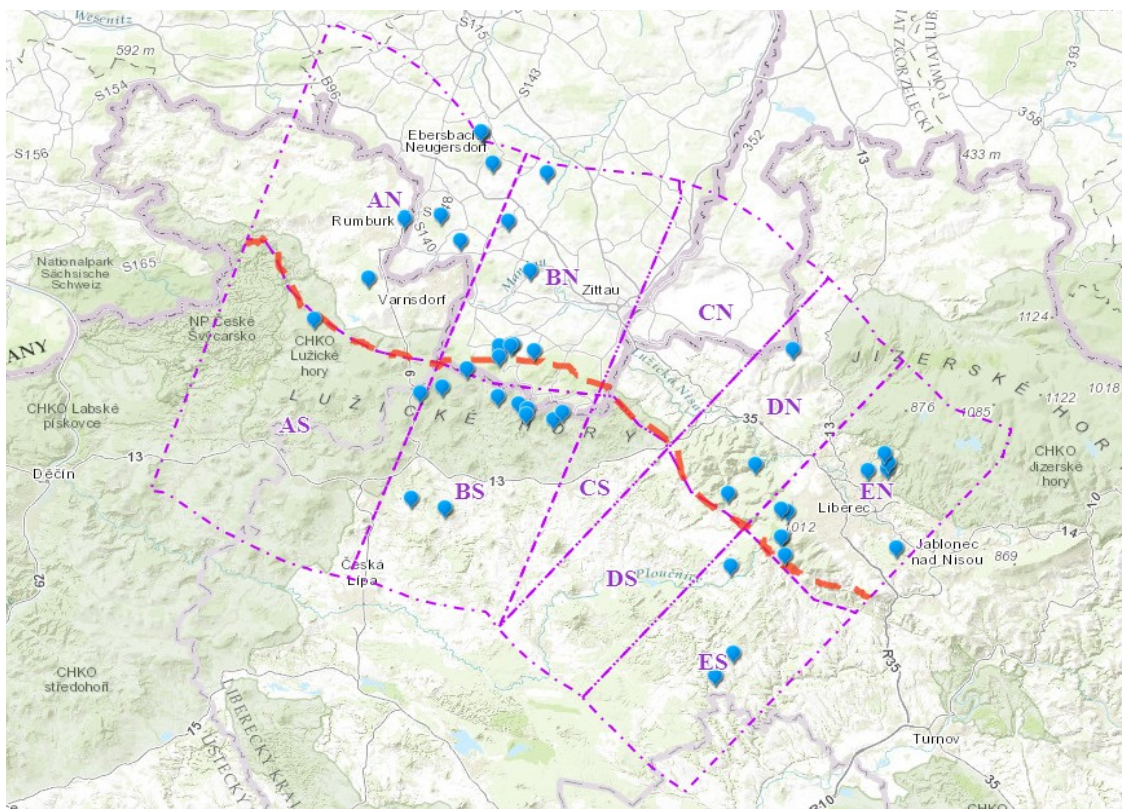
Prameny, jimiž se zabývá tato bakalářská práce, se nacházejí v západní části výše vymezeného regionu Liberec – Zittau (AS, BS, AN a BN). Sedm z dvaceti pramenů se nachází na území českém. Z toho pět leží v CHKO Lužické hory; jeden východně od města Rumburk nedaleko státní hranice a posledním je pramen řeky Křinice zvaný Tři studánky,

jenž se nalézají mezi Krásnou Lípou a obcí Studánka. Zbývajících třináct pramenů leží na německém území. Z toho pět leží v Žitavských horách, které jsou pokračováním hor Lužických; zbylých osm se nachází v Žitavské pánvi (TUL b, 2017).

Pomyslná hranice vytyčeného území (viz obrázek) prochází od severu po směru hodinových ručiček městy Obercunnersdorf, Herrnhut, Zittau (Žitava), Hrádek nad Nisou, Nový Bor a Rumburk. Na německé části zasahuje území pouze do jednoho správního celku – zemského okresu Görlitz (Zhořelec), jenž se nalézají ve svobodném státě Sasko. V části české zasahuje do kraje Ústeckého (bývalý okres Děčín) a Libereckého (bývalý okres Česká Lípa) (TUL b, 2017).

4.3. GEOLOGIE

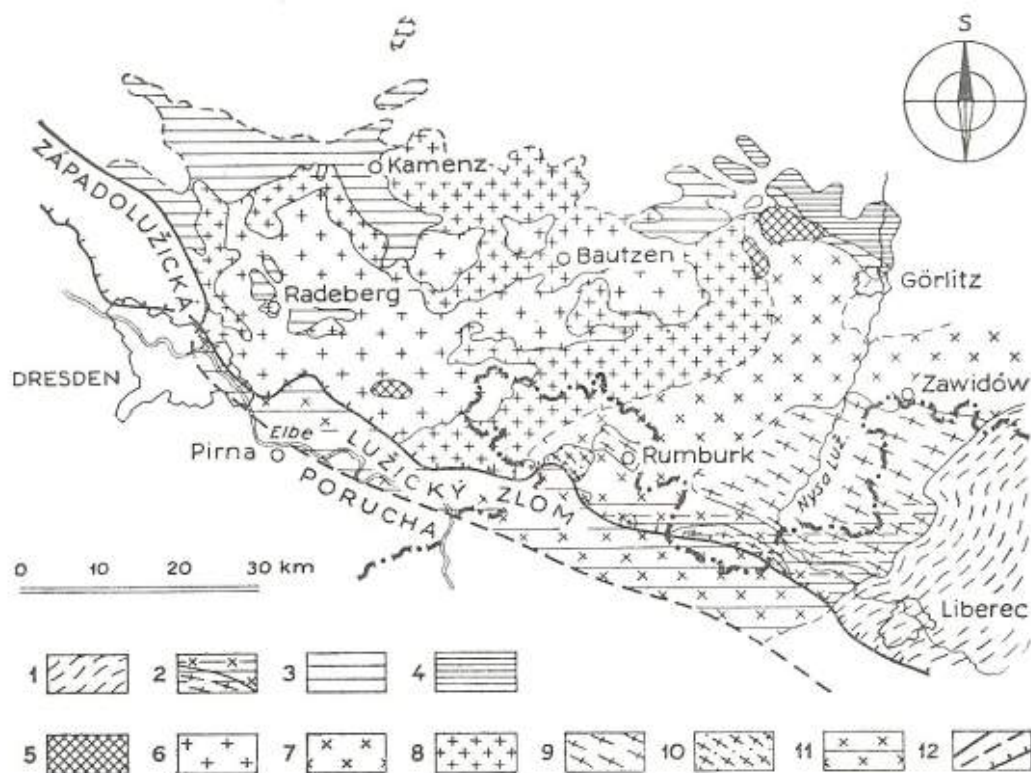
Základní jednotkou, ve které se nachází region Liberec – Zittau, je Český masiv, který byl konsolidován zejména hercynským (variským) cyklem v období mezi devonem a triasem, a to v různých částech masivu různou měrou (tlak, metamorfózy, intruze granitoidních masivů) (MÍSAŘ & kol., 1983). Český masiv se v tomto období stal pevnou krou a již nebyl dále vrásněn. Následující cyklus alpínský se v Českém masivu projevil pouze ve formě saxonské tektoniky probíhající v křídě a na pomezí paleogénu a neogénu (PETRÁNEK & kol., 2016). Saxonská tektogeneze způsobila další zlomové poruchy, například Lužickou poruchu, jež protíná region Liberec – Zittau (viz OBRÁZEK 2), přičemž některé stávající zlomy byly oživeny. Podstatný byl zejména posun vertikální, a tudíž docházelo k takzvaným přesmykům (MÍSAŘ & kol., 1983). Posledním geologickým obdobím, jež trvá dodnes, je kvartér (v současné době je spojován s terciérem jako kenozoikum). Kvartérní vývoj ve studované oblasti byl ovlivněn zejména přítomností severského kontinentálního ledovce a jeho následným odtáváním (PETRÁNEK & kol., 2016).



OBRÁZEK 2: VYZNAČENÍ LUŽICKÉ ZLOMOVÉ PORUCHY NAPŘÍČ REGIONEM LIBEREC - ZITTAU

Nižší jednotkou, ve které se nalézá region Liberec – Zittau, je geologicky značně nejednotná lužická (západosudetská) oblast, což je jedna z platformních jednotek Českého masivu (PETRÁNEK & kol., 2016). Vytyčené území zasahuje do krystalické jednotky - Lužického plutonu, severní části české křídové pánve a do pánve Žitavské, do níž pronikají vulkanity třetihorního stáří (TUL c, 2017).

Lužický pluton (krystalinikum) je granitovým masivem prevariského stáří, dílčí jednotky jsou však věku odlišného (PETRÁNEK & kol., 2016). Převládajícím typem je lužický granodiorit, významná je také rumburská žula. Schematická mapa lužického plutonu dle MÍSAŘE & kol. (1983) je na OBRÁZKU 3. Pláštěm lužického plutonu je zejména jednotvárný komplex drob a břidlic protezoického stáří (MÍSAŘ & kol., 1983).



OBRÁZEK 3: SCHEMATICKÁ MAPA LUŽICKÉHO PLUTONU

VYSVĚTLIVKY: 1 – KRKONOŠSKO-JIZERSKÉ KRYSTALINIKUM; 2 – ZBŘIDLIČNATELÝ VÝCHODOLUŽICKÝ A RUMBURSKÝ GRANIT; 3 – LUŽICKÉ BŘIDLIČNÉ POHOŘÍ - PROTEROZOIKUM; 4 – LUŽICKÉ BŘIDLIČNÉ POHOŘÍ – PALEOZOIKUM; 5 – HERCYNSKÉ GRANITOVÉ PNĚ; 6 – DVOJSLÍDNÝ LUŽICKÝ GRANODIORIT; 7 – VÝCHODOLUŽICKÝ GRANODIORIT; 8 – ZÁPADOLUŽICKÝ GRANODIORIT; 9 – RUMBURSKÁ ŽULA; 10 – BRTNICKÁ ŽULA; 11 – LUŽICKÝ PLUTON BEZ ROZLIŠENÍ.

Česká křídová pánev (křída) se vytvořila v rámci jediného sedimentačního cyklu v období svrchní křída. Nejprve vznikaly uloženiny jezerní až brakické (nyní zejména pískovce), nad nimi jsou sedimenty mořského původu (dnes jílovce, slínovce a případně vápence) a na povrchu jsou opět pískovce brakického původu (PETRÁNEK & kol., 2016). Pískovce v křídové pánvi jsou významnou zásobárnou pitné vody. Hladiny podzemních vod mívají napjaté hladiny a jejich prameny mají velkou vydatnost (CHAMRA, 2005). Kolektory jsou tvořeny vysoce propustnými pískovci obsahujícími velké množství pórů i puklin; jako izolátory slouží jemnozrnější pískovce a slínovce. Vzhledem k vysoké propustnosti křídových sedimentů dochází často u mělkých kolektorů podzemních vod k interakci s vodami povrchovými, a proto podzemní vody těchto mělkých formací přímo zívisejí na kvantitě i kvalitě vody srážkové (HERČÍK & kol., 2003).

Žitavská pánev je třetihorního stáří, ale vzhledem k výrazné sníženině způsobené poruchou ve směru SZ-JV, vzniklou při saxonské tektogenezi, je téměř celá pokrytá

kvartérními sedimenty (PETRÁNEK & kol., 2016). Ty vznikly zejména jako říční uloženiny nebo svahoviny, částečně i jako sedimenty původu glaciálního. Fragmentární uloženiny glaciálního původu jsou zachovány u Rumburku, na Šluknovsku a v údolí Lužické Nisy u města Hrádek nad Nisou. Svrchní část sedimentů pochází z okolních erodovaných hornin (MÍSAŘ & kol., 1983). Podzemní vody kvartérních sedimentů bývají málo mineralizované a hladina podzemních vod se zpravidla shoduje s morfologií terénu (CHAMRA, 2005).

Vulkanity vznikly proražením vulkanických pňů či čedičových žil do stávajících sedimentů. Dalším důsledkem vulkanické činnosti může být kontaktní metamorfóza okolních hornin (VOIGT & kol., 2013).

4.4. KLIMA

Nejnámější a také nejpoužívanější klasifikací podnebí je klasifikace, kterou vypracoval Wladimir Köppen a zveřejnil ji v roce 1900. V roce 1961 byla na základě novějších a přesnějších dat přepracována Rudolfem Geigrem a v současné době existuje již digitalizovaná podoba. Köppenova klasifikace dělí svět na pět klimatických pásem (A-E), které se dále dělí na jedenáct typů (QUITT, 1992). Většina studovaného území spadá do podtypu Cfb, tedy podnebí listnatých lesů mírného pásma. Vrchy Lužických hor patří do podtypu Dfb, tedy klimatu boreálního. Písmeno „C“ značí, že se průměrná teplota nejchladnějšího měsíce pohybuje v rozmezí hodnot -3 až 18 °C, písmeno „D“ znamená, že průměrná teplota nejchladnějšího měsíce klesá pod -3 °C. Průměrná teplota měsíce nejteplejšího je u obou pásem vyšší než 10 °C. Písmeno „f“ znamená, že v nejvlhčím letním měsíci spadne více srážek, než v nejsušším měsíci zimním (ale méně než desetkrát) a současně, že v nejvlhčím zimním měsíci spadne maximálně trojnásobek srážek nejsuššího letního měsíce. Písmeno „b“ označuje průměrnou teplotu nejteplejšího měsíce nižší než 22 °C a zároveň, že alespoň čtyři měsíce dosáhnou průměrné teploty vyšší než 10 °C (TOLASZ, 2007).

Quittova klasifikace rozlišuje tři oblasti, teplou, mírně teplou a chladnou, a v nich celkem dvacet tři skupin rozdělených dle různých klimatických charakteristik. Většina studovaného území se nachází v oblasti mírně teplé, Lužické hory spadají do oblasti chladné (QUITT, 1971).

Zájmové území patří mezi poměrně vlhké oblasti. Průměrný roční úhrn srážek se pohybuje v rozmezí 700 – 1000 mm, přičemž nejvíce srážek průměrně spadne v létě (200 - 300 mm), ve zbylých obdobích je sezónní úhrn 150 - 250 mm (TOLASZ, 2007).

Množství srážek je podmíněno nadmořskou výškou, v Lužických a Žitavských horách je srážkový úhrn vyšší. Vzhledem k různým povětrnostním situacím jsou ve studovaném území také časté vydatné srážkové epizody (KALINOVÁ, 2014).

Průměrná teplota vzduchu se pohybuje v rozmezí hodnot 5 - 8 °C (TOLASZ, 2007). Následkem své geografické polohy je ve studovaném území mnohem výrazněji kontinentální klima, než je tomu o oblastí okolních, což se projevuje zejména v rozdílu teplot mezi ročními minimy a maximy (KALINOVÁ, 2014).

4.5. PEDOLOGIE

Půda ve studované oblasti vzniká zejména součinností geologického podloží, reliéfu a v menší míře klimatickými podmínkami, které jsou podmíněny nadmořskou výškou.

Na vrchovinách až hornatinách nacházejících se na křídovém podloží (Lužické a Žitavské hory) převládají půdy podzolové, jež jsou doprovázeny kambizemí (LUŽICKÉ HORY a, 2017). Podzolové půdy se vyvíjejí ve vyšších polohách s chladným a vlhkým klimatem. Matečnou horninou jsou ve studovaném území pískovce. Častá je takzvaná *podzolizace*, což znamená vyplavování živin z půdy. Humusová vrstva je zpravidla surová a pod ní bývá ochuzený eluviální horizont. Podzoly mívají kyselou reakci a malou sorpční kapacitu (TOMÁŠEK, 1995).

Krystalické podloží dává vzniknout zejména kambizemí, doprovázené kambizemním podzolem (LUŽICKÉ HORY a, 2017). Kambizem obvykle vzniká v teplejších humidních oblastech odlišné nadmořské výšky. Také mateční hornina může být různá (žuly, čediče, pískovce, ...). Nejvýraznějším procesem je vnitropůdní zvětrávání (TOMÁŠEK, 1995).

V Žitavské pánvi se akumulací erodovaných krystalických struktur vyvinula pseudoglejová luvizem, někdy provázena hnědozemí. Velmi časté jsou i pseudogleje (LUŽICKÉ HORY a, 2017). Hnědozem vzniká na spraších a pod vrstvou humusu se nachází horizont ilimerizovaný, tedy ochuzený o jílnaté částičky. Půdní reakce bývá slabě kyselá a sorpční vlastnosti jsou ucházející. Příčinou vzniku pseudoglejů je takzvané *oglejení*, kterému předchází ilimerizace. Oglejením (periodické ovlivnění vodou) dochází k redukci železa trojmocného na dvojmocné (TOMÁŠEK, 1995).

V potočních nivách a lesních prameništích bývají v závislosti na vysoké úrovni hladiny podzemní vody vyvinuty gleje. Půdotvorným substrátem jsou nevápnité sedimenty. Pod mělkou vrstvou humusu se kvůli trvalému zamokření obvykle vytváří anaerobními

procesy glejový horizont. Gleje se vyznačují špatnými sorpčními vlastnostmi (TOMÁŠEK, 1995).

4.6. HYDROLOGIE

Vymezeným územím prochází rozvodí dvou evropských úmoří. Povodí Labe (zde zastoupené přítoky řeky Ploučnice) spadá do úmoří Severního moře a voda z povodí řeky Odry (zde zastoupené řekou Mandavou, respektive Lužickou Nisou) je odváděna do moře Baltského (CHMI, 2017).

4.7. BIOTA

Původním pokryvem vulkanických hornin (čedič) byly květnaté bučiny s hojně zastoupenou jedlí bělokorou s bahatým bylinným podrostem. Pokryv vyvěřelin hlubinných a kyselých (granity a granodiority) byly bikové nebo jedlové doubravy. Na chudším pískovcovém podloží rostly bikové bučiny. V údolních nivách potoků jsou původní vegetací jasoňovo-olšové luhy s bohatě vyvinutým bylinným patrem, včetně jarního aspektu (sasanka hajní, ...). V dnešní době je již na většině území druhová skladba lesů pozměněna ve prospěch nepůvodních populací smrku ztepilého, borovice lesní (písčítá stanoviště) či vejmutovky nebo modřínu opadavého (LUŽICKÉ HORY b, 2017).

4.8. ČLOVĚK

Krajina popisovaného území je velmi ovlivněná člověkem, zejména pak povrchovou těžbou hnědého uhlí, která v okolí Hrádku nad Nisou probíhala ještě na konci dvacátého století. Během těžby totiž postupně docházelo ke snižování hladiny podzemní vody, a tudíž i zmenšování zvodnělých systémů (KRÁSNÝ & kol., 2012).

5. METODIKA

V rámci projektu Prameny spojují bylo v regionu Liberec - Zittau zmapováno větší množství pramenů, z nichž byly pro pravidelná měření vybrány ty, které splňovaly následující požadavky: dostatečná vydatnost v průběhu celého roku, rozmanité geologické podloží, různé morfologické typy pramenů, odlišné využití člověkem (zdroj pitné vody, turistická místa) a tedy i různou míru antropogenního ovlivnění. Pro tuto bakalářskou práci bylo vybráno devatenáct pramenů, jež se nacházejí v západní části výše vymezeného regionu.

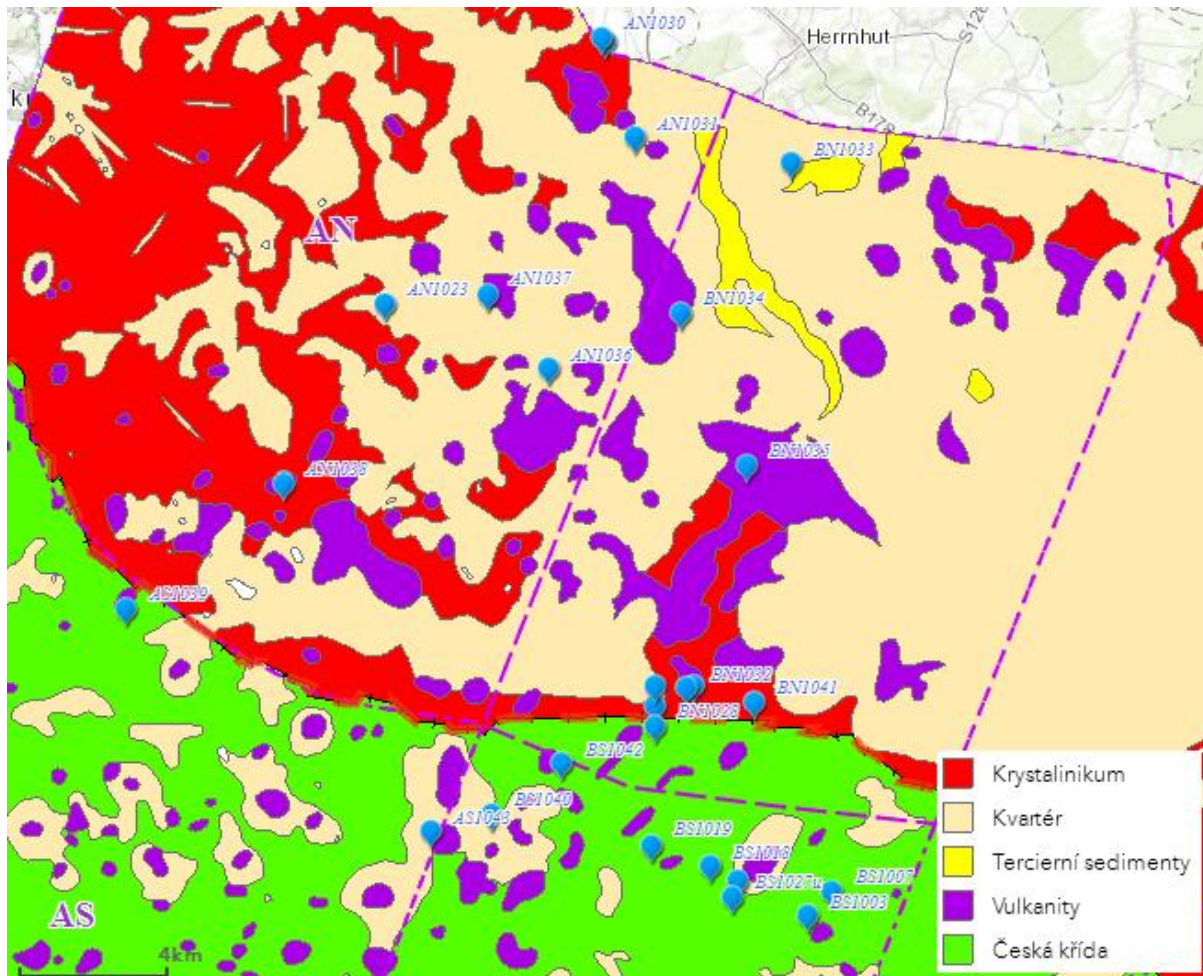
Data byla získána vícenásobným odběrem vzorků vody a jejich následnými analýzami v laboratoři. První odběry vody proběhly v březnu roku 2016, poslední v prosinci 2016. Z většiny pramenů byla voda odebírána zhruba jednou měsíčně, ale některé během letního období vyschly (AN1023), takže odběrů proběhlo méně.

Přímo v terénu byla změřena teplota vody, hodnota pH, elektrická vodivost, obsah rozpuštěného kyslíku (pomocí sondy WTW Multi 3430), redoxní potenciál (WTW pH 320) a v případě dostatečného průtoku i vydatnost. Odebrané vzorky vody (3 x 250 ml: kationty, anionty, hydrogenuhličitanová titrace), byly analyzovány v laboratoři TUD-IHI v Žitavě. Koncentrace aniontů (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-}) byla měřena vysokoúčinnou kapalinovou chromatografií (HPLC, Dionex ICS-1100). Koncentrace HCO_3^- byla zjištěna pomocí titrace kyselinou chlorovodíkovou. Kationty, jejichž koncentrace se pohybuje řádově v mg/l (například: Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , K^+), byla změřeny pomocí metody zvané emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-OES, PerkinElmer). Koncentrace kationtů, jež jsou zastoupeny v menším množství, řádově v $\mu\text{g/l}$ (například těžké kovy), byly měřeny pomocí hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-MS, Perkin Elmer).

Výsledky laboratorního měření byly zprůměrovány a vyhodnoceny pomocí programu AquaChem, což je software speciálně navržený pro analýzu hydrochemických dat (WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 2017). Hlavní ionty (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) byly analyzovány pomocí Piperova diagramu, který znázorňuje relativní koncentrace převedené do jednotek miliekvivalenty na litr (meq/l). Pro každý pramen byl vytvořen i Stiffův graf, jenž je vyjádřen v koncentracích absolutních (též v jednotkách meq/l).

Pomocí geologické mapy (TUL b, 2017) byly všechny prameny rozříděny do čtyř kategorií dle geologického podloží - krystalinikum, křída, kvartér, vulkanity (viz OBRÁZEK 4)

a následně byly pro vybrané ionty vytvořeny grafy (Box-Whisker) v programu R (R-PROJECT, 2017).



OBRÁZEK 4: SILNĚ ZJEDNODUŠENÁ GEOLOGICKÁ MAPA STUDOVANÉHO ÚZEMÍ

6. VÝSLEDKY

Průměry jednotlivých měření fyzikálně-chemických parametrů a koncentrací hlavních kationtů, aniontů a vybraných stopových prvků a těžkých kovů jsou uvedené v přehledné tabulce (viz PŘÍLOHA 1).

Pomocí softwaru AquaChem byla data vykreslena v Piperově diagramu (viz PŘÍLOHA 2). Pro každý pramen byl také vytvořen Stiffův graf znázorňující koncentrace hlavních kationtů (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) a aniontů (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}), přičemž jednotlivé prameny jsou rozděleny do čtyř skupin dle geologického podloží.

PŘÍLOHA 3 zobrazuje šest pramenů s krystalickým podložím. Ve všech pramenech je dominantním kationtem Ca^{2+} na úkor kationtů sodných a hořečnatých. Čtyři prameny z šesti mají dominantním aniontem anion síranový. U zbylých dvou převládá hydrogenuhličitanový anion. Zvýšené množství iontů Ca^{2+} a HCO_3^- je pravděpodobně způsobeno rozkladem vápence (CaCO_3), který slouží jako tmel spojující jednotlivé části slepenců vzniklých diagenézí sedimentu. Zvýšená koncentrace síranových aniontů může být antropogenního původu.

Prameny, jež se nachází na křídovém podloží, jsou znázorněny v PŘÍLOZE 4. Na jednotlivých grafech je patrné, že opět převládá vápenatý kationt. Ve třech pramenech je dominantním aniontem SO_4^{2-} . Chloridové anionty jsou zastoupené jen ve velmi malých koncentracích. Původ vápenatých a síranových iontů lze předpokládat v rozkladu sádrovce ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) vzniklého vypařováním mořské vody.

V PŘÍLOZE 5 je vykreslen graf osmi pramenů, jež se nachází v kvartérních sedimentech. Ve všech pramenech je dominantním kationtem Ca^+ a ve většině je dominantním aniontem HCO_3^- na úkor aniontů chloridových a síranových. Výrazná převaha hydrogenuhličitanů nad ostatními anionty je způsobena přítomností vápenců. Pouze v prameni AN1036 převládá anion chloridový.

Geologickým podložím pramene BN1035 jsou vulkanity (PŘÍLOHA 6). Převládajícím kationtem je opět Ca^+ a aniontem HCO_3^- .

V PŘÍLOHÁCH 7 - 22 je patrná opakující se podobnost koncentrací iontů v pramenech na kvartérních sedimentech a krystalickém podloží. Denudační oblast Žitavské pánve byla ve čtvrtohorách vyplněna erodovanými krystalickými strukturami Lužického plutonu a proto jej nyní s určitými odchylkami sleduje. Křídové sedimenty se od nich většinou liší.

7. DISKUZE

Terénní data byla měřena od 14. 3. 2016 do 16. 12. 2016. A jelikož prameny byly vybírány na jaře, což je období s největší vydatností (půda je nasáklá táním sněhu, srážky převažují nad výparem), během roku některé z nich (AN1023) vyschly. Pravděpodobnou příčinou je sycení pramene z mělkých zvodní závislých na dostatečném a rovnoměrném přísunu vody z atmosferických srážek.

Naopak největší vydatnosti dosáhl pramen BN1041, který leží v těsné blízkosti Lužické poruchy, kde se stýkají dvě geologická podloží (křídové pískovce a krystalické granitoidy) a voda tak vytéká prostřednictvím přetokových pramenů.

Podíl hlavních kationtů a aniontů ve většině pramenech odpovídal jejich geologickému podloží, pouze některé se vymykaly například zvýšeným množstvím dusičnanových aniontů, které může být způsobeno antropogenním znečištěním, konkrétně zemědělskou výrobou. Vysoká koncentrace NO_3^- ($> 30 \text{ mg/l}$) byla zjištěna u pramene AN1031 a AN1032. U pramene AN1031 nacházející se v severní části území na kvartérních sedimentech byla zjištěna i vysoká koncentrace SO_4^{2-} , stejně jako u tří dalších pramenů (AN1029, AN1030, BN1033) ležících jihozápadně od města Herrnhut. Vzhledem k jejich vzájemné blízkosti lze předpokládat stejnou příčinu, kterou mohou být rezidua kyselých dešťů.

Laboratorní měření také potvrdilo zvýšenou koncentraci železa ($> 800 \text{ mg/l}$) v prameni BS1040, jenž se pro svou atypickou barvu jmenuje Sirný pramen. Zabarvení je ale způsobené přítomností bakterií *Leptothrix ochracea*, které svou energii získávají oxidací ve vodě přítomného dvojmocného železa na železo trojmocné (LUŽICKÉ HORY c, 2017).

8. ZÁVĚR

Teoretická část práce se zabývá faktory ovlivňujícími vznik a fyzikálně-chemické parametry podzemní vody a také vlastnostmi látek v ní obsažených. Součástí řešení je i izotopové složení vody. Studované území je charakterizováno pomocí geologického podloží, klimatu, pedologických hydrologických a biologických poměrů. Nezanedbatelný je i faktor antropogenní.

Praktická část shrnuje terénní a laboratorní výzkum, jenž byl zaměřen na zjištění koncentrací vybraných iontů. Data byla následně zprůměrována, roztríděna podle svého geologického podloží (krystalinikum, křída, kvartér, vulkanity) a vyhodnocena pomocí grafů. Koncentrace hlavních iontů v pramenech na určitém podloží většinou odpovídají předpokládanému složení, danému geologickým podložím. U některých pramenů lze z vyššího obsahu síranových a dusičnanových iontů usuzovat na antropogenní vlivy.

Zajímavým pokračováním by mohlo být zpracování dat v rámci celého hydrologického roku, aby se mohl potvrdit či vyvrátit mělký charakter některých pramenů (AN1023), závislých na kvalitě i kvantitě aktuálních srážek. Dalším rozšířením může být roztrídění pramenů nikoliv podle podloží, ale podle horniny, z níž podzemní voda vyvěrá, neboť i v rámci stejné geologické formace se nacházejí oblasti specifického horninového složení, které mohou ovlivnit hydrochemickou kompozici podzemní vody. Informace o původu a stáří vyvěrající vody by také mohla doplnit izotopová analýza.

SEZNAM LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

- BENETIN, J., D. DUBA, J. DVOŘÁK, M. KUTÍLEK, M. KNĚŽEK & E. KULMAN, 1969: *Podpovrchové vody*. In DUB, O. J. NĚMEC & M. BALCO, J. BENETIN, D. DUBA, J. DVOŘÁK, M. DZUBÁK, J. HLADNÝ, V. KLEMEŠ, V. KOZLÍK, M. KUTÍLEK, M. KNĚŽEK, E. KULMAN, J. MARTINEC, P. NOVÁK, M. PÝCHA, A. SVOBODA, J. SZOLGAY, A. ŠERMER, J. VÁŠA & P. VITHA (eds.), 1969: *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: Nakladatelství technické literatury: 378 s.
- BISKUPIČ, F., 1991: *Chémia vody*. 2. vyd. (1. vyd. 1988) Bratislava: Slovenská technická univerzita: 160 s.
- DYCK, S. & G. PESCHKE, 1983: *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin: VEB Verlag für Bauwesen: 536 s.
- FENDEKOVÁ, M., 1988: *Hydrológia pre geológov*. Bratislava: Univerzita Komenského: 117 s.
- GRACE 2011 - Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, ©2017: *Společně využívané podzemní vody na česko-saském pomezí* (online) [cit. 2017.04.18.], dostupné z <<http://heis.vuv.cz/data/webmap/datovesady/projekty/grace2011/default.asp>>
- HERČÍK, F., Z. HERRMANN & J. VALEČKA, 2003: *Hydrogeology of the Bohemian Cretaceous Basin*. Prague: Czech Geological Survey: 91 S.
- HYNES, H. B. N., 1970: *The ecology of running waters*. Caldwell, N.J.: Blackburn Press: 442 s.
- HYNIE, O., 1961: *Hydrogeologie ČSSR I – prosté vody*. 1. vyd. Praha: Československá akademie věd: 562 s.
- CHAMRA, S., J. SCHRÖFEL & V. TYLŠ, 2005: *Základy petrografie a regionální geologie ČR*. Praha: Vydavatelství ČVUT: 181 s.
- CHMI – český hydrometeorologický ústav, ©2017: *Hydrogeologické rajóny* (online) [cit. 2017.04.22.], dostupné z <<http://hydro.chmi.cz/hydro/index.php?wmapp=WEBAPP&wmap=hgr50&srscode=32633#center=526000,5525000&zoom=2>>
- JORDAN, H. & H.-J. WEDER, 1988: *Hydrogeologie*. 1. Aufl., Leipzig: Deutscher Verl. Fur Grundstoffindustrie: 444 s.
- KALINOVÁ, M., 2014: *Zdroje podzemních vod na česko-saském pomezí: Grundwasserressourcen im Tschechisch-sächsischen Grenzgebiet*. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský: 142 s.
- KEMEL, M., 1996: *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Praha: Vydavatelství ČVUT: 290 s.
- KOPP, R., 2015: *Hydrochemie nejen pro rybáře*. Brno: Mendelova univerzita v Brně: 120 s.
- KOTTEK, M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B., & F. RUBEL, 2006: *World map of the Köppen-Geiger climate classification updated*. In *Meteorologische Zeitschrift* 15(3), 259-263.

- KRÁL, J., 1984: *Chemie vody*. 1. vyd. Praha: Státní nakladatelství technické literatury: 131 s.
- KRÁSNÝ, J., M. CÍCLEROVÁ, S. ČURDA, J. V. DATEL, J. DVOŘÁK, A. GRMELA, Z. HRKAL, H. KŘÍŽ, H. MARSZALEK, J. ŠANTRŮČEK & J. ŠILAR, 2012: *Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. Praha: Česká geologická služba: 1143 s.
- LUŽICKÉ HORY a, ©2017: *Půdní poměry* (online) [cit. 2017.02.20.], dostupné z <<http://luzickehory.ochranaprirody.cz/charakteristika-oblasti/pudni-pomery/>>
- LUŽICKÉ HORY b, ©2017: *Flóra* (online) [cit. 2017.02.20.], dostupné z <<http://luzickehory.ochranaprirody.cz/charakteristika-oblasti/flora/>>
- LUŽICKÉ HORY c, ©2017: *Sirný pramen* (online) [cit. 2017.02.20.], dostupné z <<http://www.luzicke-hory.cz/mista/index.php?pg=zmsirpc>>
- MATULA, M. & L. MELIORIS, 1989: *Úvod do inžinierskej geológie a hydrogeológie*. Druhé nezmenené vydanie (1. vydanie 1982). Bratislava: Vysokoškolské skriptá PF UK: 169 s.
- MAZOR, E., 2004: *Chemical and isotopic groundwater hydrology*. 3rd ed. New York: M. Dekker: 453 s.
- MELIORIS, L., I. MUCHA a P. POSPÍŠIL, 1988: *Podzemná voda - metódy výskumu a prieskumu*. Bratislava: Alfa, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry. Edícia banickej literatúry: 429 s.
- MÍSAŘ, Z. , A. DUDEK, V. HAVLENA & J. WEISS, 1983: *Geologie ČSSR*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství: 336 s.
- PAČES, T., 1982: *Voda a Země*. Vyd. 1. Praha: Academia: 174 s.
- PAČES, T., 1983: *Základy geochemie vod*. Vyd. 1. Praha: Academia: 300 s.
- PAČES, T., 2011: *Úvod do hydrogeochemie*. Vyd. 1. Liberec: Technická univerzita v Liberci: 79 s.
- PETRÁNEK, J., J. BŘEZINA, E. BŘÍZOVÁ, J. CHÁB, J. LOUN & P. ZELENKA, 2016: *Encyklopedie geologie*. Praha: Česká geologická služba: 349 s.
- PITTER, P., 2015: *Hydrochemie*. 5. aktualizované a doplněné vydání. Praha: Vysoká škola chemicko-technologická v Praze: 792 s.
- POSPÍŠIL, P., J. HULLA & Š. ŠÁRO, 1981: *Využitie nuklidov v hydrogeológii*. Bratislava: Alfa, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry. Edícia energetickej literatúry: 249 s.
- R-PROJECT, ©2017: *The R Project for Statistical Computing* (online) [cit. 2017.04.20.], dostupné z <<https://www.r-project.org/>>
- QUITT, E., 1971: *Klimatické oblasti Československa*. Praha: Academia: 73 s.
- QUITT, E. 1992. Atlas Ost- und Südosteuropa. Wien: Österreichisches Ost- und Südosteuropa-Institut: 13 s.
- SAINT-EXUPÉRY, A., 1965: *Země lidí*. 2. vyd. Přeložila V. SMETANOVÁ. Praha: Státní nakladatelství krásné literatury. Světová četba (SNKLU): 182 s.

- ŠILAR, J., 1992: *Všeobecná hydrogeologie*. 2. přeprac. vyd. Praha: Univerzita Karlova: 191 s.
- TOLASZ, R., 2007: *Atlas podnebí Česka: 1961-2000 = Climate atlas of Czechia*. Praha: Český hydrometeorologický ústav: 255 s.
- TÖLGYESSY, J., BETINA V., FRANK V., FUSKA J., LESNÝ J., MONCMANOVÁ A., PALATÝ J., PIATRIK M., PITTEK P. & J. PROUSEK, 1989: *Chémia, biológia a toxikológia vody a ovzdušia*. 2. nezm. vyd. (1. vydanie 1984), Bratislava: VEDA vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied: 531 s.
- TÖLGYESSY, J., PIATRIK M., PITTEK P. & J. PROUSEK, 1990: *Základy hydrochémie*. 2. vyd. (1.vyd. 1983) Bratislava: Slovenská vysoká škola technická: 257 s.
- TOMÁŠEK, M., 1995: *Atlas půd České republiky*. Praha: Český geologický ústav: 41 s.
- TOURKOVÁ, J., 2004: *Hydrogeologie*. Praha: Vydavatelství ČVUT: 165 s.
- TUL a – Technická univerzita v Liberci, ©2017: *O projektu* (online) [cit. 2017.02.20.], dostupné z <<http://quellen.tul.cz/>>
- TUL b – Technická univerzita v Liberci, ©2017: *Springs – collected attributes included* (online) [cit. 2017.02.20.], dostupné z <<http://arcg.is/25AcEKh>>
- TUL c – Technická univerzita v Liberci, ©2017: *Geologie* (online) [cit. 2017.04.06.], dostupné z <<http://quellen.tul.cz/obory/geologie>>
- VALENTOVÁ, J., 2007: *Hydraulika podzemní vody*. Vyd. 3. Praha: Nakladatelství ČVUT: 174 s.
- VOIGT T., J. F. & S. FRANKE, 2013: *Grundlagen für ein geologisch-tektonisches Modell der Kreideablagerungen im Sächsisch-Böhmischen Grenzbereich im Rahmen des Ziel 3 – Projektes GRACE*. Abschlussbericht, unveröffentlicht, im Auftrag des LfULG, 42 s.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC, ©2017. *Aquachem: Water Quality Data Analysis and Reporting Software* (online) [cit. 2017.04.20.], dostupné z <<https://www.waterloohydrogeologic.com/aquachem/>>

SEZNAM OBRÁZKŮ

URL 1: <<http://tuliberec.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=12b41d82c18648a2b37bc8f502de95fe>> [cit. 2017.04.06.]

URL 2: <<http://tuliberec.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=12b41d82c18648a2b37bc8f502de95fe>> [cit. 2017.04.06.]

URL 3: <http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/luzicky_pluton.htm> [cit. 2017.04.18.]

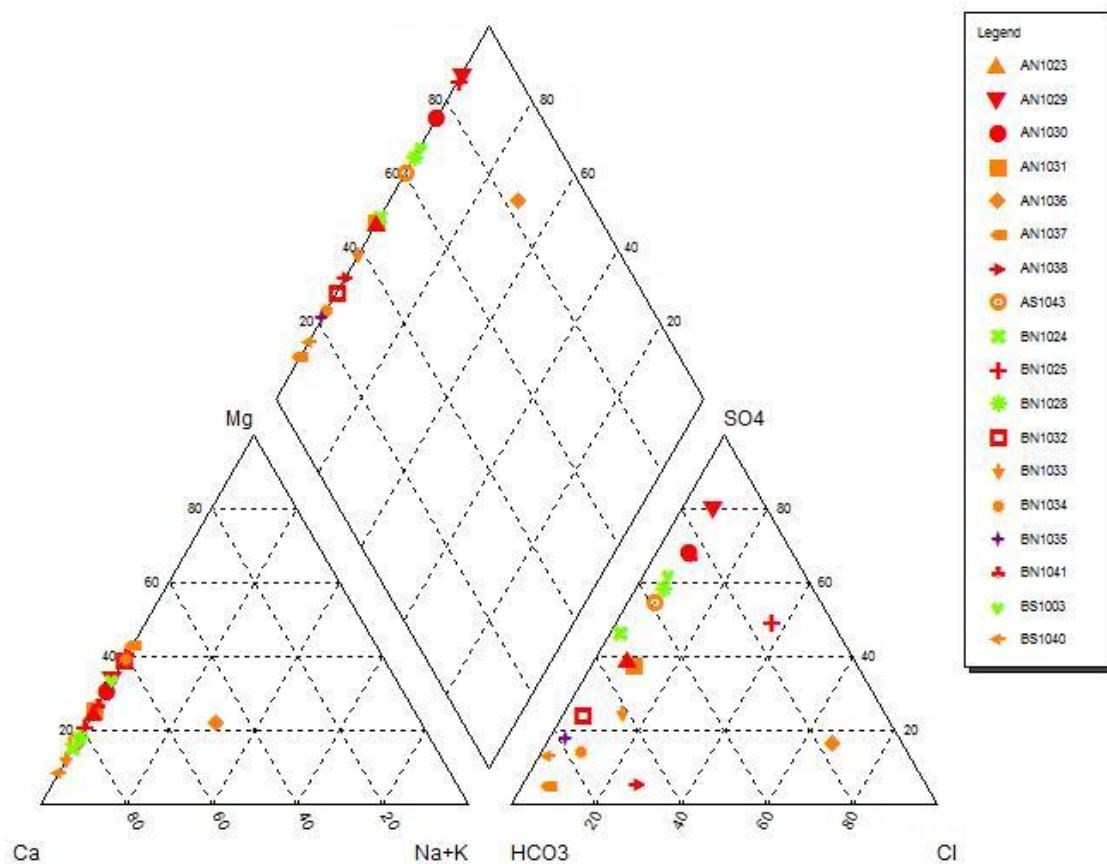
URL 4: <<http://tuliberec.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=12b41d82c18648a2b37bc8f502de95fe>> [cit. 2017.04.25.]

PŘÍLOHY

PŘÍLOHA 1: TABULKA

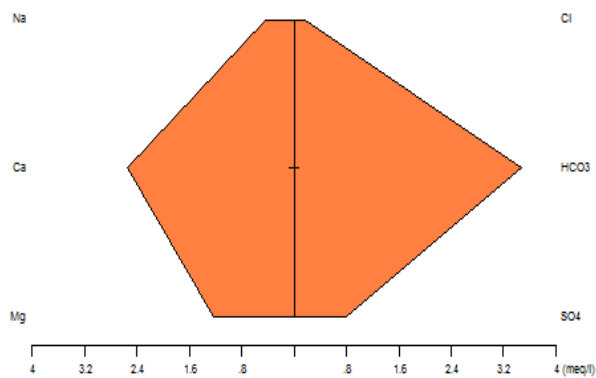
ID	KOORDINÁTY			FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI										KATIONTY						ANIONTY						TĚŽKÉ KOVY					
	Název	KÓD	Y	X	Teplota °C	pH	Konduktivita mS/m	Redox mV	O ² mg/l	Průtok l/min	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Al ³⁺ µg/l	Fe ²⁺ µg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	Si mg/l	Ni µg/l	Zn µg/l	Pb µg/l	Cr µg/l	Cu µg/l					
Petrovice – bunkr	BS1003	50,81	14,74		9,90	4,81	15,84	-	7,19	-	4,70	2,35	13,20	4,90	250,00	341,50	41,45	3,18	27,45	11,14	8,00	15,95	34,15	0,750	1,09	1,15					
Grenzfluss	AN1023	50,95	14,59		8,80	6,04	14,50	273,80	7,52	9,17	4,30	0,99	15,78	3,18	34,57	29,00	20,47	3,66	34,72	17,88	2,85	3,10	1,85	0,155	0,33	1,11					
Hirschborn	BN1024	50,86	14,69		7,99	6,85	19,71	277,14	10,11	5,78	2,08	1,64	28,43	3,57	3,13	11,67	46,98	2,53	65,73	7,17	3,20	4,42	3,29	0,036	0,39	0,23					
Buchberg unten	BN1025	50,86	14,69		8,17	5,61	23,97	296,88	8,63	10,15	15,00	2,62	19,53	3,19	10,26	12,67	43,22	24,80	16,30	11,81	3,23	3,14	6,33	0,060	0,58	0,49					
Nonnenfels	BN1028	50,85	14,69		8,94	5,39	17,61	289,50	7,35	7,28	9,54	3,80	15,13	2,97	30,36	48,29	47,73	4,17	36,18	10,89	7,72	9,94	6,33	0,129	0,53	0,82					
Kottmar Buschwiesen	AN1029	51,01	14,67		9,02	4,89	22,36	330,20	9,72	6,74	10,27	0,97	16,90	5,67	309,83	78,17	71,22	5,41	14,38	9,54	5,94	39,87	54,17	0,402	1,02	1,57					
Schießborn	AN1030	51,01	14,67		8,30	5,87	19,71	226,20	8,78	1,22	9,40	1,52	15,40	4,82	40,33	158,17	59,70	5,12	27,20	4,47	3,03	14,22	3,48	0,110	0,44	0,45					
Grundwasser	AN1031	50,99	14,68		11,13	6,90	47,10	161,20	9,77	-	15,47	2,51	63,44	13,67	27,89	158,86	86,60	18,35	154,60	30,96	9,00	4,73	2,63	0,109	0,69	1,72					
Jonsdorf zur Erholung	BN1032	50,86	14,7		8,65	6,48	39,63	232,25	6,25	3,23	6,20	0,48	26,90	10,77	40,55	31,75	27,65	4,24	103,75	36,00	4,22	6,53	2,66	0,026	0,56	1,46					
Bornwäldchen	BN1033	50,98	14,74		13,50	7,45	48,80	56,50	7,35	37,07	9,30	1,04	73,00	6,25	4,10	1137,50	59,25	25,70	189,10	0,88	8,20	3,75	0,70	0,123	0,72	0,34					
unterh. Spitzberg	BN1034	50,95	14,7		9,80	7,17	36,55	231,14	6,21	-	9,48	1,36	38,00	15,23	3,39	17,50	22,34	11,66	151,73	14,06	9,88	1,37	0,55	0,035	2,36	0,22					
Gampenstein	BN1035	50,91	14,72		12,50	7,90	41,45	217,50	8,45	0,55	10,65	2,30	51,15	15,10	140,60	120,50	38,40	6,61	212,00	1,95	14,40	2,75	0,63	0,068	0,59	0,56					
Kirschbaumpflanztag	AN1036	50,94	14,65		10,83	5,84	41,84	285,25	8,23	8,14	24,06	3,33	32,51	9,13	1,40	18,90	27,81	81,76	34,19	17,07	4,16	1,36	14,38	0,036	1,61	0,51					
Ziegenborn	AN1037	50,95	14,62		8,57	6,38	12,53	272,67	4,36	6,93	6,50	0,69	11,24	5,06	4,89	15,94	3,68	3,50	73,72	1,55	3,84	1,53	2,07	0,032	0,31	0,52					
Tři prameny Křinice	AN1038	50,91	14,55		7,30	6,50	13,77	286,14	9,89	3,87	3,81	1,12	12,41	5,23	9,50	25,81	3,74	12,76	51,80	9,40	8,95	1,04	1,12	0,041	0,83	0,99					
Sirný pramen	BS1040	50,83	14,62		6,91	7,83	24,08	-102,17	0,48	5,80	3,31	1,19	37,81	2,55	8,09	827,88	16,49	2,61	131,26	0,54	5,48	1,19	0,36	0,014	0,17	0,08					
Jonsberg	BN1041	50,86	14,72		8,59	5,38	11,46	325,29	9,41	71,92	5,53	2,00	9,71	2,30	98,03	13,19	30,60	3,48	14,10	8,09	2,53	4,98	12,19	0,026	0,22	0,32					
Mylšivny	BS1042	50,84	14,65		5,80	5,80	11,30	370,00	8,10	14,96	5,50	2,10	10,20	2,20	12,00	2,50	26,20	3,51	0,03	11,20	0,43	0,56	2,80	0,020	0,12	0,55					
Wasserfall 2	AS1043	50,83	14,6		6,10	6,55	10,97	288,75	11,26	-	8,68	0,83	8,87	1,18	7,57	14,22	22,23	2,17	20,06	12,79	5,81	0,39	0,50	0,015	0,12	0,18					

PŘÍLOHA 2: PIPERŮV GRAF

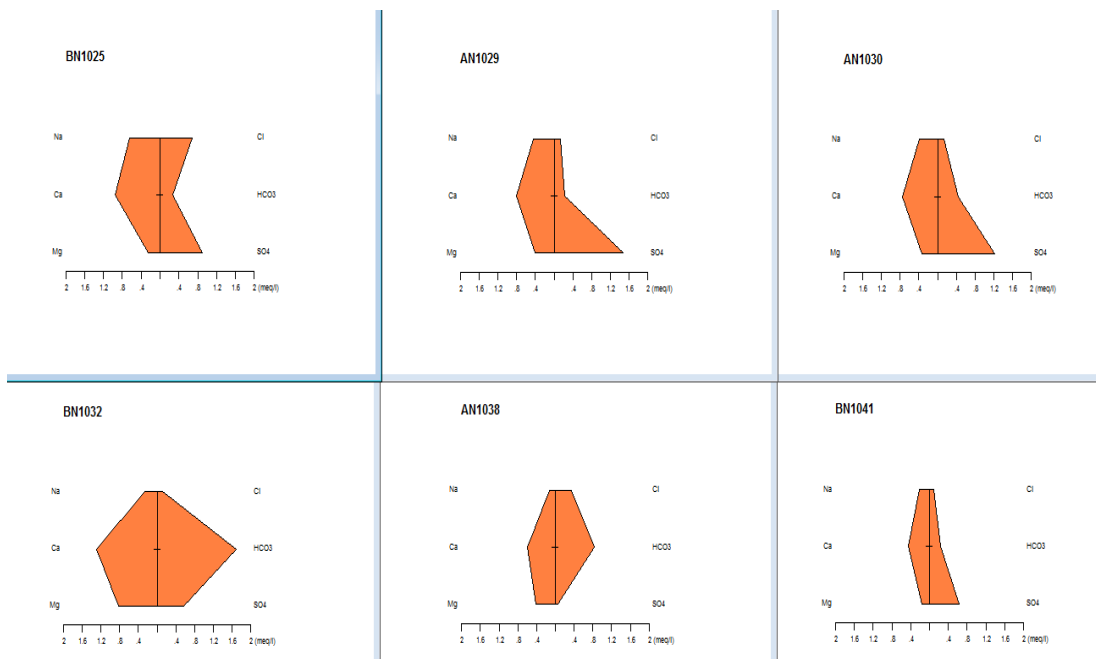


PŘÍLOHA 3: STIFFŮV GRAF: VULKANITY

BN1035



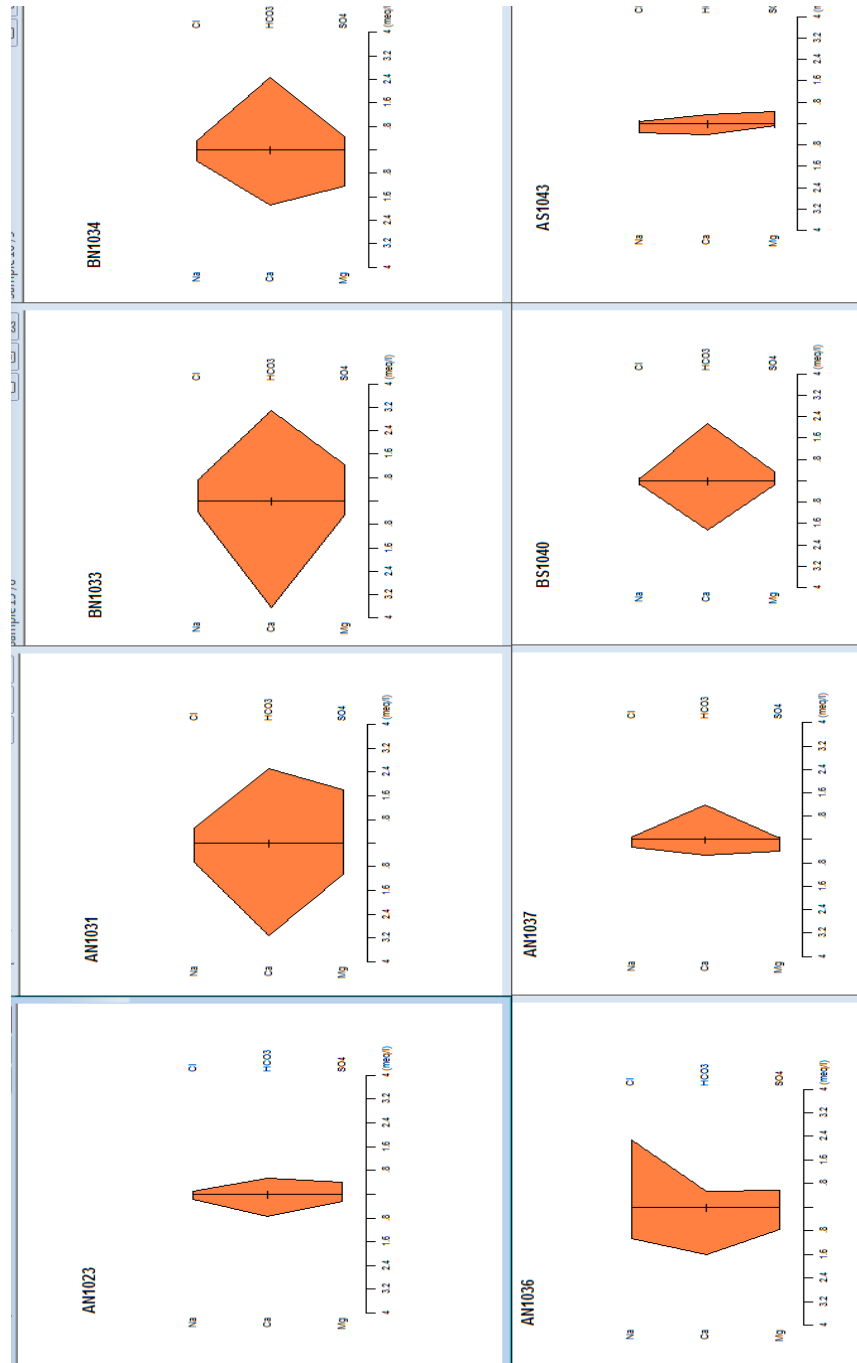
PŘÍLOHA 4: STIFFŮV GRAF: KRYSTALINIKUM



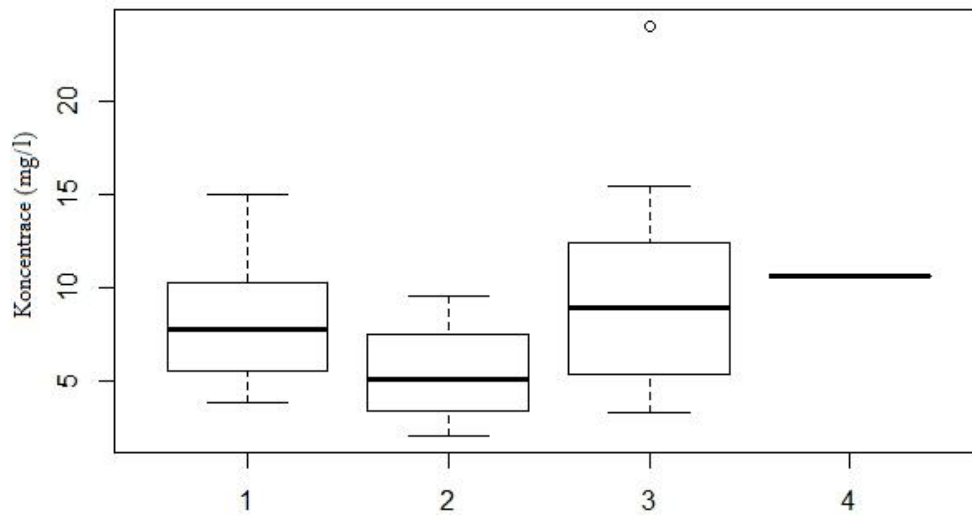
PŘÍLOHA 5: STIFFŮV GRAF: KŘÍDA



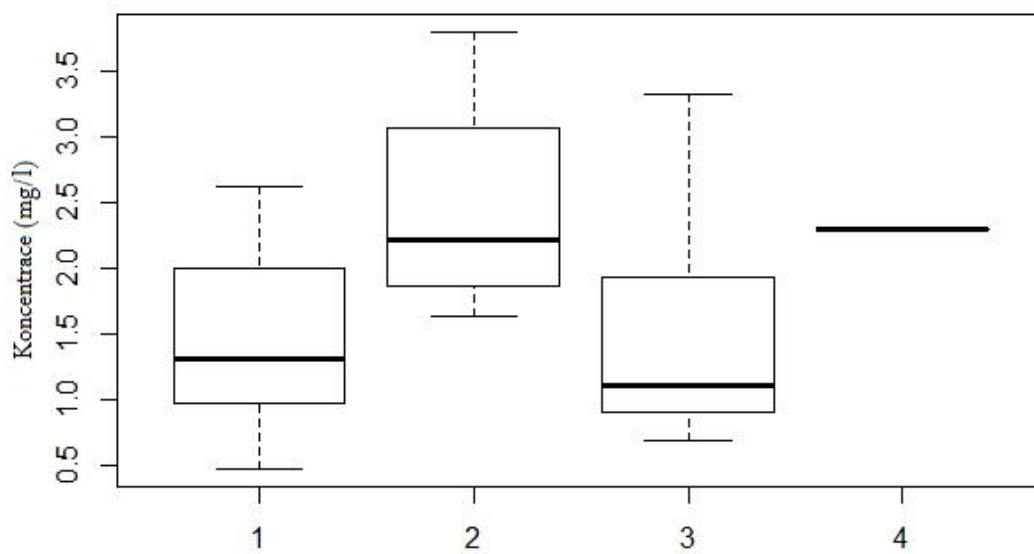
PŘÍLOHA 6: STIFFŮV GRAF: KVARTÉR



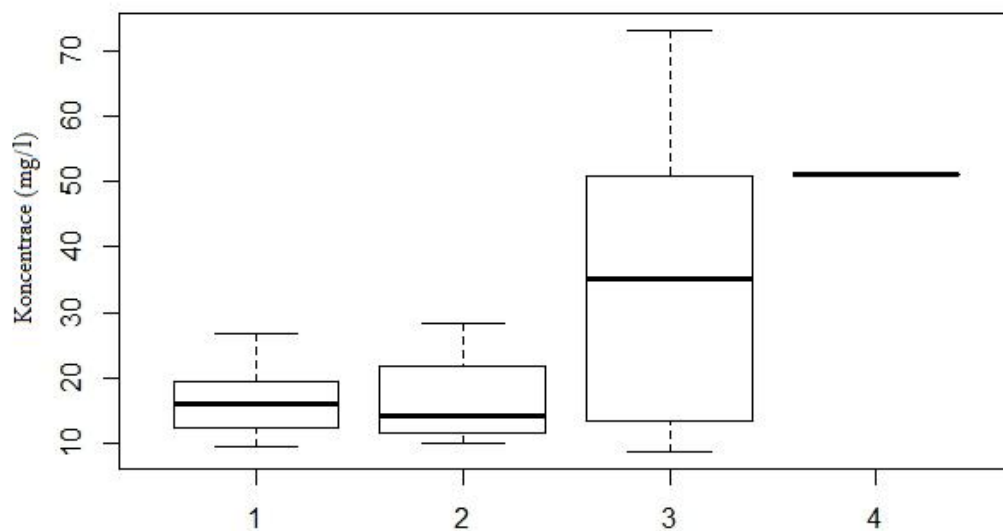
PŘÍLOHA 7: KONCENTRACE SODNÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
 PODLOŽÍ
 (1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



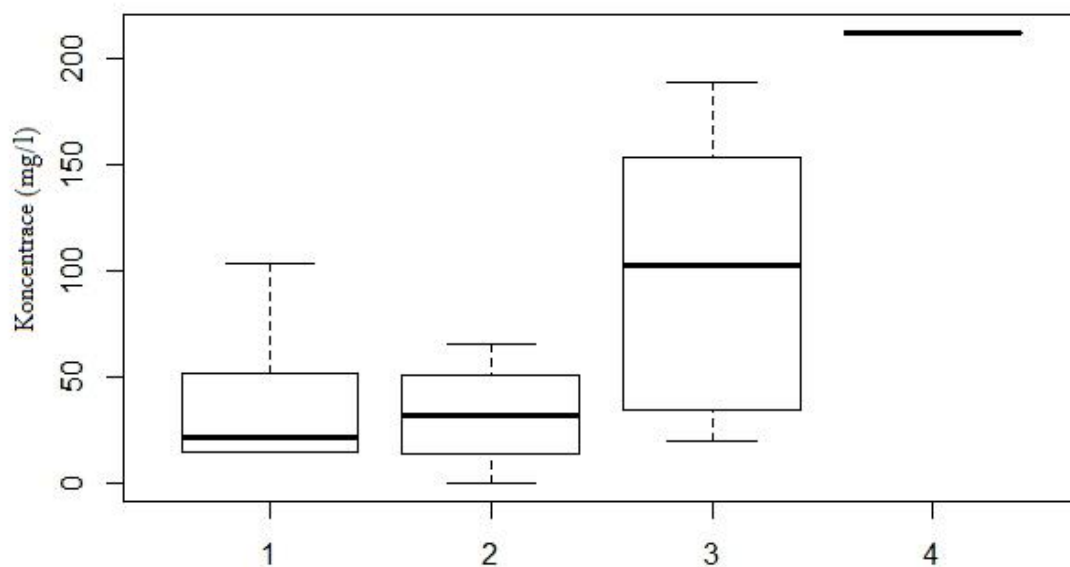
PŘÍLOHA 8: KONCENTRACE DRASELNÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
 PODLOŽÍ
 (1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



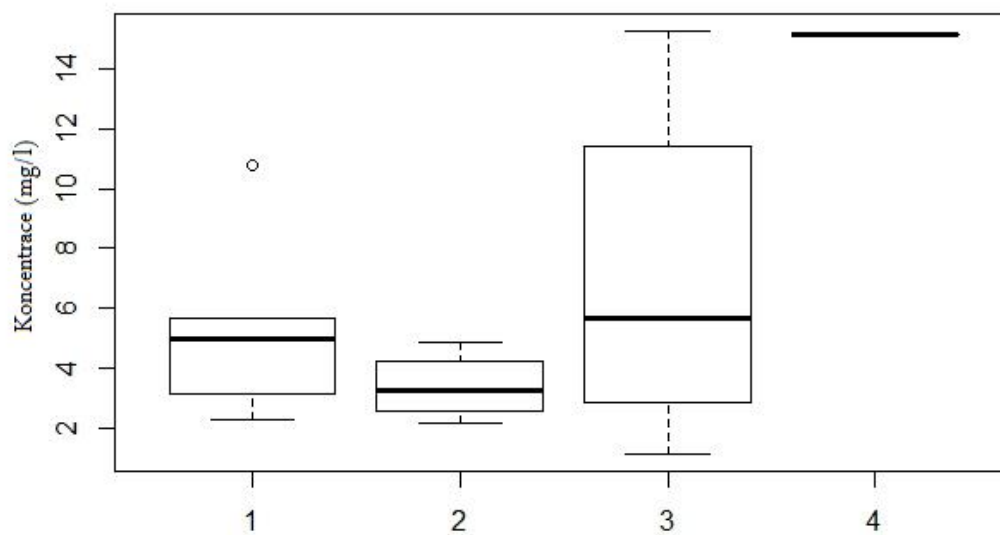
PŘÍLOHA 9: KONCENTRACE VÁPENATÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANITY)



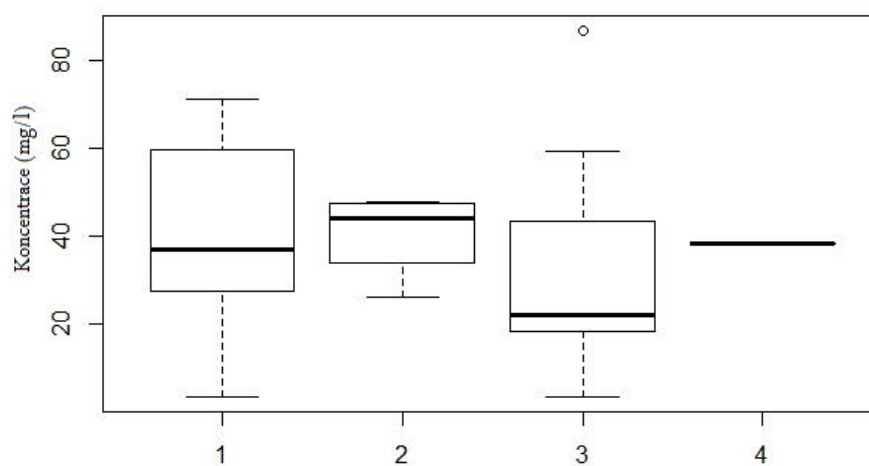
PŘÍLOHA 10: KONCENTRACE HYDROGENUHLIČITANOVÝCH ANIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



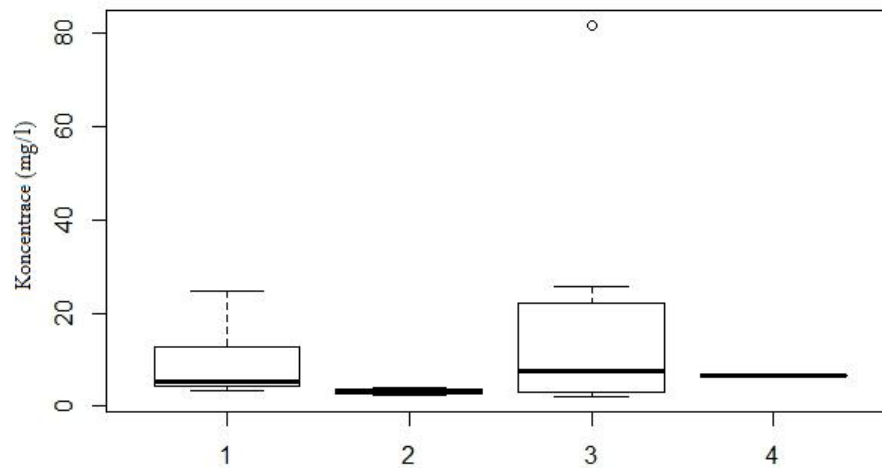
PŘÍLOHA 11: KONCENTRACE HOŘEČNATÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



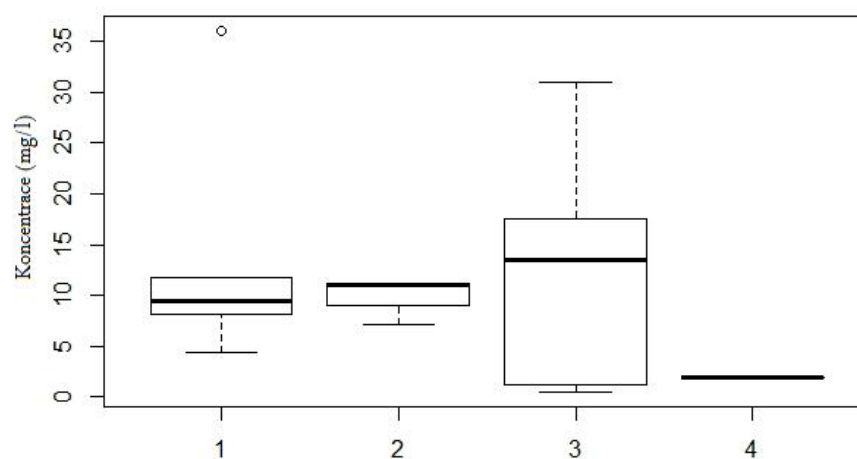
PŘÍLOHA 12: KONCENTRACE SÍRANOVÝCH ANIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



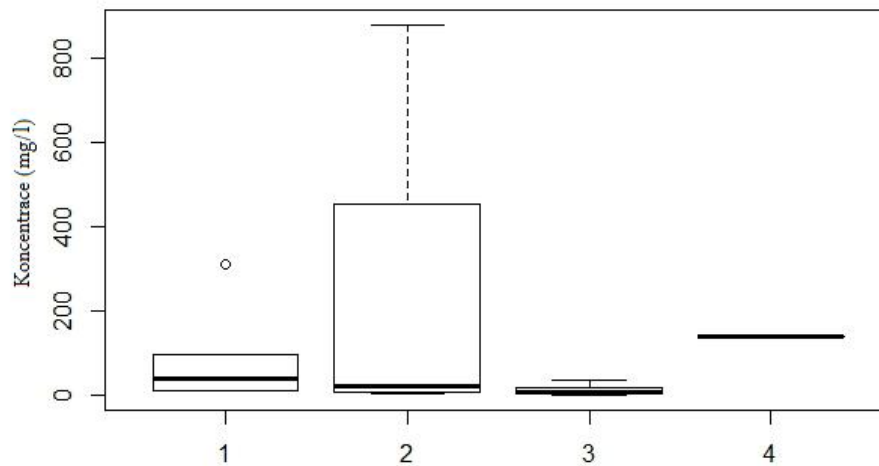
PŘÍLOHA 13: KONCENTRACE CHLORIDOVÝCH ANIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



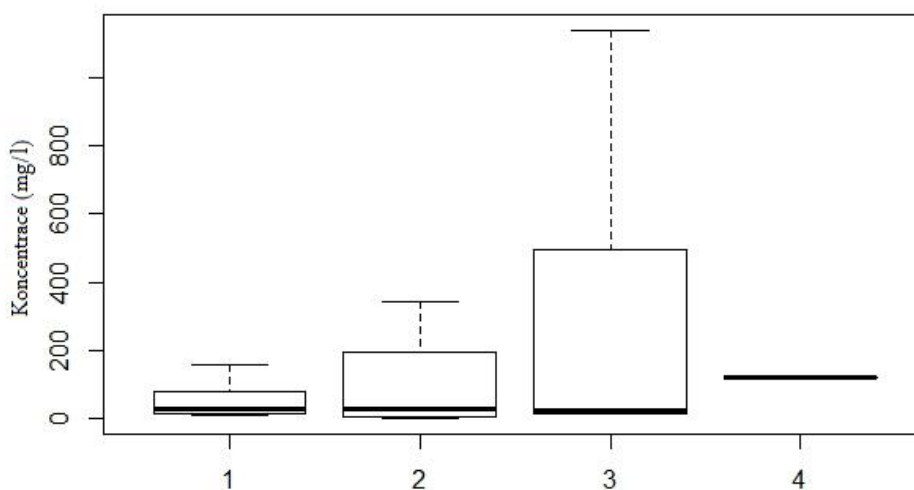
PŘÍLOHA 14: KONCENTRACE DUSIČNANOVÝCH ANIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



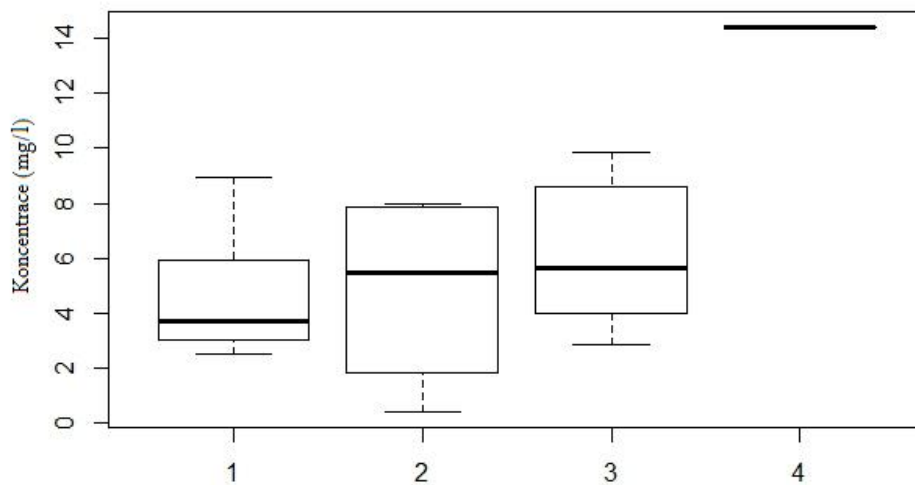
PŘÍLOHA 15: KONCENTRACE HLINITÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
 PODLOŽÍ
 (1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



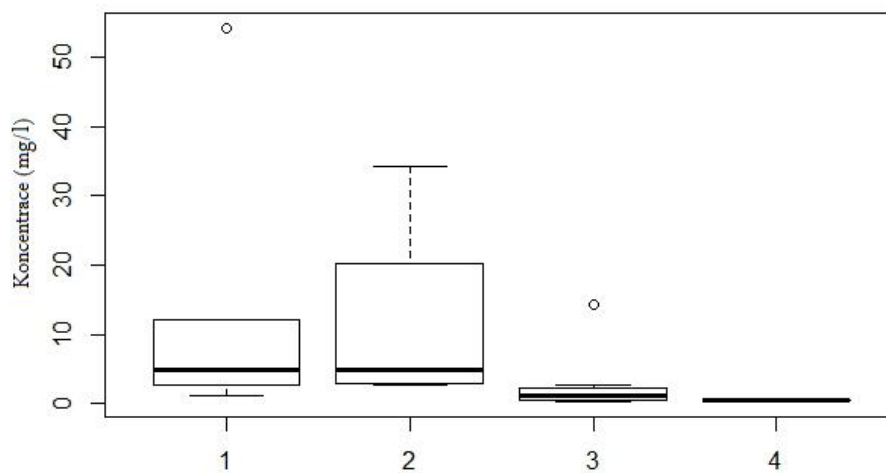
PŘÍLOHA 16: KONCENTRACE ŽELEZITÝCH KATIONTŮ V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM
 PODLOŽÍ
 (1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



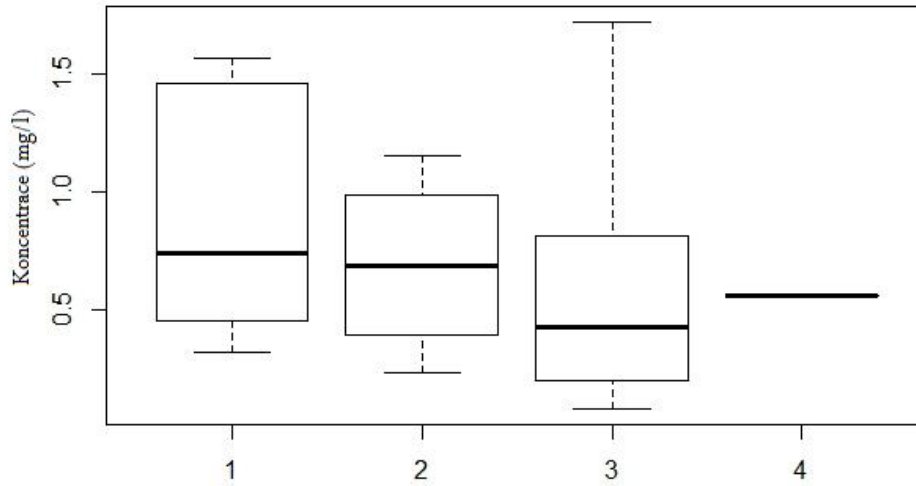
PŘÍLOHA 17: KONCENTRACE KŘEMÍKU V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



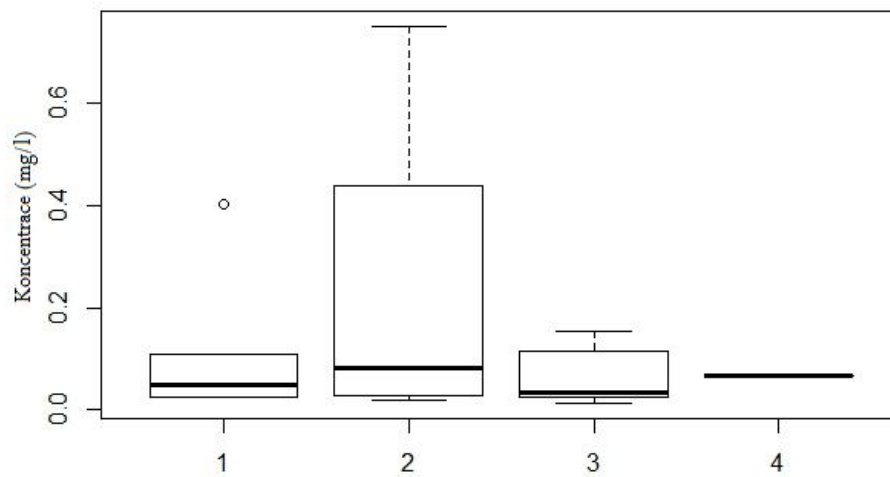
PŘÍLOHA 18: KONCENTRACE ZINKU V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



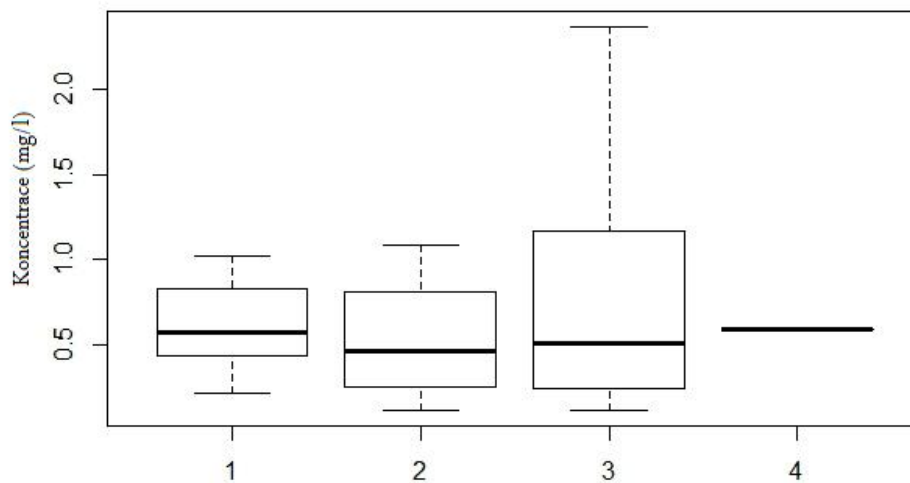
PŘÍLOHA 19: KONCENTRACE MĚDI V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



PŘÍLOHA 20: KONCENTRACE OLOVA V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



PŘÍLOHA 21: KONCENTRACE CHROMU V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)



PŘÍLOHA 22: KONCENTRACE NIKLU V PRAMENECH NA RŮZNÉM GEOLOGICKÉM PODLOŽÍ
(1 - KRYSTALINIKUM, 2 - KŘÍDA, 3 - KVARTÉR, 4 - VULKANIT)

