

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE, PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



**Hydrogeologie kvartéru
v prostoru Skorkovského a Sojovického jímacího řadu na
základě nových údajů z vrtů**

Quaternary Hydrogeology
in Skorkov and Sojovice Riverbank Filtration system
based on the new data from groundwater wells

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Magdalena Rybářová

Školitel: RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2015

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně. Veškeré použité informační zdroje a literaturu, ze kterých jsem při přípravě práce čerpala, řádně cituji a uvádím je v seznamu použité literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 6. 8. 2015

Magdalena Rybářová

Poděkování:

Ráda bych poděkovala vedoucímu práce RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D. za odborné vedení, poskytnuté vybavení a pomoc při zpracování této práce. Dále bych chtěla poděkovat RNDr. Renatě Kadlecové a všem, kteří se podíleli na projektu „Inovace systémů zemědělského hospodaření v prostředí kvartérních sedimentů, jejich ověření a aplikace v ochranných pásmech vodních zdrojů“ (QJ132021), Národní agentury pro zemědělský výzkum na České geologické službě, v rámci kterého tato práce vznikla. Mé poděkování patří Mgr. Ivě Kůrkové a Mgr. Lukáši Hroncovi, kteří mi pomáhali při terénních pracích a Mgr. Petru Drahotovi a Mgr. Lukáši Falteiskovi za pomoc s naplánováním a realizací inkubačních testů. Mé díky také patří mému manželovi Ondřejovi a mé rodině za podporu a trpělivost.

Abstrakt

Ve studňových řadech břehové infiltrace jímacího území Káraný dochází v posledních desetiletích k výraznému zvyšování obsahu dusičnanů. Tato práce se zabývá prouděním a chemismem podzemní vody v oblasti Skorkovského a Sojovického jímacího řadu, které jsou svou jakostí dlouhodobě nejvíce problémové. V roce 2013 bylo v oblasti těchto řadů, vyhloubeno 12 vrtů (V1- V12), údaje z nich jsem využila k zpřesnění hydrogeologické charakteristiky oblasti a pokusila jsem se zpřesnit informace o původu znečištění dusičnany. Z provedených měření úrovní hladiny podzemní vody je zřetelná hydraulická spojitost mezi řekou a vrty ležícími do 130 m od řeky (V1, V2 a V10), kterou dokazují i krátkodobé výkyvy teploty vzniklé v důsledku rychlejšího a intenzivnějšího průniku povrchové vody z Jizery při vyšším průtoku v řece. Dále jsem sestavila geologické řezy zájmovým územím, které ukazují geometrii kvartérních sedimentů a hladiny podzemní vody. Chemické analýzy podzemní vody ukázaly, že podle hlavních rozpuštěných látek nelze odlišit podzemní vody z vrtů zasahující mělkou část křídového kolektoru od podzemní vody kvartérní zvodně. Z výsledků infiltračních zkoušek vyplývá větší propustnost v prostředí s travním krytem ($k_v = 8,6 \cdot 10^{-5}$ m/s), kde je povrch půdy rozrušen kořeny rostlin, než v prostředí na polních pozemcích, kde je převážně holá půda, nebo na zhutněné cestě ($k_v = 2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s), kde k vsakování dochází pomalu. Průměrné hodnoty vertikální hydraulické vodivosti ($k_v = 2 \cdot 10^{-3}$ m/s) při infiltračních zkouškách v korytě řeky jsou poměrně vysoké a ukazují, že říční dno zřejmě není výrazněji kolmatované. Pro potvrzení domněnky o možné denitrifikaci ve svrchnokřídových horninách jsem provedla inkubační experimenty. V průběhu experimentů došlo pravděpodobně k narušení anoxických podmínek v inkubaci a výsledky experimentů denitrifikaci nepotvrdily.

Abstract

The Riverbank Filtration (RBF) water supply system Karany has been affected by significant increasing NO_3^- concentrations during recent decades. This thesis deals with flow and the chemical composition of groundwater in Skorkov and Sojovice RBF systems, which are the most problematic ones according to their quality in long term. Twelve new groundwater wells (V1- V12) were drilled in study area in 2013. Data derived from the wells were used to improve the conceptual hydrogeological model of the area and I tried to specify information about the origin of nitrate pollution. The Groundwater level logging showed hydraulic connection between the river and the wells situated up to 130 m faraway from the river (V1, V2 and V10), which were also demonstrated by the short- term temperature fluctuations caused by fast penetration of surface water from The Jizera River during higher flow rate to wells. I compiled geological sections which show the geometry of The Quaternary fluvial deposits and groundwater level. The chemical analysis of groundwater showed that it is not possible to differentiate groundwater from the shallow part of The Cretaceous aquifer from the aquifer of fluvial deposits by major chemical components. The result of infiltration experiments showed higher permeability in the environment with grass cover ($k_v = 8,6 \cdot 10^{-5}$ m/s) where the grass roots disrupt the surface of soil than in the field plots environment which is predominately bare soil or in the compacted path ($k_v = 2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s) where the infiltration is slow. The average values of vertical hydraulic conductivity of infiltration experiments ($k_v = 2 \cdot 10^{-3}$ m/s) in the Jizera River bed are relatively high and show that river bottom is probably not sealed by fines particles. The batch tests were performed to confirm assumption about possible denitrification in The Upper Cretaceous sediments. During the batch tests anoxic conditions were probably disrupted in incubation and results did not confirm denitrification.

Obsah

1	Úvod	8
1.1	Studovaná problematika a cíle práce	8
1.2	Vymezení a charakteristika zájmového území	10
1.3	Stručná charakteristika jímacího systému.....	12
1.4	Přehled provedených výzkumných prací v zájmovém území.....	17
2	Přírodní poměry	19
2.1	Geomorfologické, klimatické a jiné poměry.....	19
2.2	Geologické poměry.....	19
2.3	Hydrogeologické poměry	23
2.4	Hydrochemie	25
2.5	Dusičnany ve vodách a denitrifikační pochody	26
3	Metodika	28
3.1	Terénní práce.....	28
3.1.1	Nivelační záměry a měření hladin podzemní vody.....	28
3.1.2	Geologické profily, zarážené sondy.....	30
3.1.3	Infiltrační zkoušky	31
3.1.4	Odběry vzorků	34
3.2	Laboratorní práce	36
3.2.1	Příprava sedimentů na stanovení karbonátu, síry a organického uhlíku ve vrtném jádře křídových hornin.....	36
3.2.2	Inkubační experimenty	36
3.3	Zpracování dat.....	39
3.3.1	Nivelační záměry a měření hladin podzemní vody.....	39
3.3.2	Konstrukce geologických řezů a mělkých geologických profilů.....	39
4	Výsledky a diskuze	42
4.1	Měření hladin podzemní vody.....	42
4.2	Geologické řezy a mělké geologické profily	53
4.2.1	Geologické a půdní řezy	53
4.2.2	Mělké profily břehů řeky Jizery a údolní výplně.....	68
4.3	Infiltrační zkoušky.....	72
4.4	Chemismus vody z vrtů V1 až V12 a dalších vybraných objektů	78
4.5	Obsah karbonátu, síry a organického uhlíku ve vrtném jádře křídových hornin	88
4.6	Inkubační experimenty.....	90

4.7	Koncepční modely	96
4.7.1	Koncepční model proudění podzemní vody.....	96
4.7.2	Koncepční model denitrifikace	98
5	Závěr	101
6	Seznam citací	103

1 Úvod

1.1 Studovaná problematika a cíle práce

Zájmová oblast je součástí jímacího území Káraný. Káranská vodárna leží v dolním Pojizeří a je v provozu již od roku 1914. V minulosti byla primárním zdrojem pitné vody pro hlavní město Praha a také dnes zásobuje metropoli přibližně z jedné čtvrtiny (zbytek vody pro Prahu dodává úpravna Želivka), (Koudelová et Hušková, 2008).

V posledních 20 letech vzrostly koncentrace dusičnanů v podzemní vodě jímané některými vrty násoskového řadu káranského jímacího systému až na 180 mg/l (Milický et al., 2013) jedná se zejména o Sojovický a Skorkovský jímací řad. Oba tyto řady jsou umístěny v kvartérních sedimentech blízko řeky Jizery (200- 300 m od řeky). V podloží kvartérních sedimentů jsou pískovce a slínovce jizerského souvrství (střední turon), na které se váže hlubší, křídový kolektor. Pro obnovení a udržení kvality podzemní vody je nutné identifikovat zdroje kontaminace a procesy, kterými se kontaminanty prostředím šíří. Této problematice se v minulosti věnovalo několik výzkumů: Milický et al. (2004) sestavil hydraulický model a Šantrůček in Milický et al. (2004) se zabýval se chemickým složením podzemní vod, Buzek et al. (2006, 2011) studoval původ dusičnanů prostřednictvím izotopových metod a vytvořil geochemické modely míšení říční vody, vody z vadózní zóny a podzemní vody kvartérního/ křídového kolektoru a Hronec et al. (2011, 2012) se věnoval kontaminaci v nenasatované zóně a podílu říční vody v jímacích řadech na základě chemizmu.

Pro Sojovický a Skorkovský řad bylo vypočteno procentuální zastoupení vody z jednotlivých zdrojů umožňující určit nebo omezit možné zdroje kontaminace. Různí autoři použili odlišné metody a i přesto, že se jejich odhady se značně liší (viz kapitola 1.4), shodují se, že zdrojem kontaminace je voda, která nepochází z řeky Jizery, neboť ta má velmi nízkou koncentraci dusičnanů (cca 10 mg/l). Tuto "neříční" vodu s vysokým obsahem dusičnanů tvoří zřejmě směs vody z kolektoru středního turonu a svrchního kvartérního kolektoru (infiltrované srážkové vody, zavlažování). Tyto dvě složky není možné pomocí chemických stopovačů oddělit (Hronec, 2012). Hronec et al. (2011) porovnal chemické složení půdní vody s archivními daty o složení řeky Jizery a podzemních vod z jizerského a kvartérního kolektoru (celkem 134 objektů) a došel k závěru, že chemické složení vod křídových a kvartérních hornin se významně liší pouze zastoupením dusičnanů, které jsou ve vodách křídových kolektorů nízké (do 40 mg/l) ale v kvartérních sedimentech často přesahují i 100 mg/l. Tyto vody označil jako zdroj kontaminace. Podle Buzka et al. (2006) ovšem obsahuje podzemní voda z jizerského kolektoru denitrifikované dusičnany s vysokými hodnotami $\delta^{15}\text{N}$, (počáteční hodnota

dusičnanů 150 mg/l, $\delta^{15}\text{N}$ 4 ‰), obě tyto hodnoty jsou velmi blízké typickým hodnotám složky podzemních vod v jímácích řadech.

Hydrogeologii této části káranského jímacího systému se zabývala řada autorů, ale jejich závěry se v mnohém liší. Není tedy dosud možné uspokojivě vysvětlit původ dusičnanové kontaminace v jímácích řadech a objasnit další nejistoty spojené s tímto problémem. V zájmovém území by měla být zpřesněna geometrie proudění a vypracován konceptuální model proudění, který by zahrnoval nejen infiltraci z řeky a kvartérního kolektoru, ale i vliv podzemní vody z kolektoru jizerského souvrství. Dále mezi autory nepanuje shoda ohledně zastoupení říční vody v jímácích řadech a vysvětlení lokálně nízkého zastoupení říční vody v nich. Dosud nebyl spolehlivě oddělen zdroj dusičnanů pocházející ze zemědělské činnosti a z úniků odpadní vody z obcí. Chybí také vysvětlení nízkého obsahu dusičnanů v kolektoru jizerského souvrství, který vyplývá z chemických analýz drtivé většiny archivních vrtů a je překvapivý vzhledem k intenzitě zemědělské činnosti na lokalitě.

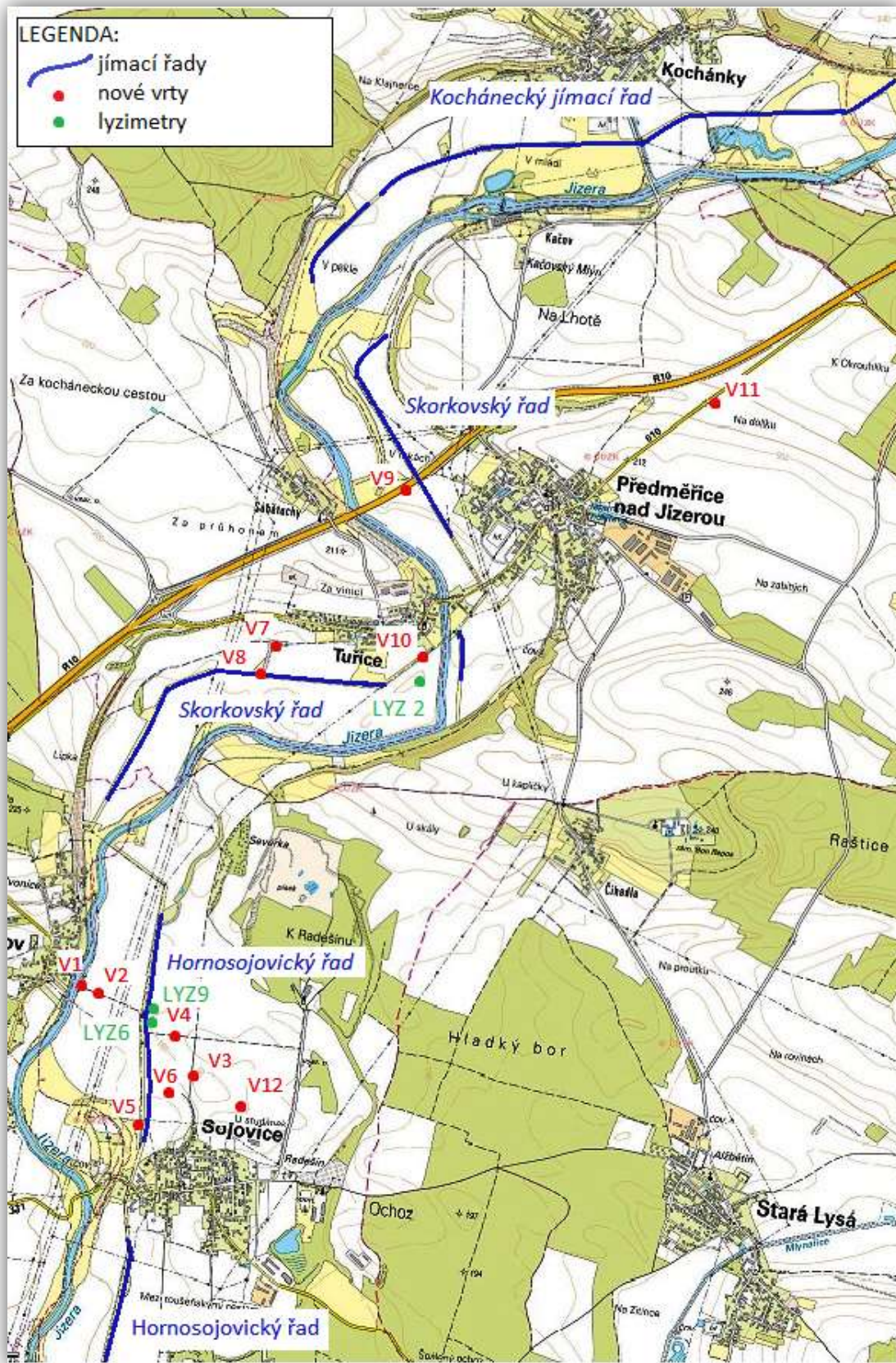
Ve studované oblasti bylo mezi obcemi Sojovice a Předměřice nad Jizerou v rámci projektu Národní agentury pro zemědělský výzkum na konci roku 2013 odvrtno 11 nových průzkumných vrtů do kvartérních náplavů a jeden do křídových sedimentů, které umožňují detailně studovat hydraulické parametry a chemické složení podzemní vody. Díky novým, geologicky dobře dokumentovaným vrtům je možné lépe popsat geometrii údolní terasy i hladiny podzemní vody. Na základě chemických rozborů z těchto vrtů je možné přezkoumat původ znečištění dusičnany.

Cílem této diplomové práce je pokusit se upřesnit hydrogeologickou a hydrochemickou charakteristiku prostředí a též původ dusičnanů ve studních jímácích řadách. Dílčími cíli práce je určení převažujících směrů proudění podzemní vody v kvartérním kolektoru, zpracování příčných řezů náplavy řeky Jizery a okolí na základě údajů z nových i archivních vrtů, zhodnocení chemismu podzemní vody v oblasti a vytvoření koncepčního modelu území.

1.2 Vymezení a charakteristika zájmového území

Zájmové území leží přibližně 30 km SV od Prahy na dolním toku řeky Jizery v oblasti Skorkovského a Sojovického jímacího řadu vodního zdroje Káraný (Obr. 1). Širší zájmové území, ze kterého pocházejí archivní data, vymezuje ze severu obec Kochánky, z jihu obec Sojovice, na východní straně probíhá hranice území obcí Stará Lysá přes oblast Raštenice po obec Kochánky, na západní straně tvoří hranici obce Podbrahy, Skorkov a Sobětuchy. Užší zájmové území, kde probíhaly terénní práce, je ze severu ohraničeno rychlostní silnicí R10 a z jihu obcí Sojovice. Ze západní strany je území ohraničeno obcí Skorkov a v severní části rychlostní silnicí R10. Z východní strany prochází hranice obcí Čihadla.

V této diplomové práci byla především použita data z 12 nových průzkumných vrtů s označením V1-V12, které v oblasti vznikly v roce 2013 v rámci projektu Národní agentury pro zemědělský výzkum na České geologické službě a sukčních lyzimetrů (LYZ2, LYZ6, LYZ9) instalovaných L. Hroncem (obr. 1). Na jaře roku 2014 byla na zmíněných 12 vrtech Ž. Rodovskou provedena metoda ředění označené kapaliny, která prokázala přirozený průtok podzemní vody všemi vrty, průměrně s intenzitou 0,5- 1 m/den (Rodovská, 2014). Intenzivní proudění umožňuje dělat statické odběry podzemní vody bez čerpání.



Obrázek 1: Širší zájmová oblast s umístěním jímacích řadů, nových průzkumných vrtů V1- V12 a sukčních lyzimetrů (LYZ 2, LYZ 6 a LYZ 9). Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

1.3 Stručná charakteristika jímacího systému

K jímání vody v jímacím území Káraný dochází 3 způsoby:

1. Jímací řady

Hlavním zdrojem vody je jímání systémem vrtaných studní, které jsou rozmístěny po obou březích řeky Jizery v délce 26 km, od Benátek nad Jizerou až po soutok s Labem. Průměrná vzdálenost těchto jímacích studní od řeky je 250 m a jejich hloubka se pohybuje mezi 8 až 10 m.

2. Vsakovací nádrže

Povrchová voda z Jizery se přes vsakovací nádrže infiltruje do okolních kvartérních štěrkopísků a je jímána systémem studní s horizontálními sběrači a studnami jímacích řadů.

3. Artézské zdroje

Menší množství vody je jímáno z bazálního křídového kolektoru 7 artézskými vrty s hloubkou mezi 60 a 80m.

(Krásný et al., 2012, Herčík et al., 2010, Koudelová et Hušková, 2008).

Ve své diplomové práci se zabývám převážně indukovanými zdroji podzemní vody v oblasti Skorkovského a Hornosojovického jímacího řadu, které jsou z hlediska zvýšené koncentrace dusičnanů nejproblematičtější (Buzek et al., 2006), ostatními jímacími systémy se zabývám pouze okrajově.

SOJOVICKÝ ŘAD

Sojovický jímací řad leží na levém břehu řeky Jizery ve vzdálenosti 200- 300m od jejího koryta. Mocnost kvartérního kolektoru se pohybuje kolem 8- 12 m se zvodnělou mocností 3- 9 m. Průměrný odběr činí 164 l/s (1992- 2011), (Milický et al., 2012). Řad se dělí na Dolnosojovický (studny č. 86- 150), který tvoří jižní část řadu a Hornosojovický (studny č. 151- 219) v severní části (Hösl et al., 2007).

Hornosojovický řad je tvoře soustavou 74 studní, (č. 151- 226), průměrná vydatnost 200 l/s, (Obr. 2). Obec Sojovice přerušuje řad na 500 m mezi studněmi čí. 191 a 192. Studny č. 220- 226 byly převrtány a jsou umístěny mezi studněmi č. 155- 162, což může být matoucí. Tento řad je dlouhodobě problémový z hlediska dusičnanů, to se týká zejména studní severně od Sojovic (studně č. 200- 205 přesahující 150 mg/l). V této části dochází k odvodnění křídového kolektoru do kvartérních

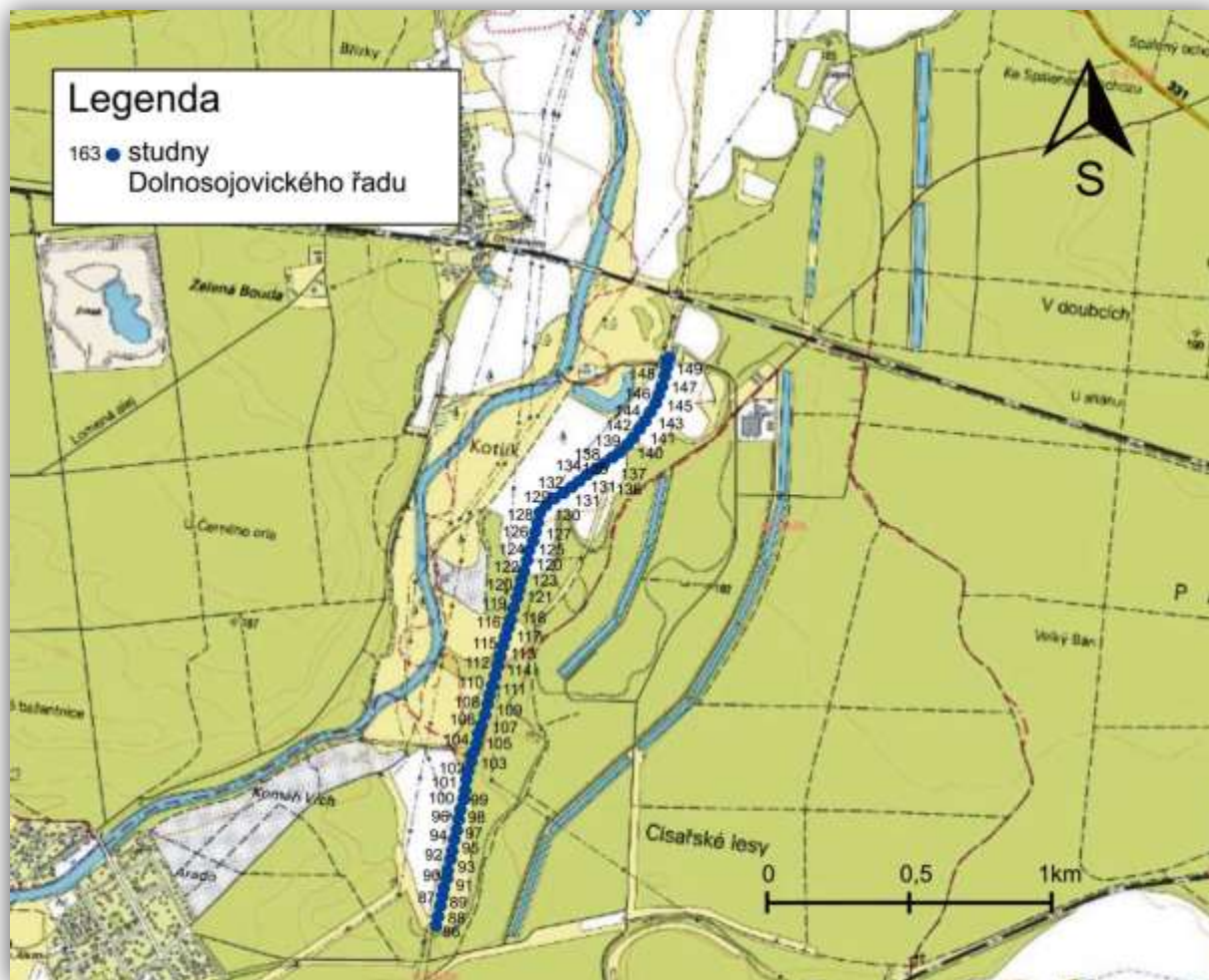
sedimentů (Milický et al., 2012). V jižní části Sojovického řadu (studně č. 86- 170) je naopak jakost vody příznivě ovlivněna přítomností vsakovacích van umělé infiltrace, které leží 1000- 1400 m od řadu (Buzek et al., 2006), (Obr. 3). Mineralizace vody v Dolnosojovickém řadu je relativně nízká, přibližně stejná jako ve vodách ze studní a sběračů umělé infiltrace. Průměrná hodnota mineralizace v roce 2012 činila 0,42g/l (Milický et al., 2012). Převažuje kalcium- hydrogenkarbonátový typ vody stejně jako ve celém jímacím území (Hösl et al., 2007).



Obrázek 2: Studny Hornosojovického řadu na základě údajů Progeo, s.r.o. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

Studny nejbližší k Sojovicím mají opakovaně vyšší množství draslíku, což dokládá znečištění odpadními vodami z obcí. Tento jev se opakuje na studních v blízkosti obcí v celém jímacím území Káraný.

Mobilita draselných iontů v horninovém prostředí je malá a draslík tak bezprostředně neohrožuje jakost vod, nicméně jeho přítomnost dokládá kontaminaci odpadními vodami z obcí (Milický et al., 2012).

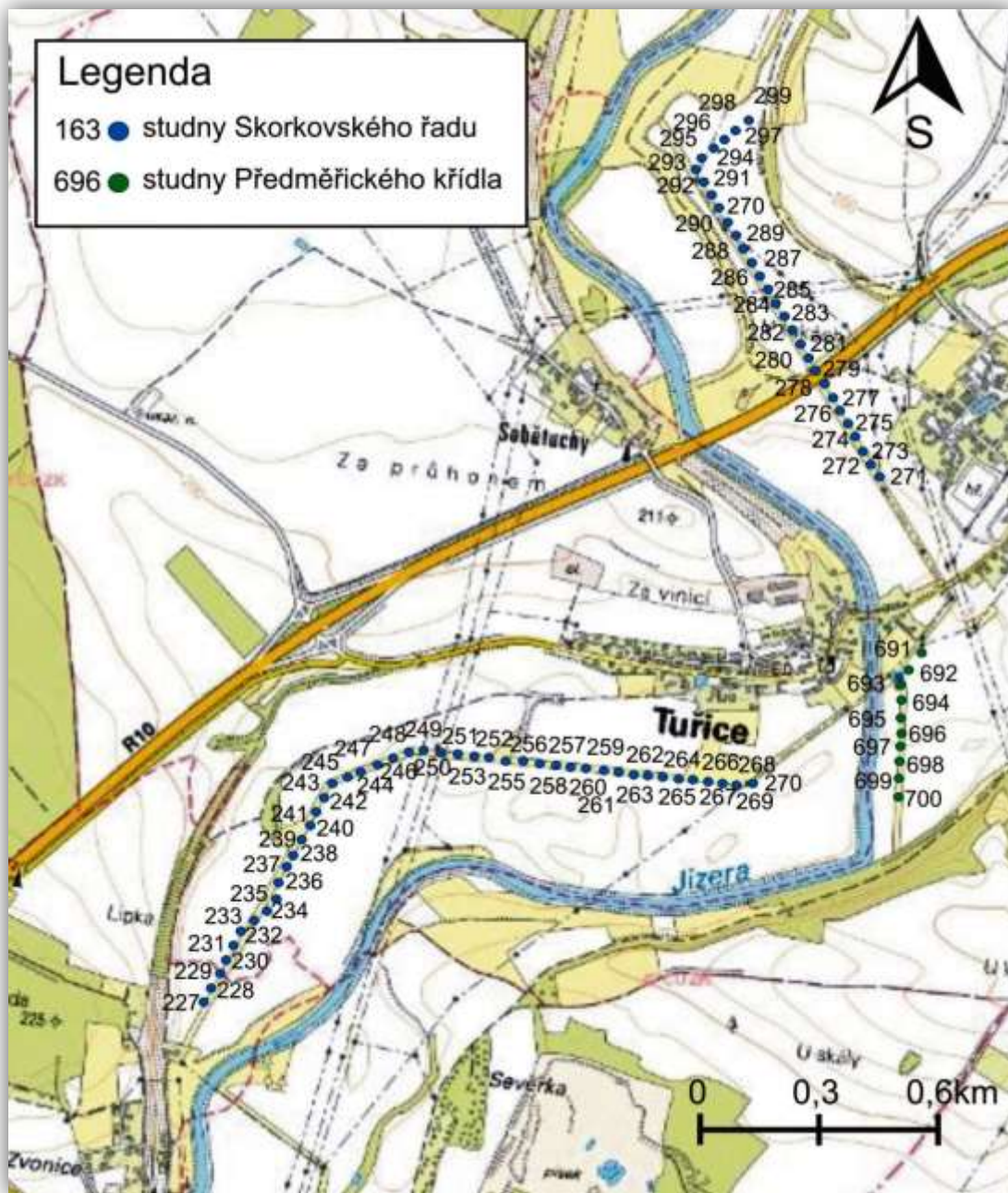


Obrázek 3: Studny Dolnosojovického řadu na základě údajů Progeo, s.r.o. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

SKORKOVSKÝ ŘAD

Skorkovský řad je tvořen 73 studněmi (č. 227- 299) a jeho vydatnost činí 100 l/s (Buzek et al., 2006), (Obr. 4). Mocnost kvartérních sedimentů se pohybuje mezi 8 a 10 m s mocností zvodně 3- 7 m. Průměrný odběr je 77 l/s (1992- 2011), (Milický et al., 2012).

Řeka Jizera rozdělují řad na jižní, pravobřežní část a severní, levobřežní část. Jižní část leží mezi obcemi Skorkov s Tuřice (studny č. 227- 270) a severní část leží severozápadně od Předměřic nad Jizerou (studny č. 271- 299). Vzdálenost mezi jižní a severní částí řadu je vzdušnou čarou 900 m. Mezi těmito dvěma částmi je na levém břehu situováno Předměřické křídlo tvořené jen 10 studněmi (č. 691- 700).



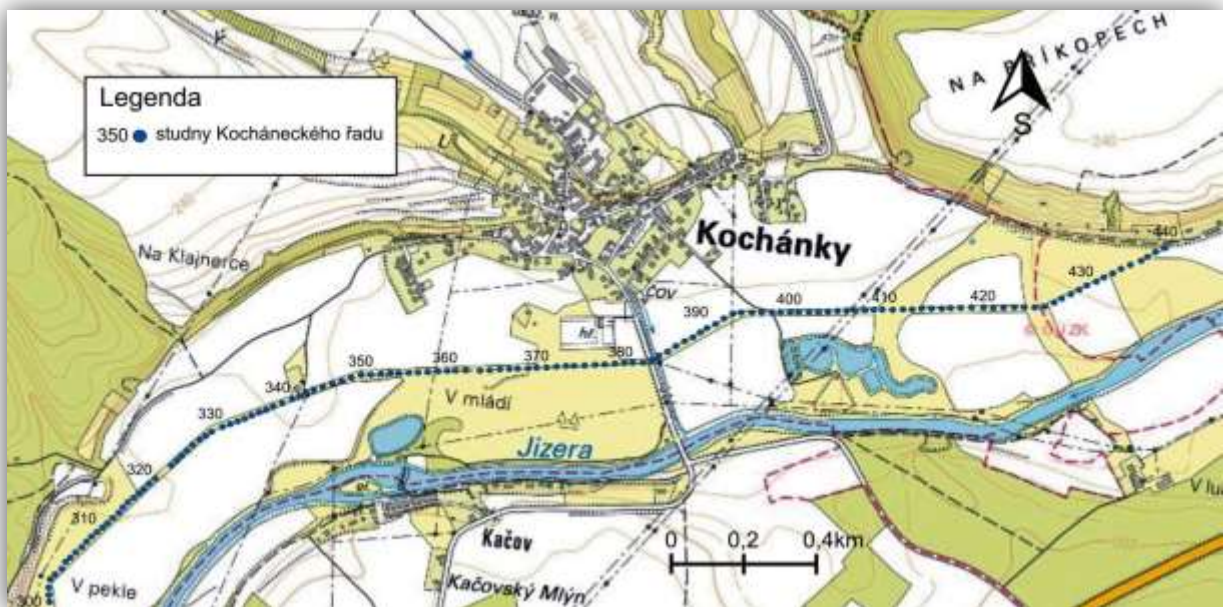
Obrázek 4: Studny Skorkovského řadu a Předměřického křídla na základě údajů Progeo, s.r.o. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

Vody v tomto řadu patří k nejvíce mineralizovaným vodám v celém jímacím území a jsou pravděpodobně do značné míry tvořeny křídovými vodami, které jsou přes kvartérní sedimenty odváděny do Jizery (Milický et al., 2012). Průměrná mineralizace se pohybuje mezi 0,6- 0,9 g/l, jedná se o tvrdé až velmi tvrdé vody kalcium- hydrogenkarbonátového typu. Skorkovský řad je z hlediska koncentrace dusičnanů dlouhodobě nejvíce problematický (Hösl et al., 2007). Průměrné koncentrace dusičnanů s časem rostou a ve směsném vzorku vody v roce 2011 přesahující celoročně hodnoty 100

mg/l. S narůstající koncentrací se ztrácí dříve viditelný rozdíl v jakosti vod z různých částí řadu (Milický et al., 2012).

KOCHÁNECKÝ ŘAD

Kochánecký řad je situovaný na pravém břehu řeky Jizery v blízkosti obce Kochánky (Hösl et al., 2007), (Obr. 5). Tvoří ho 141 studní (č. 300- 400) s vydatností 150 l/s. Mocnost kvartérních sedimentů se pohybuje mezi 6 a 13 m se zvodnělou mocností 4- 8 m. Průměrný odběr pro roky 1992- 2011 je 125 l/s. Tento řad má dlouhodobě nejkvalitnější vodu s nejnižšími hodnotami dusičnanů. Tři ze studní jsou hluboké 45 m a jímají vodu z kolektoru středního turonu. Průměrný odběr z kolektoru středního turonu za období 1992- 2012 je 43,5 l/s (Milický et al., 2012). Tento řad má dlouhodobě nejkvalitnější vodu z hlediska znečištění dusičnany (Hösl et al., 2007).



Obrázek 5: Studny Kocháneckého řadu na základě údajů Progeo, s.r.o. Pro větší přehlednost jsou vyznačeny čísla u každé 10. studně, číslování studní je postupné. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

1.4 Přehled provedených výzkumných prací v zájmovém území

V této kapitole se věnuji shrnutí základních poznatků o hydrogeologii daného území se zaměřením na původ dusičnanů v kontaminovaných studních jímacího systémů a srovnání nejistot nebo nedořešených otázek.

Pro Sojovický a Skorkovský řad bylo vypočteno procentuální zastoupení vody z jednotlivých zdrojů umožňující odhadnout možné zdroje kontaminace. Různí autoři použili odlišné metody: Buzek et al., (2006) sestavil model míšení v kvartérních náplavech pro Skorkovský řad na základě kolísání $\delta^{18}\text{O}$ v řece Jizeře a v jímacím řadu. Tento model uvažuje 3 zdroje vody: infiltraci z řeky, rychlou infiltraci kvartérními sedimenty a pomalou infiltraci nesaturovanou zónou. Z výsledků vyplývá, že voda ve Skorkovském řadu je z části tvořena ještě jiným zdrojem vody, který má výrazně vyšší kolísání hodnot $\delta^{18}\text{O}$. Podle Buzka et al. (2006) je Skorkovský řas dotován říční vodou z 60% a ze 40 % velmi mělkou vodou s průměrnou dobou setrvání jeden měsíc. V období s dostatkem srážek je hlavním zdrojem podzemní vody v jímacím řadu voda z nesaturované zóny kvartérního kolektoru, která má vyšší obsah dusičnanů. V průběhu suchého období prochází voda nesaturovanou zónou déle a jímací řad je dotovaný vodou z kvartérního kolektoru s delší dobou setrvání. Za zdroj vysokých koncentrací dusičnanů označil Buzek et al. (2006) především nesaturovanou zónu. Hronec (2012) provedl výpočet maximální přibližné zastoupení vody z Jizery (pro roky 2005- 2011) na základě obsahu vápníku, síranů a hydrogenuhličitanů a pro Skorkovský řad odhadl průměrný říční podíl na 40%, pro mnohé studně byl ale maximální podíl menší než 30%. Za druhý zdroj vody, tvořící zbylých minimálně 60 % (resp. 70 %), je označena směs podzemní vody z jizerského souvrství, a z kvartérní zvodně. Šantrůček a Milický (2004) na základě celkové mineralizace odhadli, že 80 % vody ve Skorkovském řadu pochází z jizerského souvrství.

Hronec et al. (2011) na základě porovnání koncentrace dusičnanů a chloridů zjistil, že neříční složka jímané vody je tvořena různými zdroji vod s různými koncentracemi těchto iontů. Tyto výsledky korelují s prací Buzka et al. (2006), který na základě koncentrací dusičnanů a hodnot $\delta^{15}\text{N}$ rozlišuje zdroje dusičnanů v levobřežním a pravobřežním křídle Skorkovského řadu. Navíc na základě vrtu v Sobětuchách, vzdáleného cca 2,5 km severně od Skorkova, dokládá, že podzemní voda z jizerského kolektoru obsahuje denitrifikované dusičnany s vysokými hodnotami $\delta^{15}\text{N}$ (Buzek et al, 2006).

Pro Sojovický řad se zastoupení říční vody výrazně liší s ohledem na polohu konkrétní oblasti řadu. V dolní a střední části Sojovického řadu (cca po studnu č. 180) je zastoupení říční vody vysoké, průměrně 75- 85 %, jelikož zde je řad sevřený mezi řekou Jizerou a infiltračními nádržemi. V oblasti severní části Sojovického řadu je ovšem podíl říční vody značně nižší 10- 25 %, mezi studněmi č. 199- 208 (Hronec et al., 2011). Zbývající podíl tvoří směs vody z kolektoru jizerského souvrství a svrchního

kvartérního kolektoru (infiltrované srážkové vody, zavlažování). Část podzemní vody v těchto studnách s vysokým obsahem dusičnanů pochází pravděpodobně z jednoho homogenizovaného zdroje (na základě koncentrace dusičnanů a chloridů, Hronec, 2012). K velmi podobnému závěru došel i Buzek et al. (2011) při návržení dvousložkového modelu vycházejícího z hodnot $\delta^{18}\text{O}$ v podzemní vodě pro určení zastoupení vod dotujících studny v severní části Hornosojovického řadu (č. 198- č. 209). Podle tohoto modelu se na dotaci z 20 % podílí infiltrované srážky a voda ze zavlažování, která se vsakuje nesaturovanou zónou kvartérních sedimentů. Zbýlých 80% tvoří podzemní voda ze středního turonu.

Ačkoli se autoři neshodnou na procentuálním zastoupení jednotlivých zdrojů jímané vody v řadech, je zjevné, že zdrojem kontaminace dusičnany je voda, která nepochází z řeky. Řeka Jizera má koncentraci dusičnanů jen 8- 20 mg/l (Buzek et al., 2006). Tuto „neříční“ složku tvoří směs vody z kolektoru středního turonu a svrchního kvartérního kolektoru (infiltrované srážkové vody, zavlažování), (Hronec et al., 2011).

Hronec et al., (2011) vzorkoval v letech 2008- 2010 severně od Sojovic půdní vody pro stanovení koncentrací dusičnanů a dalších látek v půdní vodě. Tato data srovnal s archivními daty o chemickém složení vod řeky Jizery a podzemních vod z jizerského a kvartérního kolektoru (celkem 134 objektů). Došel k závěru, že chemické složení podzemních vod křídových a kvartérních hornin se významně liší pouze zastoupením dusičnanů, které ve vodách křídových kolektorů nepřekračují koncentraci 40 mg/l. V kvartérních říčních sedimentech ale často přesahují i 100 mg/l. Podzemní vody kvartéru proto Hronec et al. (2011) označil jako zdroj kontaminace

Naopak Buzek et al. (2006) uvádí, že ve vzorkované vodě z jizerského souvrství ve vrtu v Sobětuchách, dochází podle izotopů $\delta^{15}\text{N}$ k 50% denitrifikaci během 6 měsíců. Hodnoty tritia ve vzorkované vodě odpovídají srážkám, ale jsou v čase o několik měsíců posunuty. Počáteční hodnoty dusičnanů (150 mg/l) a hodnoty $\delta^{15}\text{N}$ (4 ‰) v pozorovacím vrtu v Sobětuchách jsou velmi blízké typickým hodnotám složky podzemních vod v jímacích řadech (Buzek et al., 2006).

2 Přírodní poměry

2.1 Geomorfologické, klimatické a jiné poměry

Z geomorfologického hlediska přísluší studovaná oblast k provincii Česká vysočina, subprovincii Česká tabule, větší část spadá pod Jizerskou tabuli, menší k tabuli Středolabské (Czudek et al., 1972). Nadmořská výška se pohybuje mezi 168 a 225 m (Růžičková et Havlíček, 1981).

Klimaticky jde o teplou oblast, mírně teplý, suchý okresek s mírnou zimou a kratším slunečním svitem. Průměrná roční teplota vzduchu se pohybuje v rozpětí 9-10°C a průměrný roční úhrn srážek činí 500-600 mm (Růžičková et Havlíček, 1981) s dlouhodobým srážkovým průměrným úhrnem 510 mm (r. 1981- 2010, ČHMÚ Káraný- Nový Vestec), (ČHMÚ, 2015).

Oblast je povodím řeky Jizery, která tvoří přirozenou drenážní bázi oblasti. Celkový specifický odtok je 0,8- 1,6 l/s/km². Evapotranspirace činí 90- 95 % - na základě srovnání dlouhodobého povrchového odtoku a průměrných srážek ČHMÚ (Bruthans, ústní sdělení, 2015). Dolní část toku je intenzivně zemědělsky využívaná (pastviny, pěstování brambor, obilí, kukuřice, chov prasat), (Buzek et al. 2006).

V západní části území u obce Milovice, byl do roku 1991 vojenský výcvikový prostor Mladá, kde probíhá rozsáhlá sanace horninového prostředí a podzemních vod znečištěných zejména ropnými látkami (Mašek I., 2001). Oblast je také využívána pro těžbu stavebních surovin (štěrkopísků) v oblasti Sojovic a Jiřic a západně od obce Čihadla (Müller et al., 2001).

2.2 Geologické poměry

Zájmové území leží při jižním kraji české křídové pánve. Jedná se o denudační sníženinu složenou převážně z turonských písčitých slínovců, které jsou zakryté kvarténními fluviaálními sedimenty říčních teras, a v menší míře i sedimenty eolickými (Müller et al., 2001).

V podloží křídových sedimentů je širší zájmová oblast tvořena převážně horninami barrandienského proterozoika, které jsou mírně metamorfovány a tvořeny břidlicemi, fylitickými břidlicemi a drobami (Mísař et al., 1983, Malkovský et al., 1974). Přes zvrásněné proterozoické metamorfity přestupují v jižní části oblasti horniny ordoviku (Mazač 1966 in Müller et al., 2001, Chlupáč et al., 2011). Ordovik je tvořený nemetamorfovanými nebo slabě metamorfovanými tmavými břidlicemi a prachovci, které se střídají s pískovci až křemenci (Malkovský et al., 1974). V oblasti severně od Benátek nad Jizerou se táhne několik kilometrů široký pás granitů, granodioritů a křemenných dioritů neratovického masívu (Mísař et al., 1983).

V severní části je proterozoikum i spodní paleozoikum překryto permokarbonem mšenské pánve, která je vyplněna cyklicky se střídajícími klastickými sedimenty různé zrnitosti (psefity až aleuropelity), (Mísař et al., 1983) s mocností kolem 700 m (Malkovský et al., 1974). Severní část mšenské pánve je vyplněna převážně jemně klastickými sedimenty (prachovce, pískovce, jílovce), jižní pak klasty hrubými (slepence aj.) (Chlupáč et al., 2011).

Celá oblast je překryta sedimenty české křídové pánve. Mocnost křídových sedimentů se zvětšuje směrem od Z k V díky mírnému uklonění vrstev směrem do pánve. Celková mocnost křídových sedimentů se v zájmovém území pohybuje kolem 80 m (Milický et al., 2012). Na povrchu jsou křídové sedimenty pokryty slabou vrstvou kvartérních uloženin.

Báze křídových sedimentů je tvořena perucko- korycanským souvrstvím mocným v průměru 40- 50 m (Müller et al., 2001) s narůstající mocností ve směru od JV k SV (Krásný et al., 2012), zřídka může mocnost klesnout i pod 10 m v místech elevací (Chlupáč et al., 2011). Zásadní vliv na mocnost a faciální vývoj jizerského souvrství má morfologie předkřídového povrchu a synsedimentárními pohyby v pánvi (Müller et al., 2001). Při bázi jsou perucké vrstvy, které představují říční a jezerní sedimenty vzniklé ve svrchním albu až spodním cenomanu. Perucké vrstvy (sladkovodní cenoman), jsou tvořeny cyklicky uspořádanými vrstvami pískovců nebo slepenců, které plynule přecházejí přes prachovce do jílovců. Ty v celém sledu převládají (Chlupáč et al., 2011).

Naproti tomu korycanské vrstvy pocházející ze středního až svrchního cenomanu vznikly mořskou sedimentací (mořský cenoman) jsou tvořeny středně až hrubě zrnitými pískovci, které se směrem do nadloží střídají s polohami prachovitých pískovců až prachovců (Müller et al., 2001). Korycanské vrstvy bývají až 10 m mocné (Krásný et al., 2012).

V období mezi svrchním cenomanem a spodním turonem dochází k přerušení sedimentace způsobené zejména vlivem synsedimentárních pohybů, vzniká tak ostrá hranice mezi korycanským a nadložním bělohorským souvrstvím zdůrazněná akumulací glaukonitu a fosfátových kongrecí (Müller et al., 2001).

Bělohorské souvrství spodního až středního turonu tvoří písčité slínovce a prachovce až jílovité vápence s mocností 35- 40 m (Chlupáč et al., 2011). V jižní části území, kde je jizerské souvrství denudováno, leží bělohorské souvrství přímo v podloží fluviálních písků a štěrkovitých písků středního až svrchního pleistocénu. Ve zbylé části zájmového území je bělohorské souvrství překryto mladšími uloženinami křídý (Müller et al., 2001).

Denudační hranice jizerského souvrství (střední turon) prochází přibližně 2 km severně od Sojovic (Kaas et al., 1987 cit. v Hronec, 2012). Bělohorské a jizerské souvrství lze litologicky velmi špatně oddělit (Krásný et al., 2012). Jizerské souvrství je tvořeno (psamity) jemnozrnnými pískovci až prachovci s vápnitým tmelem a častou jílovitou příměsí. Mocnost se pohybuje od 0 do 20 m a vzrůstá od J k S (Chlupáč et al., 2011).

Sedimenty jizerského souvrství vystupují na povrch především na příkrých svazích údolí Jizery a v hlubokých bočních údolích. Na náhorní plošině jsou většinou zakryty slabým kvartérmním pokryvem (Müller et al., 2001).

V nadloží křídových sedimentů leží kvartérmní uloženiny pokrývající v souvislé vrstvě celou studovanou oblast, vyskytují se zde zejména fluviální sedimenty říčních teras, nivní sedimenty a váté písky (Mísař et al., 1983). Rozhodující vliv na geomorfologický vývoj mělo střídání akumulčních a erozních fází řeky Jizery spolu s překládáním koryta stále západněji (Müller et al., 2001). Svě dnešní koryto zaujala Jizera až ve starším pleistocénu, kdy pronikla do údolí Mohelky. Úrovně teras jsou tedy vyvinuty ve značné vzdálenosti (kolem 15 km) na východ od dnešního údolí, s nímž nemají žádnou hydrografickou souvislost (Balatka et al., 1962). Vzhledem ke komplikovanému vývoji teras není jejich plošný vymezení ani přiřazení k určitému toku vždy jednoznačné, jednak vlivem překládání koryt a také vlivem rozsáhlého deluviálně soliflukčního rozvlečení sedimentů po svazích (Müller et al., 2001). Stratigrafické členění různých autorů (Müller et al., 2001, Balatka 1962, Růžičková et Havlíček, 1981) se značně liší.

Široká oblast ležící mezi Tuřicemi, Lysou nad Labem a Kostelcem nad Labem, do které spadá i studované území, bývá označována jako jizerská delta. Bylo zde rozlišeno 5 stupňů říčních akumulací, které dopovídají jednotlivým glaciálům, jejich mocnost se pohybuje kolem 20 m (Balatka et al., 1962). Zastoupeny jsou především štěrkopísky, slínovce a pískovce (Růžičková et Havlíček, 1981). Mocnost kvartérmních sedimentů je proměnlivá, závislá především na morfologii podložních křídových sedimentů, a pohybuje se obvykle mezi 7- 10 m (Mísař, et al., 1983).

Nejstarší sedimenty (střední pleistocén- mindel 1) leží mezi Hlavencem a Skorkovem (Müller et al., 2001) s relativní výškou báze 37- 40 m nad povrchem nivy Jizery (217- 220 m n. m.) a relativní výškou povrchu 45 m (224,8 m n. m.). Tato akumulace pravděpodobně není terasou a jde spíše o denudační relikt původně mocné štěrkopískové akumulace na rozvodí Jizery a Labe (Růžičková et Havlíček, 1981). Jedná se o slabě vytřízené fluviální sedimenty (Müller et al., 2001), písčité až hlinité štěrky s mocností 1,6 -3 m, s převažujícím zastoupením křemene a křemičitých hornin: křemen (70- 80 %),

křemenné a křemičité horniny (kolem 10 %), dále jsou zastoupeny granitoidy, ruly a v malé míře i křídové sedimenty (Růžičková, Havlíček, 1981).

Největší akumulaci s oblasti mezi Tuřicemi, Sojovicemi a Starou Lysou tvoří fluviální písky a štěrkovité písky (střední pleistocén- riss nerozlišený). Relativní výška povrchu je 10- 15 m nad nivou Jizery, (báze pravděpodobně jen několik metrů) a její mocnost je patrně velmi proměnlivá (cit. Holásek, 1989 in Müller et al., 2001). Obsah křemene, křemenných i křemičitých hornin v terase rissu klesá na úkor přibývajících rul a křídových hornin. Začínají se objevovat i břidlice a vulkanity (Růžičková et Havlíček, 1981).

Nejnižší terasový stupeň (časný würm) tvoří písčité štěrky Jizery s relativní výškou báze -5 m pod povrchem nivy a povrchu v 14 m (u Tuřic), (Balatka et al., 1962). V této dvacetimetrové akumulaci je na spodním toku Jizery od Benátek nad Jizerou až po její ústí do Labe vyvinut celý systém erozních teras, včetně aluviální nivy s relativními výškami 12 m, 10,5 m, 8,5 m, 7 m, 5 m, 3 m (u Skorkova). Charakteristickým rysem této akumulace je její zdvojení s výrazně odlišným litologickým i granulometrickým složením poloh. Ve štěrcích z teras časného würmu klesá podíl křemene, křemenných a křemičitých hornin pod 50%. Tyto štěrky naopak obsahují ignimbrity, opály a araukarity (Růžičková, Havlíček, 1981).

Povrch akumulace je překryt nesouvislým pokryvem navátého písku. Eolické písky jsou žlutohnědé, místy až našedlé, jejich mocnost se průměrně pohybuje mezi 0,5- 1 m s výjimkou přesypů, kde dosahují až 3 m (Müller et al., 2001).

Holocén je zastoupen deluviofluviálními a fluviálními sedimenty, hnilokaly a antropogenními uloženinami (Müller et al., 2001). Údolní niva je vyplněna fluviálními písčitymi štěrky mocnými 10- 12 m a s polohou 1– 2 m mocných povodňových hlín na povrchu (Růžičková, Havlíček, 1981).

Dna mělkých depresí jsou vyplněna deluviofluviálními písčitymi hlínami a hlinitými písky. V těchto akumulacích se lokálně objevuje i příměs štěrku přineseného ze zbytků vyšších teras. Splachy vyúsťují do vodních toků z boků a vytvářejí morfologicky výrazné výplavové kužely, především v korytě Jizery. Dna odškrcených a mrtvých ramen Jizery jsou zaplněna hnilokaly, zejména v severní části území okolo Kochánek a dále na sever k Brodcům (Müller et al., 2001).

Antropogenní uloženiny jsou v podobě komunálního odpadu ukládaného ve vytěžených prostorách (pískovny, hnilišťe) a nepovolených skládek rozmístěny nerovnoměrně v různých částech území (Müller et al., 2001).

Tektonicky se jedná o velmi málo postiženou oblast (Krásný et al., 2012), hlavní tektonický směr udávají Jizerské zlomy, které probíhají územím ve směru SSV- JJZ (Mísař et al., 1983). Je pravděpodobné, že většina přítoků Jizery i Košáteckého potoka má tektonickou predispozici v systému drobných zlomů sudetského směru.

2.3 Hydrogeologické poměry

Zájmové území je součástí hydrogeologické provincie Českého masivu. Oblast je odvodňována na J do Labe, hlavním tokem oblasti je Jizera, východní část odvodňuje Mlynařice (Müller et al., 2001). Krásný et al. (2012) dělí českou křídovou pánev do relativně samostatných zvodněných systémů, hydrogeologických celků s víceméně uzavřenou bilancí podzemní vody. Podle tohoto dělení patří zájmová oblast do Boleslavsko-mělnického zvodnělého systému, který leží ve střední části české křídové pánve. Podle Herčíka et al. (2003), který řešenou část české křídové pánve rozdělil na 10 bilančních celků, spadá větší část studovaného území do bilančního celku 2- křída povodí Jizery, menší, jižní cíp oblasti do bilančního celku 10 labská křída. Podle dělení Olmera et al. (2006) je větší část oblasti součástí celku 441- Jizerský turon a menší část součástí celku 436- Labská křída.

Z vodohospodářského i hydrogeologického hlediska se jedná o velmi významnou oblast (Krásný et al, Müller et al., 2001.)

V zájmovém území lze vymezit 3 kolektory:

- 1) kolektor A- korycanské vrstvy (cenoman)
- 2) kolektor C-jizerské souvrství (střední turon)
- 3) kvartérní kolektor

1) Kolektor A:

Bazální křídový kolektor (A) se váže na perucko- korycanské souvrství, zejména na pískovce korycanských vrstev (Herčík et al., 2003) a je vyvinutý v celém zájmovém území. Jeho mocnost je značně proměnlivá a pohybuje se od 10 do 50 m (15 m u Kostelního Hlavna), (Müller et al., 2001). Mocnost, hloubka pod terénem a možnost hydraulické spojitosti s kolektorem C mají vliv na zvodnění kolektoru A, hydraulické parametry se v závislosti na těchto proměnných značně liší. Průměrná transmisivita je $5,8 \cdot 10^{-5}$ m²/s a hydraulická vodivost $2,6 \cdot 10^{-6}$ m/s (Müller et al., 2001) srovnání s hydraulickými parametry v ostatních kolektorech je uvedeno v tabulce 1.

Hladina podzemní vody je v kolektoru napjatá, s puklinově- průlinovou propustností (Herčík et al., 2003). Stropním izolátorem jsou slínovce bělohorského souvrství, jehož báze se také značně liší (139 m pod terénem u Kostelního Hlavna), (Müller et al., 2001).

Podle Herčíka et al. (2003) je proudění podzemní vody bazálního kolektoru řízeno tokem Jizery a Labe a voda tak proudí od SV k JZ.

Z tohoto kolektoru je jímána podzemní voda 7 artézskými vrty na pravém břehu Labe severně od Čelákovic (Krásný et al., 2012).

2) Kolektor C:

V písčitéch sedimentech jizerského souvrství je vyvinut kolektor C (Herčík et al., 2003). Jedná se o hydrogeologicky i vodohospodářsky nejvýznamnější kolektor celé křídové pánve. Vyskytuje se pouze v severní části zájmového území, v jižní je jizerské souvrství denudováno (Krásný et al., 2012). Denudační hranice probíhá přibližně 2 km severně od Sojovic ve VZ směru (Müller et al., 2001).

Hladina podzemní vody je v kolektoru volná, výjimečně lokálně napjatá vlivem slabé propustnosti kvartérních sedimentů v nadloží (Herčík et al., 2003). Propustnost kolektoru je puklinově- průlinová (Herčík et al., 2003, Müller et al., 2001). Transmisivita kolektoru je v území značně proměnlivá a s hloubkou stoupá, v tabulce 1 je uvedena průměrná hodnota podle Herčíka et al. (2003).

Voda pochází především přímo z infiltrace srážkových vod a proudí odlišným směrem než v kolektoru A vlivem působení drenážního účinku Jizery a jejích přítoku (Herčík et al., 2003).

3) Kvartérní kolektor:

V pleistocenních sedimentech nižší údolní terasy Jizery je vyvinut mělký kolektor. Tyto fluvialní sedimenty (písčité hlíny, hlinité písky a písčité štěrky) vytvářejí jednotnou hydrogeologickou strukturu, která je v přímé hydraulické spojitosti s povrchovým tokem Jizery. Jizera tvoří drenážní bázi kvartérního kolektoru (Herrmann et al., 1989), pouze v místech s intenzivním čerpáním odchází k indukované dotaci povrchové vody z řeky (Bruthans, ústní sdělení, 2015). Kvartérní kolektor má průlinovou propustnost a hladina v něm je volná (Milický et al., 2012). Průměrná mocnost kvartérních štěrkopísku se pohybuje kolem 7 m, největší mocnosti (kolem 9,5 m) dosahuje kolektor v oblasti mezi Benátkami a Kochánkami a také mezi Tuřicemi a Sojovicemi. Hydrogeologické vlastnosti jizerského souvrství umožňují, že s ním je mělký kvartérní kolektor v hydraulické spojitosti (Müller et al., 2001) a kvartérní kolektor je dotován nejen přímo srážkovou vodou a břehovou infiltrací z řeky Jizery, ale

rovněž přítokem podzemí vody z podložních křídových kolektorů a břehovou infiltrací z Jizery (Milický et al., 2011).

Tabulka 1 - Statistické charakteristiky koeficientu transmisivity (m^2/s) kolektorů A a C (převzato a upraveno z Herčík et al., 2003) a kvartérního kolektoru platné pro oblast u Sojovic (převzato a upraveno z Müller et al., 2001).

Hydrogeologická jednotka	Transmisivita* (m^2/s)	Transmisivita medián (m^2/s)	Transmisivita max. (m^2/s)	Transmisivita min. (m^2/s)
kvartérní kolektor	$2 \cdot 10^{-3}$	$3,61 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$
kolekotr C	$3,83 \cdot 10^{-3}$	$2,10 \cdot 10^{-3}$	$3,84 \cdot 10^{-2}$	$3,47 \cdot 10^{-6}$
kolekotr A	$5,56 \cdot 10^{-4}$	$3,94 \cdot 10^{-4}$	$2,10 \cdot 10^{-3}$	$2,31 \cdot 10^{-7}$

* průměrné hodnoty

Na východě území je vyvinut kvartérní kolektor vázaný na tok Mlynařice. Tento kolektor se v oblasti u Sojovic spolu s Jizerou podílí na poměrně významném zvodnění vyšší pleistocenní terasy tvořené písky a štěrkopísky. V této terase jsou umístěny nádrže pro umělou infiltraci jímacího území Káraný. Fluviální sedimenty pleistocenních teras spolu s holocenními fluviálními sedimenty tvoří důležitý průlinový kolektor této oblasti mocný až 18 m. Společný holocenní a pleistocenní průlinový kolektor u Sojovic má transmisivitu průměrně $2 \cdot 10^{-3} m^2/s$ a hydraulická vodivost se pohybuje kolem $2,3 \cdot 10^{-4} m/s$. Směry proudění podzemní vody v mělkých fluviálních kolektorech jsou většinou shodné s povrchovým tokem, v pleistocenních terasách se řídí místní drenážní bází, kterou tvoří údolí Jizery (příp. Mlynařice), (Müller et al., 2001, Herrmann et al., 1989).

2.4 Hydrochemie

V bazálním křídovém kolektoru dochází k přítoku silně mineralizované vody z podložního permokarbonu a ke zvyšování obsahu hydrogenuhličitanů a sodíku směrem k jihu. Podzemní vody se mění z chemického typu vod $Ca-HCO_3$ s nízkou mineralizací 0,1 g/l, který převažuje severně od zájmového území, na typ $Ca-Mg-HCO_3-SO_4$ s celkovou mineralizací až 0,4 g/l, který převažuje v jižní části, (Herčík et al., 2003).

V kvartérních sedimentech a v pleistocenních terasách převažují podzemní vody bikarbonátové (67 %) a sulfátové (33%) s typy $Ca-HCO_3$ a $Ca-SO_4$ a celkovou mineralizací průměrně kolem 0,64 g/l (Müller et al., 2001).

V oblasti je rozsáhlé antropogenní znečištění z bývalého vojenského prostoru Mladá, jedná se především o kontaminaci ropnými uhlovodíky, chlorovanými uhlovodíky a polychlorbifenoly (Krásný et al, 2012). Kontaminovány jsou vody v kvartérním kolektoru i v kolektoru středního turonu a puklinovým systémem se rychle šíří ve vertikálním i horizontálním směru (Müller et al., 2001).

2.5 Dusičnany ve vodách a denitrifikační pochody

Kontaminace podzemních vod dusičnany způsobuje v zájmovém území značný problém v jakosti podzemních vod fluvialních náplavů. Pro zachování kvality vody je nutné identifikovat zdroje kontaminace a procesy, kterými se kontaminanty šíří. Na základě údajů shromážděných v průběhu této práce vznikla hypotéza o možnosti rozkladu dusičnanů v podzemní vodě (denitrifikace) ve svrchnokřídovém kolektoru během jejich transportu. Dílčím cílem této práce bylo pokusit se ověřit tuto domněnku a to na základě inkubačních experimentů (batch testy).

Dusičnany jsou velmi častými kontaminanty vodních zdrojů. Zvýšený obsah dusičnanů ve vodách je spojený především s intenzivní zemědělskou činností, kterou často provází používání dusíkatých hnojiv a dále s rozkladem organické dusíkaté hmoty ve vodě. V půdě nejsou dusičnany zadržovány a snadno dochází k infiltraci do větších hloubek a kolektorů, kterými jsou dusičnany transportovány a to i na velké vzdálenosti (Pitter, 2009).

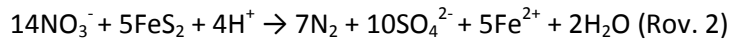
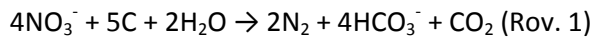
Koncentrace dusičnanů v podzemních vodách závislá na klimatických podmínkách a půdním charakteru oblasti a vzrůstá s rostoucí evapotranspirací, nízkými úhrny srážek, provzdušněnou půdou atp. (Pitter, 2009). Dusičnany mají slabé komplexační vlastnosti a jsou snadno transportovány podzemní vodou.

Denitrifikace je proces, při kterém dochází k redukci dusičnanů na plynné formy dusíku. K tomuto ději dochází v několika stupních: dusičnany se redukují přes dusitany (tzv. dusičnanová respirace; Pitter, 2009) na oxid dusnatý, oxid dusičitý a elementární dusík, který je výsledkem úplné denitrifikace (Stenger et al., 2013). V nenasycené zóně probíhá jen částečná denitrifikace dusičnanů na oxid dusný, který se dále může uvolňovat do ovzduší. K úplné denitrifikaci dochází obvykle ve stabilnějších redoxních podmínkách saturované zóny (Stenger et al., 2013).

Při denitrifikaci převažuje produkce elementárního dusíku, ale poměr mezi vznikajícím molekulárním dusíkem a oxidem dusným závisí na hodnotě pH (Pitter, 2009). Denitrifikace probíhá v anoxických podmínkách, nebo při velmi nízkých koncentracích rozpuštěného kyslíku (menších než 0,5 mg/l), (Pitter, 2009). Proces je dále podmíněn přítomností vhodného donoru elektronů a denitrifikačních mikroorganismů. Vzhledem k tomu, že v zemědělsky využívaných oblastech lze dusičnany a denitrifikační mikroorganismy považovat za všudypřítomné, je prostorová distribuce denitrifikace závislá především na existenci vhodného donoru elektronů a na anoxickém prostředí (Stenger et al., 2013).

Denitrifikační bakterie mají různý metabolismus a jako zdroj energie využívají organické látky, sulfidy, nebo minerály s vázaným železem (Fe^{2+}), (Stenger et al., 2013). Existují tedy odlišné denitrifikační reakce poháněné různými bakteriemi. Heterotrofní bakterie používají dusičnany k oxidaci

organických látek (Rov. 1) a autotrofní bakterie k oxidaci redukovaných sloučenin síry, jakou je například pyrit (Rov. 2), (Puig et al., 2008).



Při heterotrofní denitrifikaci dochází k spolu se snížením obsahu dusičnanů k nárůstu rozpuštěného anorganického uhlíku (DIC), zatímco druhou reakcí provází produkce zvýšených koncentrací síranů. V závislosti na různých denitrifikačních cestách dochází ke vzniku chemicky odlišných typů podzemních vod (Carrey et al., 2013). Díky tomu je možné zpětně zjistit, zda denitrifikace proběhla pomocí autotrofních nebo heterotrofních bakterií.

V případech, kdy nejsou chemická data jednoznačná nebo přesvědčivá, se k popisu denitrifikačních procesů využívá multiisotopová analýza. Stabilní izotopy se obvykle měří jako poměr mezi těžším a lehčím izotopem (např. $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$), (Carrey et al., 2013).

Studiem autotrofní denitrifikace se ve svých pracích zabývají například Torrentó et al. (2010), Carrey et al. (2013), Bosch et Meckenstock (2012) a Pu et al. (2014). Torrentó et al. (2010) se zabývali výzkumem role pyritu při denitrifikaci podzemních vod. Byly provedeny inkubační (batch) i kolonové testy. Všichni autoři shledali pyrit jako vhodný donor elektronů a jejich experimenty potvrdili schopnost denitrifikačních bakterií tento elektron využít pro pyritem řízenou autotrofní denitrifikaci (Torrentó et al., 2010, Carrey et al., 2013, Bosch et Meckenstock, 2012, Pu et al., 2014). Dále se shodují, že míra redukce dusičnanů závisí na velikosti zrn pyritu, koncentraci dusičnanů a pH. Výsledky provedených testů ukazují, že rozsah a rychlost denitrifikace se zvyšuje se klesající velikostí pyritových zrn (Torrentó et al., 2010, Carrey et al., 2013, Bosch et Meckenstock, 2012, Pu et al., 2014).

Torrentó et al. (2010) a Pu et al. (2014) prováděli testy za použití zrn čistého pyritu, syntetické vody a čisté, předem vypěstované kultury bakterií. Pu et al. (2014) používá bakterie *Sulfurimonas denitrificans*, Torrentó et al. (2010) bakterie *Thiobacillus denitrificans*.

3 Metodika

3.1 Terénní práce

3.1.1 Niveláčn  záměry a měření hladin podzemní vody

Pro vymapování p esn   rovn  hladiny řeky Jizery a pro sledování změn hladiny podzemní vody bylo nutné znát provést p esn  v řkov  zaměření sledovaných objektů. V terénu jsem vytyčila vhodn  m sta pro zaměření nadmořsk  v řky hladiny v řece. Niveláčn  záměry hladiny v řece a hladin ve vrtech provedl J. Grundloch v květnu 2014 s GPS TOPCON GRS-1 w s přesností souřadnic v cm.

Od března 2014 do března 2015 byly s 30 minutov m intervalem sledovány hladiny podzemní vody a teploty ve 12 vrtech (V1- V12) automatickými snímači  rovn  hladiny vody levellogger Edge s barometrickou kompenzací kanadsk  firmy Solinst a čidla LGR2 HT firmy Geomon. Přesnost měření vřech veliutin čidla Solinst je 0,05 ař 0,1 % v závislosti na typu čidla (Solinst, 2015).  idlo LGR2 m ří tlak s přesností 0,1 % a teplotu s přesností 0,5 % (Geomon, 2015).

V m s n m kroku jsem, v třinou s I. Kůrkovou, m řila hladinu podzemní vody elektro- kontaktním hladinoměrem G30 firmy NPK s opticko- akustickou signalizací s délkou p asma 30 m a přesností měření $\pm 0,01$ m (NPK, 2015).

Po otevření vrtu jsme hladinoměr opřely o st nu záhlaví vrtu a sondu jsme pomalu spouřt ly do vrtu. Při dotyku m ř c  sondy s hladinou dojde k signalizaci blikáním indikautin sv tiov ch diod a zároveň akustick m signálem. Ve chvíli kdy tento signál zazněl, byla na p asmu odečtena hloubka hladiny podzemní vody od obruby pařnice vrtu (Obr. 6).



Obrázek 6: Měření hladiny podzemní vody na vrtu V8 elektro- kontaktním hladinoměrem.

Akustická i optická signalizace používaného hladinoměru byla při měřeních v létě 2014 opakovaně porouchaná, a tak byl odečet hladiny značně ztížen, informace o úrovni hladiny podzemní vody z těchto měření (24. 6. 2014, 15. 7. 2015 a 22. 9. 2014) se mohou lišit v řádu cm. Díky automatickým snímačům úrovně hladiny vody, která ve vrtech byla nepřežitě přítomna, bylo možné data naměřená hladinoměrem zpětně opravit.

Hladiny podzemní vody byly porovnávány se stavem vody v Jizeře na základě dat ČHMÚ ze stanice v Předměřicích (1-05-03-015), (průměrný roční stav: 160 cm, průtok= 24,9 m³/s, 3. stupeň povodňové aktivity: stav= 694cm, průtok 593 m³/s, hydrologické sucho: stav= 116 cm průtok 6,61 m³/s) pro zjištění míry hydraulické spojitosti (ČHMÚ, 2015).

3.1.2 Geologické profily, zarážené sondy

V rámci hydrogeologického kurzu na jaře 2015 jsem se skupinami studentů prováděla zarážení průzkumných půdních sond, které sloužily jako podklad pro sestavení geologického profilu. Na základě 15 úzkoprofilových sond jsem sestavila 3 geologické profily. Sondování jsme prováděli sondovacími tyčemi, ty se používají zejména pro průzkum malého území tvořeného jemnozrnnými či písčitými zeminami s příměsí drobného štěrku. Sondovací tyče jsou polokulaté železné tyče s ostrým hrotem, po celé délce z poloviny otevřené, což umožňuje makroskopický popis odebraného vzorku. Používali jsme dvě sondy s délkami 1 m a 2 m a průměru 35 mm. Zarážení probíhá ve dvou fázích do hloubky maximálně 2 m.

Nejprve jsme zarazili kratší, širší tyč pomocí teflonového kladiva. Po každém úderu kladiva, jsme tyčí otočili. Po zaražení do maximální možné hloubky jsme tyč vyndali a litologický profil popsali. Do vzniklé díry v sedimentu jsme poté stejným způsobem zaráželi užší delší tyč. Po vytažení této tyče jsme opět popsali litologický profil. Před zarážením půdních sond jsem vytyčila vhodný profil. Profilování jsem prováděla na 3 lokalitách (PF1, PF2, PF3), (Obr. 31). Dva profily (PF1, PF2) popisují průběh nivních sedimentů v zářezu koryta řeky. Poslední profil (PF3) sleduje průběh kvartérních sedimentů a svahovin na SV od Předměřic.

Profil PF1 jsem zvolila u Skorkova na levém břehu řeky Jizery, přibližně 4 m severně od vrtu V1. Tento profil je přes 15 m dlouhý s převýšením 4,5 m. Bylo zde zaraženo 5 sondovacích tyčí do maximální hloubky 2 m. Vzdálenost jednotlivých sond od sebe byla průměrně 3 m a byla volena v závislosti na průběhu terénu. Nejdříve jsme pásmem změřili délku celého profilu a pomocí vodováhy určili rovinu. Po zaražení každé sondy jsme změřili její vzdálenost a převýšení od předcházejícího bodu.

Geologický profil PF2 byl vytyčen u Sobětuch, nedaleko vrtu V9, přibližně 50 m po proudu od dálničního mostu na levém břehu Jizery. Tento profil je 9 m dlouhý s převýšením 4,5 m. Bylo zde zaraženo 6 sondovacích tyčí do maximální hloubky 1,5 m. Vzdálenost jednotlivých sond od sebe byla velmi proměnlivá (0,6 m- 3,8 m) v závislosti na terénu.

Geologický profil PF3 byl vytyčen Na Dolíku nad Předměřicemi nad Jizerou u vrtu V11. Profil začíná asi 60 m na JV mělkým údolím od vrtu V11. Je dlouhý přibližně 125 m a vybíhá do kopce na JZ, směrem k silnici 610. Převýšení je přibližně 0,75 m. Byly zde zaraženy 4 sondy do maximální hloubky 1,15 m. Vzdálenost jednotlivých vpichů od sebe se pohybuje mezi 30- 55m. Měření jsme prováděli stejně jako u profilu PF1 a PF2.

3.1.3 Infiltrační zkoušky

V červnu 2015 jsem se skupinami studentů v rámci hydrogeologického kurzu provedla 11 infiltračních zkoušek pro stanovení hydraulické vodivosti v půdní zóně a ve dně řeky Jizery.

Použili jsme metodu ustálené infiltrace sledující časový interval, za který se vsákne stanovené množství vody. V některých případech jsme použili dvouválcový železný infiltrometr, v jiných pouze jednoduchý válec. Použití dvojitého prstence bylo mnohdy nemožné, z důvodu obtížného zajištění těsnosti obou válců.

Používali jsme plastový válec průměru 20 cm a délky 25 cm a ocelové válce délky 20 cm, s průměrem vnitřního válce 20 cm a vnějšího 34 cm. Infiltrační zkoušky jsme prováděli na povrchu půdy a ve dně koryta řeky Jizery.

Při měření na povrchu půdy jsme půdu okolo válce po obvodu ořezali ostrou lopatkou, zatlačili válec do půdy a teflonovým kladivem zatloukli do země (cca 5- 10cm hluboko) tak, aby došlo k co nejmenšímu porušení povrchu půdy a nevznikly tak preferenční cesty vsaku. Poté jsme dno válce vyložili štěrkem, abychom předešli erozi povrchu půdy a rozvíření jemných částic při nalévání vody, díky kterému by mohlo dojít k ucpání pórů. Do válce jsme dali ostrý drát, jehož jeden konec trčel vzhůru a druhý jsme ohnuli a zatížili štěrkem ze dna. Drát sloužil pro určení přesné úrovně hladiny v průběhu infiltrační zkoušky, díky prohnutí blanky vody na špičce drátu způsobenému adhezními a kohezními silami. Takto připravený válec jsme naplnili vodou až po hrot drátu a přilili konstantní množství vody (300 ml, 320 ml), (Obr. 7). V tento okamžik jsme začali měřit čas až do doby, než hladina poklesla natolik, že ji hrot drátku prořal. Daný čas jsme odečetli a opět dolili konstantní množství vody.



Obrázek 7: Infiltrační zkouška P12 na polní cestě blízko profilu PF3.

Zkouška probíhala až do ustálení časových rozestupů mezi jednotlivým přiléváním vody. Rychlost infiltrace po ustálení koresponduje s hydraulickou vodivostí (Dub et al., 1969). Hydraulický gradient je roven jedné, jelikož se jedná o samovolné vertikální proudění v nenasycené zóně. Rychlost infiltrace a tedy i vertikální hydraulickou vodivost jsem vypočítala ze vztahu:

$$k_v = v_f = \frac{V_n}{S_v} * \frac{1}{t}$$

k_v je vertikální hydraulická vodivost (m/s),

v_f je rychlost infiltrace (m/s),

V_n je objem dolévané vody (l),

S_v je plocha podstavy válce (m²),

t je čas, během kterého se množství dolité vody vsákne (s)

Při měření v korytě řeky jsme válece teflonovým kladivem zatloukli do dna co nehlouběji (cca 10 cm hluboko pod dno řeky), (Obr. 8). Dno řeky bylo štěrkovité, takže nebylo nutné válce štěrkem vykládat. Stejně jako při infiltračních zkouškách v půdní zóně jsme použili drátek pro zachycení přesné úrovně hladiny v průběhu infiltrační zkoušky. Zároveň jsme změřili rozdíl hladin ve vnitřním válci pro výpočet hydraulického gradientu. Takto připravený válec jsme naplnili vodou až po kraj hrotu drátu a přilili konstantní množství vody (315 ml, 320 ml, nebo 850 ml). Opět jsme měřili čas, dokud hladinu vody neprořal hrot drátku. Daný čas jsme odečetli a dolili stanovené množství vody.



Obrázek 8: Infiltrační zkouška R6 na profilu PF2 v korytě řeky Jizery za použití dvojitého prstence.

Zkouška probíhá až do ustálení časových rozestupů mezi jednotlivým přiléváním vody. Hydraulický gradient není rovný jedné jako při pokusech v půdní zóně, protože voda proudí nejprve dolů válcem a pak se vrací nahoru náplavy do řeky. Přibližně lze hydraulický gradient určit vztahem:

$$I = \frac{\Delta H}{(L1 + L2 + L3)}$$

I - hydraulický gradient,

ΔH - je změna hydraulických výšek mezi hladinou ve vnitřním válci a v řece,

$L1$ - je vertikální vzdálenost hladiny ve vnitřním válci a bází vnitřního válce

$L2$ - horizontální vzdálenost mezi vnitřním a vnějším válcem, pokud je jen jeden válec, je $L2$ rovno 0,

$L3$ - vertikální vzdálenost mezi hladinou v řece a bází vnějšího válce.

Z ustálené rychlosti infiltrace vypočítáme vertikální hydraulickou vodivost pomocí vztahu:

$$k_v = v_f / I$$

$$v_f = \frac{V_n}{S_v} * \frac{1}{t}$$

k_v je vertikální hydraulická vodivost (m/s),

v_f je rychlost infiltrace (m/s),

I je hydraulický gradient,

V_n je objem dolévané vody (l),

S_v je plocha podstavy válce (m²),

t je čas, během kterého se množství dolité vody vsákne (s).

3.1.4 Odběry vzorků

3.1.4.1 Odběr vzorků vod z vrtů

Statické odběry vzorků vody, které umožňují intenzivní proudění ve všech vzorkovaných vrtech (0,5-1 m/den, Rodovská, 2014), jsem na 12 průzkumných vrtech prováděla s I. Kůrkovou jednou měsíčně. Vzorky jsme odebíraly zonálním teflonovým vzorkovačem o objemu 0,69 l, délce 90 cm a průměru 35 mm zavěšeným na PP lanku do předem označených plastových vzorkovnic o objemu 0,25 l. Vzorky byly uchovávány v chladu a temnu a posílány na celkový rozbor do analytické laboratoře České geologické služby na Barrandov, kde byly kationty analyzovány metodou ICP-OES (inductively coupled plasma optical emission spektrometry) a anionty metodou HPLC (high-performance liquid chromatography).

Stejným způsobem jsem odebrala vodu z vrtu V3 pro denitrifikační inkubační experimenty. Vzorek vody jsem odebrala do plastové láhve o objemu 1,5 l 3. 6. 2015. Poté byl vzorek skladován v chladu a temnu až do použití při denitrifikačním testu na počátku června 2015.

Měření konduktivity každého vzorku jsem prováděla pokud možno ihned po odebrání v terénu přístrojem Multi 340i výrobce WTW (přístroj nebyl vždy k dispozici, zejména ze začátku prováděných odběrů k měření konduktivity nedocházelo). Pro měření konduktivity a teploty byla používána sonda TetraCon 325 výrobce WTW (Obr. 9). Konduktivita je měřena s přesností 0,5 % z měřené hodnoty.



Obrázek 9: Měření konduktivity vzorku podzemní vody z vrtu V4.

3.1.4.2 Odběry vzorků vod z lyzimetrů

Jednou měsíčně jsem pomocí vakuové pumpy a odběrné láhve odebírala vodu ze sukčních lyzimetrů instalovaných v zájmovém území L. Hroncem. Sukční lyzimetr je zařízení složené ze sběrné a zásobní nádoby, které jsou spojeny PVC hadičkou o vnitřním průměru 6 mm. Dvě další hadičky jsou vyvedeny ze sběrné nádoby na povrch. Jedna hadička udržuje ve sběrné nádobě atmosférický tlak a druhá slouží k odběru vody (Hronec, 2012).

Vakuovou pumpu jsem hadičkou spojila s odběrnou láhví, kterou jsem pak napojila na odběrnou hadičku vedoucí z kanystru lyzimetru. Pumpováním jsem vytvořila v odběrné nádobě podtlak a došlo tak k vysání vody z kanystru do odběrné nádoby. Množství vysáté vody jsem změřila v odměrném válci a vodu pak přelila do vzorkovnic o objemu 0,5 l. Odebrané vzorky jsem filtrovala přes filtr o velikosti pórů 0,45 μm vakuovou filtrační soupravou Nalgene. Vzorky byly uchovávány v chladu a temnu a posílány na základní chemický rozbor do analytické laboratoře České geologické služby na Barrandově.

3.1.4.3 Odběry kalu s živou kulturou bakterií z vrtu

Odběr kalu z vrtu V11 pro denitrifikační inkubační experimenty jsem provedla v červnu 2015. Vzorky kalu jsem odebírala zonálním teflonovým vzorkovačem o objemu 0,69 l, délce 90 cm a průměru 35 mm z kalníku vrtu z hloubky přibližně 29 m. Vzorky jsem odebírala do předem označených plastových vzorkovnic o objemu 0,25 l, po naplnění vzorkovnice kalem jsem při zavíčkování vytlačila zbylý vzduch. Po odběru byly vzorkovnice s kalem uchovávány v chladu a temnu a následující den použity pro denitrifikační inkubační experimenty.

3.2 Laboratorní práce

3.2.1 Příprava sedimentů na stanovení karbonátu, síry a organického uhlíku ve vrtném jádře křídových hornin

Z křídového vrtu V11 byly po odvrtání zachovány části vrtného jádra (slínovec). Z celého křídového vertikálního profilu (od hloubky 2 m do 30 m) bylo vybráno 44 vzorků slínovce s přibližně 1 m rozestupy (0,2- 2,3 m).

Ze střední, nejméně zvětralé části každého z nich jsem oddělila přibližně 15g sedimentu. Tyto vzorky jsem zabalila do předem nadepsaných igelitových sáčků. Vzorky byly namlety na analytickou jemnost a analyzovány v centrální laboratoři České geologické služby na celkový obsah síry (S_{tot}) IR spektrometrií. Pro porovnání složení svrchní rozpukané zóny křídý byl odebrán jeden vzorek z vrtného jádra z báze vrtu V7 hloubky 8,8 m a analyzován společně se vzorky z vrtu V11 na obsah S_{tot} na stejném přístroji. Zbylé sedimenty vrtného jádra byly zabaleny do igelitové fólie, popsány a skladovány pro případné další použití.

Po vyhodnocení analýzy byla vybrána hloubka vrtu V11 s vysokým obsahem S_{tot} (hloubka 25,9 m). Ze zbylých částí vrtného jádra dané hloubky jsem kladivem oddělila přibližně polovinu vzorku jádra (cca 1,5kg) a zabalila do nadepsaných igelitových sáčků. Tato část vrtného jádra byla namleta na analytickou jemnost (velikost zrn < 63 μ m) na planetových mlýncích v drtárně Geologického ústavu akademie věd České republiky. Část takto připraveného vzorku byla použita pro denitrifikační inkubační experimenty, zbytek uskladněn pro případné další použití.

3.2.2 Inkubační experimenty

Inkubační experimenty (batch testy) jsem prováděla pro posouzení možnosti denitrifikace dusičnanů původními bakteriemi za využití pyritu jako donoru elektronů při redukcí (viz kapitola 2.5). Experimenty probíhaly 8 týdnů. Počet vzorků, které byly průběžně odebírány, byl limitován zachováním poměru pevná látka: roztoku 30 % z původní hodnoty.

Sestavení experimentu jsem prováděla s L. Falteiskem z katedry zoologie na PŘF UK. Všechny experimenty jsme prováděli ve skleněných láhvích o objemu 250 ml. Láhev byla naplněna 200 ml vody z vrtu V3. Dále bylo přidáno 25 g slínovce z vrtného jádra vrtu V11 (hloubka 25,9 m) namletého na analytickou jemnost (velikost zrn < 63 μ m) a 50 ml kalu s živými kulturami bakterií odebraného z kalníku vrtu V11.

Celkově tak byly sestaveny 4 typy vzorků:

- Vzorky KL1 a KL2: prosté vzorky: voda, slínovec, kal (duplicitně)
- Vzorek AZ: sterilizovaný vzorek: voda, slínovec, kal, azid sodný
- Vzorky OC1 a OC2: vzorky se zdrojem organického uhlíku: voda, slínovec, kal, octan sodný (duplicitně)
- Vzorek BK: vzorek bez kalu, s mikroorganismy z vody: voda, slínovec

Do vzorku AZ bylo přidáno 0,25 ml 10% azidu sodného, pro sterilizaci experimentu. Po zabití bakterií tento vzorek funguje jako kontrola, že k úbytku dusičnanů v ostatních vzorcích dochází procesem denitrifikace přítomnými bakteriemi. Do vzorků OC1 a OC2 byl přidán octan sodný do výsledné koncentrace 10 mmol/l, aby bylo možné sledování heterotrofní denitrifikace organickou hmotou. Tyto duplicitní vzorky slouží zároveň jako pozitivní kontrola, že celkové sestavení inkubace je v pořádku a experimenty probíhají. Byl také sledován nezávislý kontrolní experiment bez přidání kalu s živými kulturami bakterií (BK).

Všechny láhve byly zavřeny šroubovacími uzávěry se silikonovým septem pro možnost postupného odebírání vzorků při zachování anoxických podmínek. Před zahájením experimentu byly vzorky probublány dusíkem po dobu cca 4 minut. Nejprve byla zavedena skrz silikonovou přepážku kratší jehla na odvodušnění. Poté byla zavedena delší jehla sahající do roztoku vzorku napojená na tlakovou nádobu s dusíkem. Po probublání byly jehly vytahovány v opačném pořadí.

Test probíhal za laboratorní teploty, která ovšem dosahoval až 30°C.

První sada vzorků o objemu přibližně 18 ml byla odebrána při zahájení testu do sady dvou předem označených zkumavek (jedna pro stanovení aniontů, druhá pro stanovení kationtů), další odběr proběhl po 6 dnech. Každý další odběr proběhl s týdenním rozestupem (Obr. 10).



Obrázek 10: Odebírání vzorků z inkubačních experimentů.

Ihned po odebrání vzorků jsem přístrojem Multi 340i výrobce WTW měřila pH, konduktivitu a teplotu. Pro měření pH byla použita elektroda SenTix 41 (pH 0- 14/ 0- 80°C) výrobce WTW. Před měřením byl přístroj kalibrován pufrů pH = 4 a pH = 7 dodanými výrobcem. Pro měření konduktivity byla používána sonda TetraCon 325 výrobce WTW.

Vzorky jsem přefiltrovala 0,45 um membránovým filtrem. Do vzorků určených na stanovení kationtů jsem přidala 0,75 ml HNO₃ pro stabilizaci vzorků.

Po 5. odběru byly k dispozici první výsledky analýz, které umožnili upravit probíhající testy. Tři vybrané vzorky (KL2, AZ a BK) jsem po zbytek testu umístila do laboratorní třepačky s rychlostí 170 otáček za minutu, pro udržení minerální suspenze ve vznosu, aby byl rozemletý slínovec v dobrém kontaktu s vodou. Cílem této úpravy bylo ověření hypotézy, že k denitrifikaci nedochází z toho důvodu, že pyrit v inkubaci sedimentuje spolu s jílem a je izolován od roztoku.

Vzorky určené na stanovení aniontů byly před analýzou uchovávány v mrazu a temnu. Vzorky na analýzu kationtů byly uchovávány v chladu a temnu. Na analýzu do laboratoře na PŘF UK (byla první a druhá sada vzorků poslána spolu s 3. sadou vzorků po 13 dnech od zahájení testu. Každé další vzorky byly vyhodnocovány v sadách po 2 odběrech. Vzorky byly uchovávány v chladu a temnu (vzorky na analýzu aniontů byly mražené) a analyzovány v Laboratoři geologických ústavů na PŘF UK v Praze, kde byly kationty analyzovány metodou ICP-OES (inductively coupled plasma optical emission spectrometry) a anionty metodou HPLC (high-performance liquid chromatography).

3.3 Zpracování dat

3.3.1 Niveláčnické záměry a měření hladin podzemní vody

Pro vyhodnocení měření hladin podzemní vody na průzkumných vrtech jsem použila data stažená z čidel s automatickými snímači úrovně hladiny vody (LGR firmy Geomon, s.r.o. a levellogger Edge firmy Solinst Canada Ltd.). Hladina podzemní vody byla spočítána z niveláčnických zaměření s GPS. Při jednotlivých niveláčnických záměrech se měřila báze terénu u pažnice každého vrtu, pažnice nad terénem a hloubka hladiny podzemní vody pod vrcholem pažnice. Z těchto měření pak byla stanovena úroveň hladiny podzemní vody ve vrtech v metrech nad mořem. Údaje o úrovni hladiny povrchové vody v Jizeře byla brána z nejbližšího místa na řece, kde byla hladina měřena s GPS. Data o úrovni hladiny podzemní vody ve vrtech jsem pro kontrolu porovnávala s manuálním měřením hladin, které jsme v měsíčním kroku prováděli s I. Kůrkovou. Pro zjištění míry hydraulické spojitosti jsem poté data z jednotlivých vrtů porovnávala se stavem hladiny v Jizeře na základě dat ČHMÚ ze stanice v Předměřicích (1-05-03-015). Hodnoty hladiny v Jizeře a v jednotlivých vrtech jsem časově sladila a sjednotila jsem krok měření na půl hodiny.

Do většiny vrtů (V1, V2, V3, V4, V5, V6, V7, V8, V10, V12) byla čidla s automatickými snímači úrovně hladiny vody a teploty instalována v březnu a dubnu 2014. Ve dvou vrtech (V9 a V11) došlo k selhání těchto čidel a měření probíhalo až od září 2014. Data ze všech vrtů byla stažena v lednu 2015, data z vrtů nejbližší ke korytu řeky (V1, V2, V10) byla stažena v březnu 2015, aby byla zachycena změna úrovně hladiny podzemní vody při povodni v lednu 2015 (11. 1. 2015 kulminace Jizery). Údaje o úrovni hladiny ve vrtech a v řece jsou uváděna v m n. m. na základě niveláčnických záměrů s GPS.

3.3.2 Konstrukce geologických řezů a mělkých geologických profilů

Pro jasné a jednoduché vyjádření geologických, hydrogeologických i jiných skutečností v prostoru jsem zvolila grafické zpracování těchto poměrů. Z dostupných dat jsem vytvořila geologické řezy oblasti se zaměřením na kvartérní sedimenty a hydrogeologické poměry. Klíčové poznatky celé práce jsem se pak snažila shrnout v koncepčních modelech. Oba tyto grafické výstupy byly nejprve dělány v ruce na milimetrový papír a později překresleny do elektronické podoby pomocí programu CorelDraw 12.

3.3.2.1 Geologické řezy

Na milimetrový papír jsem sestavila celkem 5 geologických řezů (A, B, C, D, E) vedoucích zájmovým územím, které zobrazují povrchové i podpovrchové geologické údaje.

Zvolila jsem konstrukci převýšených geologických řezů umožňující zaznamenat i méně mocné, ale významné polohy kvartérních sedimentů. Vertikální a horizontální měřítko jsem zvolila tak, aby byly jasně viditelné všechny důležité skutečnosti, ale nedošlo k přílišnému zkreslení.

Při sestavení každého geologického řezu jsem začala konstrukcí topografického profilu podél linie řezu. Na milimetrový papír jsem nejprve vynesla soustavu pomocných horizontálních čar, které odpovídaly jednotlivým výškovým úrovním podle předem určeného vertikálního měřítka. Do této soustavy jsem pak vynesla průsečíky jednotlivých vrstevnic s linií řezu podle daných výškových hodnot. Tyto body jsem následně spojila a dostala tzv. profilovou křivku terénu ve vertikálním řezu.

Na profilovou křivku jsem vynesla jednotlivé vrty a zaznamenala geologické údaje z vrtné dokumentace, dále údaje o stavu hladiny podzemní vody ve vrtech, násoskových řadech a povrchové vody v Jizeře. Pro zanesení úrovně hladiny v nových průzkumných vrtech a hladiny vody v řece jsem použila data měřená J. Grundlochem při nivelačních záměrech v květnu 2014 s GPS TOPCON GRS-1 w s přesností souřadnic v cm. Hladina řeky Jizery byla měřena 15. 5. 2014 za stavu 140 cm a průtoku 12,5 m³/s . Pro archivní vrty jsem použila data z dokumentace v archivu České geologické služby-Geofondu. U některých archivních vrtů chybí vrtná dokumentace, a tak jsem tyto vrty použila alespoň pro zanesení úrovně hladiny podzemní vody, která byla dostupná z geologické prozkoumanosti území na webu archivu České geologické služby, Geofondu. Při projekci geologických dat mezi jednotlivými vrty jsem se řídila obecnými geologickými zákonitostmi a snažila se vhodně projektovat geologická tělesa vyplývající z objektivních dat.

3.3.2.2 Mělké geologické profily

Na základě údajů z 15 průzkumných sond jsem sestavila 3 mělké geologické profily (PF1, PF2, PF3). Popis vytyčení profilu v terénu a zarážení průzkumných sond je popsáno v kapitole 3.1.2.

Profil PF1 je dlouhý 15 m s převýšením 4,5 m, profil PF2 je dlouhý 9 m s převýšením 4,5 m a profil PF3 je dlouhý 125 m s převýšením přibližně 0,75 m.

Na milimetrový papír jsem nejprve vynesla soustavu pomocných horizontálních čar, které odpovídaly jednotlivým výškovým úrovním podle předem určeného vertikálního měřítka. Do této soustavy jsem vynesla průsečíky známých vrstevnic a bodů s linií profilu podle daných výškových hodnot. Použila jsem údaje z topografických map a blízké body zaměřené při nivelačních záměrech (hladiny podzemní

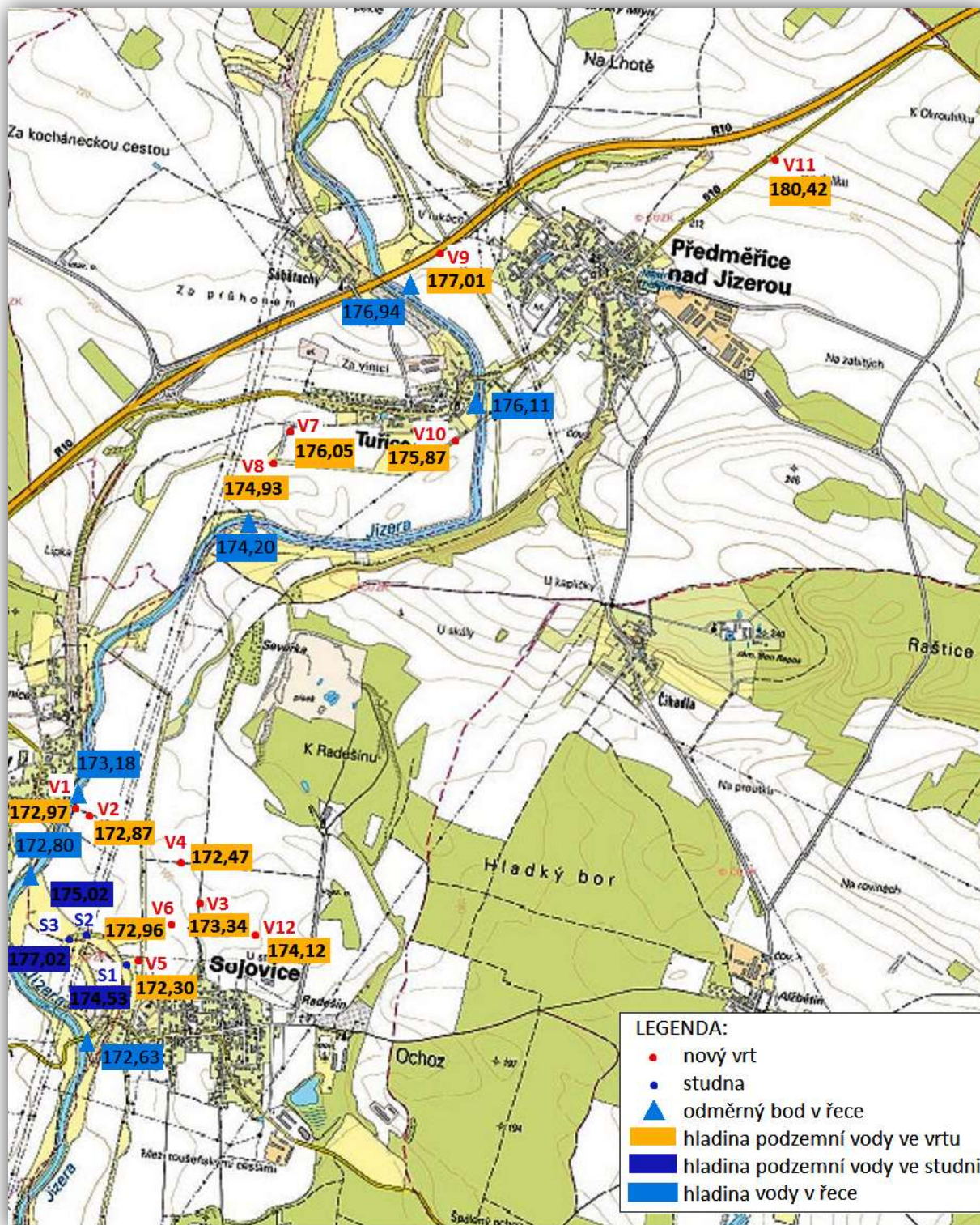
vody ve vrtech a stav vody v Jizeře). Pak jsem ve zvoleném měřítku vynesla vzdálenosti mezi jednotlivými sondami a jejich hloubky. Ty jsem spojila do topografického profilu podle zaměřených dat, nákresů a fotografií z terénu. Dále jsem zaznamenala litologické údaje z průzkumných sond a údaje o stavu hladiny v řece. Při projekci průběhu jednotlivých litologických poloh mezi jednotlivými sondami jsem se řídila obecnými geologickými zákonitostmi a snažila se vhodně projektovat geologická tělesa vyplývající z objektivních dat.

4 Výsledky a diskuze

4.1 Měření hladin podzemní vody

Získala jsem hodnověrný záznam hladiny podzemní vody z celkem 10 vrtů, z toho 9 kvartérních a jednoho křídového. Ve vrtu V4 nesouhlasí úrovně hladiny podzemní vody naměřené čidlem s manuálním měřením hladinoměrem. Došlo zde pravděpodobně k chybě měření čidla a data z tohoto vrtu proto nejsou zahrnuta ve zpracování. Ve vrtu V7 poklesla dvakrát hladina podzemní vody pod čidlo (v období: 11. 10. 2014 až 24. 10. 2014 a v období: 3. 11. 2014 až 25. 12. 2014), data z těchto období byla smazána a záznam hladiny tak obsahuje mezery.

Hladiny podzemní vody ve vrtech V1- V12 jsem porovnávala se stavem hladiny řeky Jizery na základě dat ČHMÚ ze stanice v Předměřicích pro zjištění míry hydraulické spojitosti mezi řekou a podzemní vodou. Nadmořská výška hladiny řeky Jizery byla jednorázově změřena na 9 bodech v zájmovém území dne 15. 5. 2014 za stavu 140 cm a průtoku 12,5 m³/s, což je mírně podprůměrný stav (průměrný roční stav: 160 cm, průtok= 24,9 m³/s). Na obrázku 11 jsou vyznačeny nadmořské výšky hladiny v řece a v jednotlivých objektech ze dne 15. 5. 2014 a jejich poloha.

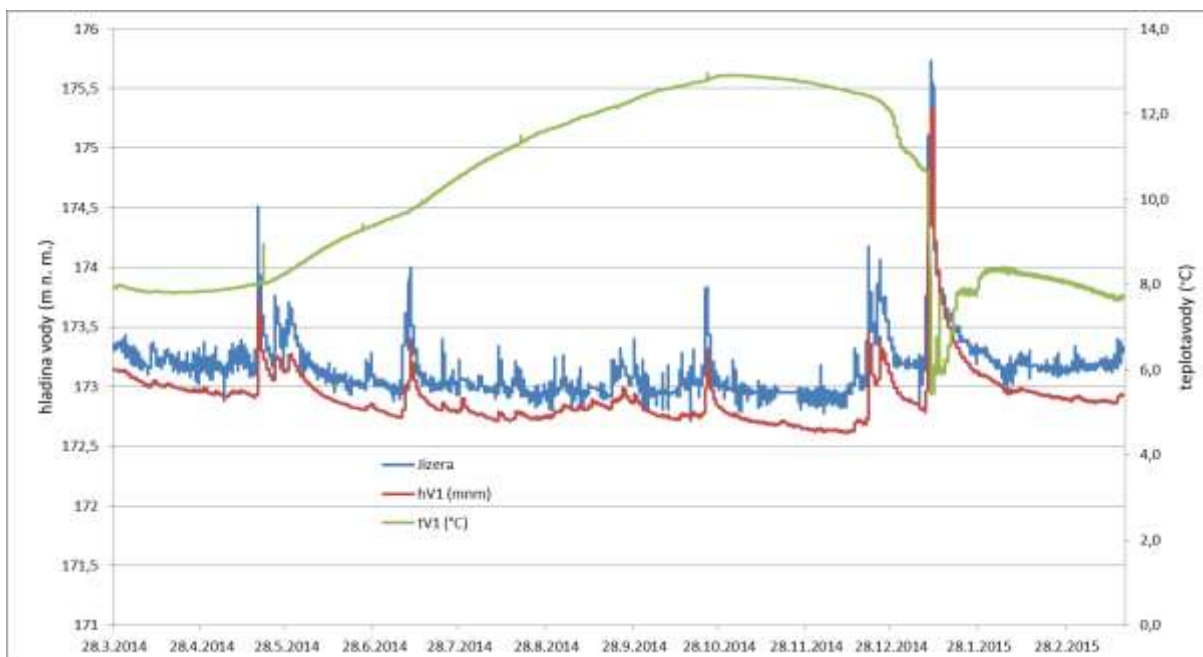


Obrázek 11: Hladiny podzemní vody ve vybraných objektech a hladiny vody v řece, měřeno 15. 5. 2014. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

Nejblíže řeky jsou umístěny vrty V1 (vzdálenost od řeky je 10 m), V2 (100 m) a V10 (130 m). Další vrty jsou od řeky vzdálené od cca 300 m do 1000 m: V3 (700 m), V4 (600 m), V5 (400 m), V6 (650 m), V7 (500 m), V8 (300 m), V9 (260 m), V12 (1000 m). Nejdále od řeky je vrt V11 umístěný v křídových horninách asi 2 km daleko od Jizery.

Průběh hladiny podzemní vody v průzkumných vrtech nejblíže ke korytu řeky (V1, V2, V10) koreluje se stavem hladiny v řece Jizeře nejvíce a hydraulická spojitost s řekou je zde dobře patrná. Nejužší vztah se stavem hladiny v řece můžeme pozorovat na průběhu hladiny podzemní vody ve vrtu V1 (Obr. 12), který je od koryta řeky vzdálen pouhých 10 m. Hladina v tomto vrtu kolísá nejvýrazněji ze všech sledovaných vrtů (o 2,72 m za sledované období; 172,61- 175,33 m n. m.). Ve vrtech V10 a V2 je vztah k řece stále výrazný, ačkoli oproti V1 je u V10 mírně potlačený (Obr. 20), vrt V2 má hydraulickou spojitost s řekou z těchto 3 vrtů nejméně patrnou (Obr. 13). Na všech třech vrtech se jasně projevují výraznější zvýšení hladiny v řece zvýšením hladiny podzemní vody. U ostatních vrtů: V5, V6, V7, V9 a V12 není patrný vztah mezi kolísáním hladiny v řece a hladiny ve vrtu. Na průběhu hladin podzemní vody byly zaregistrovány krátkodobé výkyvy způsobené snad průnikem vody ze zavlažovacích systémů, nebo z letních bouřek (Obr. 15, Obr. 16, Obr. 17, Obr. 19, Obr. 22). Hladina podzemní vody ve vrtu V3 má hladký, tlumený průběh (Obr. 14) až na listopad 2014, kdy je vidět nevýrazné kolísání zřejmě v důsledku dočasných poruch čidla. Naproti tomu průběh hladiny podzemní vody ve vrtu V8 značně kolísá účinkem čerpání vody z blízkých jímacích studní, vzdálených pouhých několik metrů (Obr. 18). Hladina podzemní vody ve vrtu V11 na změnu hladiny v řece vůbec nereaguje (Obr. 21). Průběh hladiny podzemní vody pro sledované období je na vrtu V11 hladký, bez náhlých výkyvů.

Křivka průběhu teploty podzemní vody v roce s minimy v dubnu až červnu je vyhlazená a indikuje mělký oběh podzemní vody s šířením tepla vedením půdou od povrchu. Na vrtech V1, V2 a V10 dochází ke krátkodobým výkyvům teploty (Obr. 12, Obr. 13, Obr. 20), což svědčí o rychlejším a intenzivnějším průniku povrchové vody z Jizery do zmíněných vrtů při vyšším průtoku v řece.



Obrázek 12: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V1 a srovnání se stavem hladiny Jizery.

Křivka průběhu teploty v roce ve vrtu V1 (Obr. 12) má minima v dubnu až červnu (7,8°C) a maxima v říjnu až listopadu (12,8°C). K propadu teploty v tomto vrtu došlo při lednové povodni, teplota vody spadla pod celoroční minima na 5,5°C (11. 1. 2015), dva dny po kulminaci Jizery (175,68 m n. m., 400 cm, průtok 174,0m³/s), (Tab. 2).

Tabulka 2: Vliv zvýšeného vodního stavu v řece na změnu hladiny podzemní vody a teploty ve vrtu V1. Horní řádek u každé události udává stav a teplotu před nárůstem průtoku řeky (pro sloupce „ŘEKA“), nebo před změnou hladiny ve vrtu. Druhý řádek udává hodnoty během maxima průtoku v řece (pro sloupce „ŘEKA“), nebo maxima hladiny podzemní vody ve vrtu (pro sloupce „VRT“).

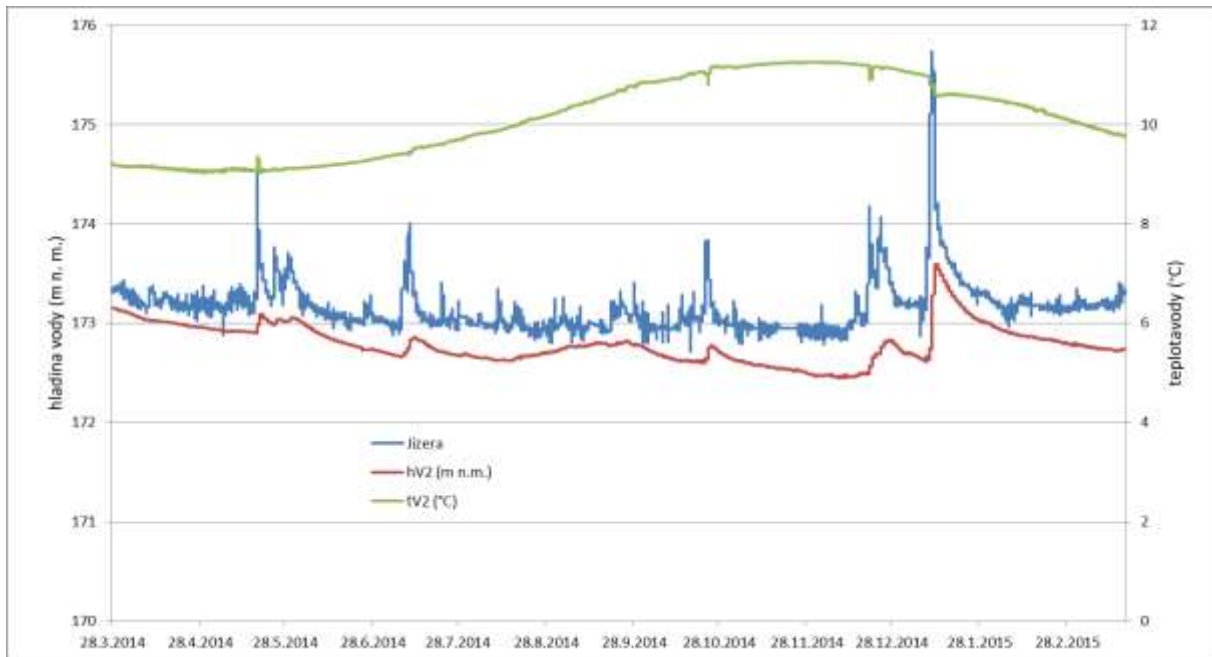
UDÁLOST	ŘEKA					VRT		
	DATUM	STAV (m n. m.)	TEPLOTA (°C)	STAV (cm)	PRŮTOK	DATUM	STAV (m n. m.)	TEPLOTA (°C)
1	16.5.2014, 17:00	173,1	11,5	138	12	16.5.2014, 17:00	172,91	7,9
	18.5.2014, 15:00	174,51	10,3	279	95,6	18.5.2014, 17:30	173,78	BEZ ZMĚNY
2	23.5.2014, 22:00	173,17	16,7	145	14,4	23.5.2014, 23:00	173,05	8
	24.5.2014, 14:00	173,76	17,2	204	45,1	25.5.2014, 10:00	173,26	BEZ ZMĚNY
3	27.5.2014, 11:00	173,18	16,1	146	14,7	27.5.2014, 15:00	173,12	8,3
	29.5.2014, 16:30	173,71	14,7	199	41,7	30.5.2014, 0:30	173,27	BEZ ZMĚNY
4	5.7.2014, 12:00	172,95	17,7	125	8,57	6.7.2014, 2:30	172,49	9,7
	11.7.2014, 1:00	174,09	19,4	226	60	11.7.2014, 7:30	173,4	BEZ ZMĚNY
5	22.10.2014, 18:00	173,01	11,7	131	10,1	22.10.2014, 20:00	172,78	12,6
	24.10.2014, 0:00	173,83	10,5	211	49,9	24.10.2014, 7:30	173,3	BEZ ZMĚNY
6	18.12.2014, 6:30	172,95	4,2	123	8,11	18.12.2014, 12:00	172,68	12,4
	20.12.2014, 14:00	174,17	5,1	245	72,5	20.12.2014, 18:00	173,45	BEZ ZMĚNY
7	22.12.2014, 16:00	173,37	5	165	22,8	22.12.2014, 15:00	173,05	12,3
	24.12.2014, 4:00	174,06	4,9	234	65,5	24.12.2014, 10:30	173,42	BEZ ZMĚNY
8	7.1.2014, 17:00	172,97	1,8	125	8,6	8.1.2015, 3:00	172,8	10,77
	11.1.2014, 20:30	175,73	2,9	400	174	11.1.2014, 23:00	175,32	5,5

Z rovnice míšení vyplývá, že zastoupení říční vody v době maximálního výkyvu teploty ve vrtu je 66 %, zbylých 34 % je tvořeno podzemní vodou. Vzhledem k tomu, že na vrtu V1 byl zaznamenán výrazný výkyv teploty až při velké lednové povodni, kdy došlo ke zvýšení hladiny v Jizeře přibližně o

2,5 m (z průměrných 5,4 m pod odměrným bodem na 2,95 m pod odměrným bodem) a k sedminásobnému zvýšení průtoku v řece (z průměrných 24,9 m³/s na 174 m³/s), (na základě dat ČHMÚ ze stanice v Předměřicích) lze usuzovat, že dno Jizery je v blízkosti vrtu V1 zakolmatované (Tab. 2, Tab. 3). Při zvýšení vodního stavu v Jizeře dojde ke zvýšení hladiny ve vrtu, ale teplota se nezmění a voda do V1 tedy musí proudit delší dobu, než aby byla znát změna teploty spojená s rychlým přítokem říční vody. Za normálních (140 cm, 24 m³/s) a mírně zvýšených stavů (až 270 cm, 95 m³/s) ke změně teploty ve vrtu V1 nedochází, ačkoli je tento vrt řece nejbližší. Naopak dochází ke změně teploty ve vrtech V10 a V2 ležících mnohem dále od řeky Jizery. Voda z Jizery se do vrtu V1 dostane rychle a v takovém množství, že ovlivní teplotu v něm až při velmi vysokém stavu (400 cm, 174 m³/s), kdy se zřejmě nevsakuje jen zakolmatovaným dnem, ale i břehovou infiltrací.

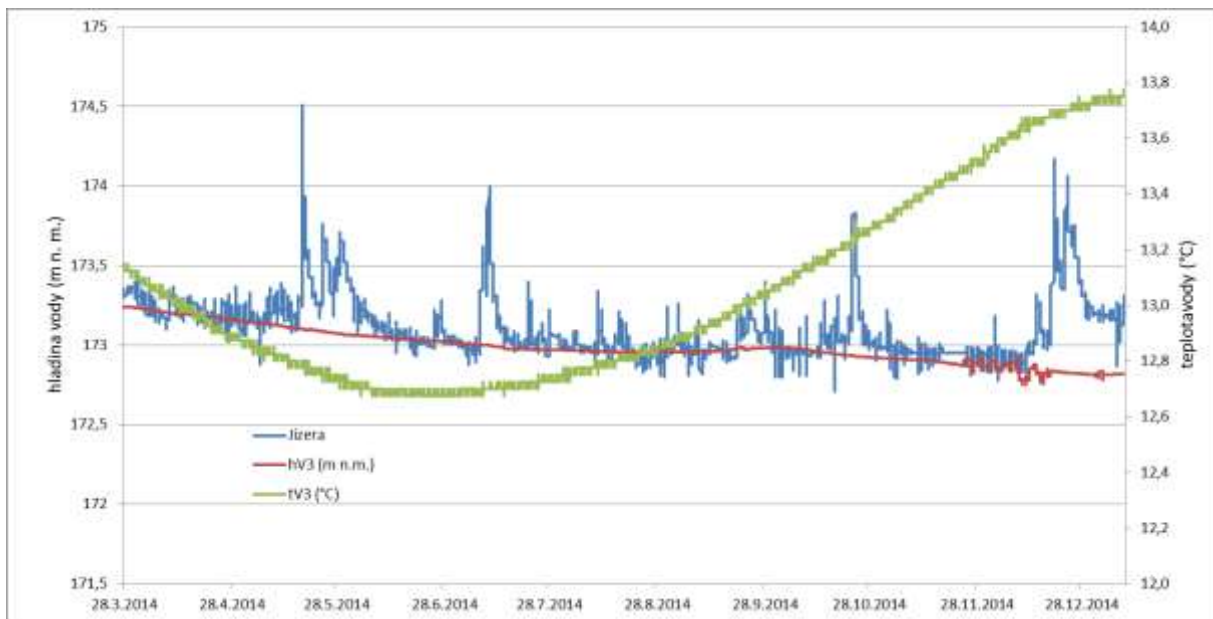
Tabulka 3: Zastoupení říční vody ve vrtech V1, V2 a V10 při zvýšení vodního stavu v řece. Horní řádek u každé události udává stav a teplotu před nárůstem průtoku řeky (pro sloupce „ŘEKA“), nebo před změnou hladiny/teploty ve vrtu. Druhý řádek udává hodnoty během maxima průtoku v řece (pro sloupce „ŘEKA“), nebo maxima hladiny podzemní vody ve vrtu (pro sloupce „VRT“).

NÁZEV VRTU	ZASTOUPENÍ		ŘEKA					VRT				
	ŘÍČNÍ VODA	PODZEMNÍ VODA	DATUM	STAV (m n. m.)	TEPLOTA (°C)	STAV (cm)	PRŮTOK	DATUM	STAV (m n. m.)	Zvýšení hladiny (m)	TEPLOTA (°C)	Změna teploty (°C)
V1	66%	34%	7.1.2014,17:00	172,97	1,8	125	8,6	8.1.2015, 3:00	172,8	2,52	10,77	-5,27
			11.1.2014, 20:30	175,73	2,9	400	174	11.1.2014, 23:00	175,32		5,5	
V2	11%	89%	16.5.2014, 17:00	173,1	11,5	138	12	16.5.2014, 0:00	172,91	0,11	9,08	0,13
			18.5.2014, 15:00	174,51	10,3	279	95,6	19.5.2014, 5:30	173,02		9,21	
	26%	74%	22.10.2014, 18:00	173,01	11,2	131	10,1	23.10.2014, 16:00	172,631	0,091	11,04	-0,14
			24.10.2014,0:00	173,83	10,5	211	49,9	24.10.2014, 16:30	172,722		10,9	
	2%	98%	18.12.2014, 6:30	172,95	4,2	123	8,11	18.12.2014, 0:00	172,49	0,31	11,19	-0,15
			20.12.2014, 14:00	174,17	5,1	245	72,5	26.12.2014, 0:00	172,8		11,04	
	5%	95%	7.1.2014,17:00	172,97	1,8	125	8,6	8.1.2015, 0:00	172,63	0,89	11,01	-0,43
			11.1.2014, 20:30	175,73	2,9	400	174	12.1.2014, 9:30	173,52		10,58	
V10	43%	57%	15.5.2014, 17:30	175,99	11,5	138	12	16.5.2014, 0:00	176,04	0,19	9,239	0,452
			18.5.2014, 13:30	177,36	10,3	279	95,6	20.5.2014, 0:00	176,23		9,691	
	3%	97%	23.5.2014, 21:30	176,11	16,7	145	14,4	23.5.2014, 2:00	176,18	0,04	9,444	0,258
			24.5.2014, 13:00	176,62	17,2	204	45,1	25.5.2014, 4:30	176,22		9,702	
	5%	95%	27.5.2014, 11:00	176,08	16,1	146	14,7	26.5.2014, 0:00	176,25	0,04	9,513	0,25
			29.5.2014, 13:30	176,55	14,7	199	41,7	1.6.2014, :00	176,29		9,763	
	1%	99%	7.7.2014, 18:30	175,81	17,7	125	8,57	7.7.2014, 0:00	175,84	0,23	10,145	-0,09
			11.7.2014, 0:00	176,85	19,4	226	60	11.7.2014, 10:00	176,07		10,055	
	12%	88%	21.10.2014, 0:00	175,93	11,7	131	10,1	23.10.2014, 3:00	175,64	0,11	11,951	-0,176
			23.10.2014,22:40	176,68	10,5	211	49,9	23.10.2014, 15:00	175,75		11,775	
	4%	96%	17.12.2014, 15:00	175,89	4,2	123	8,11	13.12.2014, 0:00	175,46	0,42	11,676	-0,256
			20.12.2014, 12:30	177,02	5,1	245	72,5	25.12.2014, 1:30	175,88		11,42	
	3%	97%	6.1.2014,0:00	175,74	1,8	125	8,6	8.1.2015, 0:00	175,71	0,66	11,36	-0,24
			11.1.2014, 19:30	178,56	2,9	400	174	14.1.2014, 9:30	176,37		11,12	

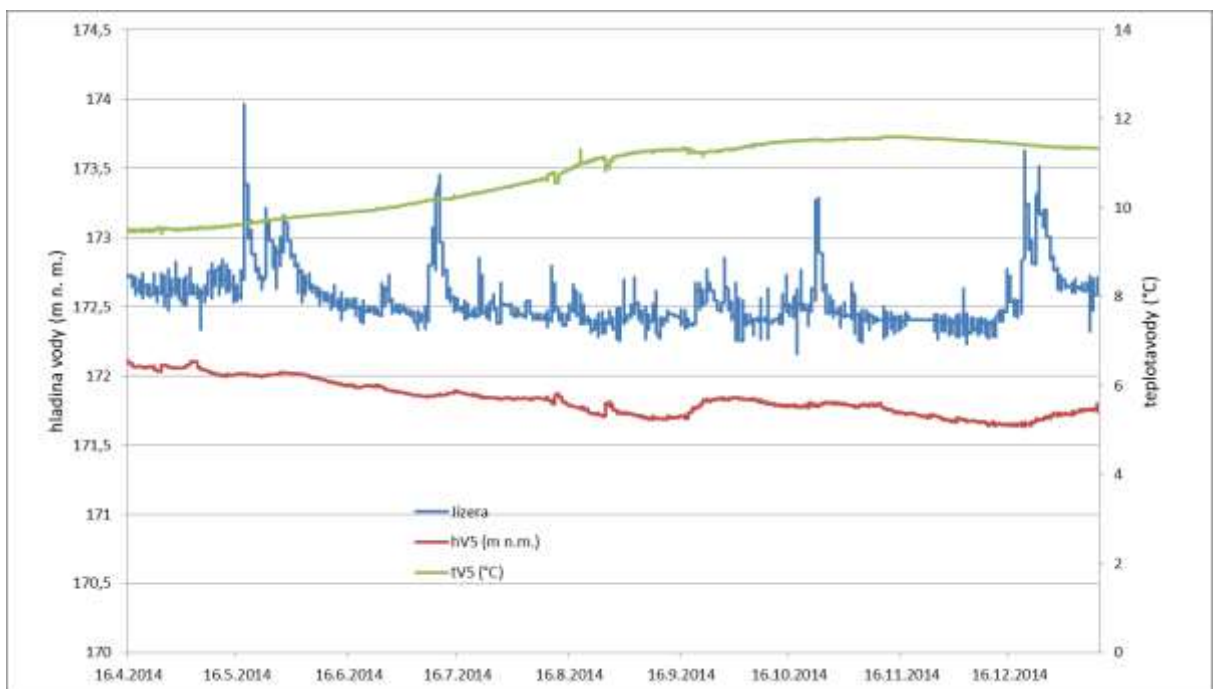


Obrázek 13: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V2 a srovnání se stavem hladiny Jizery.

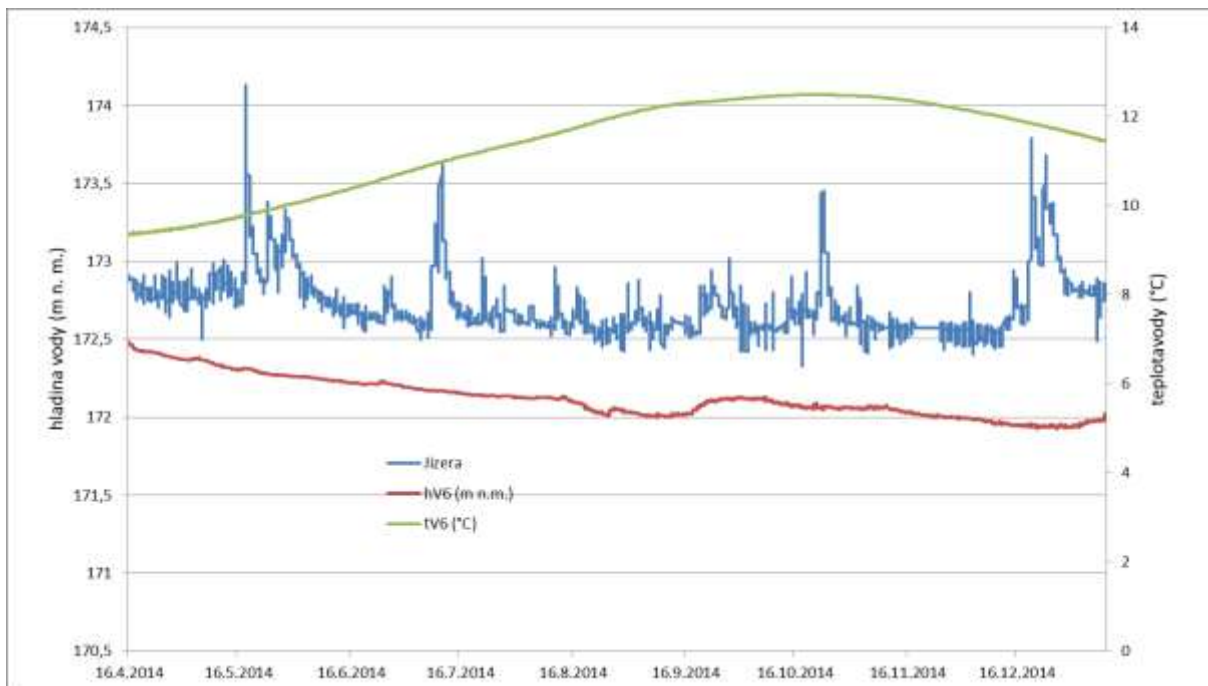
Ve vrtu V2 (Obr. 13) má křivka průběhu teploty v roce minima v dubnu až červnu ($9,1^{\circ}\text{C}$) a maxima v říjnu až listopadu ($11,2^{\circ}\text{C}$). Ke změně teploty v tomto vrtu došlo v průběhu roku několikrát, změny se vždy váží k vyššímu stavu hladiny v Jizeře a vysokému průtoku. Pro 4 zvýšení hladiny spojené se změnou teploty ve vrtu jsem spočítala procentuální zastoupení říční vody ve vrtu (Tab. 3). Tento procentuální odhad zastoupení vody z řeky je třeba považovat za minimální odhad, protože teplota vody není konzervativní stopovač a infiltrovaná voda z řeky se bude svou teplotou přizpůsobovat okolnímu horninovému prostředí. Skutečné zastoupení říční vody tak bude vyšší, než vychází z výpočtu. K první události došlo v květnu 2014, kdy se stav vody zvýšil ze 138 cm ($Q= 12 \text{ m}^3/\text{s}$) na 279 cm ($Q= 956 \text{ m}^3/\text{s}$). Teplota ve vrtu V2 vzrostla o $0,2^{\circ}\text{C}$ a říční voda byla zastoupena z 11 %, zbylých 89 % bylo tvořeno podzemní vodou. Při říjnové události se teplota změnila o $0,5^{\circ}\text{C}$ a říční voda byla zastoupena 26 %, ačkoli změna hladiny v Jizeře byla výrazně menší oproti květnové události (211 cm, $Q= 49,9 \text{ m}^3/\text{s}$). Ke zvýšení vodního stavu v řece na 245 cm ($Q= 72,5 \text{ m}^3/\text{s}$) došlo v prosinci. Teplota vody ve vrtu se změnila o $0,15^{\circ}\text{C}$ a říční zastoupení bylo okolo 2%. Při lednové povodni, kdy se teplota vody snížila o $0,43^{\circ}\text{C}$, dva dny po kulminaci Jizery (400 cm, $Q= 174,0 \text{ m}^3/\text{s}$) bylo zastoupení říční vody v době maximálního výkyvu teploty ve vrtu pouze 5 %, zbylých 95 % bylo tvořeno podzemní vodou. Nezdá se tedy, že by míra zvýšení vodního stavu v řece měla vliv na rychlost, jakou se říční voda do vrtu dostane.



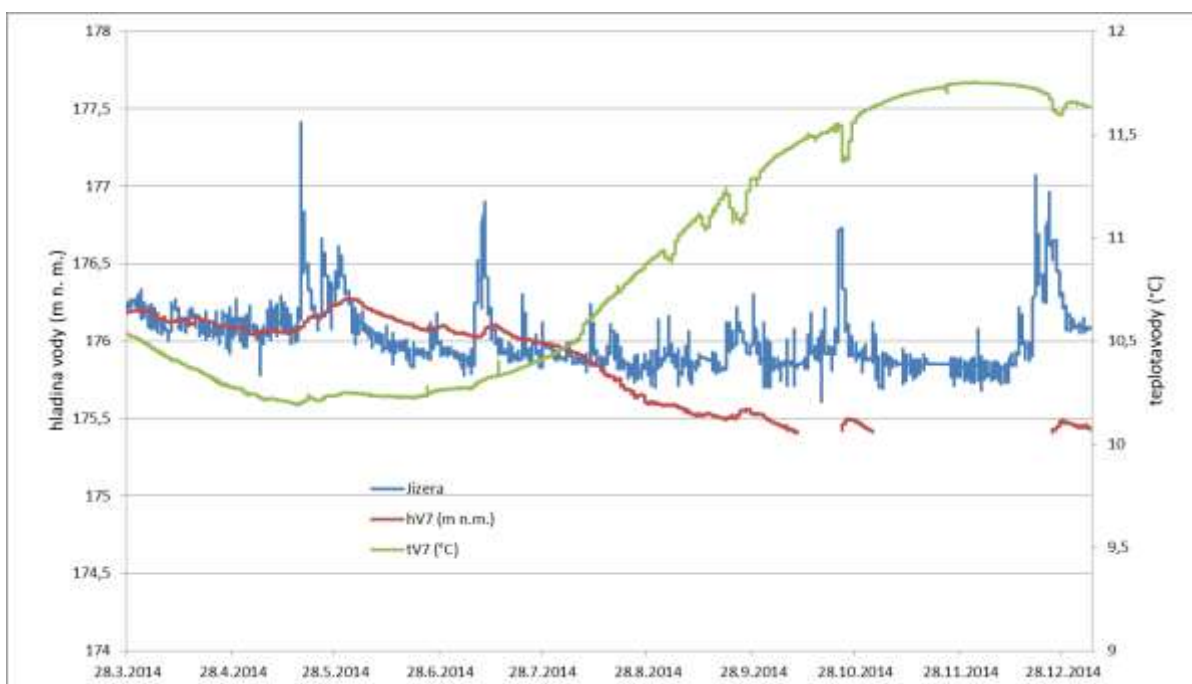
Obrázek 14: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V3 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



Obrázek 15: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V5 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



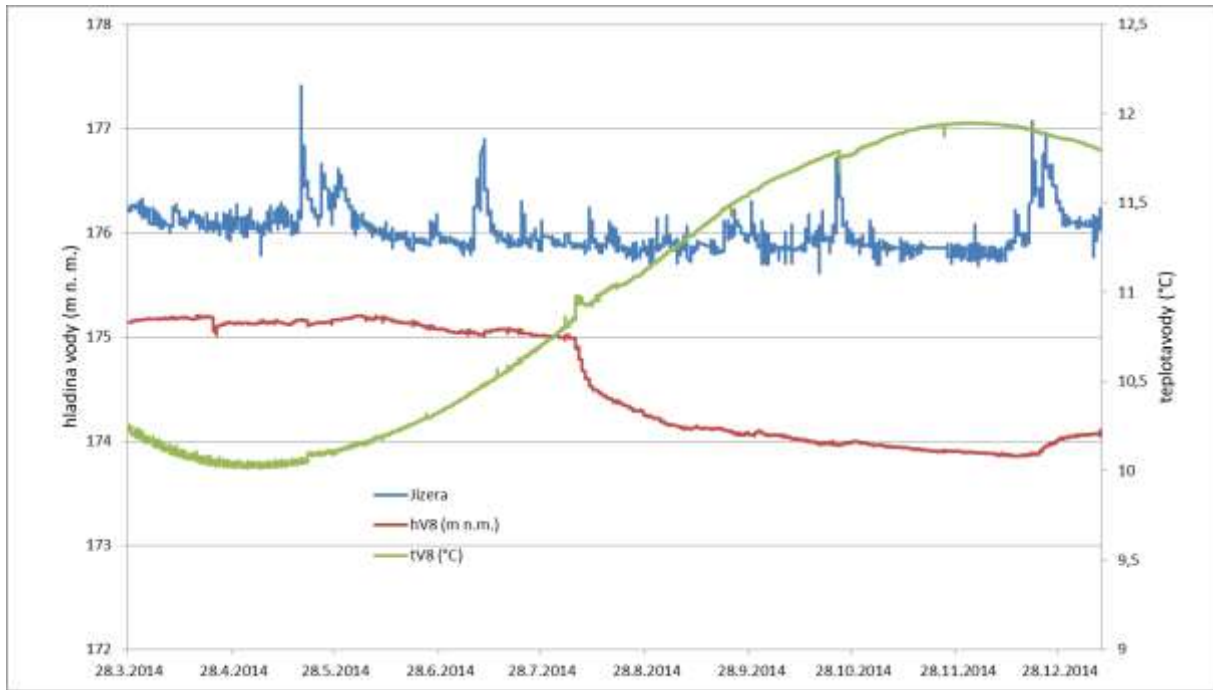
Obrázek 16: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V6 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



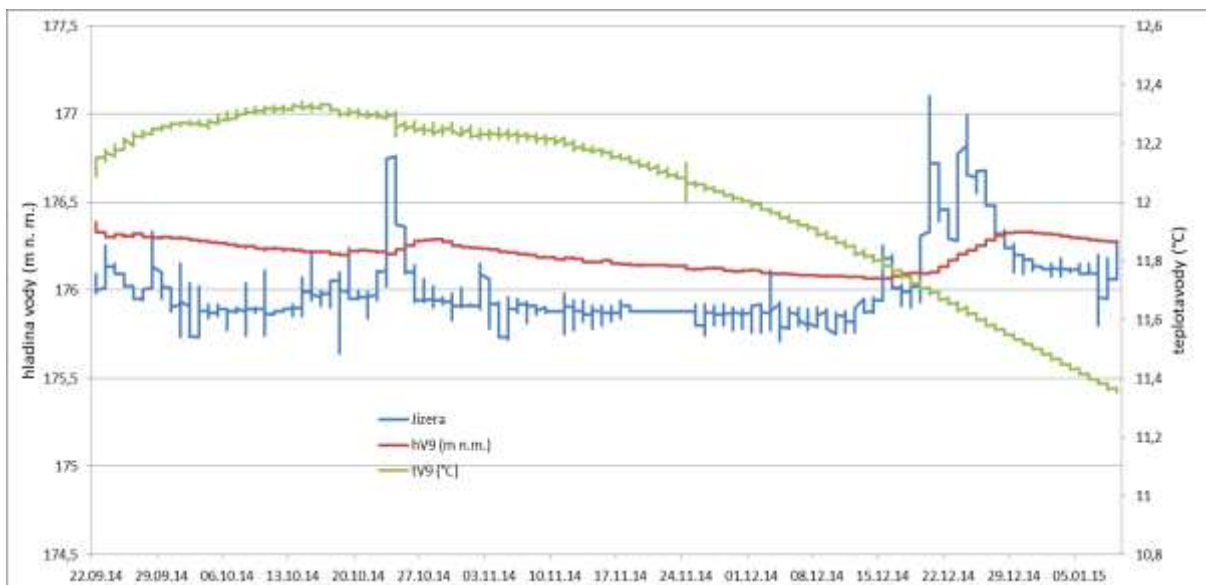
Obrázek 17: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V7 a srovnání se stavem hladiny Jizery.

Ve vrtu V7 (Obr. 17) má křivka průběhu teploty s minimy v dubnu až červnu ($10,2^{\circ}\text{C}$) a maximy v říjnu až listopadu ($11,7^{\circ}\text{C}$). Ke krátkodobým změnám teploty v tomto vrtu došlo několikrát, nicméně tato změna není vázána na změnu vodního stavu v řece, výška hladiny podzemní vody se při vysokém stavu nemění. Krátkodobé změny teploty vody ve vrtu V7 mohou souviset například se změnou

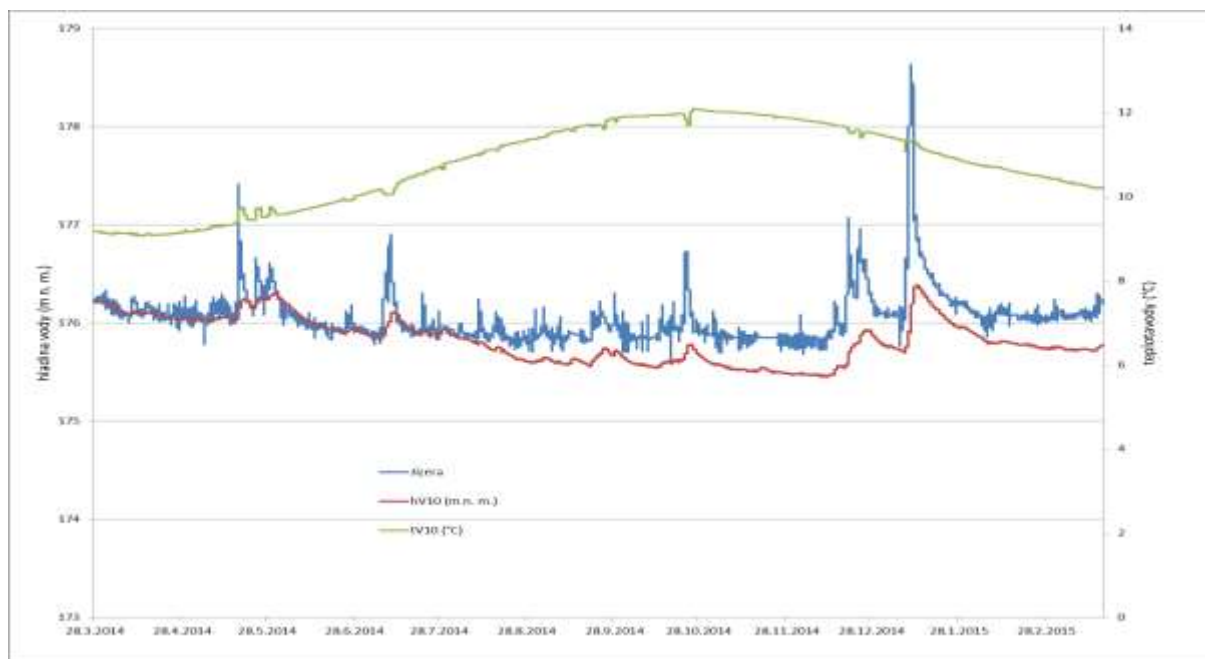
intenzity čerpání blízkých jímacích vrtů, kdy se může do vrtu V7 dostávat krátkodobě voda o jiné teplotě.



Obrázek 18: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V8 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



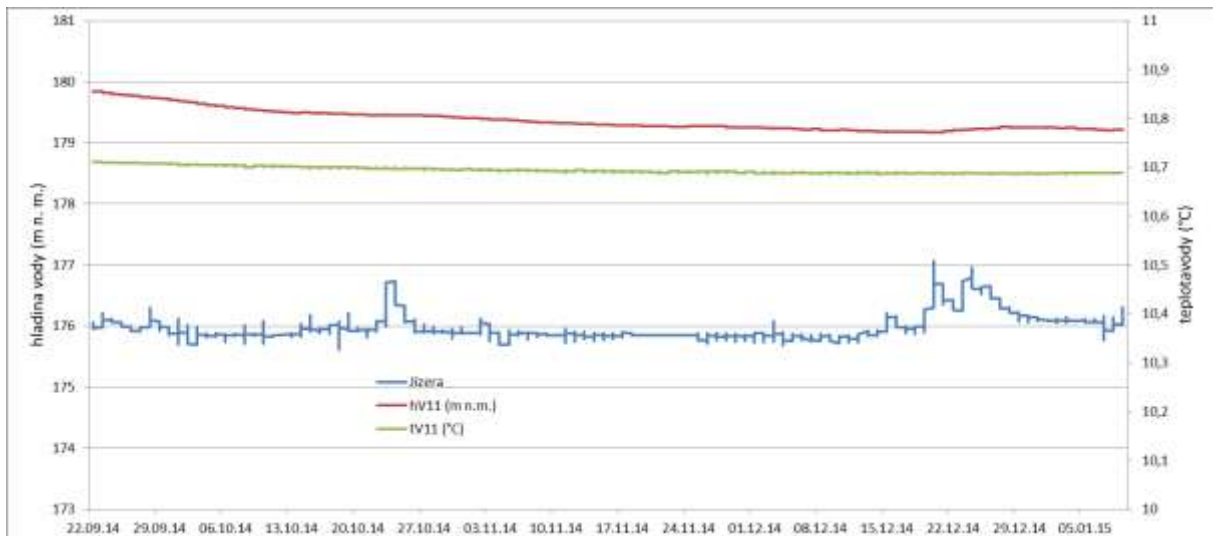
Obrázek 19: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V9 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



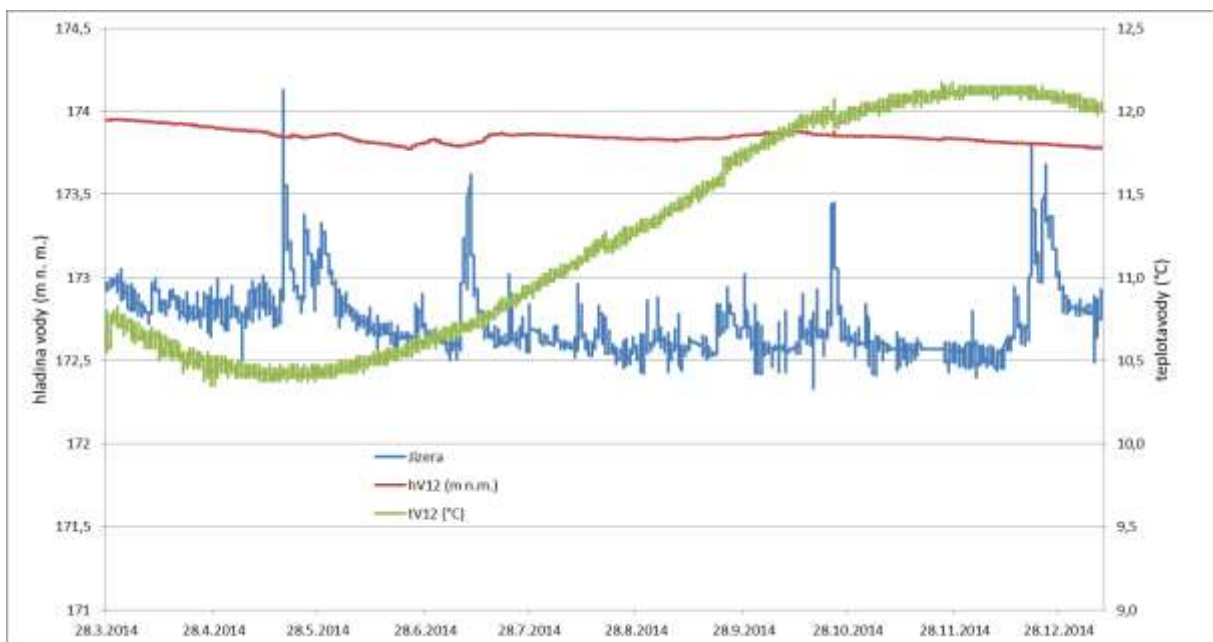
Obrázek 20: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V10 a srovnání se stavem hladiny Jizery.

Ve vrtu V10 má křivka průběhu teploty v roce minima v březnu až květnu (9°C) a maxima v říjnu až listopadu (12°C), (Obr 20). Mezi vrtem a řekou je úzký vztah a voda z řeky do vrtu proniká rychle a v dostatečně velkém množství, což se projevuje prudkými, krátkodobými změnami teploty, a to několikrát v roce. Tato změna je patrná již při mírně zvýšeném stavu hladiny v Jizeře (stav nad 190 cm, průměrný stav je 140 cm). Největší změna teploty nastala při květnovém zvýšení stavu v řece, kdy se teplota vody ve vrtu zvýšila o 0,45°C jeden den po kulminaci Jizery (204 m, $Q= 95,6 \text{ m}^3/\text{s}$). Zastoupení říční vody v době maximálního výkyvu teploty ve vrtu je 43 %, zbylých 57 % tvoří podzemní voda (Tab. 3). Při dalším květnovém zvýšení vodního stavu v řece (ze 145 cm na 204 cm, $Q= 45,1 \text{ m}^3/\text{s}$) se teplota ve vrtu zvýšila o 0,258 °C, ale podle rovnice míšení měla říční voda zastoupení pouhé 3 %, zbylých 97 % bylo tvořeno podzemní vodou. Při posledním květnovém zvýšení hladiny v řece (na 199 cm, $Q= 417 \text{ m}^3/\text{s}$), se teplota zvýšila o 0,25 °C a zastoupení říční vody bylo 5%. Nejmenší změna byla zaznamenána v červenci, kdy se vodní stav zvýšila na 226 cm ($Q= 60 \text{ m}^3/\text{s}$), ale teplota se změnila jen o 0,09 °C a ve vrtu bylo jen necelé 1 % říční vody. Při říjnovém snížení teploty o 0,176 °C za stavu 211 cm ($Q= 49,9 \text{ m}^3/\text{s}$) byla říční voda zastoupena 12 %. K 4 % zastoupení říční vody došlo v prosinci při stavu 245 cm ($Q= 72,5 \text{ m}^3/\text{s}$) a změně teploty o 0,256 °C. Při lednové povodni se teplota vody ve vrtu se změnila o 0,24°C a říční zastoupení bylo v době maximálního výkyvu teploty pouze 3 %. Podobně jako u vrtu V2 se ani u V10 nejeví přímá úměrnost mezi zvýšením vodního stavu v řece a velikostí změny teploty. Rychlost proudění říční vody do vrtu pravděpodobně není úměrná změně vodního stavu v řece.

Změna teploty ve vrtech V1, V2 a V10 umožňuje spočítat zastoupení říční vody ve vrtech při těchto událostech. Podzemní voda ve vrtech vzdálených až 130 m od řeky může být při vyšších vodních stavech tvořena až 43 % říční vodou (V10, Tab. 3).



Obrázek 21: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V11 a srovnání se stavem hladiny Jizery.



Obrázek 22: Průběh hladiny podzemní vody a teploty podzemní vody ve vrtu V12 a srovnání se stavem hladiny Jizery.

4.2 Geologické řezy a mělké geologické profily

4.2.1 Geologické a půdní řezy

Sestavila jsem celkem 5 řezů zájmovým územím. Všechny řezy jsem sestavovala na základě údajů z nových průzkumných a archivních vrtů a z geologických a topografických map. Stěžejní bylo zanesení nových průzkumných vrtů V1-V12, linie řezů jsem volila tak, aby vždy spojovaly několik těchto vrtů. Zároveň jsem se snažila zachytit hydrogeologickou situaci kvartérní nivy a fluvialních sedimentů v široké oblasti po obou březích Jizery, a tak jsem linii řezu vedla přes koryto řeky k některému z vrtů.

Ve většině případů leží vrty maximálně několik desítek metrů od linie řezu. Pouze ve dvou případech (řezy C a D) jsem z důvodu nedostatku bližších vrtů zanesla i vzdálenější archivní vrty a promítla je do linie řezu. Vrt TU-1 zanesený do řezu C leží 350 m východně od řezu v obci Tuřice a vrt V9/37 zanesený do řezu D je vzdálený přibližně 500 m severně od řezu. Oba tyto vrty jsou v řezech patřičně označeny

Z 5 řezů jsou 4 (B, C, D, E) dlouhé přibližně 1,5 km, řez A je o 1 km delší, a jako jediný má odlišné horizontální i vertikální měřítko, aby bylo možné zaneść i vzdálený křídový vrt V11. Nadmořská výška hladiny řeky Jizery a hladiny podzemní vod v nových monitorovacích vrtech, které jsou vyneseny v řezech, pocházejí z měření dne 15. 5. 2014. Vodní stav v Jizeře byl 140 cm a průtok 12,5 m³/s, což je mírně podprůměrný stav (průměrný roční stav: 160 cm, průtok= 24,9 m³/s). Do řezů jsem vynesla úroveň hladiny při 3. stupni povodňové aktivity: stav= 694cm (průtok 593 m³/s), a při hydrologickém suchu: stav= 116 cm (průtok 6,61 m³/s). Hladiny podzemní vody v archivních vrtech pocházejí z údajů ve vrtné dokumentaci.

Údolní terasa řeky je tvořena převážně štěrkopísky. Litologicky je velmi členitá a ve štěrkopísku jsou polohy štěrků, hrubozrnných i jemnozrnných písků a jílu, které vznikly překládáním koryta Jizery, tvořící čočkovité tvary. Na povrchu jsou povodňové hlíny o mocnosti 0,3- 2 m. V jižní části zájmového území je na levém břehu Jizery velké množství pleistocenních starých řečišť a odškrcených ramen a jejich poloha je mnohdy snadno rozpoznatelná z morfologie terénu. V místě starých odškrcených koryt lze předpokládat polohu jemnozrnných materiálů s organickou příměsí uložených na štěrkové poloze, které zde zůstaly po vyschnutí koryta. Tyto předpokládané tvary jsou v řezech vyznačeny přerušovanou čarou. Litologické vrstvy popsané ve vrtech jsou v blízkém okolí jednotlivých vrtů zaneseny plnou čarou.

Průměrná mocnost štěrkopísků se v údolní terase pohybuje kolem 8 m (Tab. 4). Zvodnělá mocnost štěrkopísků pak činí pouhých 3,6 m. Nízká zvodnělá mocnost je zejména v blízkém okolí řeky (vrty V1, V2, V10 průměrně 2,2 m) a na hranici terasy a křídového podloží (V7 a V8 průměrně 1,9 m). V prostoru pravobřežní části Skorkovského řadu jsou zvodnělé mocnosti nejnižší (průměrně 1,9 m). Naopak část Skorkovského řadu ležící na levém břehu má zvodnělou mocnost štěrkopísků nejvyšší (průměrně 5 m). V oblasti Hornosojovického řadu je mocnost zvodně v průměru 4 m a roste směrem od řeky, spolu se zvyšující se mocností štěrkopísků na mírně ukloněném křídovém podloží.

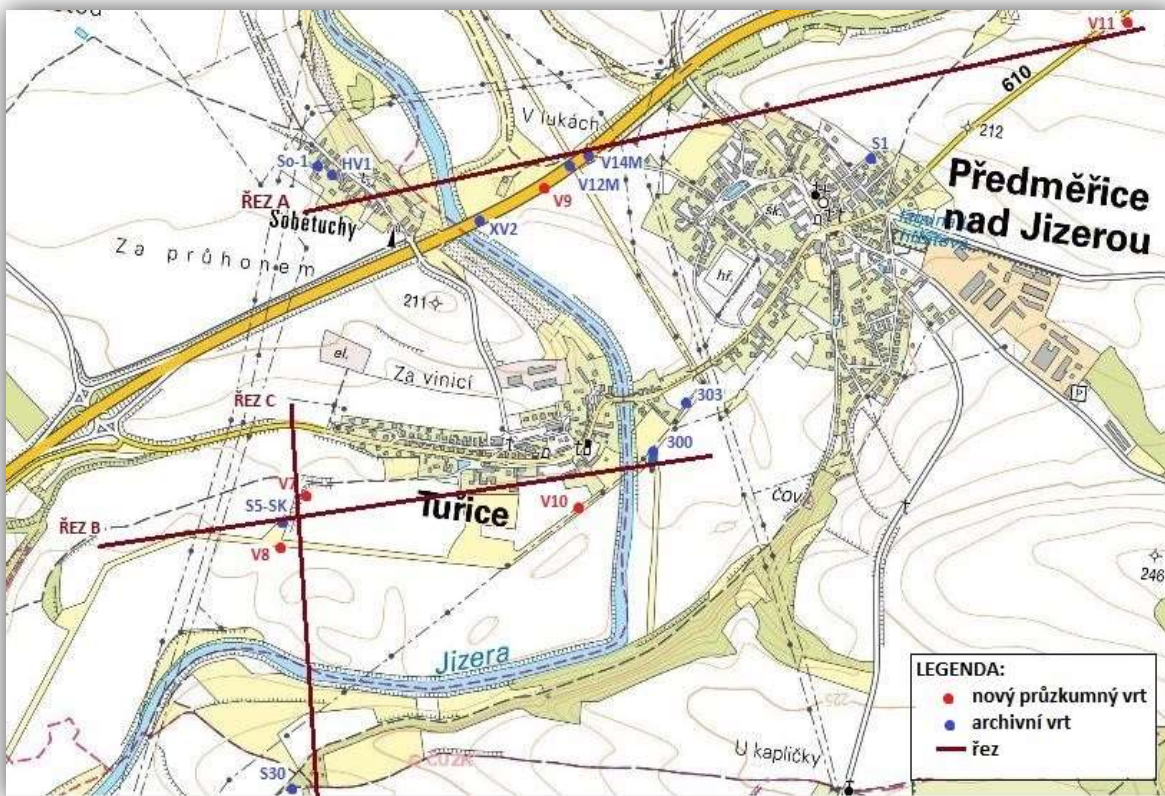
Tabulka 4: Údaje o kvartérním kolektoru z vrtů V1 až V12.

Název vrtu	Hloubka vrtu (m p. t.)	Báze štěrkopísků (m p. t.)	Hladina (m p. t.)	Zvodnělá mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V1	7,52	6,6	4,6	2	2
V2	8	7,5	4,5	3	0,4
V3	11,6	11,3	6,5	4,8	0,8
V4	11,6	11,2	7,4	3,8	0,3
V5	8,6	8,2	3,9	4,3	1,2
V6	9,7	9,3	3,7	5,6	0,3
V7	9,09	8	6,9	1,1	0,4
V8	9,8	8,9	6,2	2,7	1,4
V9	9,6	9,1	4,5	4,6	1
V10	9	7,6	6	1,6	1
V12	12,5	12	5,7	6,3	0,4
Průměr	-	9,06	5,45	3,62	0,84

ŘEZ A

Řez A vede severní částí zájmového území ve směru Z-V od obce Sobětuchy, dále severně od Předměřic nad Jizerou po území zvané Na Dolíku (Obr. 23).

Tento řez je dlouhý 2,4 km s převýšením takřka 60 m a je nejdelším z vypracovaných řezů. Zachycuje nejen nivní a fluvialní sedimenty, ale i výplň splachového údolí na křídovém podloží, ve kterém je umístěn vrt V11 (Obr. 24). V řezu A je zobrazeno 5 archivních vrtů (So- 1HV1, XV2, V12M, V14M, S1), dva nové průzkumné vrty (V9, V11) a studna Skorkovského řadu (č. 278). Vrt XV2 je archivním vrtem V2, který jsem v rámci této práce přejmenovala na XV2, aby se nepletl s novým průzkumným vrtem u Skorkova V2. Podrobné údaje o jednotlivých vrtech jsou seřazeny v tabulce 5.



Obrázek 23: Umístění řezu A a řezu B v zájmovém území a lokalizace zanesených vrtů. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

Nový vrt V9 je popsán znatelně podrobněji nežli okolní vrty (XV2, V12M, V14M), což se v řezu projevuje odlišnou litologickou skladbu v okolí tohoto vrtu přibližně v polovině šířky nivy. Niva je ve svrchní části tvořena poměrně mocnou vrstvou povodňové hlíny (0,4 m- 2 m), její mocnost roste směrem od řeky. Pod ní je podle údajů z archivních vrtů jemnozrnný písek, jehož mocnost se pohybuje od 0,6 do 1 m a jeho mocnost rovněž roste směrem od řeky. Tato vrstva jemnozrnného písku v dokumentaci vrtu V9 zmíněna není, pod povodňovou hlínou se nachází přímo hrubozrnný písek, do hloubky 5,6 m. Podle údajů z archivních vrtů je zbytek údolní terasy až ke skalnímu podloží tvořen štěrkopísky mocnými 9- 10 m, podloží je v hloubce 9,1- 11,6 m, ukloněné východním směrem. Křídový vrt V11 umístěný v mělkém údolí na kopci zachycuje 3,3 m mocnou vrstvu jemnozrnného písku, která leží přímo nad podložní křídovou horninou. Hloubka tohoto vrtu je 30,8 m. V křídových horninách i údolní terase převažuje proudění směrem k řece. Nejnižší úroveň hladiny podzemní vody je ve studni č. 278 Skorkovského jímacího řadu (175 m n. m.), tato studně čerpáním vytváří depresní kužel s poloměrem přibližně 100 m zasahující oba blízké vrty (V12M, V14M). Úroveň hladiny je snižena přibližně o 2 m.

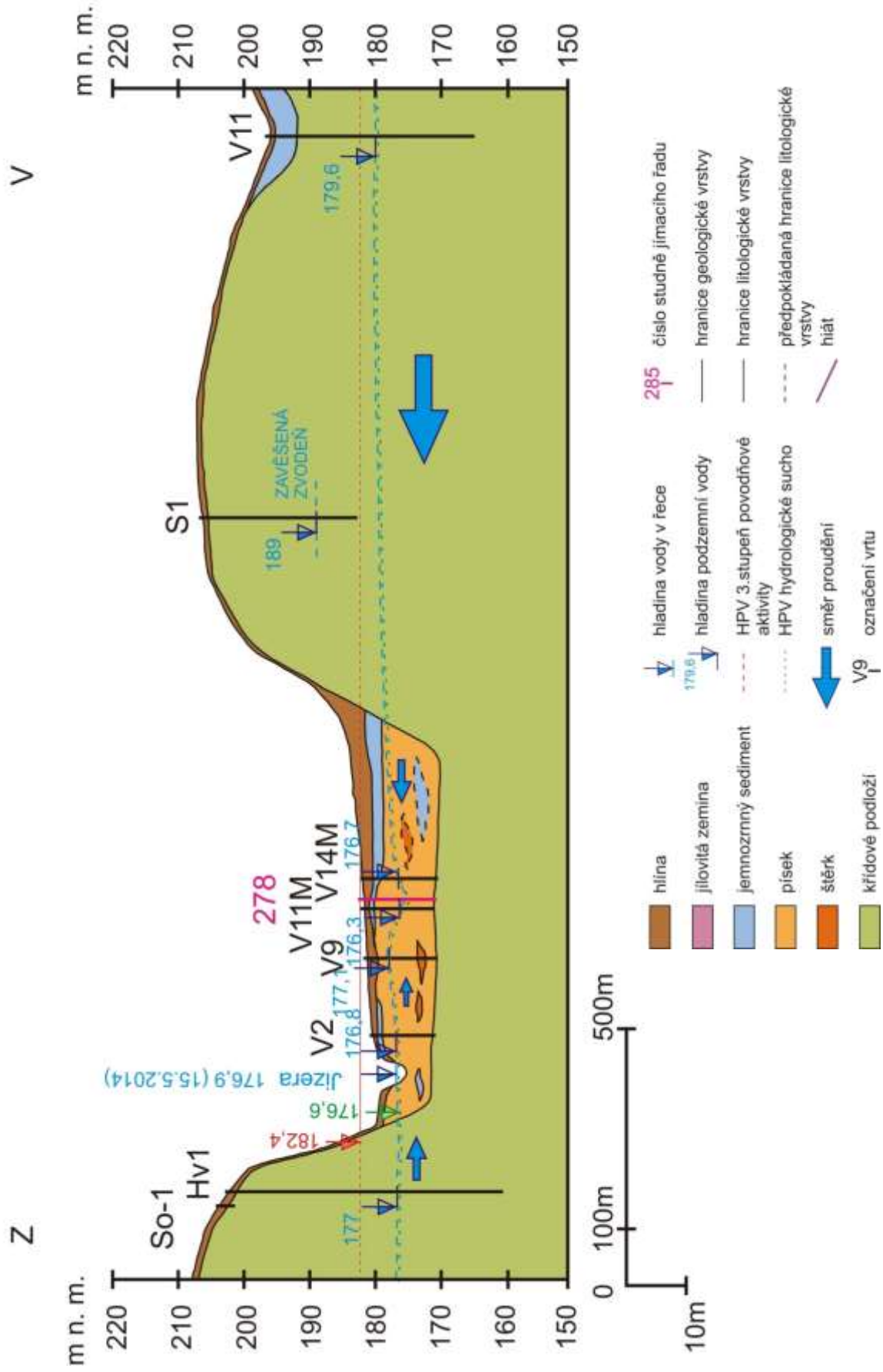
Tabulka 5: Podrobné údaje o vrtech použitých v řezu A.

Název vrtu	Typ vrtu	Hloubka (m)	Hladina podzemní vody (m n.m.)	Báze kvartéru (m)	Zvodnělá mocnost kvartéru (m)	mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V9	nový	9,6	177,1	9,1	4,6	8,1	1
V11	nový	30,8	179,6	4	0	3,3	0,7
278	jímací řad	bez údaje	175	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje
So-1	archivní	4	N	0,7	0	0,4	0,3
HV1	archivní	42	177	1	0	0	1
XV2	archivní	9	176,8	8,9	5,2	8,3	0,6
V12M	archivní	10,5	176,3	10,4	4,6	10	0,4
V14M	archivní	12	176,7	11,6	5,8	9,6	2
S1	archivní	18,5	189	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje

Vysvětlivky: N-hladina podzemní vody nezastižena.

Do linie řezu jsem promítla studnu S1, který leží na severním okraji obce Předměřice. Podrobný geologický profil k této studni není k dispozici. Z vrtné dokumentace jsem získala jen údaj o hloubce vrtu a úrovni hladiny podzemní vody, která je v tomto místě ve 189 m n. m. Hladina podzemní vody je zde přibližně o 10 m výše než předpokládaná hladina podzemní vody v kolektoru jizerského souvrství, podle údajů z ostatních vrtů. Je tedy pravděpodobné, že ve křídových horninách je na tomto místě zavěšená zvodeň.

ŘEZ A: SOBĚTUCHY - PŘEDMĚŘICE N. JIZEROU



ŘEZ B

Severní částí zájmového území vede i řez B ve směru SSZ-JJV. Prochází fluvialními sedimenty jižně od obce Tuřice (Obr. 23). Tento řez je dlouhý 1,5 km s převýšením okolo 12 m. V řezu B jsou zobrazeny 2 archivních vrty (300, 303), tři nové průzkumné vrty (V7, V8 a V10) a studna Skorkovského řadu (č. 249). Podrobné údaje o jednotlivých vrtech jsou seřazeny v tabulce 6.

Tabulka 6: Podrobné údaje o vrtech použitých v řezu B.

Název vrtu	Typ vrtu	Hloubka (m)	Hladina podzemní vody (m n.m.)	Báze kvartéru (m)	Zvodnělá mocnost kvartéru (m)	mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V7	nový	9	176,5	8	1,1	7,6	0,4
V8	nový	9,8	174,9	8,9	2,7	7,5	1,4
V10	nový	9	175,9	6,3	0,3	5,3	1
249	jímací řad	bez údaje	174,5	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje
300	archivní	11,2	bez údaje	10,2	bez údaje	bez údaje	bez údaje
303	archivní	11,6	bez údaje	11,5	bez údaje	bez údaje	bez údaje

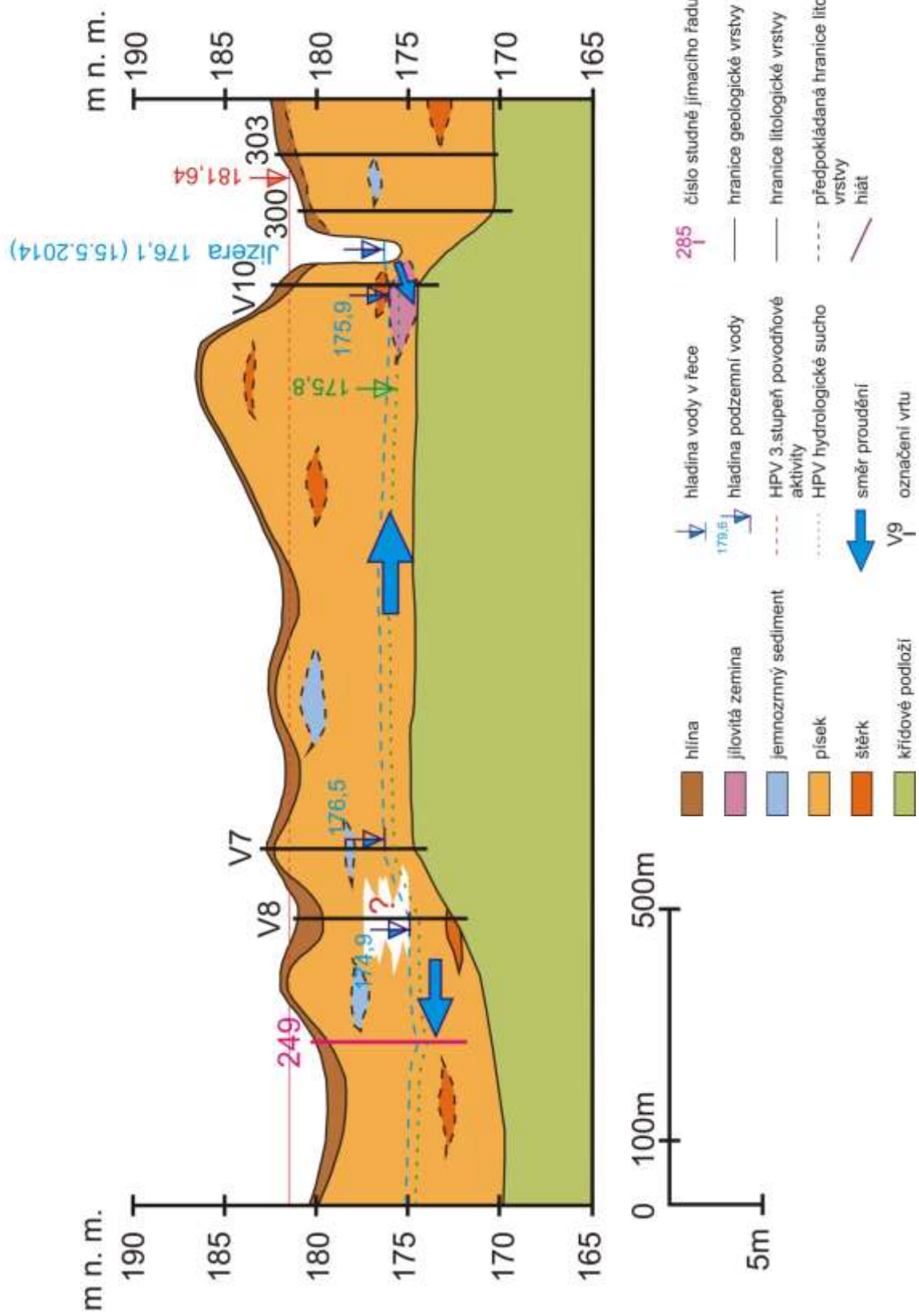
Ve vrtu V8 chybí v hloubce 3,5- 6,5 m vrtná dokumentace, a tak je zde necháno volné místo označené otazníkem (Obr. 25). Mocnost fluvialních sedimentů se pohybuje od 5,3 do 7,6 m. Na pravém břehu je zaznamenána elevace křídového podloží dlouhá přibližně 750 m. Křídové podloží je na pravém břehu Jizery o necelé 4 m výš než na levém břehu, k prudkému poklesu dochází pod korytem řeky. V nadloží je několik čoček jemnozrnným jílových sedimentů a písčitých i štěrkovitých poloh, které zde vznikly při překládání koryta. Na bázi kvartérních sedimentů je ve vrtu V10 zachycena poloha jílu mocná 1,6 m. Většina údolní terasy je tvořena štěrkopísky mocnými až 11 m (průměrně kolem 6 m). Kvartérní sedimenty jsou pokryty povodňovou hlínou s mocností průměrně 0,7 m. Větší mocnost má povodňová hlína v depresích (až 1,4 m ve vrtu V8), naopak v elevacích dosahuje mocnosti jen první desítky cm. Proudění podzemní vody je v tomto řezu trochu zavádějící. Vypadá to, že podzemní voda proudí směrem k řece pouze v polovině území, od vrtu V7 pak proudí voda opačným směrem k vrtu V8. Ve skutečnosti však voda proudí od vrtu V7 směrem k vrtu V8 a dále ke korytu řeky, která se zde stáčí o 90°v prudkém meandru (tedy spíše směrem kolmo na rovinu řezu). Tato část je zachycena v řezu C. Vrt V10 má hladinu níže než řeka a v jeho blízkém okolí dochází k dotaci kvartérních sedimentů říční vodou. Nejnižší úroveň hladiny podzemní vody je ve studni č. 249 Skorkovského jímacího řadu (174 m n. m.), tato studně čerpáním vytváří depresní kužel, jehož poloměr je těžké určit, vzhledem k tomu, že hladina v blízkém vrtu V8 je ovlivněna i morfologií křídových hornin v podloží. Vezmeme-li v úvahu i údaje z řezu C, lze předpokládat, že úroveň hladiny je snížena přibližně o 1 m vůči hladině v širším okolí.

Do linie řezu jsem zanesla vrty 300 a 303 na levém břehu Jizery. K těmto vrtům nebyla dostupná vrtná dokumentace, zanesla jsem jen dostupný údaj o bázi kvartérních sedimentů.

ŘEZ B: TUŘICE

SSZ

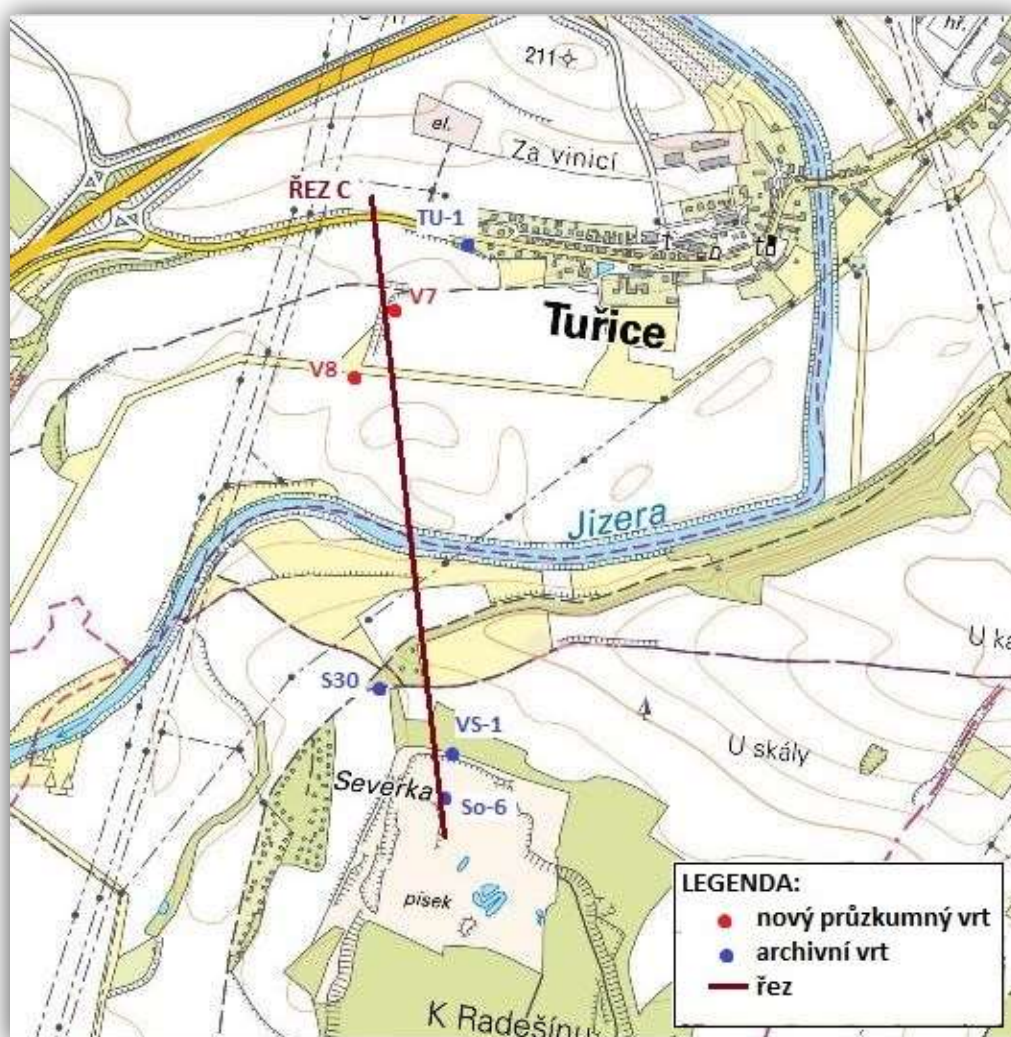
JJV



ŘEZ C

Řez C vedený ve směru S-J protíná takřka kolmo Řez B. Řez C prochází terasou a nivními sedimenty západně od obce Tuřice (Obr. 26) a vede přes koryto Jizery na terasu na levém břehu řeky. Tento řez je dlouhý 1,4 km s převýšením okolo 25 m (Obr. 27). V řezu B jsou zobrazeny 4 archivních vrty (TU- 1, S- 30, VS- 1, So- 6), 2 nové průzkumné vrty (V7, V8) a studna Skorkovského řadu (č. 255). Podrobné údaje o jednotlivých vrtech jsou seřazeny v tabulce 7.

Ve vrtu V8 je chybějící část vrtné dokumentace opět označena otazníkem. Mocnost štěrkopísků se v údolní terase řeky pohybuje kolem 7,5 m, na svahu vyšší severní terasy mocnost klesá na 7 m. Na jižní terase se mocnost fluviálních sedimentů pohybuje kolem 5 m. Mocnost dále na jih stoupá až k 13 m spolu se svažující se bází křídových hornin. Údolní terasa řeky leží v depresi křídového podloží hlubokého přibližně 10 m. Na obou březích jsou vytvořené mocné štěrkopískové terasy.



Obrázek 26: Umístění řezu C a lokalizace vrtů.

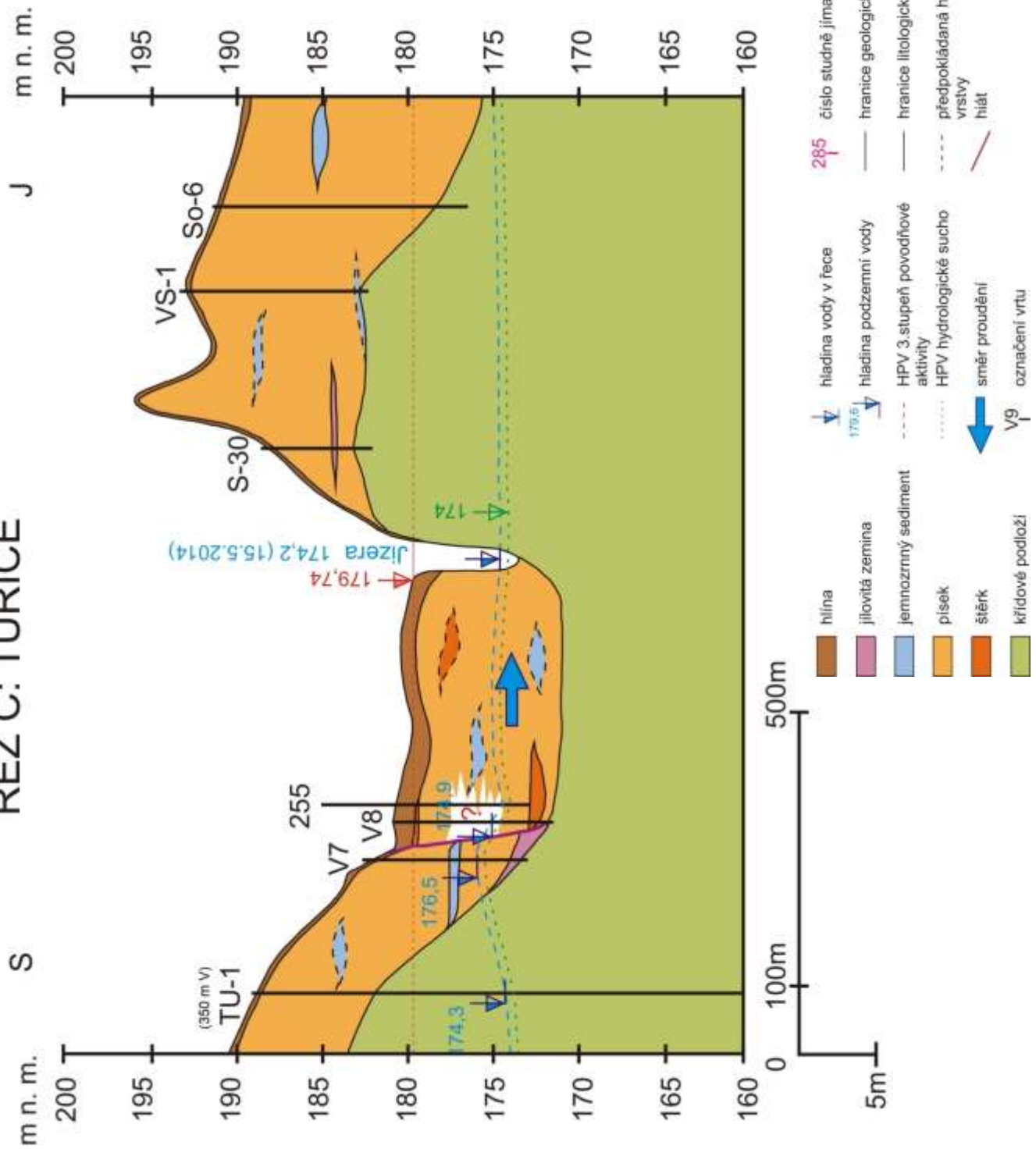
Tabulka 7: Podrobné údaje o vrtech použitých v řezu C.

Název vrtu	Typ vrtu	Hloubka (m)	Hladina podzemní vody (m n.m.)	Báze kvartéru (m)	Zvodnělá mocnost kvartéru (m)	mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V7	nový	9	176,5	8	1,1	7,6	0,4
V8	nový	9,8	174,9	8,9	2,7	7,5	1,4
255	jímací studna	bez údaje	174	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje
TU-1	archivní	33,5	174,3	7	0	6,8	0,2
S-30	archivní	6,1	N	4,8	0	4,7	0,1
VS-1	archivní	10,9	N	10,7	0	10,7	0
So-6	archivní	15	N	13,2	0	12,9	0,3

Vysvětlivky: N-hladina podzemní vody nezastižena.

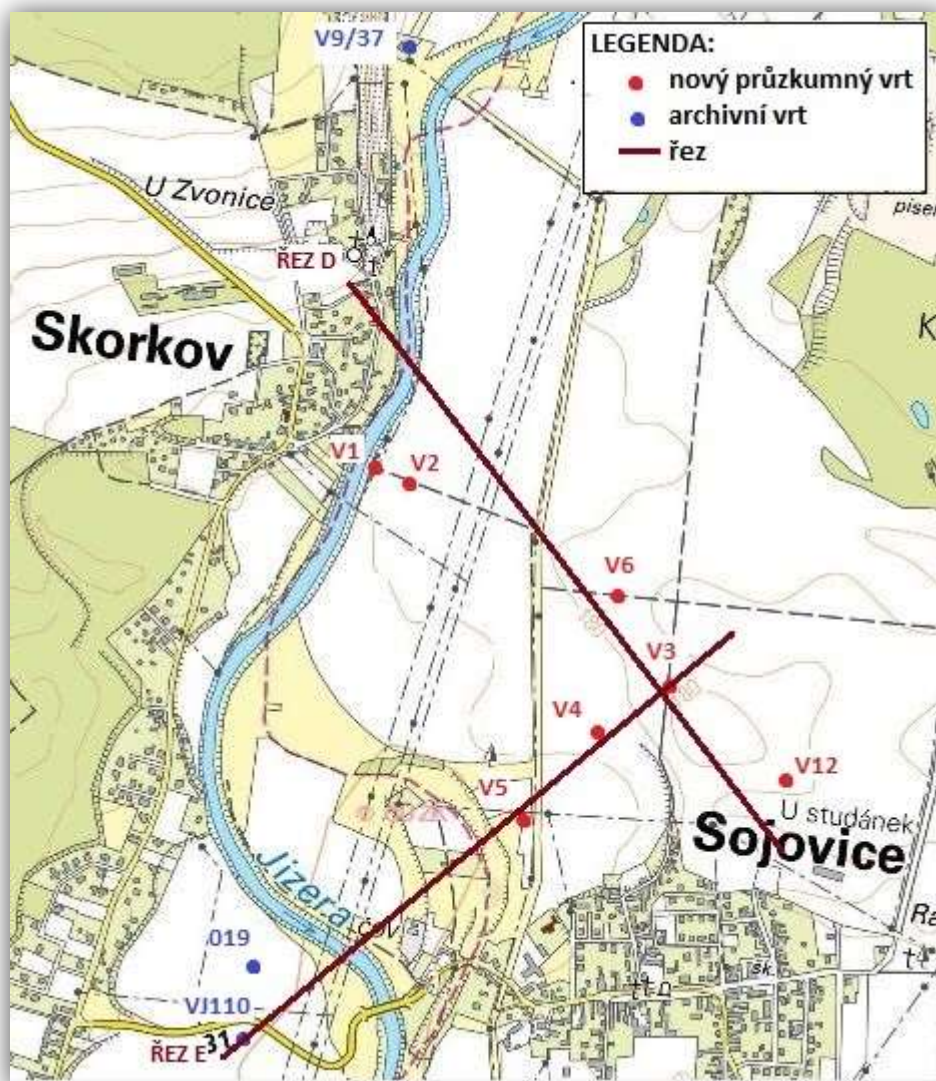
Terasa na pravém břehu je přibližně 7 m mocná, na levém břehu až 13 m. Údolní niva je vyplněna štěrkopísky s průměrnou mocností kolem 8 m s polohami čoček jílu, písků i štěrků, které zde vznikly při překládání říčního koryta. I ve štěrkopísku terasy na levém břehu jsou zaznamenány polohy jemnozrnného písku a jílu. Kvartérní sedimenty jsou pokryty povodňovou hlínou s mocností v nivě průměrně 1 m, na terasách je mocnost malá, první desítky cm. Podzemní voda proudí směrem do řeky. Na úpatí terasy na pravém břehu je ve vrtu V7 zaznamenána elevace hladiny podzemní vody. Hladina v tomto vrtu je zvednutá o více než dva metry v porovnání s hladinou ve křídovém vrtu TU-1 a o necelý 1,5 m v porovnání s nedalekým vrtem V8. Snížená hladina ve vrtu V8 je ale způsobená čerpáním ve studních jímacího řadu, které se nacházejí pouhých několik m od vrtu. Vrt TU-1 je do linie řezu zanesen ze vzdálenosti 350 m východně od řezu a spád hladiny v linii řezu vypadá pravděpodobně jinak. Nejnižší úroveň hladiny podzemní vody je ve studni č. 255 Skorkovského jímacího řadu (174 m n. m.). Čerpáním vzniká na hladině podzemní vody v okolí studně č. 255 depresní kužel, jehož poloměr je pravděpodobně necelých 40 m, protože ovlivňuje hladinu v blízkém vrtu V8, ale už pravděpodobně není znát na vrtu V7. Úroveň hladiny podzemní vody je pravděpodobně snižena o 1 m vůči hladině v širším okolí.

ŘEZ C: TUŘIČE



ŘEZ D

Řez D vede střední částí zájmového území ve směru SZ-JV od obce Skorkov k severnímu okraji obce Sojovice (Obr. 28). Řez D zachycuje fluviální sedimenty široké nivy a nižší terasy severně od Sojovic a část pravobřežní vyšší terasy (Obr. 29). Tento řez je dlouhý 1,5 km s převýšením okolo 17 m. Zobrazeno je 5 nových průzkumných vrtů (V1, V2, V3, V4 a V12), 1 archivní vrt (V9/37) a studna Hornosojovického řadu (č. 207). Vrt V9/37 jsem do linie řezu přenesla ze vzdálenosti přibližně 500 m severně od řezu. V tabulce 8 jsou seřazeny podrobné údaje o jednotlivých vrtech.



Obrázek 28: Umístění řezu D a řezu E v zájmovém území a lokalizace vrtů. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

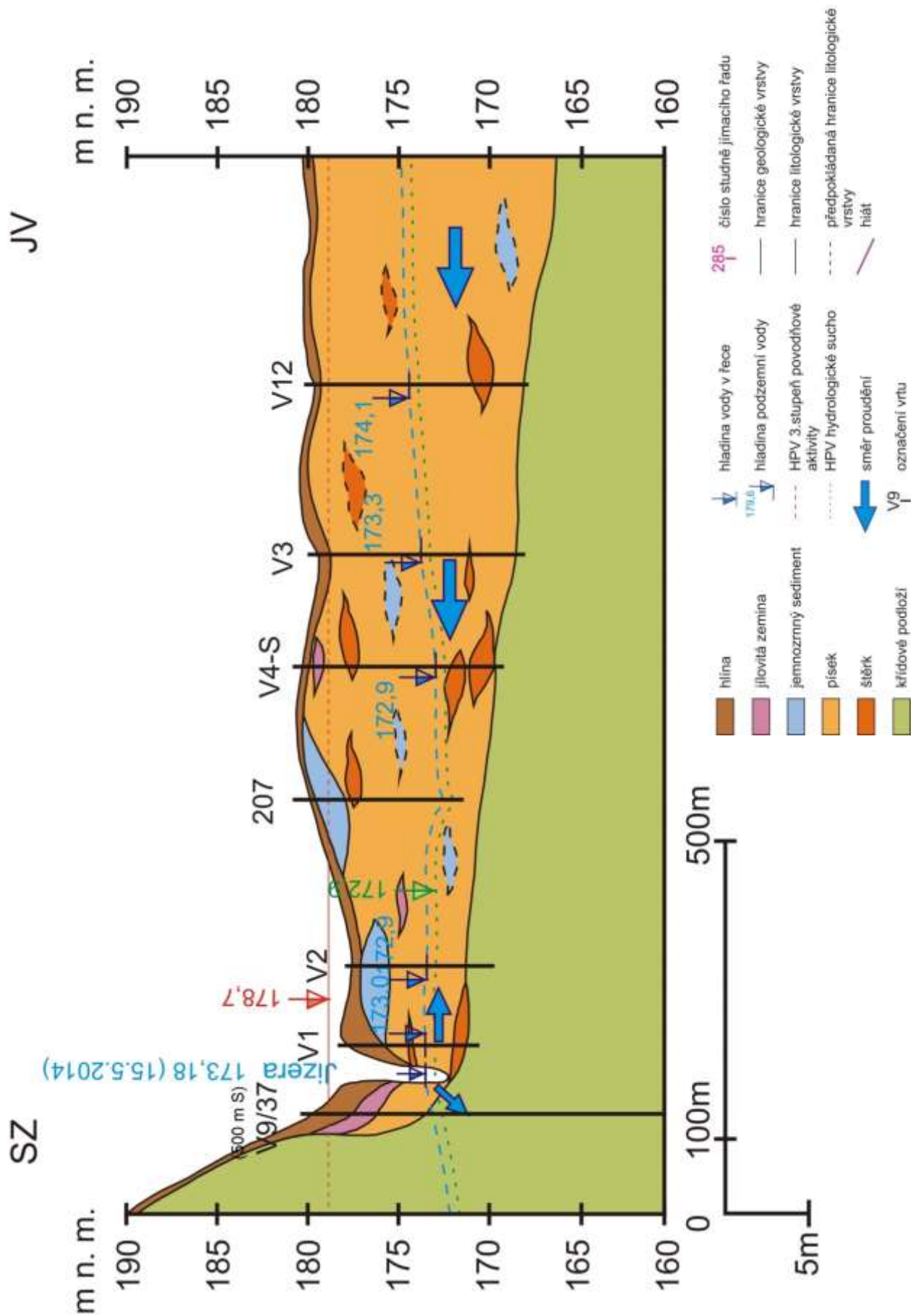
Tabulka 8: Podrobné údaje o vrtech použitých v řezu D.

Název vrtu	Typ vrtu	Hloubka (m)	Hladina podzemní vody (m n.m.)	Báze kvartéru (m)	Zvodnělá mocnost kvartéru (m)	mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V1	nový	7,5	173	6,6	2	4,6	2
V2	nový	8	172,9	7,5	3	7,1	0,4
V3	nový	11,6	173,3	11,3	4,8	10,5	0,8
V4	nový	11,6	172,9	11,2	3,6	10,9	0,3
V12	nový	12,5	174,1	12	6,3	11,6	0,4
207	jímací řad	bez údaje	172	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje
V9/37	archivní	129,5	169,8*, přetok	6,3	-	3	2

Vysvětlivky: *-naražená hladina podzemní vody.

Rozlehlá údolní niva na levém břehu řeky je litologicky velmi různorodá, jednotlivé vrstvy vznikly překládáním koryta Jizery a sedimentací při vylití řeky z jejího koryta. Mocnost fluviálních sedimentů se pohybuje od 4,6 do 11,6 m (Tab. 8). Část blízko řeky je tvořena převážně štěrkopísky mocnými průměrně kolem 5 m. V nadloží je až 1,6 m mocná vrstva jemnozrnných sedimentů. Vzdálenější část údolní nivy je vyplněna štěrkopískem s průměrnou mocností kolem 12 m s občasou polohou štěrků, jemnozrnných písků a jílu. Na pravém břehu řeky je křídová terasa s úzkým pruhem fluviálních sedimentů při úpatí, tvořených při bázi křídvy 3 m mocnou vrstvou štěrkopísků a 1 m mocnou vrstvou jílu, podle údajů z vrtu V9/27, který je sem promítnut ze vzdálenosti 500m severně od linie řezu. Kvartérní sedimenty jsou pokryty povodňovou hlínou s mocností v údolní nivě průměrně 0,5 m, mocnost hlíny je větší v mělkých depresích (až 1 m) a roste směrem ke korytu řeky (až 3 m u V1). Na terase a elevacích v nivě je mocnost malá, první desítky cm. Podzemní vody z údolní nivy proudí směrem k řece, ale vrty mezi řekou a jímacím řadem mají hladinu níž než Jizera a voda z řeky v této oblasti dotuje kvartérní kolektor. Nejnižší úroveň hladiny podzemní vody je ve studni č. 255 Skorkovského jímacího řadu (172 m n. m.). Čerpáním vzniká v okolí studně depresní kužel, jehož poloměr je těžké určit, vzhledem k tomu, že žádný z okolních vrtů není tak blízko, aby byl čerpáním ovlivněn.

ŘEZ D: SKORKOV - SOJOVICE



ŘEZ E

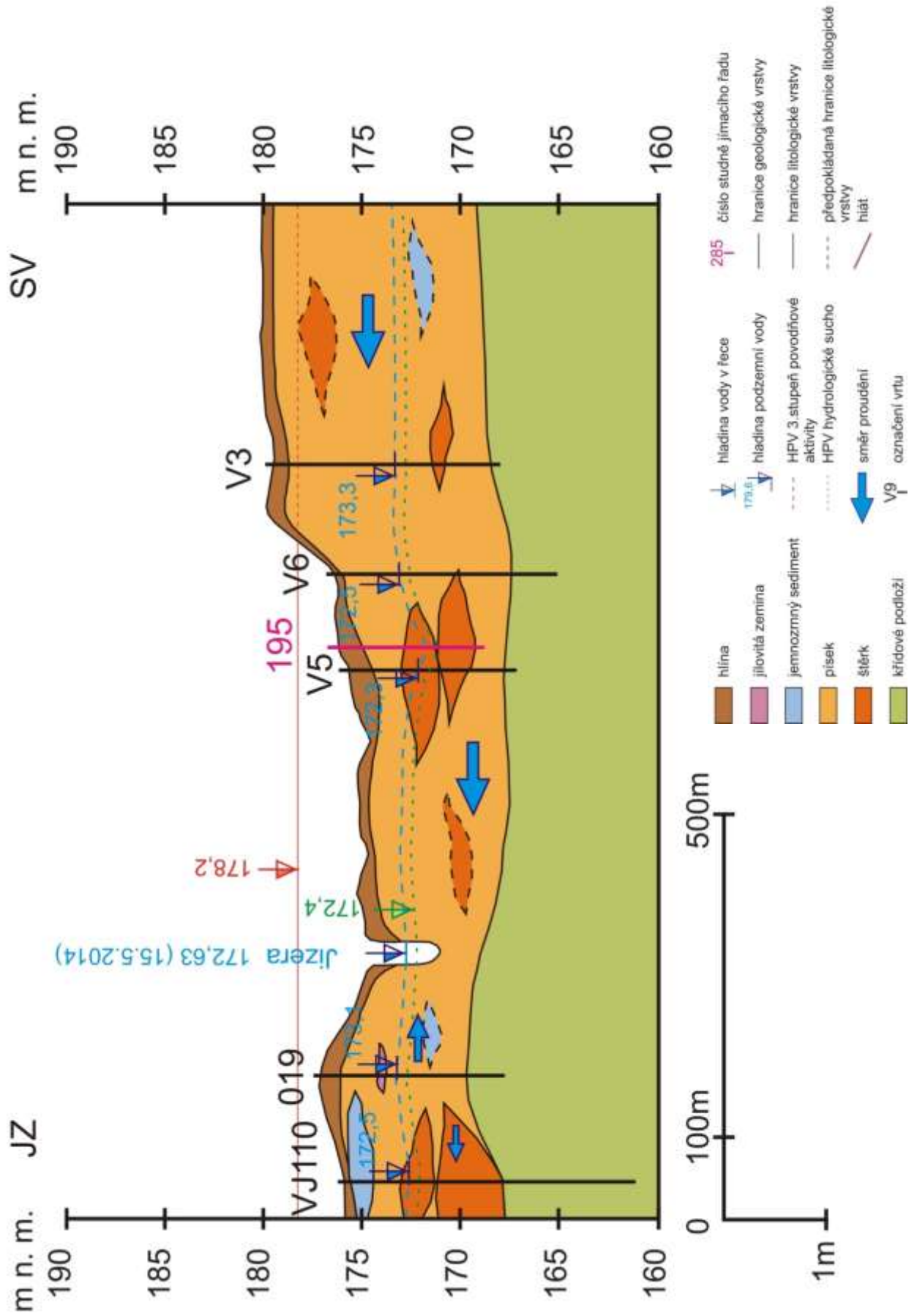
Řez E vede jižní částí zájmového území ve směru JZ-SV, severozápadně od obce Sojovice (Obr. 28). Řez protíná fluviální sedimenty nižší terasy a široké nivy severně a západně od Sojovic (Obr. 29). Tento řez je dlouhý 1,3 km a převýšení je přibližně 6 m. Morfologicky je nížinný terén zajímavý několika přibližně 1 m hlubokými brázdami na levém břehu řeky. Zde byla v minulosti řečiště Jizery a slepá ramena. V těchto místech nejsou žádné vrty dokládající litologii, lze ale předpokládat, že kvartérní štěrkopísky budou proloženy vrstvou více hrubozrnného materiálu usazeného v bývalém korytě řeky a v místě bývalých slepých ramen i vrstvou jemnějšího materiálu s příměsí organické hmoty. Zachyceny jsou 3 nové vrty (V3, V5 a V6), 2 archivní vrty (VJ110, 019) a studna Hornosojovického řadu (č. 195). Podrobné údaje o jednotlivých vrtech jsou seřazeny v tabulce 9.

Tabulka 9: Podrobné údaje o vrtech použitých v řezu E.

Název vrtu	Typ vrtu	Hloubka (m)	Hladina podzemní vody (m n.m.)	Báze kvartéru (m)	Zvodnělá mocnost kvartéru (m)	mocnost štěrkopísků (m)	Mocnost nivních hlín (m)
V3	nový	11,6	173,3	11,3	4,8	10,5	0,8
V5	nový	8,6	172,3	8	4,1	6,8	1,2
V6	nový	9,7	172,5	9,3	5,6	8,2	0,3
195	jímací řad	bez údaje	171,5	bez údaje	bez údaje	bez údaje	bez údaje
VJ-110	archivní	20	172,5	8,1	4,7	7,8	0,3
019	archivní	7,1	173,1	7,1	3,6	6	1,1

Údolní niva na obou březích Jizery je litologicky různorodá s mocnými vrstvami převážně štěrku (až 4 m mocné), štěrkopísků a písku. V menší míře je zastoupený i jemnozrnný materiál (písek, jíla). Mocnost fluviálních sedimentů se pohybuje okolo 7 m v nivě a 10,5 m na nižší terase. Povodňová hlína pokrývá kvartérní sedimenty vrstvou mocnou v průměru 0,8 m. Na terase a elevacích v nivě je mocnost malá, první desítky cm. Podzemní vody z údolní nivy proudí směrem k řece. Zavádějící je proudění od archivního vrtu 019 směrem k vrtu VJ110, zdánlivě ve směru od řeky. Ta se zde stáčí v prudkém meandru o 90° a podzemní vody od vrtu VJ110 tak proudí kolmo na rovinu řezu C směrem k říčnímu korytu, které v řezu již není zachyceno. Nejnižší úroveň hladiny podzemní vody je ve studni č. 195 Hornosojovického jímacího řadu (172 m n. m.). Čerpáním vzniká v okolí studně depresní kužel, jehož poloměr je pravděpodobně lehce přes 100 m, jelikož ovlivňuje hladinu ve vrtu V5 i V6.

ŘEZ E: POBRAHY - SOJOVICE



4.2.2 Mělké profily břehů řeky Jizery a údolní výplně

V zájmovém území jsem sestavila 3 mělké profily na základě údajů z 14 úzkoprofilových sond (S1 až S14), jejich umístění v zájmovém území je na obrázku 31. Profily (PF1, PF2) charakterizují přechod říčního dna do těsného okolí řeky, třetí profil (PF3) charakterizuje výplň splachového údolí na spodnoturonských slínovcích. V rámci mapování sedimentů jsem na jednotlivých lokalitách provedla infiltrační zkoušky, které jsou umístěny buď přímo v ose profilu nebo v jejím blízkém okolí (viz kapitola 3.1.2). Hladina řeky Jizery byla na profilu PF1 a PF2 měřena 2. a 3. 6. 2015 za stavu 130 cm a průtoku 10 m³/s, což je podprůměrný stav (průměrný roční stav: 160 cm, průtok= 24,9 m³/s, sucho: stav 116 cm, průtok= 6,61 m³/s).

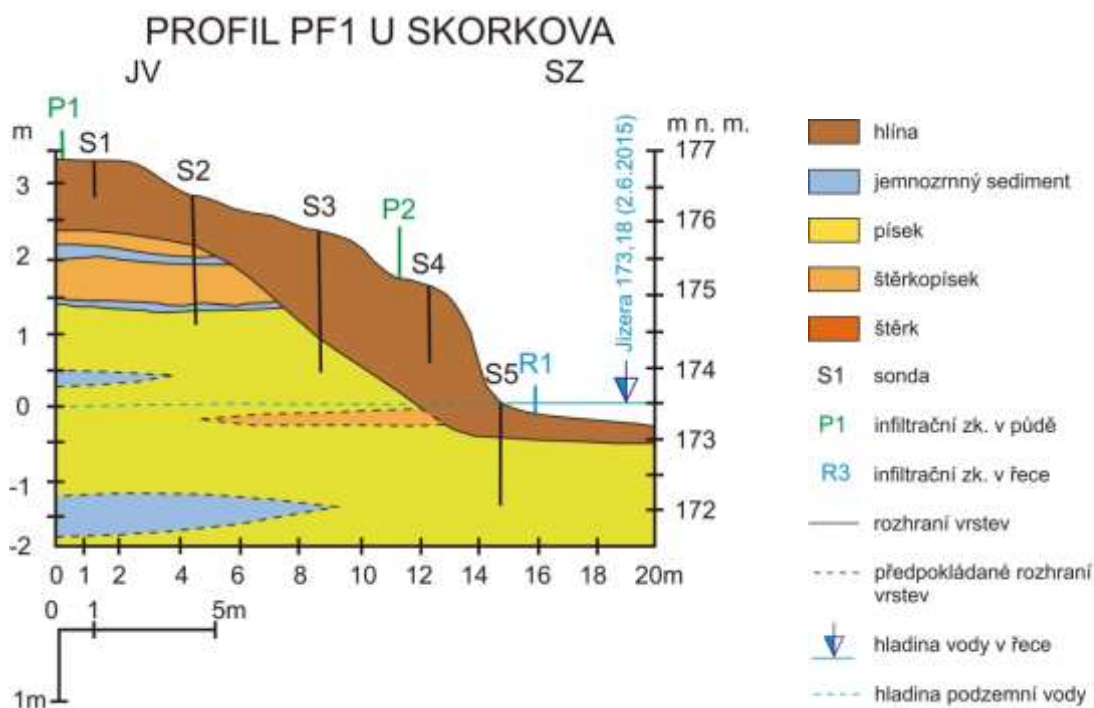


Obrázek 31: Umístění půdních profilů PF1, PF2 a PF3 v zájmovém území. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

PROFILY V ÚDOLNÍ TERASE

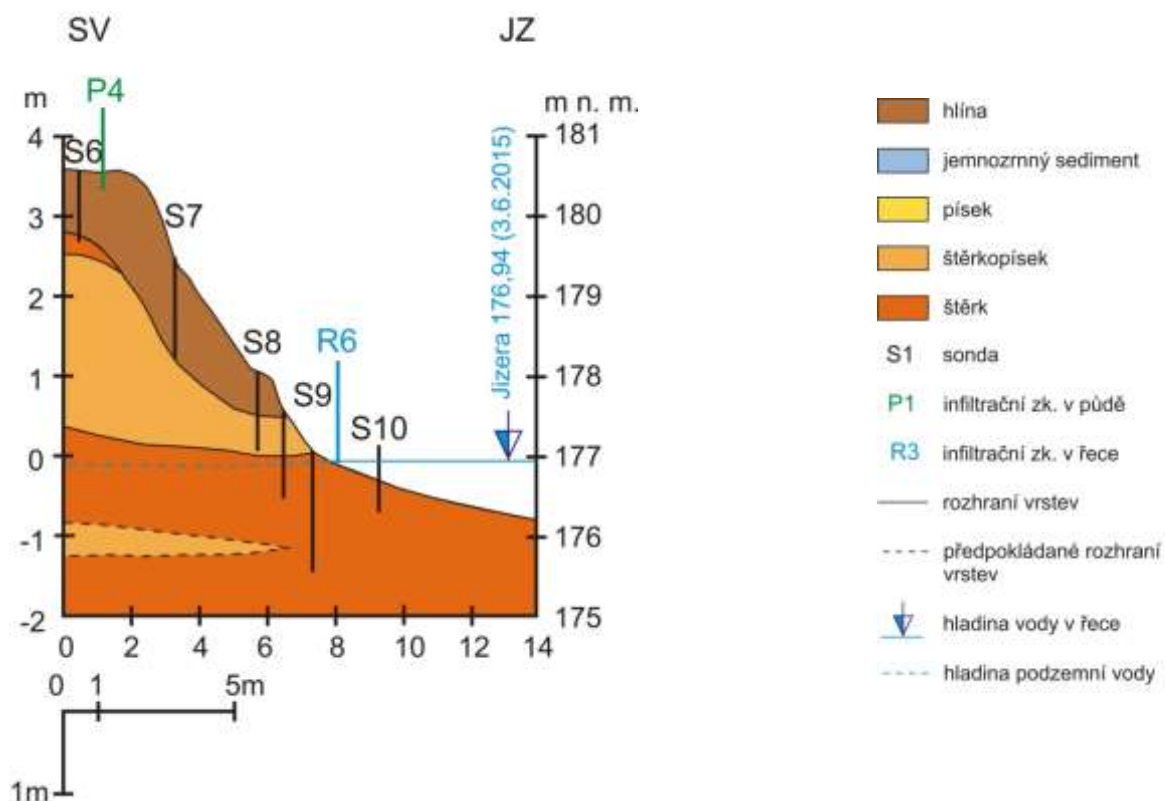
Jak dokládají geologické řezy, je údolní terasa řeky tvořena převážně štěrkopísky. Litologicky je velmi členitá a ve štěrkopísku jsou polohy štěrků, hrubozrnných i jemnozrnných písků a jílu, které vznikly překládáním koryta Jizery. Úzkoprofilové sondy umožňují zaznamenat měnící se litologii kvartérních sedimentů podrobněji než vrtná jádra a profily jsou zhotovené v menších měřítkách, takže i méně mocné vrstvy bylo možné rozlišit. Litologické vrstvy popsané v jednotlivých sondách jsou v jejich blízkém okolí zaneseny plnou čarou. Jelikož lze předpokládat, že podobnými čochovitými tvary vzniklými překládáním koryta je tvořena celá nižší terasa, jsou tyto uvažované tvary v profilech vyznačeny přerušovanou čarou.

Profil PF1- U Skorkova na levém břehu řeky u vrtu V1 je dokumentován 5 půdními sondami (S1- S5) a je 20 m dlouhý. Převýšení je přibližně 3,5 m (Obr. 32). Profil PF2- u Sobětuch na levém břehu řeky asi 80 m po proudu pod mostem rychlostní komunikace s délkou 14 m a převýšením 4,5 m je sestaven na základě 5 půdních sond (S6- S10), (Obr. 33). Na povrchu obou profilů jsou povodňové hlíny o mocnosti 0,5 - 2,2 m. Profil sestavený v jižní části území (PF1) je tvořený převážně pískem s polohami jemnozrnného až jílovitého písku (mocnost 10 - 30 cm) a štěrkopísků (15 - 60 cm). Naopak profil v severní části území (PF2) je tvořený převážně štěrky s polohou štěrkopísku mocnou 50 cm. Ve štěrkopískových polohách obou profilů se střídají polohy s vyšším podílem písku různých zrnitostí a štěrku v rámci několika málo cm, které nebylo možné v půdních profilech zachytit.



Obrázek 32: Mělký profil PF1- U Skorkova s umístěním sond (S1 až S5) a infiltračních zkoušek (P1 a R1).

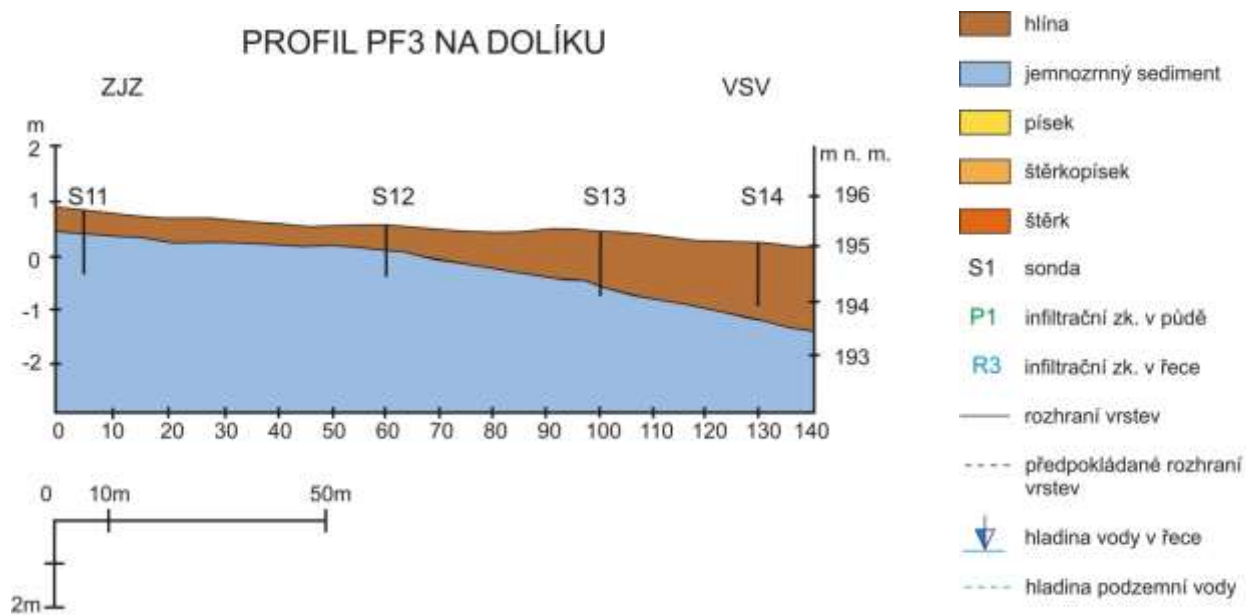
PROFIL PF2 - U SOBĚTUCH



Obrázek 33: Mělký profil PF2- u Sobětuch s umístěním sond (S6 až S10) a infiltračních zkoušek (P4 a R6).

PROFIL VE VYŠŠÍ TERASE

Profil PF3- Na Dolíku, který leží ve splachovém údolí, jsem sestavila ze 4 půdních sond (S11- S14) a jeho délka je 140 m s převýšením kolem 0,50 m (Obr. 34). Svrchní vrstva jemnější hlíny je mocná 0,4 až 1,4 m a roste směrem do údolí. Pod ní je mocná vrstva jemnozrného písku, jehož báze nebyla sondami (max. hloubka 1,30 m) zachycena. Při zarážení jednotlivých sond jsem často narazila na úlomky zvětralého šedého až bělavého slínovce, které byly vidět i přímo na povrchu pole a leží v podloží jemnozrného písku v hloubce cca 4 m pod terénem podle geologické dokumentace vrtu V11.



Obrázek 34: Půdní profil PF3- Na Dolíku s umístěním jednotlivých sond (S11 až S14).

4.3 Infiltrační zkoušky

V blízkosti 3 půdních profilů (PF1, PF2, PF3) jsem se studenty mapovacího kurzu HG provedla v červnu 2015 celkem 11 infiltračních zkoušek, které umožňují stanovit a porovnat propustnost půdního prostředí na poli a travním krytu v okolí průzkumných vrtů (zkoušky označené Px, kde x je pořadové číslo zkoušky) a v korytě řeky Jizery (zkoušky označené Rx, kde x je pořadové číslo zkoušky). Část infiltračních zkoušek jsem provedla přímo v linii půdního profilu (Tab. 10), (Obr. 32, Obr. 33), další zkoušky pak v blízkém okolí profilů. Lokalizace jednotlivých půdních profilů a infiltračních zkoušek je na obrázku 35.

Tabulka 10: Umístění infiltračních zkoušek v rámci půdních profilů.

Půdní profil	Lokalita/ blízký vrt	Číslo zkoušky	Prostředí	(m) od linie profilu
PF1	Skorkov/ V1	P1	Travní kryt	0
	Skorkov/ V1	P2	Travní kryt	0
	Skorkov/ V1	R3	Koryto řeky	0
PF2	Sobětuchy/ V9	P4	Travní kryt	0
	Sobětuchy/ V9	P5	Travní kryt	10 m
	Sobětuchy/ V9	R6	Koryto řeky	0
	Sobětuchy/ V9	R7	Koryto řeky	5 m
PF3	Na dolíku/ V11	P8	Cesta	50 m
	Na dolíku/ V11	P9	Pole (brambory)	70 m
	Na dolíku/ V11	P10	Pole (obilí)	100 m
-	Kačov	R11	Koryto řeky	-

Vysvětlivky: 0- infiltrační zkouška byla provedena v linii profilu.

V tabulce 11 jsou uvedeny naměřené a vstupní parametry a spočítané hodnoty vertikální hydraulické vodivosti jednotlivých infiltračních zkoušek. Průběh všech infiltračních zkoušek v čase je na obrázku 36 a statistická charakteristika zkoušek je shrnuta na obrázcích 37 a 38.

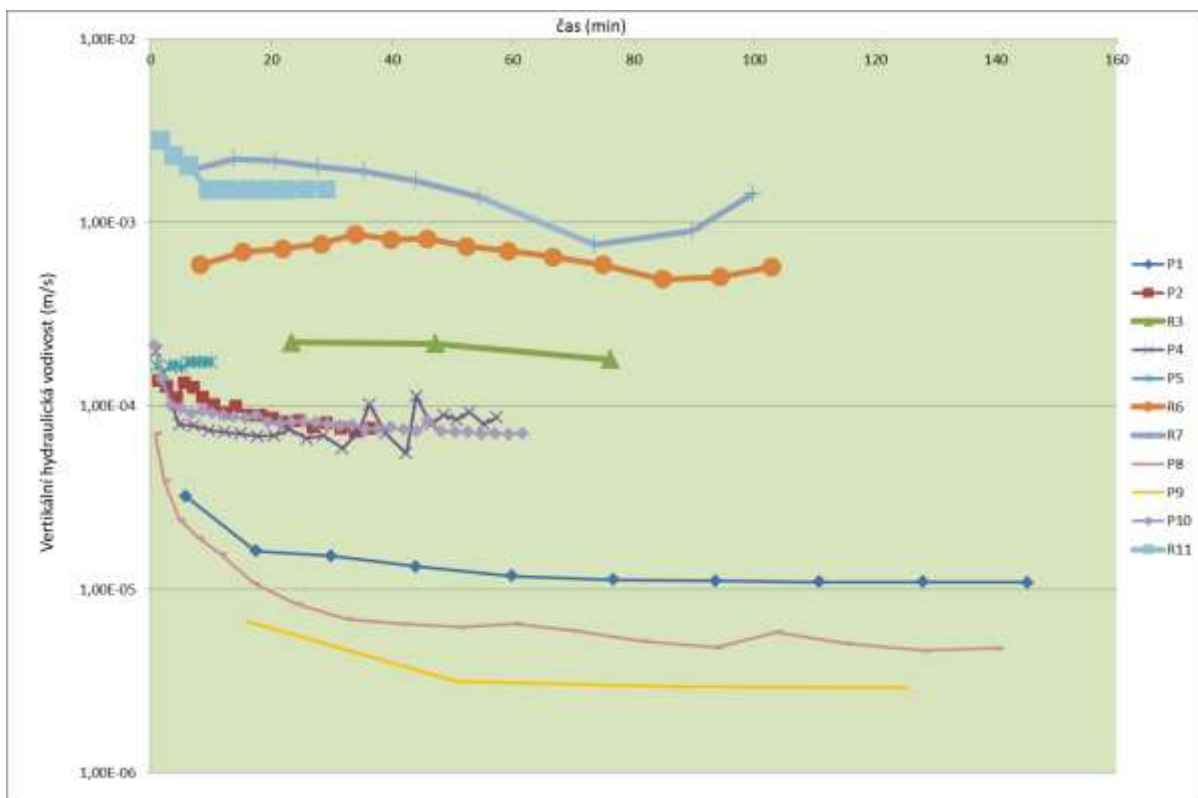
Tabulka 11: Parametry a hodnoty vertikální hydraulické vodivosti infiltračních zkoušek.

Půdní profil	Lokalita/ blízký vrt	Číslo zkoušky	Datum	Prostředí	Doba trvání (min)	Celkový objem vody (ml)	Vertikální hydraulická vodivost * (m/s)	Hydraulický gradient
PF1	Skorkov/ V1	P1	2.6.2015	Travní kryt	145	3200	1,09E-05	1
	Skorkov/ V1	P2	2.6.2015	Travní kryt	36	6080	7,55E-05	1
	Skorkov/ V1	R3	2.6.2015	Koryto řeky	76	960	1,79E-04	0,034
PF2	Sobětuchy/ V9	P4	3.6.2015	Travní kryt	57	7680	8,62E-05	1
	Sobětuchy/ V9	P5	3.6.2015	Travní kryt	10	3200	1,73E-04	1
	Sobětuchy/ V9	R6	3.6.2015	Koryto řeky	103	4396	5,74E-04	0,021
	Sobětuchy/ V9	R7	3.6.2015	Koryto řeky	100	8501	1,44E-03	0,090
PF3	Na dolíku/ V11	P8	5.6.2015	Cesta	140	5760	4,77E-06	1
	Na dolíku/ V11	P9	5.6.2015	Pole (brambory)	125	1280	2,91E-06	1
	Na dolíku/ V11	P10	5.6.2015	Pole (obilí)	62	9600	7,07E-05	1
-	Kačov	R11	6.6.2015	Koryto řeky	29	3200	1,52E-03	0,035

Vysvětlivky: Modrá barva značí zkoušku provedenou v korytě řeky, (*)-vypočteno z poslední hodnoty, (-)- na infiltračním místě nebyl zjišťován mělký profil.

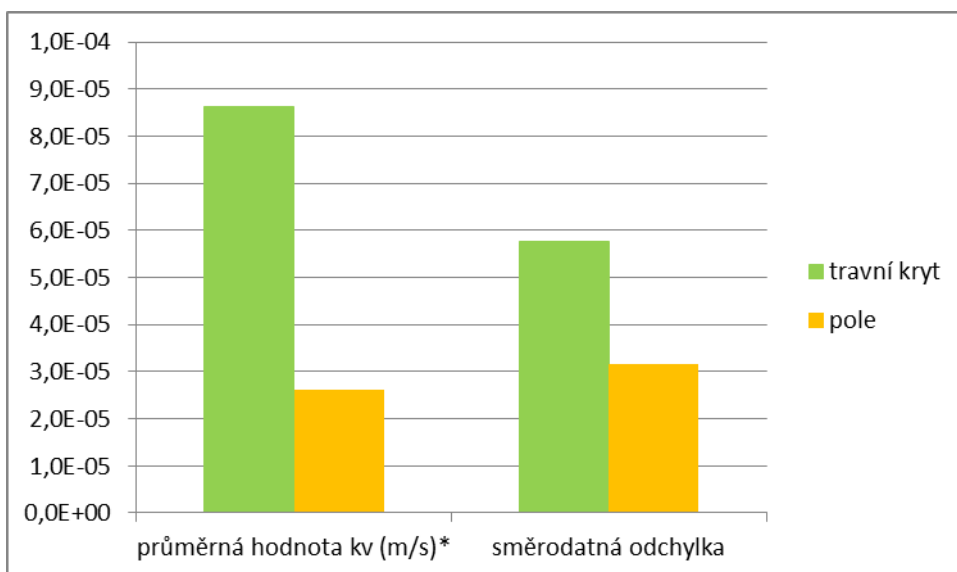


Obrázek 35: Umístění půdních profilů (PF1, PF2 A PF3) a infiltračních zkoušek (P1, P2, R3, P4, P5, R6, R7, P8, P9, P10, R11) v zámjnovém území. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

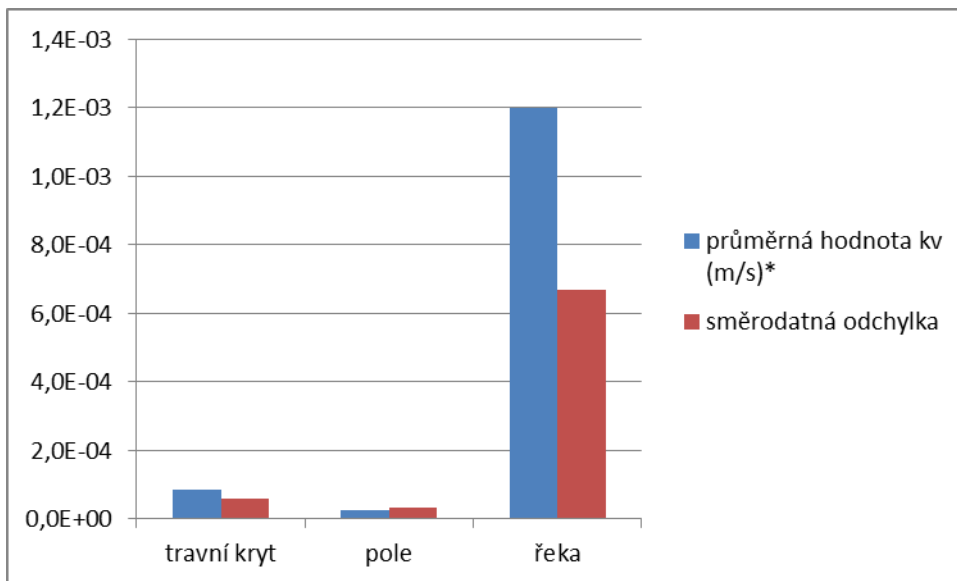


Obrázek 36: Graf průběhu infiltračních zkoušek v závislosti na čase.

Hodnoty k_v v půdní zóně jsou v průměru asi o 1-2 řády nižší, než v korytě řeky (Obr. 36). V půdní zóně se hodnoty k_v pohybují v rozmezí $2,9 \cdot 10^{-6}$ až $1,7 \cdot 10^{-4}$ m/s, se znatelnými rozdíly mezi prostředím s travním krytem a polem, kde je převážně holá půda (mezi řádkami brambor) nebo zhutněnou cestou (Tab. 11). Pole s obilím má hodnoty k_v podobné jako prostředí s travním krytem ($7 \cdot 10^{-5}$ m/s).



Obrázek 37: Statistická charakteristika infiltračních zkoušek v půdní zóně.

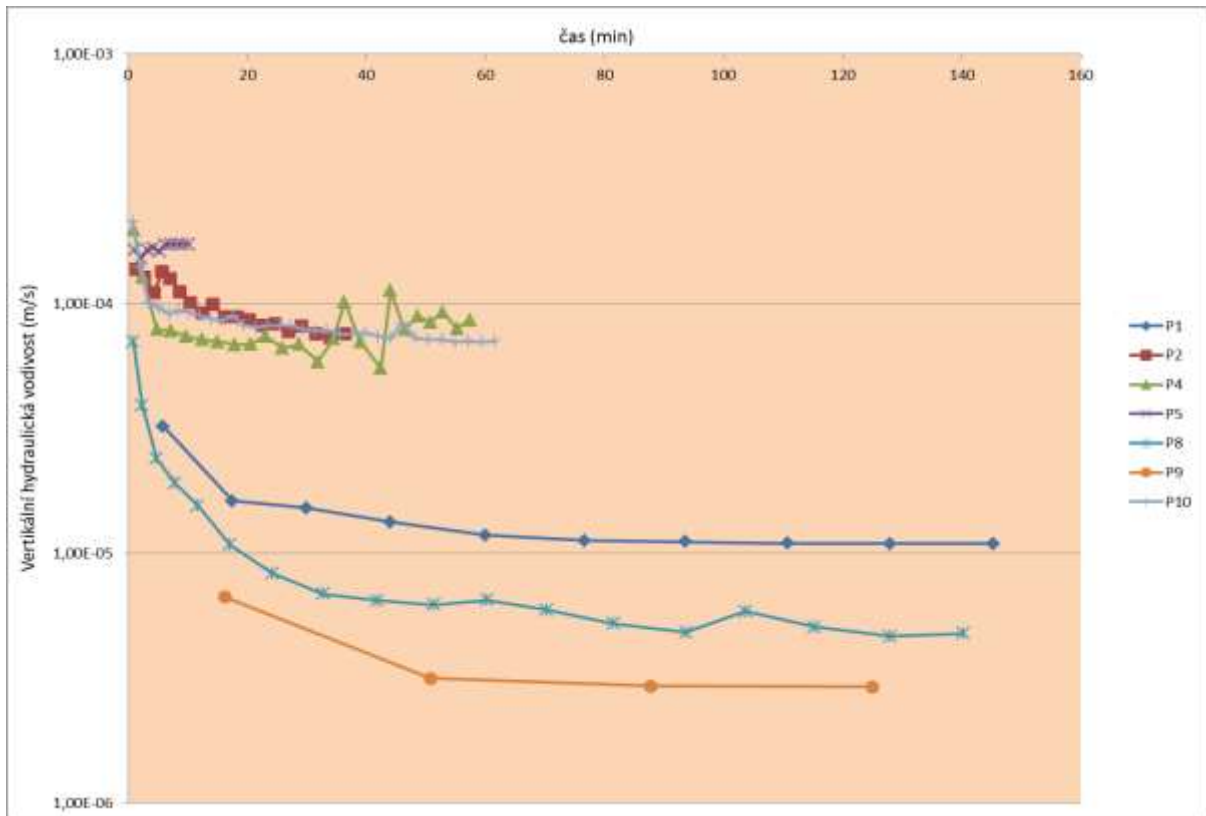


Obrázek 3814: Statistická charakteristika infiltračních zkoušek v půdní zóně a v korytě řeky.

Prostřední s travním krytem se jeví propustnější: průměrná hodnota vertikální hydraulické vodivosti v prostředí s travním krytem je $8,63 \cdot 10^{-5}$ m/s a v prostředí pole a cesty je průměrná hodnota $2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s (Obr. 36). Výjimku tvoří zkoušky P1 a P10, které tvoří odlehlé hodnoty pro vybrané prostředí. Zkouška P1 byla provedena na travním krytu v profilu PF1 velmi blízko cesty (cca 0,5 m) a vertikální hydraulická vodivost je nízká ($1,09 \cdot 10^{-5}$ m/s) a spíše odpovídá hodnotám změřeným na poli nebo cestě (průměrná hodnota $k_v = 2,61 \cdot 10^{-5}$ m/s). V tomto místě lze předpokládat zhutnění půdy těžkými zemědělskými stroji, ačkoli neleží přímo na polní cestě. Infiltrační zkouška P10 proběhla na poli s obilím přibližně 100 m od linie profilu PF3. Tato infiltrační zkouška má naopak hodnotu k_v vyšší ($7,07 \cdot 10^{-5}$ m/s) než ostatní zkoušky na poli nebo na cestě a je spíše blízká hodnotám k_v z prostředí s travním krytem (průměrně $8,63 \cdot 10^{-5}$ m/s). Na propustnost v travním prostředí má pravděpodobně hlavní vliv rozrušení povrchu půdy kořeny trav, (Hronec, 2012). Obilí pravděpodobně rozrušuje povrch půdy stejně jako tráva a hodnoty k_v pro toto prostředí jsou blízké. Tyto výsledky korelují s výsledky Hronce (2012), který také stanovil polní prostředí jako méně propustné při infiltračních zkouškách v těsné blízkosti Hornosojovického řadu mezi studněmi č. 203- 208. Průměrné hodnoty k_v naměřené v prostředí s travním krytem ($8,63 \cdot 10^{-5}$ m/s) a v polním prostředí ($2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s) v rámci této práce, spadají do rozpětí, které při zkouškách naměřil Honec (2012): travní kryt: $6,5 \cdot 10^{-5}$ až $1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s polní prostředí 10^{-6} - $4,5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Nejvyšší propustnost ze zkoušek v půdním prostředí byla zaznamenána při zkoušce P5 na profilu PF2 a dosahovala hodnoty $1,7 \cdot 10^{-4}$ m/s. Naopak nejnížší propustnost byla naměřena na profilu PF3 při zkoušce na polní cestě (P8: $k_v = 4,77 \cdot 10^{-6}$ m/s) a v poli (P9: $k_v = 2,91 \cdot 10^{-6}$ m/s) na podloží tvořeném slínovci spodního turonu, hodnoty k_v jsou zde zhruba o 1 řád nižší než hodnoty na ostatních lokalitách, jejichž podloží jsou sedimenty kvartérních teras. Na polní cestě (P8) jde zřejmě o zhutnění hlíny těžkými stroji projíždějícími na okolní pole. V případě pole

s brambory byla zkouška P9 prováděna v mezeře mezi řádky brambor. Zde je pravděpodobně deštěm vytvořená krusta na povrchu pole a k vsakování dochází pomalu.

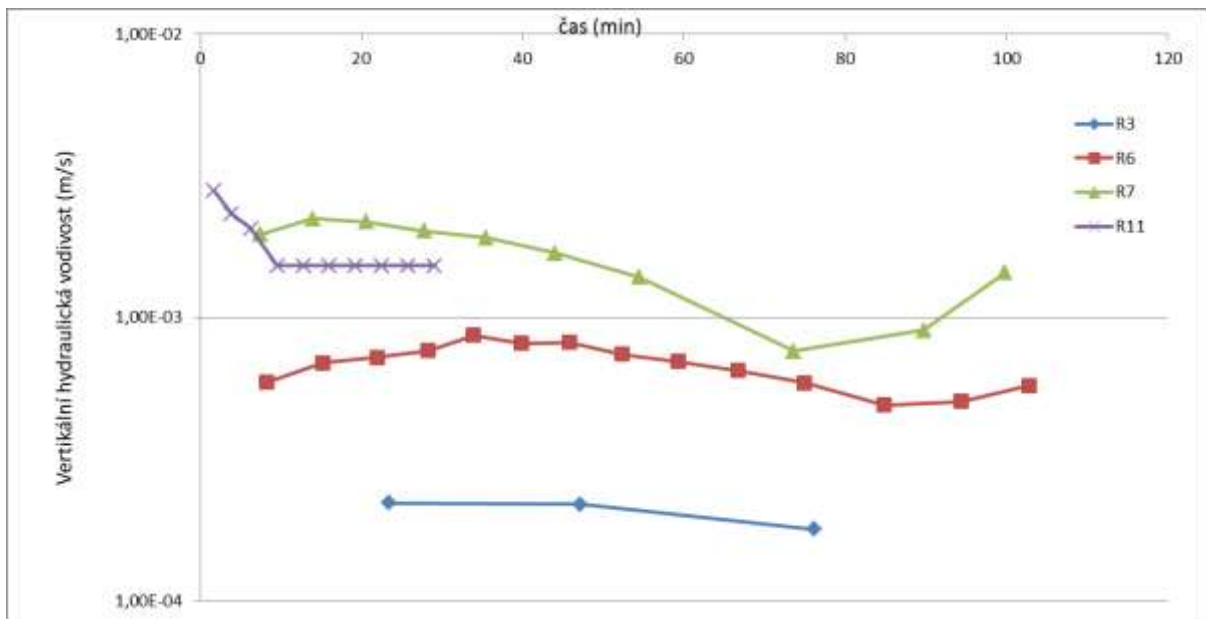
Obrázek 39 ukazuje průběh infiltračních zkoušek v půdní zóně v čase. Z průběhu infiltrací je vidět, že v případě zkoušky P4 nedošlo k ustálení infiltrace a skutečná hodnota k_v bude po ustálení infiltrace pravděpodobně nižší.



Obrázek 39: Průběh jednotlivých infiltračních zkoušek v půdní zóně.

Průběh infiltračních zkoušek v korytě řeky je vidět na obrázku 40. Při zkoušce R6 a R7 došlo pravděpodobně k uvíznutí vzduchových bublinek v porézním prostředí pod dnem řeky a snížení vertikální propustnosti. Pohybem kolem infiltračních prstenců v průběhu zkoušky došlo ke změně polohy zrn písku a vypuzení vzduchových bublin z prostředí, čímž došlo k opětovnému zvýšení vertikální propustnosti.

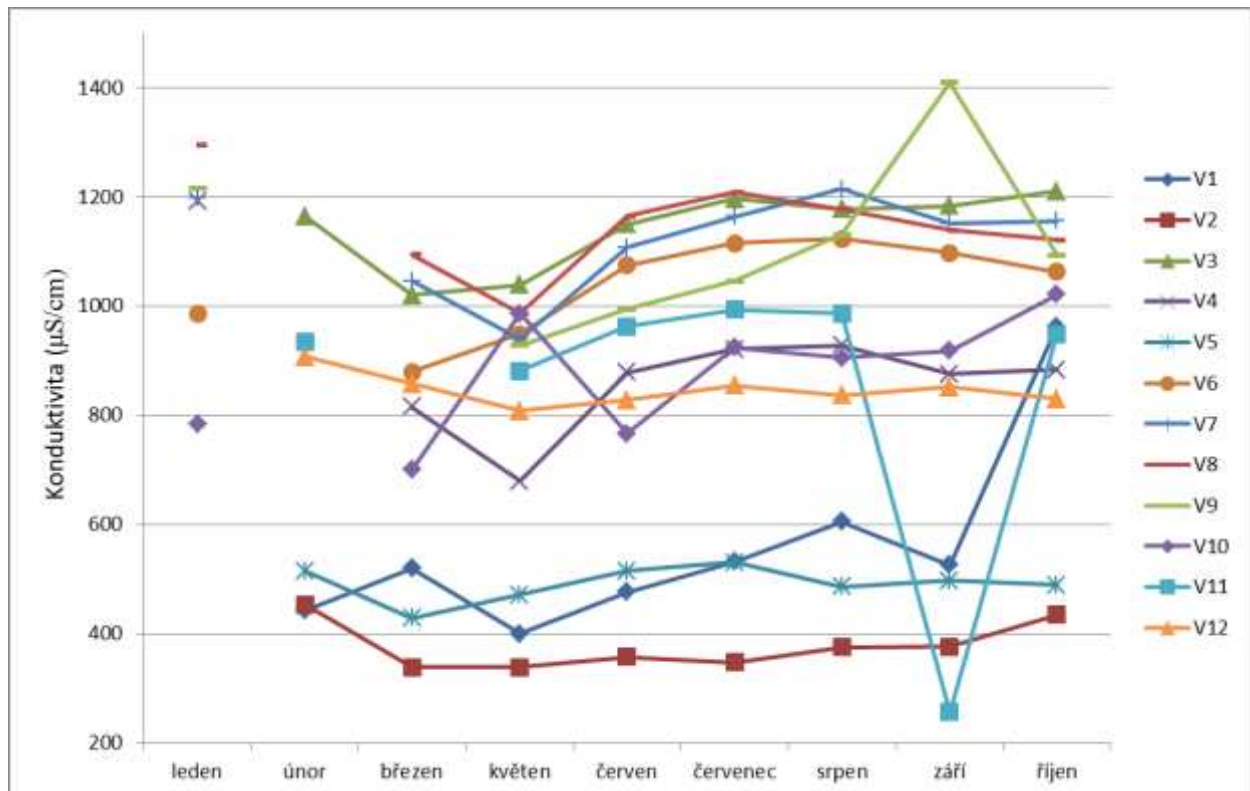
Na základě průměrné vypočítané hodnoty vertikální hydraulické vodivosti ($k_v = 2 \cdot 10^{-3}$ m/s) při infiltračních zkouškách v korytě řeky a velikosti hydraulického gradientu mezi řekou a vrtvy V2 a V10 ($I = 6 \cdot 10^{-3}$) jsem spočítala objem říční vody, který se vsákne do kvartérních sedimentů za jednotku času (tedy předpokládaný přítok vody z řeky). Při průměrné šíři koryta Jizery 30 m se na 100 m délky říčního dna se může vsáknout 21 l/s říční vody. Na 1 km délky říčního koryta tedy při tomto hydraulickém gradientu může tvořit dotace z řeky okolo 210 l/s.



Obrázek 40: Průběh infiltračních zkoušek v korytě řeky.

4.4 Chemismus vody z vrtů V1 až V12 a dalších vybraných objektů

Zájmové území je intenzivně zemědělsky využívané a hustě osídlené. Hlavními kontaminanty v oblasti proto jsou především dusičnany, které mohou pocházet jak ze zemědělské činnosti (umělá a živočišná hnojiva), tak ze splaškových odpadních vod (prosakování ze septiků, úniky z jímek). Dále mohou být přítomny chloridy, draslík a sodík, které jsou také charakteristické pro odpadní splaškové vody.



Vysvětlivky: odběry v dubnu neproběhly.

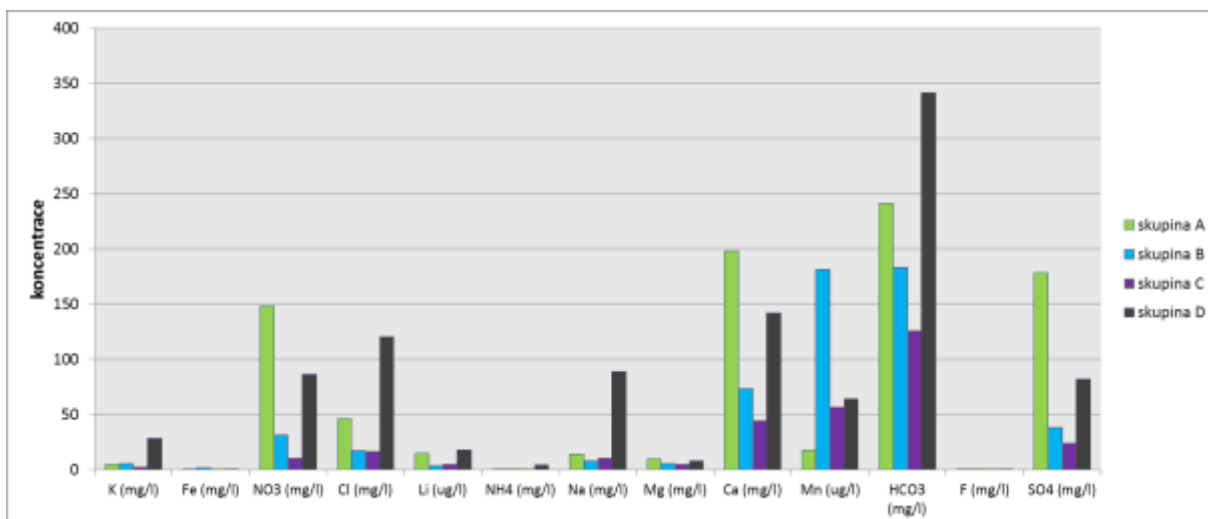
Obrázek 41: Průběh konduktivity ve vrtech V1- V12 v čase.

Pro základní orientaci jsem v terénu měřila konduktivitu (měrná elektrická vodivost), udávající množství rozpuštěných iontů ve vodě. Obrázek 41 ukazuje průběh konduktivity v čase na vrtech V1 až V12 od ledna do října 2014. Průměrná hodnota konduktivity na podzim (1080 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a na jaře (1030 $\mu\text{S}/\text{cm}$) se příliš neliší. Nejnižší hodnotu konduktivity (385- 563 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mají vrty V1 a V2 umístěné v blízkosti Jizery (průměrná konduktivita Jizery: 390 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a vrt V5 (454- 578 $\mu\text{S}/\text{cm}$), který pravděpodobně jímá vodu infiltrovanou ze zavlažovacího systému. Ostatní vrty mají konduktivitu dvakrát až třikrát vyšší (1038- 1447 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a jsou situovány v polích. Píky v měření ve vrtech V9 a V11 jsou pravděpodobně jen chybou měření. V lyzimetrech se naměřená konduktivita pohybuje od 797 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (lyz II) po 1170 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (lyz 6).

V území jsem v průběhu roku 2014 vzorkovala 24 objektů (Obr. 42), tyto objekty jsem na základě chemismu rozdělila do několika skupin (Obr. 43).



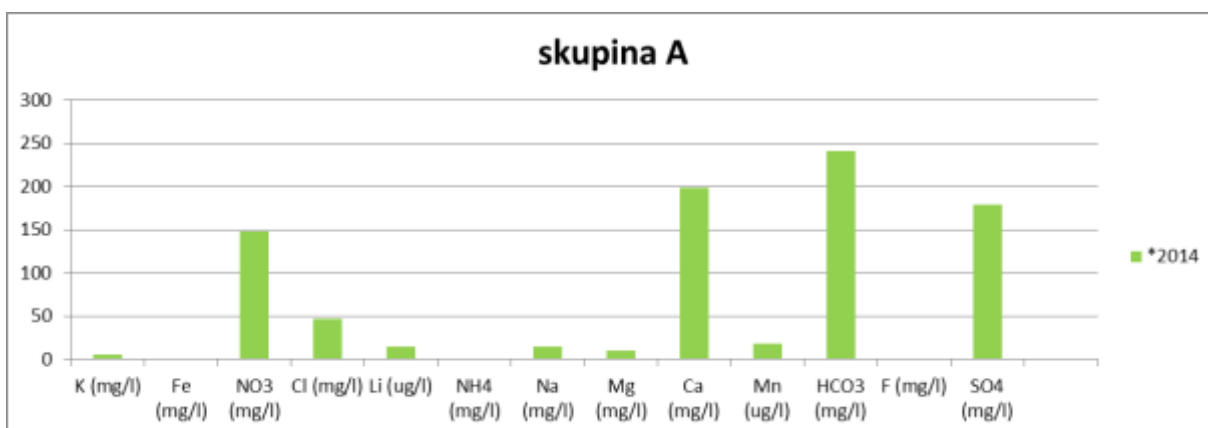
Obrázek 42: Lokalizace vzorkovaných objektů. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).



Obrázek 43: Rozdělení vzorkovaných objektů podle chemismu.

A. Skupina

Skupina A je největší skupinou a zahrnuje vrty: V3, V4, V6, V7, V8, V9, V11 a V12 (Tab. 12). Hlavním společným rysem této skupiny jsou vysoké koncentrace dusičnanů (110- 210 mg/l) a zároveň, oproti dalším skupinám, poměrně nízké koncentrace chloridů (20- 70 mg/l). Relativně nízké jsou i koncentrace draslíku (3-8 mg/l) a fluoridů (0,1 mg/l), (Obr. 44). Poměrně vysoká je naopak koncentrace lithia (11- 21mg/l). Ostatní koncentrace jsou: sodík 8- 23 mg/l, vápník 160- 240 mg/l, hořčík 7- 13 mg/l, železo 0,2- 0,7 mg/l, mangan 11- 32 mg/l, hydrogenkarbonáty 204- 310 mg/l a sírany 150- 220 mg/l. Tyto hodnoty jsou typické pro vody z obhospodařovaných polních pozemků.



*průměrná hodnota únor- říjen 2014

Obrázek 44: Chemické složení skupiny A.

Zajímavé je, že do skupiny spadají chemickým složením vrty, které zasahují výhradně svrchní křídový kolektor (V11) nebo jej odvodňují, protože jsou situovány při hranici s křídovými horninami na nátokové straně (V7). Je tedy zřejmé, že chemické složení vody z kvartérního kolektoru a kolektoru

vázaného na jizerské souvrství je natolik podobné, že není možné podzemní vody podle hlavních rozpuštěných látek rozlišit.

Tabulka 12: Chemické složení skupiny A.

č.vrtu	datum	K (mg/l)	Fe (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	Li (ug/l)	NH ₄ (mg/l)	Na (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Mn (ug/l)	HCO ₃ (mg/l)	F (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	pH
V03	prům 2014	8	0,7	209	48	13	0,1	18	11	222	15	211	0,1	211	7,5
V04	prům 2014	5	0,5	148	20	13	0,1	8	11	166	16	252	0,1	135	7,6
V06	prům 2014	6	0,2	174	47	13	0,1	17	11	201	11	218	0,1	191	7,6
V07	prům 2014	4	0,3	140	69	18	0,1	17	9	222	19	282	0,1	175	7,6
V08	prům 2014	5	0,5	113	64	21	0,1	14	13	237	18	309	0,1	221	7,6
V09	prům 2014	4	0,5	133	64	15	0,1	23	11	196	17	237	0,1	181	7,5
V10	prům 2014	10	0,5	69	52	17	0,1	13	12	163	27	251	0,1	147	7,6
V11	prům 2014	3	0,8	133	41	15	0,1	8	7	182	32	205	0,1	172	7,6
V12	prům 2014	6	0,2	136	20	10	0,0	10	8	162	17	217	0,1	145	7,7

*průměrná hodnota únor- říjen 2014

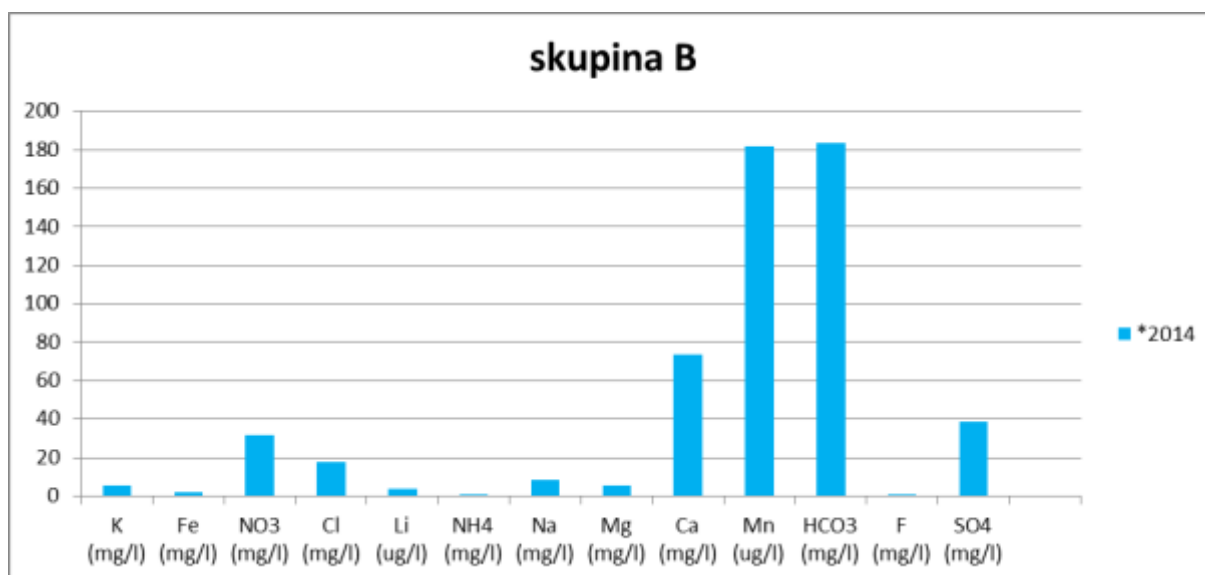
Do skupiny jsem zařadila i vrt V10, který svým složením této skupině nejvíce odpovídá. Zásadně se liší jen nízkou koncentrací dusičnanů (69 mg/l) v porovnání s ostatními vrty této skupiny (110- 210 mg/l). Vzhledem k tomu, že se nachází v blízkosti řeky (cca 25 m), voda v něm je chemickým složením směsí vodou z Jizery (skupina C) a skupiny A. Tomu odpovídají i výsledky sledování teploty na vrtech, kdy při vyšším stavu v řece dojde ke změně teploty ve vrtu V10 (viz kapitola 4.1.).

B. Skupina

Do skupiny B spadá vrt V5 a studny S1, S2 a S3, které jsou v jeho blízkosti. Takřka totožné chemické složení tyto čtyři objekty odlišuje od všech ostatních skupin sledovaných objektů (Obr. 45). Vyznačují se zejména nízkou koncentrací dusičnanů (okolo 30 mg/l, krom S3: 85 mg/l), zároveň nízkými koncentracemi chloridů (16- 19 mg/l), velmi nízkými koncentracemi lithia vůči ostatním objektům (2- 4 mg/l), nízkými koncentracemi vápníku (80- 100 mg/l), nízkými koncentracemi síranů (40- 60 mg/l) a relativně vysokými obsahy fluoridů (0,3 mg/l). Mírně odlišné složení má voda ze studně S2, kde vyšší hodnoty Fe (15,7 mg/l) a Mn (894 ug/l) a zároveň snížené hodnoty dusičnanů (24 mg/l) napovídají, že došlo k jejich redukcí (Tab. 13).

Velmi podobné chemické složení mají úniky ze závlah (X11, X12) vzorkované J. Bruthansem 28. 3. 2014 na dvou místech nedaleko vrtů V11 a V12. V těchto objektech byla koncentrace dusičnanů 4-12 mg/l, chloridů 14- 26 mg/l, lithia 3- 4 mg/l, vápníku 34-48 mg/l, síranů 20- 40 mg/l. Složení těchto závlahových vod se liší od vrtu V5 a studní jen velmi nízkými obsahy hydrogenkarbonátů (90- 125 mg/l) a nízkými koncentracemi fluoridů (0,01 mg/l). Je pravděpodobné, že zdrojem vody ve vrtu V5 a studních S1, S2 a S3 mohou být úniky vody ze zavlažovacích systémů. Tuto skutečnost navíc podporuje i výrazná elevace hladiny podzemní vody, která byla v prostoru studní S1 až S5 zjištěna při nivelačních záměrech.

Obrázek 5: Chemické složení skupiny B.



*průměrná hodnota únor- říjen 2014

Obrázek 45: Chemické složení skupiny B.

Podobné chemické složení má i voda z lyzimetru LYZ 2 odebraná dne 4. 11. 2014. Je tedy možné, že gravitační lyzimetr zadržuje vodu z postřikovačů při intenzivním zavlažování.

Tabulka 13: Chemické složení skupiny B.

č.vrtu	datum	K (mg/l)	Fe (mg/l)	NO3 (mg/l)	Cl (mg/l)	Li (ug/l)	NH4 (mg/l)	Na (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Mn (ug/l)	HCO3 (mg/l)	F (mg/l)	SO4 (mg/l)	pH
V05	prům 2014	4	0,4	33	16	4	0,1	9	6	88	16	225	0,2	48	7,6
S 01A	4.11.2014	5	0,1	32	18	3	0,0	8	5	79	9	183	0,4	51	7,3
S 01B	4.11.2014	5	0,1	34	19	3	0,0	9	6	86	< 5,0	183	0,3	60	7,1
S 02A	4.11.2014	7	0,7	1	19	3	5,2	9	6	87	510	299	0,4	5	7,7
S 02B	4.11.2014	6	15,7	24	19	8	2,3	9	7	97	894	299	0,3	36	7,2
S 03B	4.11.2014	8	0,1	85	16	< 2,00	< 0,02	7	6	95	15	183	0,2	57	7,0
S 3A	4.11.2014	8	0,3	77	16	2	0,1	7	6	99	26	201	0,2	48	7,2
X11 zavlaž. u V11	28.3.14	2	0,05	12	13	4	0,31	8	4	34	11	92	0,101	24	8,25
X12 zavlaž. u V12	28.3.14	3	0,20	4	26	3	0,03	12	6	48	49	125	0,124	43	8,24
lyzimetr L II	4.11.2014	8	0,27	12	13	< 2,00	0,36	3	3	20	105	46	1,080	13	6,63

*průměrná hodnota únor- říjen 2014

C. Skupina:

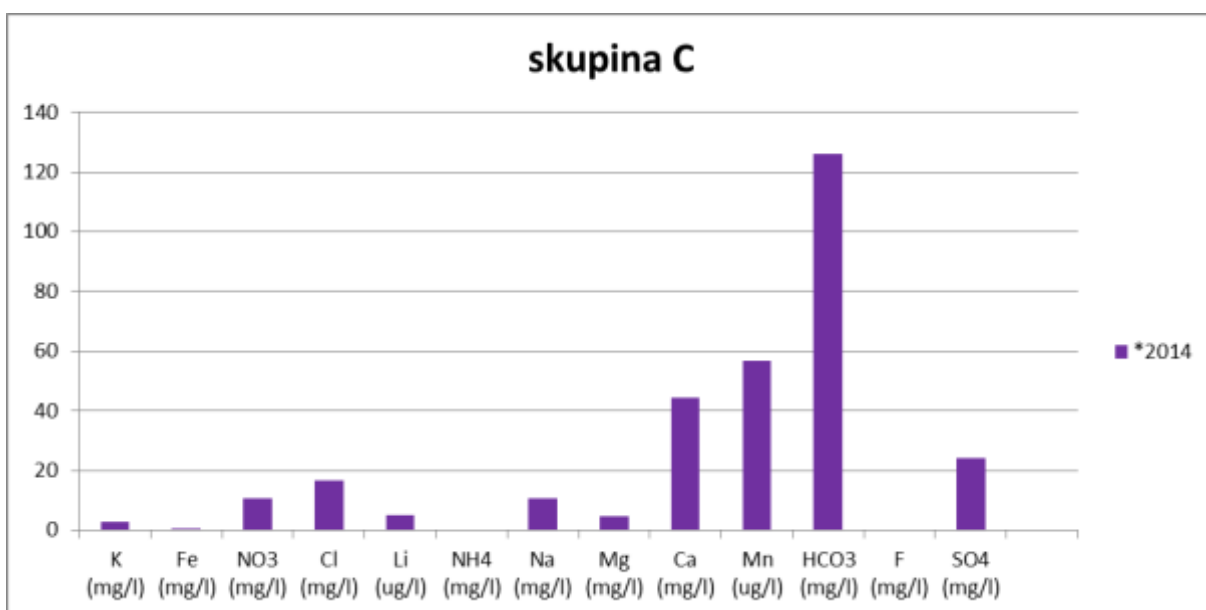
Do skupiny C patří povrchová voda z řeky Jizery a podzemní vody vrtu V2. Podzemní voda ve vrtu V2 je chemickým složením velmi podobná povrchové vodě z řeky Jizery (Tab. 14).

Tabulka 114: Chemické složení skupiny C.

č.vrtu	datum	K (mg/l)	Fe (mg/l)	NO3 (mg/l)	Cl (mg/l)	Li (ug/l)	NH4 (mg/l)	Na (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Mn (ug/l)	HCO3 (mg/l)	F (mg/l)	SO4 (mg/l)	pH
řeka Jizera	4.11.2014	3	0,86	9	14	6	0,05	10	5	33	100	101	0,180	18	7,61
V02	prům 2014	3	0,3	12	19	4	0,1	11	5	56	14	151	0,2	30	7,4
V1	prům 2014	4	1,3	4	31	9	0,1	15	7	86	65	206	0,2	72	8,0

*průměrná hodnota únor- říjen 2014

Přestože je vrt situovaný 100 m od řeky a mezi ním a řekou je umístěny vrt V1 (pouhých 10 m od Jizery), odpovídá voda v Jizeře chemickým složením více vodě ve vrtu V2 než ve vrtu V1. K podobným závěrům vedou i výsledky sledování teploty na obou vrtech, kdy při vyšších vodních stavech dochází ke změně teploty ve vrtu V2. Mezi vrtem V2 a Jizerou je zřejmá přímá hydraulická spojitost v takové míře, že příměs říční vody ve vrtu V2 je pozorovatelná na chemickém složení i teplotě vrtu (viz kapitola 4.1). Od ostatních skupin se liší nízkými koncentracemi dusičnanů (4- 12 mg/l), vápníku (33- 86 mg/l- krom V1), hydrogenkarbonátů (101- 151 mg/l, krom V1) a síranů (18- 72 mg/l), (Obr. 46).



*průměrná hodnota únor- říjen 2014

Obrázek 46: Chemické složení skupiny C.

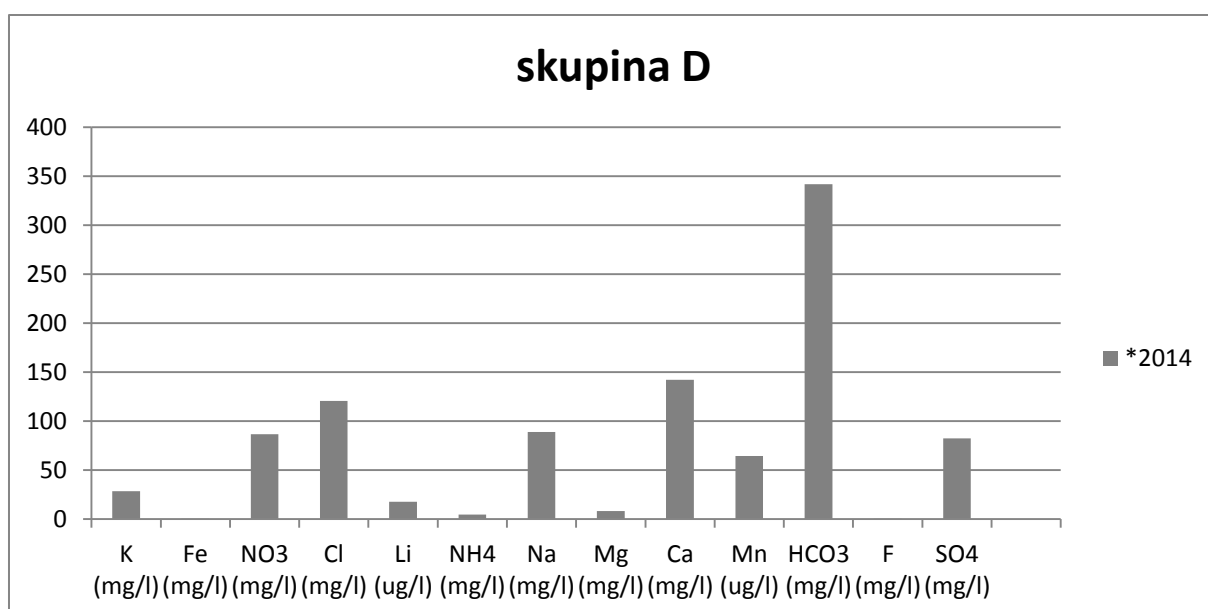
Do této skupiny jsem zařadila i vodu z vrtu V1, která se svým složením této skupině nejvíce podobá, má ale vyšší koncentrace chloridů (31 mg/l), vyšší vápník (86 mg/l), hydrogenkarbonáty (206 mg/l) a sírany (72 mg/l). Svým složením tedy odpovídá směsi skupiny A a skupiny C. (viz kapitola 4.1). V porovnání se skupinou A má ale vrt V1 velmi nízké koncentrace dusičnanů (4 mg/l) a přitom zvýšené koncentrace železa (1,4 mg/l) a manganu (65ug/l), což by ukazovalo na probíhající denitrifikaci.

D. Skupina:

Skupinu D tvoří dva objekty z obcí: přetok z požární nádrže v Tuřicích a voda ze studny č. p. 204 v Předměřicích (Tab. 15). Vody z těchto objektů mají v porovnání s ostatními skupinami vysoké koncentrace draslíku (13- 45 mg/l), vysoké koncentrace chloridů (107- 134 mg/l), sodíku (81- 97 mg/l) a zvýšené hydrohgenkarbonáty (299- 384 mg/l), (Obr. 47). První tři látky mívají vysoké koncentrace ve splaškových vodách.

Tabulka 15: Chemické složení skupiny D

č.vrtu	datum	K (mg/l)	Fe (mg/l)	NO3 (mg/l)	Cl (mg/l)	Li (ug/l)	NH4 (mg/l)	Na (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Mn (ug/l)	HCO3 (mg/l)	F (mg/l)	SO4 (mg/l)	pH
nádrž Tuřice	28.3.14	13	0,15	1	107	20	9,04	97	6	72	121	299	0,144	39	8,17
studna č. p. 204	15.9.2014	45	0,05	172	134	16	0,04	81	11	213	8	384	0,400	126	7,01



*průměrná hodnota únor- říjen 2014

Obrázek 47: Chemické složení skupiny D.

KONCENTRACE DUSIČNANŮ

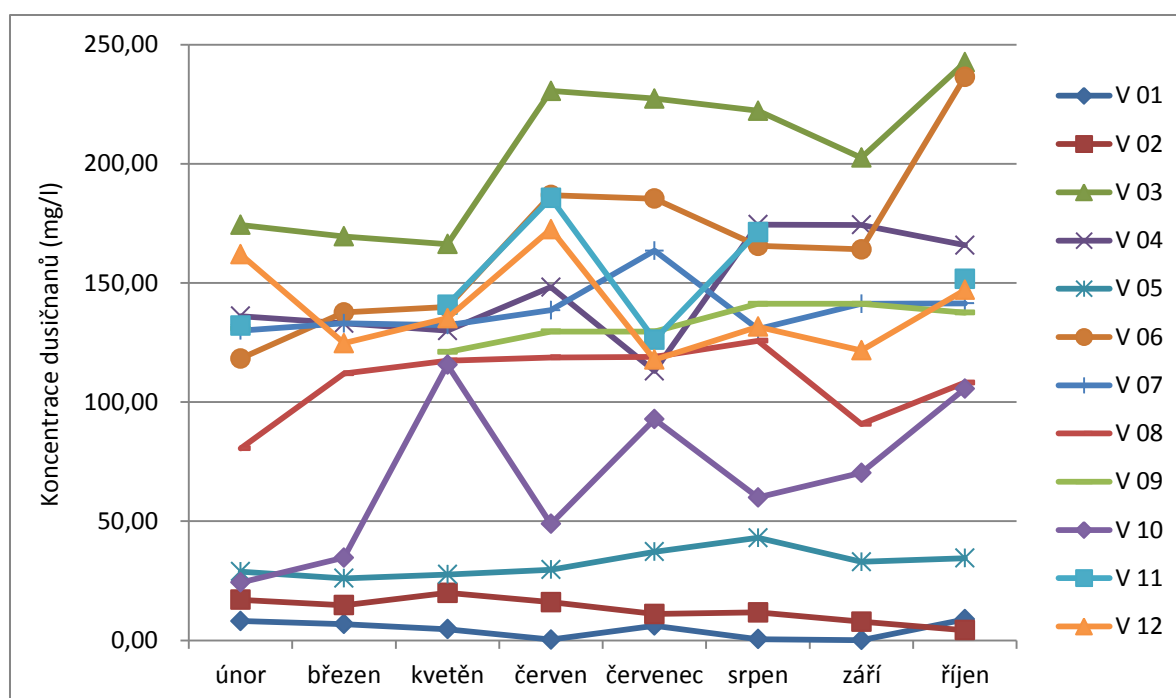
Průměrné koncentrace dusičnanů za období únor až říjen 2014 v jednotlivých vrtech jsou shrnuty v tabulce 16 a pohybují se od 4 mg/l do 209 mg/l. Vyhláška č. 252/2004 Sb., ve znění pozdějších předpisů, určuje limit pro pitnou vodu 50 mg/l dusičnanů. Podzemní voda nových vrtů, které se nacházejí v blízkosti polních pozemků, tento limit značně přesahuje (koncentrace dusičnanů 113- 209 mg/l). Výjimkou jsou vrty, které jsou ovlivněny přítokem říční vody (V1, V2, V10) nebo vody ze závlah (V5), ty mají koncentrace dusičnanů dlouhodobě nejnižší (Obr. 48).

Tabulka 16: Průměrné koncentrace dusičnanů v podzemní vodě vrtů V1- V12.

č.vrtu	V1	V02	V03	V04	V05	V06	V07	V08	V09	V10	V11	V12
*NO ₃ (mg/l)	4	12	209	148	33	174	140	113	133	69	133	136

Vysvětlivky: *- průměrná hodnota v období únor- říjen 2014.

Na obrázku 48 je znázorněn vývoj koncentrace dusičnanů na jednotlivých vrtech (V1 až V12) v pozorovaném období. Dlouhodobě nejvyšší koncentrace dusičnanů jsou zaznamenány ve vrtu V3 (168- 243 mg/l). Maximální hodnota byla naměřená v říjnu na vrtu V3 (243 mg/l) jen o málo nižší hodnota (236 mg/l) byla v říjnu naměřena i na nedalekém vrtu V6. Minimální hodnota byla naměřena v září na vrtu V1 (0,14 mg/l).



Vysvětlivky: v dubnu odběry neproběhly.

Obrázek 48: Graf vývoje koncentrace dusičnanů v čase v podzemní vodě vrtů V1- V12.

Z obrázku 48 není viditelná žádná přímá závislost koncentrace dusičnanů na ročním období. V zimním období by měla být koncentrace dusičnanů nejvyšší, protože dochází k jejich vyluhování z půdy. Naopak v létě vegetace čerpá dusičnany z půdy a jejich koncentrace by se měla snižovat, (Pitter, 2009). Voda do vrtů musí téct v delším časovém horizontu, takže dojde ke smíšení vody z různých období roku a závislost na ročním období není viditelná.

KONCENTRACE CHLORIDŮ

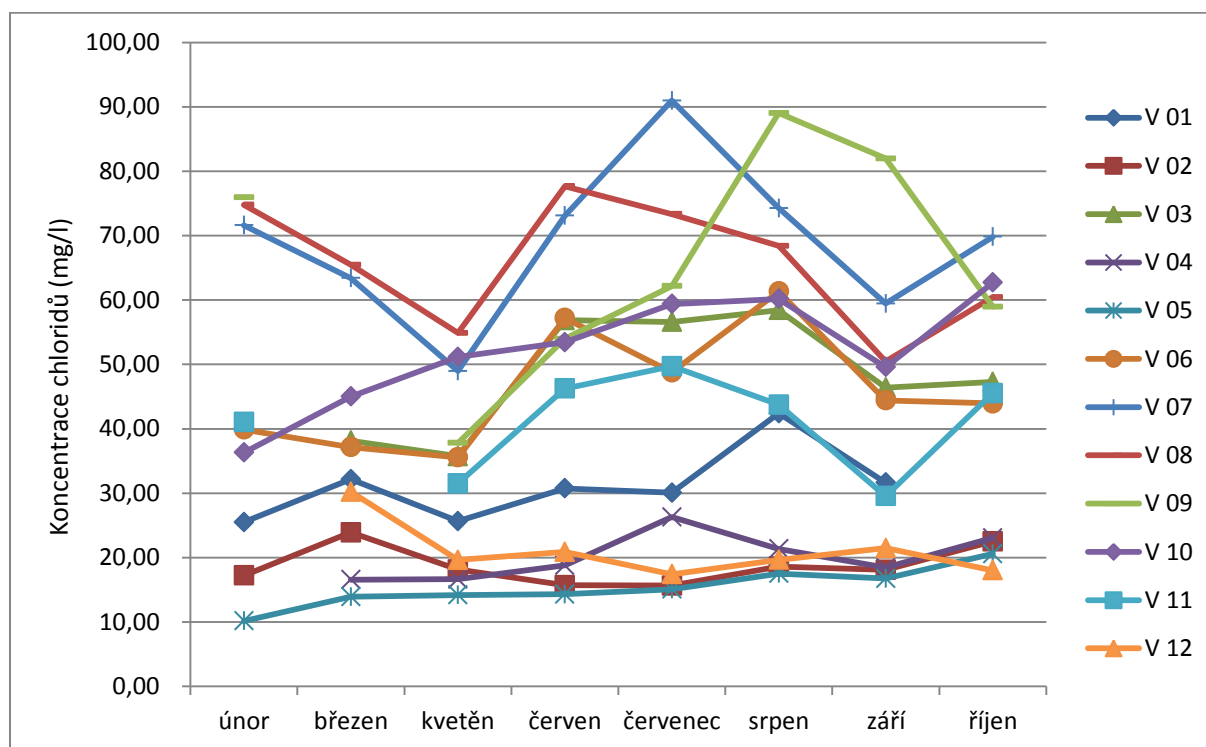
V tabulce 17 jsou seřazeny průměrné koncentrace chloridů ve vrtech V1- V12 v období únor až říjen 2014. Průměrné koncentrace dosahují hodnot 6- 69 mg/l. Tyto hodnoty jsou v porovnání s dusičnany relativně nízké a jedná se tak především o vody pocházející z území s ornou půdou. Vysoké koncentrace chloridů jsou naopak typické pro splaškové vody z oblasti sídel (Šráček et al., 2002).

Tabulka 17: Průměrné koncentrace chloridů v podzemní vodě vrtů V1- V12.

č. vrtu	V1	V02	V03	V04	V05	V06	V07	V08	V09	V10	V11	V12
*Cl (mg/l)	31	19	48	20	16	47	69	64	64	52	41	20

Vysvětlivky: *- průměrná hodnota v období únor- říjen 2014.

Průběh koncentrace chloridů v čase je znázorněn na obrázku 49. Dlouhodobě nejvyšší koncentrace chloridů jsou naměřeny ve vrtech V7 a V8 (49- 91 mg/l), které se nacházejí v blízkosti obce Tuřice a ve vrtu V9, který se nachází přímo pod tělesem mostu rychlostní komunikace R10. Jak ukázal Hronec (2012) v okolí této rychlostní komunikace jsou vyšší obsahy chloridů, zřejmě díky aplikaci soli v zimním období. Maximální hodnota byla naměřena na vrtu V7 (91 mg/l) v červenci. Minimální koncentrace chloridů byla naměřena v únoru na vrtu V5 (10,16 mg/l).



Vysvětlivky: v dubnu odběry neproběhly.

Obrázek 49: Graf vývoje koncentrace chloridů v čase v podzemní vodě vrtů V1- V12.

KONCENTRACE DRASLÍKU

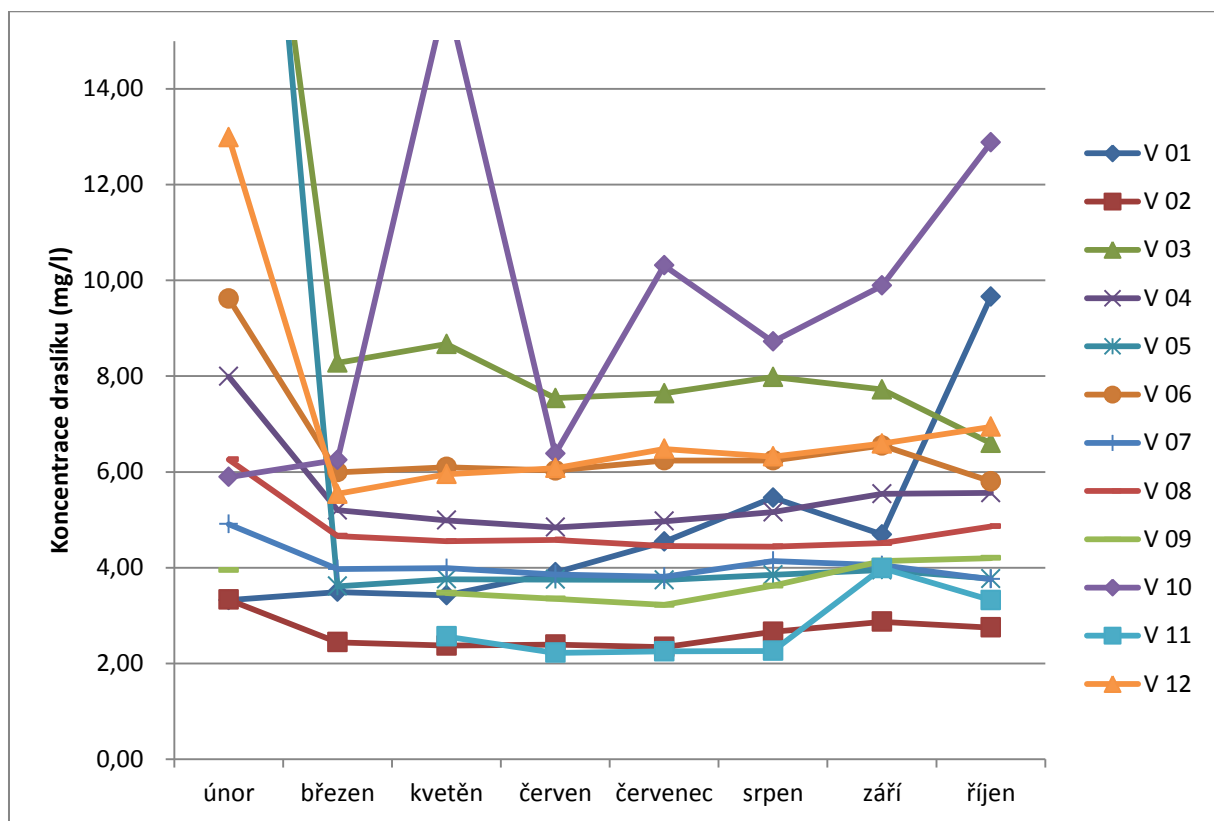
Průměrné hodnoty koncentrace draslíku ve sledovaném období jsou nízké. Pohybují se mezi 3- 10 mg/l (Tab. 18), což potvrzuje původ vod z lokalit s ornou půdou mimo obce.

Tabulka 18: Průměrné koncentrace draslíku v podzemní vodě vrtů V1- V12.

č. vrtu	V03	V04	V06	V07	V08	V09	V11	V12	V05	V02	V1	V10
*K (mg/l)	7,78	5,18	6,14	3,94	4,58	3,67	2,77	6,27	3,78	2,55	4,12	9,53

Vysvětlivky: *- průměrná hodnota v období únor- říjen 2014.

Vývoj koncentrace draslíku v čase je znázorněn na obrázku 50. Nejvyšší hodnoty na většině vrtů byly naměřeny v zimním období (průměrně 10,73 mg/l), kdy jedenkrát přesahovaly průměr za zbylé období 5,17 mg/l). Dlouhodobě nejvyšší koncentrace dusičnanů jsou zaznamenány ve vrtu V3 (6,60- 25,23 mg/l) a vrtu V10 (5,89- 15,95 mg/l). Maximální hodnota však byla naměřená v únoru na vrtu V5 (29,05 mg/l) jen o málo nižší hodnota (25,23 mg/l) byla ve stejnou dobu naměřena i na vrtu V3. Minimální hodnota byla naměřena v červnu na vrtu V11 (2,22 mg/l).

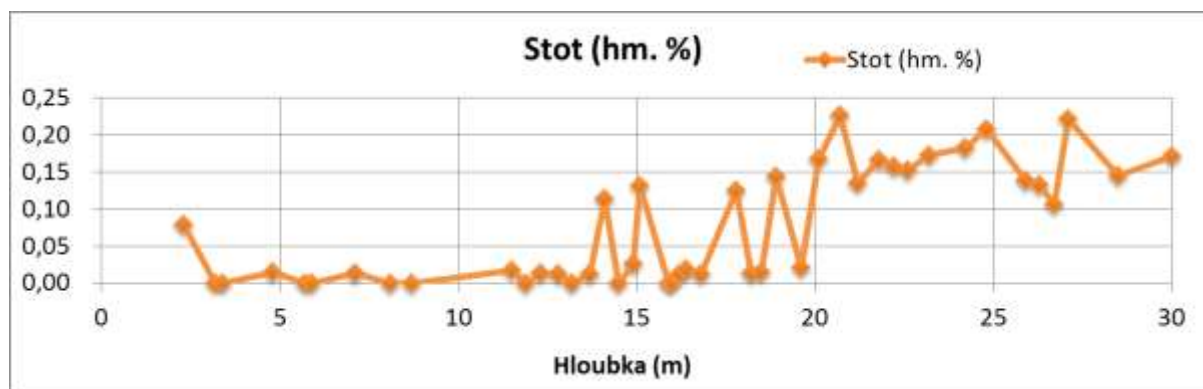


Vysvětlivky: v dubnu odběry neproběhly.

Obrázek 50: Graf vývoje koncentrace draslíku v čase v podzemní vodě vrtů V1- V12.

4.5 Obsah karbonátu, síry a organického uhlíku ve vrtném jádře křídových hornin

Výsledky analýzy 44 vzorků slínovce z vrtného jádra z vertikálního profilu vrtu V11 (od hloubky 2 m do 30 m) na obsah celkové síry (S_{tot}) ukazují, že hornina do hloubky 18 m pod terénem neobsahuje takřka žádnou síru (obsah $S_{tot} \leq 0,01$ %, jen jeden vzorek $S_{tot} \leq 0,02$ %). To se shoduje s výsledky analýzy vzorku odebraného z báze vrtu V7 (hloubka 8,8 m), ani ten síru prakticky neobsahuje (obsah $S_{tot} \leq 0,01$ %). V hloubce větší než 18 m pod terénem však obsah celkové síry prudce vzrůstá až na hodnotu 0,23 %, průměrná hodnota v hloubce přes 18 m je 0,15 % (Obr. 51, Tab. 19). Prudká změna obsahu S_{tot} koresponduje s úrovní hladiny podzemní vody ve vrtu (169,6 m n. m., 15. 5. 2014).



Obrázek 51: Obsah celkové síry v hloubce pod terénem vrtu V11. Hladina podzemní vody je ve vrtu V11 průměrně hloubce 17 m p. t.

Jedinou možnou původní formou výskytu síry v hornině jsou sulfidy, z nich pak nejhojněji se vyskytující pyrit (FeS_2), protože sádrovec ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) se primárně v hornině nevyskytoval (mořský původ). V mělké hloubce křídových hornin (do 18 m), kde je obsah S_{tot} velmi nízký, a která se nachází nad hladinou podzemní vody, došlo zřejmě v geologické minulosti k oxidaci pyritu a vzniklé sírany byly odplaveny sestupující prosakující vodou. Naopak pod hladinou podzemní vody lze očekávat velmi ztížený transport kyslíku (pouze v rozpuštěné podobě) a jen pomalé difuzní pronikání do bloků horniny. Obsah pyritu zde proto mohl zůstat blízko původnímu obsahu v hornině. Z množství S_{tot} jsem vypočítala maximální možný obsah pyritu v hornině, za předpokladu, že veškerá S_{tot} je obsažena v pyritu (průměrný obsah pyritu 0,3 % v hloubce pod 18 m p. t.). Obsah pyritu zde možná přispívá k denitrifikaci dusičnanů. Pro porovnání složení svrchní rozpukané zóny křídové horniny byl odebrán jeden vzorek z vrtného jádra z báze vrtu V7 hloubky 8,8 m, který rovněž zastihl křídové horniny, a analyzován společně se vzorky z vrtu V11 na obsah S_{tot} na stejném přístroji. Analýzy vrtného jádra V7 se shodují s analýzami vrtu V11.

Vrtná jádra byla před analýzou ponechána několik dní v okolí vrtu V11 bez ochrany před povětrností,

V11 (m p.t.)	Stot (hm. %)
2,3	0,08
3,2	< 0,01
3,4	< 0,01
4,8	0,01
5,7	< 0,01
5,9	< 0,01
7,1	0,01
8,1	< 0,01
8,7	< 0,01
11,5	0,02
11,9	< 0,01
12,3	0,01
12,8	0,01
13,2	< 0,01
13,7	0,01
14,1	0,11
14,5	< 0,01
14,9	0,03
15,1	0,13
15,9	< 0,01
16	< 0,01
16,2	0,01
16,4	0,02
16,8	0,01
17,8	0,13
18,2	0,01
18,5	0,01
18,9	0,14
19,6	0,02
20,1	0,17
20,7	0,23
21,2	0,14
21,8	0,17
22,2	0,16
22,6	0,15
23,2	0,17
24,2	0,21
24,8	0,14
25,9	0,11
26,3	0,18
26,7	0,13
27,1	0,22
28,5	0,14
30	0,17

a tedy na vlhku a exponované případné oxidaci pyritu. Z toho důvodu jsem vybrala 6 vzorků vrtného jádra vrtu V11 z hloubky od 17 do 30 m pro analýzu obsahu síranů, aby bylo zřejmé, jaká část pyritu byla po odvrtání, nebo před ním, přeměněna na sírany a jakou část dosud tvoří pyrit. Vedle síranů byl na těchto vzorcích analyzován i obsah organického uhlíku ve slínovci. Analýza ukázala, že v odběrech vrtného jádra ze všech hloubek je část celkové síry tvořena redukovanou sírou a tedy patrně pyritem (průměrně 46 % z S_{tot}), v jednom vzorku až 80% z S_{tot} (hloubka 27,1 m). Je ale pravděpodobné, že před odvrtáním vrtného jádra byla pyritová síra zastoupena téměř výhradně, protože u síranů, které jsou dobře rozpustné, lze očekávat rychlé vyloučení do podzemní vody. Tabulka 20 ukazuje procentuální zastoupení pyritové síry v celkové síře v analyzovaných vzorcích jádra vrtu V11, zároveň je zde zařazen obsah organického uhlíku, který, podobně jak pyrit, může být využíván denitrifikačními bakteriemi pro rozklad dusičnanů.

Tabulka 19: Obsah celkové síry ve vrtném jádře vrtu V11.

Tabulka 20: Obsah celkové, siřičitanové a pyritové síry, skutečné množství pyritu v době analýzy vzorku a obsah organického uhlíku v analyzovaném vrtném jádře vrtu V11.

V11 (m p.t.)	celková síra Stot (hm. %)	siřičitanová síra S-SO ₃ (hm. %)	pyritová síra S-FeS ₂ z Stot (%)	skutečné množství FeS ₂ v době analýzy vzorku (% hm)	organický uhlík Corg (%)
17,8	0,125	0,080	36%	0,126	0,086
20,1	0,168	0,085	49%	0,228	0,273
23,2	0,172	0,107	38%	0,178	0,168
25,9	0,138	0,090	35%	0,131	0,211
27,1	0,222	0,042	81%	0,494	0,214
30	0,171	0,108	37%	0,173	0,266

4.6 Inkubační experimenty

Na základě údajů shromážděných v průběhu této práce vznikla hypotéza o možnosti rozkladu dusičnanů v podzemní vodě (denitrifikace) ve svrchnokřídovém kolektoru během jejich transportu (viz kapitola 2.5). Dílčím cílem této práce bylo pokusit se ověřit tuto domněnku a to na základě inkubačních experimentů (batch testy).

Inkubační experimenty probíhaly necelých 8 týdnů (4. 7. -21. 7. 2015), protože počet vzorků, které byly průběžně odebírány, byl limitován zachováním poměru pevná látka: roztok 30 % z původní hodnoty. V tabulce 21 je uvedena konfigurace jednotlivých vzorků a používané zkratky. Použita byla voda z vrtu V3 největší kontaminací dusičnany (209 ml/l, průměrná hodnota únor- říjen 2014), vrtné jádro z vrtu V11 (hloubky 25,9 m, obsah pyritu vypočítaný z $S_{\text{tot}} = 0,131$ hm. %, $C_{\text{org}} = 0,210892$ %) namleté na analytickou jemnost (velikost zrn < 63 μm) a kal obsahující živé kultury bakterií z kalníku vrtu V11.

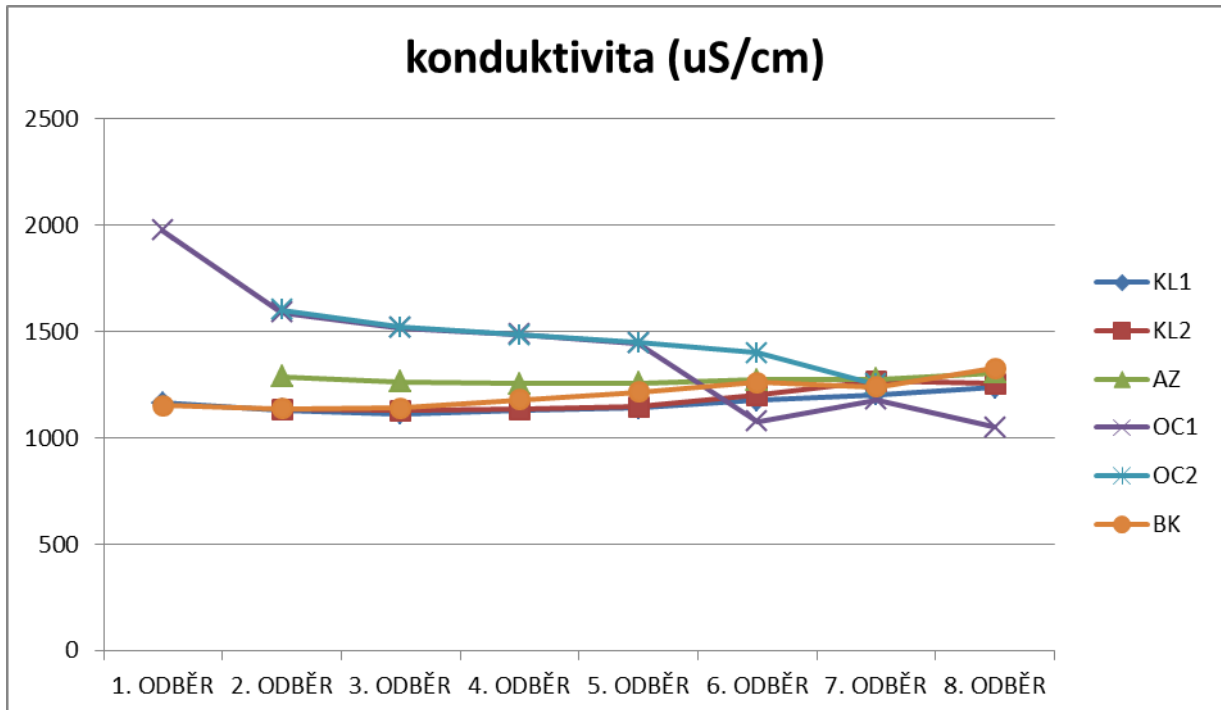
Tabulka 21: Podmínky inkubačních experimentů a zkratky jednotlivých vzorků.

zkratka vzorku	experiment	obsah lahve
KL1	přírodní	200 ml voda, 25 g slínovec, 50 ml kal
KL2	přírodní	200 ml voda, 25 g slínovec, 50 ml kal
AZ	sterilizovaná kontrola	200 ml voda, 25 g slínovec, 50 ml kal, 0,25 ml (10%) NaN_3
OC1	stimulovaný	200 ml voda, 25 g slínovec, 50 ml kal, 2,5 mmol CH_3COONa
OC2	stimulovaný	200 ml voda, 25 g slínovec, 50 ml kal, 2,5 mmol CH_3COONa
BK	přírodní kontrola	200 ml voda, 25 g slínovec

V této kapitole se věnuji výsledkům a diskuzi průběhu konduktivity a koncentrace aniontů v rámci trvání experimentu. Analýza kationtů dosud nebyla dokončena z důvodu vytíženosti laboratoře a v této práci proto výsledky této analýzy nejsou zahrnuty.

Při prvním odběru (4. 7. 2015), který jsem provedla ihned po sestavení experimentu pro analyzování počátečních hodnot, jsem odebrala vzorky vždy pouze z jedné z duplicitních baněk (KL1 a OC1), aby ve zbylém páru vzorků se stejnými parametry zbyl nutný poměr pevná látka: roztoku na co největší počet odebíraných vzorků. Odebírala jsem přibližně 15- 20 ml z každého vzorku při následujících odběrech. Při posledním, 8. odběru (21. 7. 2015) ve vzorku OC2 již nebyl dodržen poměru pevná látka: roztok 30 %, proto tento vzorek nebyl při posledním odběru odebrán. Vzhledem k tomu, že se

jedná a duplicitní vzorek OC1, lze předpokládat, že výsledky budou u těchto dvou vzorků podobné, což je vidět i z vývoje koncentrací jednotlivých aniontů u duplicitních vzorků.



Obrázek 52: Vývoj konduktivity ve vzorcích KL1 až BK v průběhu inkubačních experimentech.

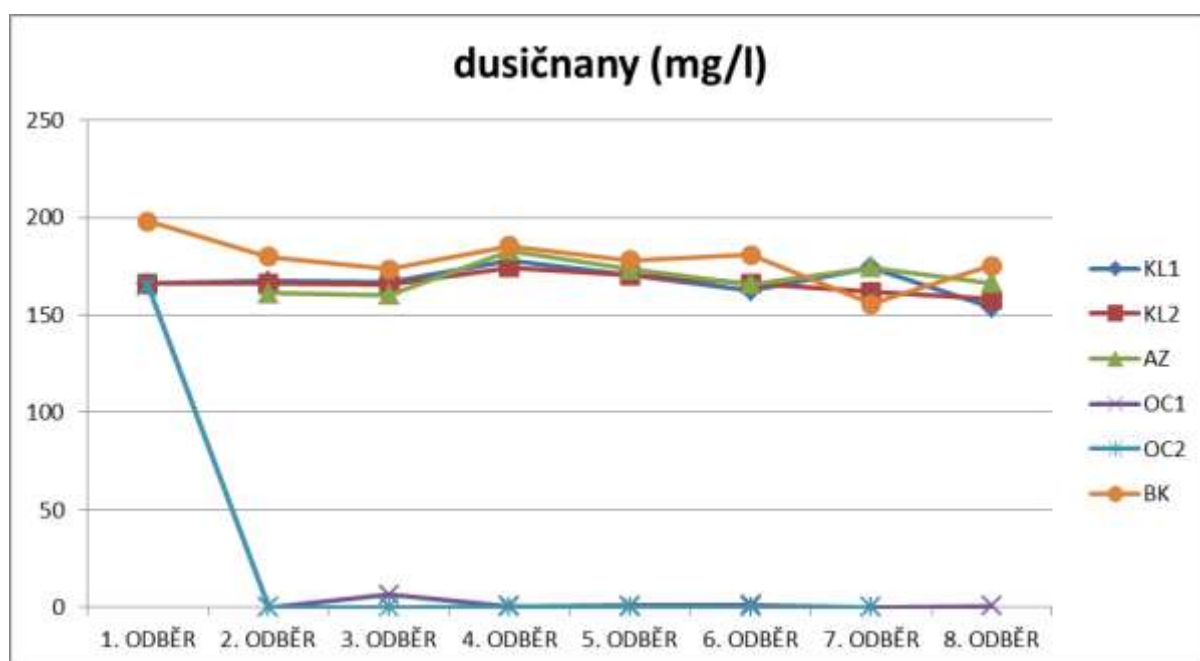
Pro základní orientaci jsem po odebrání vzorků měřila konduktivitu (měrná elektrická vodivost), udávající množství rozpuštěných iontů ve vodě. Obrázek 52 ukazuje průběh konduktivity v čase v lahvích KL1 až BK v průběhu 8 týdnů trvání testu. Konduktivita se ve všech konfiguracích experimentu snižuje. Průměrná hodnota konduktivity na počátku experimentu (1432 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a na konci (1235 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Počáteční hodnotu konduktivity ovšem zvedají vzorky OC1 a OC2, které díky přidanému octanu sodnému mají značně vyšší konduktivitu (na počátku experimentu 1976 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Při zanedbání této odlehle hodnoty je průměrná konduktivita na počátku 1160 $\mu\text{S}/\text{cm}$, což se od konečné (1235 $\mu\text{S}/\text{cm}$) příliš neliší. V rámci jednotlivých vzorků došlo ale k velkým změnám. Největší zaznamenanou změnu hodnot konduktivity (1976- 1050 $\mu\text{S}/\text{cm}$) má vzorek OC1, změna ve vzorku OC2 by pravděpodobně byla stejně velká. Nejmenší změna konduktivity je ve sterilním vzorku AZ (1288- 1305 $\mu\text{S}/\text{cm}$). V přírodních vzorcích (KL1, KL2 a BK) jsou hodnoty konduktivity v průběhu testu podobné a výsledná změna není velká.

Tabulka 22: Vývoj koncentrace dusičnanů ve vzorcích KL1 až BK při inkubačních experimentech. Uvedené hodnoty jsou v mg/l.

vzorek	1. ODBĚR	2. ODBĚR	3. ODBĚR	4. ODBĚR	5. ODBĚR	6. ODBĚR	7. ODBĚR	8. ODBĚR
KL1	166	167	167	178	170	162	174	154
KL2	-	166	166	174	170	166	162	158
AZ	-	161	160	183	173	166	174	166
OC1	165	<0,2	6,43	0,60	0,91	1,05	n.a.	0,63
OC2	-	<0,2	<0,2	0,32	0,40	n.a.	n.a.	-
BK	198	180	174	185	178	181	156	175

Vysvětlivky: n.a.- nedetekováno, < pod mezí detekce.

Zásadní byla analýza dusičnanů a vývoj jejich koncentrace ve vzorcích v čase (Tab. 22, Obr. 53). Počáteční hodnota dusičnanů byla přibližně 165 mg/l ve všech vzorcích (krom vzorku bez kalu, BK= 198 mg/l NO₃⁻, přidáním 50 ml kalu se koncentrace snížila). Konečná hodnota se koncentrace NO₃⁻ se značně liší v závislosti na sestavě experimentu. Nejvyšší konečná koncentrace byla ve vzorku BK (175 mg/l). Nejnižší koncentrace byla naměřena při 7. odběru v duplicitních vzorcích s octanem sodným (OC1 a OC2), kdy dusičnany nebyly detekovány. V ostatních přírodních vzorcích (KL1 a KL2) je konečná koncentrace dusičnanů velmi podobná (průměrně 156 mg/l) a došlo pouze k malému snížení v porovnání s počáteční koncentrací dusičnanů (změna cca o 10 mg/l). Ve sterilizovaném vzorku s azidem sodným nedošlo v porovnání počátečních a konečných výsledků koncentrace dusičnanů ke změně (166 mg/l), ale v průběhu experimentu došlo k nárůstu a snížení koncentrace (max. 183 mg/l).



Obrázek 53: Vývoj koncentrace dusičnanů v průběhu inkubačních testů.

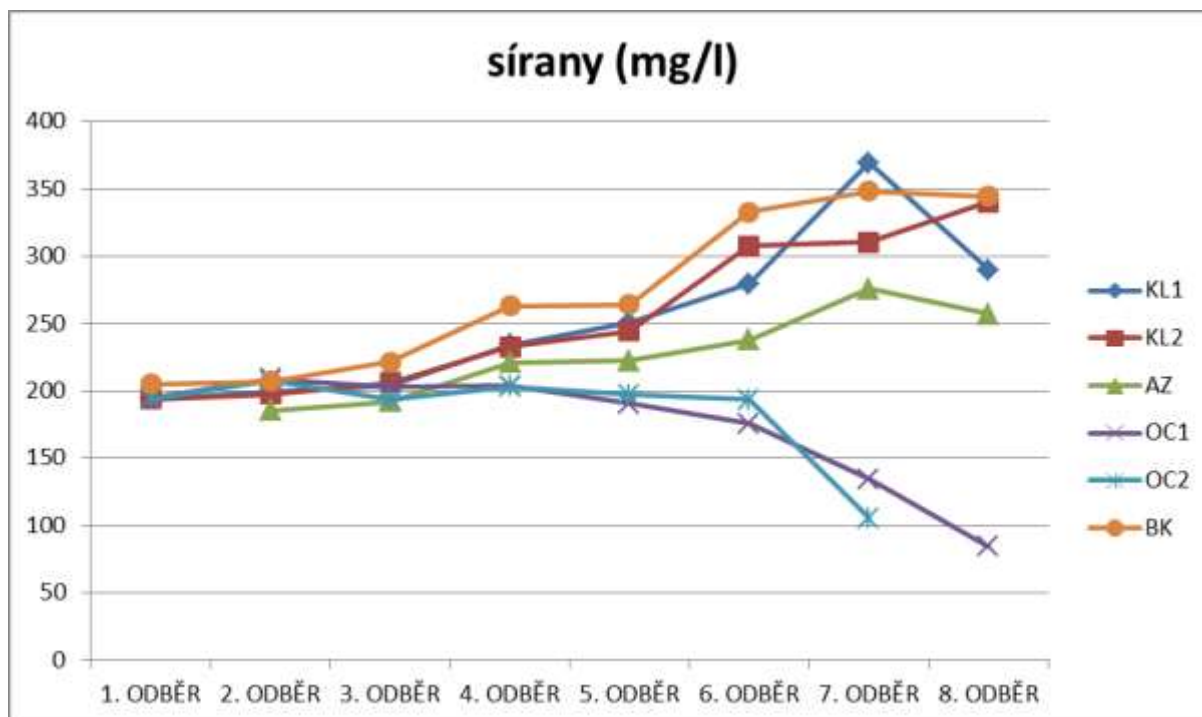
Vzorky byly analyzovány v průběhu testů, aby bylo možné probíhající testy případně upravit. Po 5. odběru byly k dispozici výsledky prvních analýz, ze kterých bylo zřejmé, že denitrifikační bakterie jsou přítomny v kolektoru svrchní křídly (úbytek dusičnanů ve vzorcích OC1 a OC2, viz Tab. 22), ale nedošlo k významnějším změnám v koncentraci dusičnanů u ostatních vzorků. Proto byla vybraná sada vzorků (KL2, AZ a BK) dána do třepačky (viz kapitola 3.2.2). Když nedochází k promíchání vzorku, jsou těžká zrnka pyritu usazená na dně, přes ně sedimentují lehčí zrna namleté horniny a na celou vrstvu postupně sedimentuje velmi jemný slínovcový prach, který pak pravděpodobně brání přístupu vody s dusičnany k pyritovým zrnům. Zbylé 3 týdny byly vzorky (KL2, AZ a BK) ve třepačce, nicméně ani po ukončení testu není rozdíl v koncentraci dusičnanů významný (tab. 22).

Dále byla sledovaný vývoj koncentrace síranů, jelikož při autotrofní denitrifikaci dochází zároveň se snížením koncentrace dusičnanů ke zvýšení koncentrace síranů. Zvýšení koncentrace síranů bylo v průběhu inkubačních experimentů zaznamenáno (krom vzorků s octanem sodným OC1 a OC2, kde dochází při heterotrofní denitrifikaci k redukci síranů). Počáteční koncentrace síranů se pohybovala kolem 200 mg/l (Tab. 23).

Tabulka 2312: Vývoj koncentrace síranů ve vzorcích KL1 až BK při inkubačních experimentech. Uvedené hodnoty jsou v mg/l.

vzorek	1. ODBĚR	2. ODBĚR	3. ODBĚR	4. ODBĚR	5. ODBĚR	6. ODBĚR	7. ODBĚR	8. ODBĚR
KL1	194	199	204	234	251	279	369	290
KL2	-	198	206	233	245	308	311	340
AZ	-	186	192	221	223	238	276	257
OC1	194	209	203	204	191	176	135	84,4
OC2	-	208	193	203	197	193	106	-
BK	205	207	222	263	264	333	348	345

Nejvyšší koncentrace byla zaznamenána při 7. odběru v přírodním vzorku KL1 (369 mg/l). Naopak nejnižší koncentrace byla naměřena ve vzorku OC1 při posledním (8.) odběru (84,4 mg/l). Vývoj koncentrace síranů v čase je znázorněn na obrázku 54.

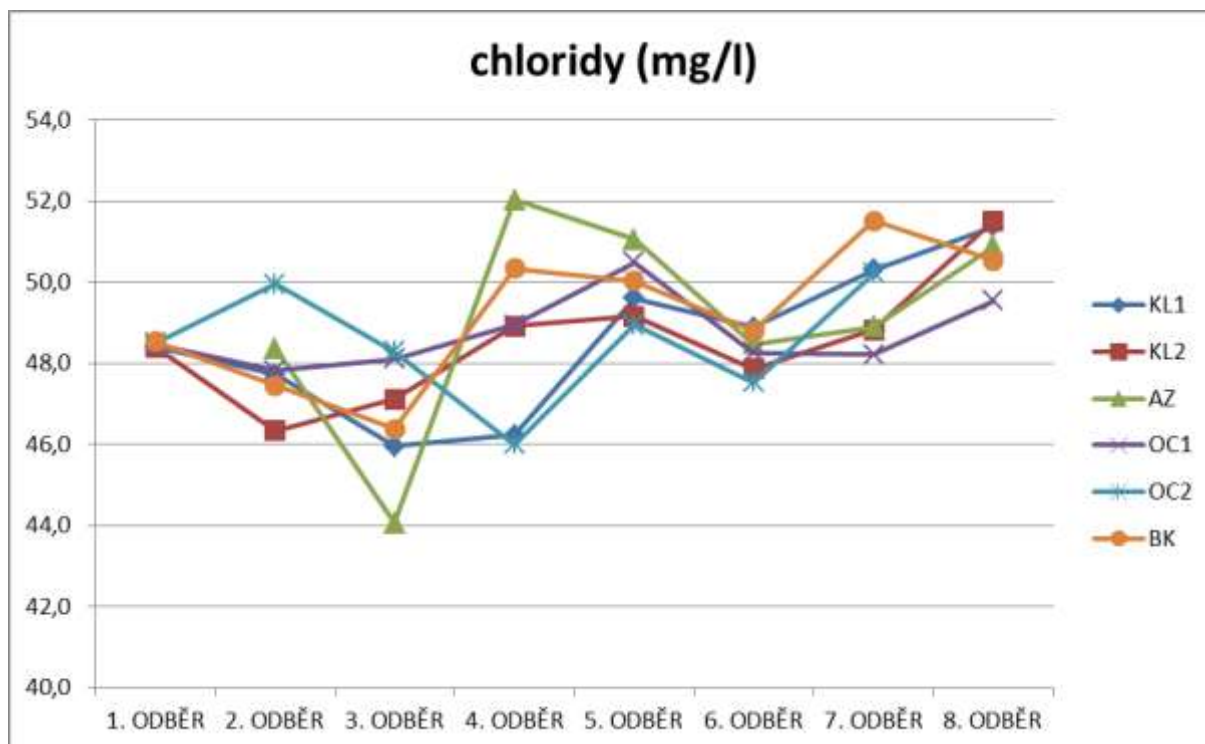


Obrázek 54: Vývoj koncentrace síranů v průběhu inkubačních testů.

Vývoj koncentrace chloridů je zaznamenán na obrázku 55 a jednotlivé naměřené hodnoty jsou shrnuty v tabulce 24. V průběhu inkubačních experimentů došlo k postupnému, velmi mírnému zvýšení koncentrace chloridů ve všech vzorcích. Počáteční koncentrace chloridů se je 48,5 mg/l (Tab. 24). Nejvyšší koncentrace byla zaznamenána při 4. odběru ve sterilizovaném vzorku AZ (52,0 mg/l). Ve stejném vzorku (AZ) byla naměřena i nejnižší hodnota (44,1 mg/l) při 3. odběru.

Tabulka 24: Vývoj koncentrace chloridů ve vzorcích KL1 až BK při inkubačních experimentech. Uvedené hodnoty jsou v mg/l.

vzorek	1. ODBĚR	2. ODBĚR	3. ODBĚR	4. ODBĚR	5. ODBĚR	6. ODBĚR	7. ODBĚR	8. ODBĚR
KL1	48,4	47,7	46,0	46,2	49,6	48,9	50,3	51,4
KL2	-	46,3	47,1	48,9	49,2	47,9	48,8	51,5
AZ	-	48,4	44,1	52,0	51,1	48,5	48,9	50,9
OC1	48,5	47,8	48,1	48,9	50,5	48,3	48,2	49,5
OC2	48,5	49,9	48,3	46,0	49,0	47,5	50,2	-
BK	48,5	47,5	46,4	50,3	50,0	48,8	51,5	50,5



Obrázek 55: Vývoj koncentrace chloridů v průběhu inkubačních testů.

Inkubační experimenty nevyloučily možnost denitrifikace v kolektoru svrchní křídly. Naopak ve vzorcích stimulovaných octanem sodným (OC1 a OC2) byla potvrzena přítomnost autotrofních denitrifikačních bakterií, které po spotřebování dusičnanů redukovaly sírany. Chemolitotrofní oxidace pyritu dusičnany probíhá pouze za anoxických podmínek a zbylé vzorky (KL1, KL2, AZ, BK) ukazují, že už malá stopa kyslíku tento proces inhibuje. Je velmi pravděpodobné, že i přes uzavření inkubačních láhví víčkem se silikonovým septem a používání balonku s dusíkem při odběrech vzorků, došlo buď k průniku kyslíku do inkubačních láhví, nebo se spíše nepodařilo z jemného prachu při začátku experimentu veškerý kyslík účinně vyloučit. Pravděpodobně docházelo k pomalé oxidaci pyritu, vzhledem k přírůstku síranů v těchto vzorcích (KL1, KL2, AZ, BK), čemuž ale neodpovídá úbytek dusičnanů, takže oxidačním činidlem mohl být zbylý kyslík. Druhou variantou je pomalé loužení již předem přítomných síranů do roztoku. Ve vzorku AZ s azidem sodným zřejmě nedošlo k úplné sterilizaci, přidané množství NaN_3 na sterilizaci vzorku nebylo dostatečné.

4.7 Konceptní modely

4.7.1 Konceptní model proudění podzemní vody

Z nivelačních záměrů hladiny podzemní vody ve vrtech a povrchové vody v řece Jizeře, z archivních chemických rozborů složení podzemní vody a ze změn hladiny podzemní vody a teploty ve vrtech jsem sestavila schéma proudění podzemní vody v zájmovém území (Obr. 56). V severní části zájmového území převažuje proudění směrem k řece jak z křídového kolektoru, tak z údolní terasy. Studny skorkovského řadu procházející údolní terasou ve vzdálenosti 200 - 300 m od koryta řeky (krom Předměřického řadu, cca 100 m od řeky) vytvářejí depresní kužel se snížením hladiny průměrně o 2 m. Tím má řad hladinu níže než okolní vrty i než hladina v řece a i přes převažující směr proudění je částečně dotován říční vodou, zejména v nejsevernější části řadu při vrtu V10. Z převažujících směrů proudění a malé rozlohy kvartérní terasy lze usuzovat, že Skorkovský řad je dotovaný především vodou z jizerského souvrství. Tato představa je v souladu s tvrzením Šantrůčka a Milického (2004), kteří na základě celkové mineralizace odhadli, že 80 % vody v Skorkovském řadu pochází z jizerského souvrství. Podobně i Hronec et al. (2011) pro Skorkovský řad odhadl pomocí stopovačů (Ca^{2+} a SO_4^{2-}) říční podíl na 38- 41%. Naopak Buzek et al. (2006) na základě izotopů kyslíku odhadl pro Skorkovský řad 60 % říční vody a 40 % kvartérní vody. Je ovšem nutné upozornit, že neuvažoval podíl jizerského souvrství.

Ve střední a jižní části území proudí podzemní vody z údolní nivy směrem k řece, ale vrty mezi řekou a jímacím řadem mají hladinu níž než Jizera a voda z řeky v této oblasti dotuje kvartérní kolektor. I ve větší vzdálenosti od řeky, za Hornosojovickým jímacím řadem (cca 500 m od řeky) proudí podzemní vody z široké nižší terasy směrem k řece. Tyto výsledky korelují s modelem proudění firmy Progeo, která v této oblasti mapovala proud podzemní vody směřující směrem od Staré Lysé k Hornosojovickému řadu. S těmito výsledky se shoduje Hronec et al. (2011), který odhadl zastoupení říční vody v této oblasti Hornosojovického řadu (studně č. 199- 208) na pouhých 10- 25 % (podle stopovačů Ca^{2+} a SO_4^{2-}). Dále navíc určil na základě koncentrace dusičnanů a chloridů, že část podzemní vody s vysokým obsahem dusičnanů pochází z jednoho homogenizovaného zdroje. To potvrzují i data z nového vrtu V3, kde byly zaznamenány velmi vysoké koncentrace dusičnanů. Tento vrt leží pravděpodobně přímo na proudnici směřující k silně znečištěným studnám č. 200 - 208 Hornosojovického řadu (Milický et al., 2013). Tato kontaminovaná voda sem podle všeho proudí z oblasti Staré Lysé.



Obrázek 56: Převládající směry proudění podzemní vody v zájmové oblasti. Podklad topomapa ArcGIS, (Esri, 2015).

4.7.2 Konceptní model denitrifikace

V zájmovém území dochází k intenzivní zemědělské činnosti. Na základě dat z území s podobně intenzivní zemědělskou činností lze v zájmovém území očekávat koncentrace dusičnanů v podzemních vodách okolo 100 mg/l, nebo i vyšší. Avšak chemické analýzy podzemních vod z archivních hydrogeologických vrtů zastihující jizerské souvrství v bližším i širším okolí ukazují koncentraci dusičnanů pod 40 mg/l (Hronec et al., 2011). Proto se v minulosti usuzovalo, že kolektor jizerského souvrství má nízký obsah dusičnanů, což vedlo ke dvěma otázkám: 1) Odkud pochází dusičnany v podzemních vodách, když rozsah kvartéru je malý a většina podzemní vody nutně musí pocházet z hornin křídly nebo Jizery, kde nelze čekat vyšší obsahy dusičnanů a 2) Proč má jizerské souvrství nízký obsah dusičnanů, když je území intenzivně zemědělsky využíváno. V nových vrtech, které zasahují svrchní rozpuštěnou zónu křídly, však byly naměřeny zvýšené koncentrace dusičnanů (110- 210 mg/l ve vrtech, které nejsou ovlivněny říční vodou nebo vodou ze zavlažování). Na základě chemických rozborů nových vrtů se ukázalo, že nelze podle hlavních složek odlišit vodu z kvartéreních kolektorů a vodu z přípovrchové zóny kolektoru jizerského souvrství. Z chemických rozborů se ukázalo, že rozpuštěná svrchní zóna křídly má vodu znečištěnou, naopak archivní vrty, které z většiny zasahují hlubší zónu křídlového kolektoru, mají vodu bez vyššího obsahu dusičnanů.

Nabízí se tak dvě možnosti pro vysvětlení nižší koncentrace dusičnanů v hlubších částech kolektoru jizerského souvrství:

1. Dlouhá doba zdržení podzemní vody v hlubších zónách kolektoru jizerského souvrství

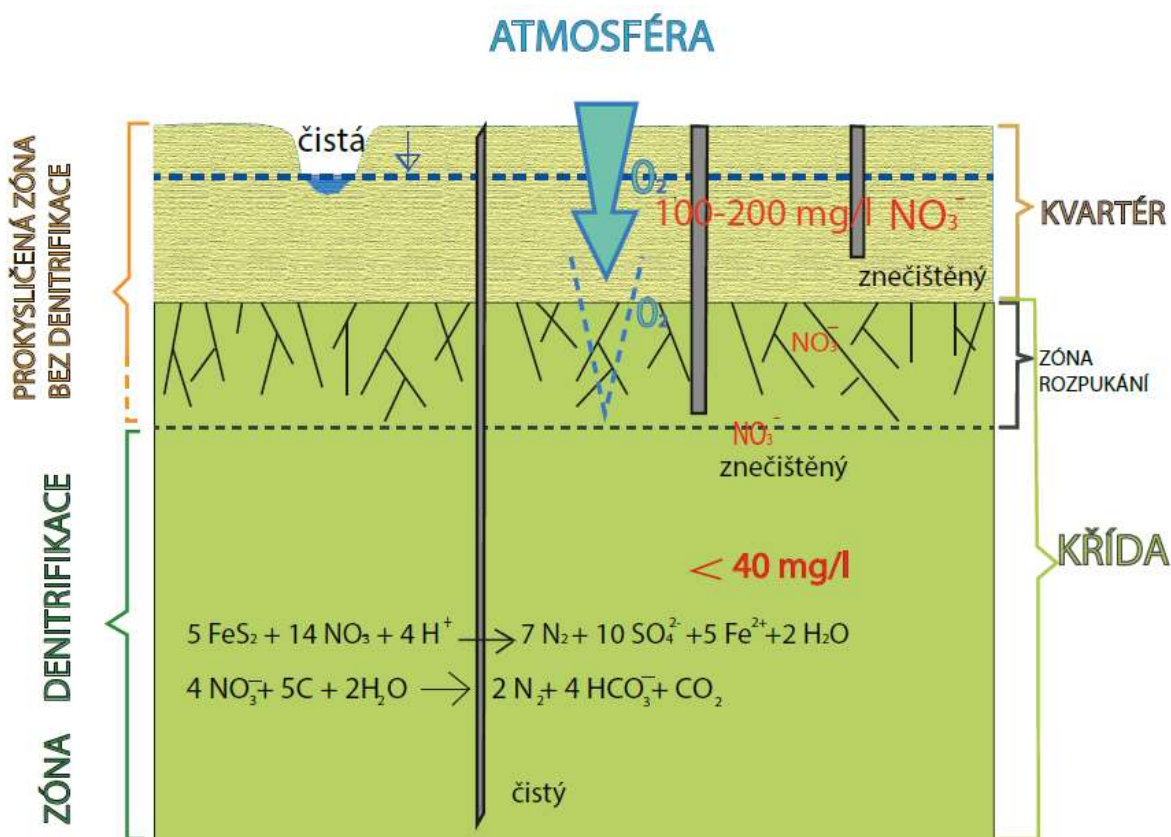
Za předpokladu doby zdržení podzemní vody v kolektoru přes 50 let by bylo možné, že dusičnany, které se do prostředí dostaly v 60. letech intenzivním používáním hnojiv, do vrtů ještě nedorazily.

2. Denitrifikace

Druhou možností je, že v hlubší části kolektoru jizerského souvrství dochází k rozkladu dusičnanů (denitrifikaci) v podzemní vodě během transportu.

Možnost probíhající denitrifikace ve svrchnokřídlových horninách naznačují výsledky analýzy vrtného jádra křídlového vrtu V11 na obsah celkové síry. V nenasycené zóně (do 18 m) je celkový obsah síry velmi malý (obsah $S_{tot} \leq 0,01$ %, jen jeden vzorek $S_{tot} \leq 0,02$ %) a lze očekávat, že byl spotřebován oxidací pyritu, v nasycené zóně je ale obsah S_{tot} relativně vysoký (max. 0,23 %, průměrně 0,15 %), ze značné části je S_{tot} tvořena pyritem. Navíc se zde vyskytuje i organický uhlík vázaný na pevnou fázi kolektoru (max. 0,27 %, průměrně 0,20 %), který je rovněž potenciálním denitrifikačním činidlem.

Některé druhy denitrifikačních bakterií jsou schopny používat pyrit jako donor elektronů při denitrifikačních procesech (Torrentó, 2011). Při této reakci dochází k uvolnění SO_4^{2-} a zvyšuje se tak koncentrace těchto iontů ve vodě. V malé hloubce pod terénem (do 18 m), v nenasurované zóně dochází k oxidaci pyritu půdním kyslíkem, což vede k odstranění pyritu. Dotace kyslíku z atmosféry převažuje nad jeho spotřebou a dusičnany jsou v oxické atmosféře chráněny před denitrifikací. V rozpučkané zóně slínovce lze očekávat dobrý a rychlý průnik kyslíku až na hladinu podzemní vody a do určité hloubky i po její úroveň. To dobře koresponduje s vysokou koncentrací dusičnanů na monitorovacích vrtech V11 a V7, kde se zvodnění vyskytuje v křídových horninách (u vrtu V7 pod úrovní kvartérní terasy). Ve větších hloubkách, pod úrovní hladiny podzemní vody, kam půdní kyslík nemůže v rozpuštěné podobě rychleji pronikat, lze ale očekávat převládající vliv reakce pyritu s kyslíkem nad dotací kyslíku z atmosféry. Dochází k rychlému spotřebování kyslíku a následné reakci dusičnanů s pyritem nebo organickým uhlíkem vázaným na pevnou fázi kolektoru, která vede ke snížení obsahu dusičnanů a zvýšení obsahu SO_4^{2-} nebo TIC ve vodách. Schematický koncepční model, oxické a anoxické zóny a reakcí ovlivňujících koncentraci dusičnanů v zájmovém území je ukázán na obrázku 57.



Obrázek 57: Koncepční model denitrifikace ve svrchnokřídových horninách.

Procesem denitrifikace v hlubší zóně křídových hornin díky rozptýlenému pyritu nebo obsahu organického uhlíku je možné vysvětlit nízké koncentrace dusičnanů (pod 40 mg/l) ve většině hydrogeologických křídových vrtů v širším okolí zájmové oblasti a zároveň i velmi vysoké koncentrace dusičnanů (110- 210 mg/l) v průzkumných vrtech V11 a V7, které jsou naopak situovány do mělké, přípvrchové, intenzivně rozpukané zóny křídý.

5 Závěr

Ve studované oblasti mezi obcemi Sojovice a Předměřice nad Jizerou bylo v roce 2013 odvrtno 11 nových průzkumných vrtů do kvartérních náplavů a jeden do křídových sedimentů. Údaje z těchto vrtů jsem využila pro lepší popis geometrie údolní terasy i hladiny podzemní vody a upřesnění hydrogeologické a hydrochemické charakteristiky oblasti. Chemické rozborů z těchto vrtů umožnily přezkoumat otázku původu znečištění dusičnanů.

Z měření úrovní hladiny podzemní vody je zřetelná hydraulická spojitost mezi řekou a nejbližšími vrty (V1, V2 a V10), vzdálených do 130 m od řeky. U ostatních vrtů: V3, V5, V6, V7, V8, V9 a V12 není patrný vztah mezi kolísáním hladiny v řece a hladiny ve vrtu. Křivka průběhu teploty v roce s minimy v dubnu až červnu je vyhlazená a značí mělký oběh podzemní vody s šířením tepla kondukcí od povrchu. Pouze na vrtech V1, V2 a V10 dochází ke krátkodobým výkyvům teploty, které znamenají rychlejší a intenzivnější průnik povrchové vody z řeky Jizery do zmíněných vrtů. Zastoupení říční vody při vyšším vodním stavu v řece činí až 43 % ve vodě vrtu.

Zhodnocení nových i archivních vrtů a nově vytvořené geologické řezy ukázaly, že průměrná mocnost štěrkopísků v údolní terase Jizery se pohybuje kolem 8 m se zvodnělou mocností pouhých 3,6 m. Nízká zvodnělá mocnost je zejména v blízkém okolí řeky (vrty V1, V2, V10 průměrně 2,2 m) a na hranici terasy a křídového podloží (V7 a V8 průměrně 1,9 m). V prostoru pravobřežní části Skorkovského řadu jsou zvodnělé mocnosti nejnižší (průměrně 1,9 m). Naopak část Skorkovského řadu ležící na levém břehu má zvodnělou mocnost štěrkopísků nejvyšší (průměrně 5 m). V oblasti Hornosojovického řadu je mocnost zvodně v průměru 4 m a roste směrem od řeky, spolu se zvyšující se mocností štěrkopísků na mírně ukloněném křídovém podloží. Hladina podzemní vody v křídovém kolektoru má v okolí kvartérních náplavů má nízký sklon.

Na všech vrtech, které jsou v blízkosti polních pozemků a nejsou ovlivněny říční vodou (V1, V2, V10), nebo vodou ze závlah (V5) dosahují koncentrace dusičnanů 110- 210 mg/l. Ve vodě z těchto vrtů jsou nízké koncentrace chloridů, sodíku a draslíku, což ukazuje, že zdrojem této vody nejsou odpadní vody z obcí, ale vody infiltrované v oblastech s obhospodařovanými polními pozemky.

Z výsledků infiltračních zkoušek vyplývá větší propustnost v prostředí s travním krytem ($k_v = 8,63 \cdot 10^{-5}$ m/s) než v prostředí na polních pozemcích, kde je převážně holá půda nebo na zhutněné cestě ($k_v = 2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s). Na propustnost v travním prostředí má zřejmě vliv zejména porušení svrchní vrstvy hlíny kořeny rostlin. Naopak nejnižší propustnost byla naměřena na splachových sedimentech a půdě na podloží tvořeném slínovci spodního turonu, hodnoty k_v jsou zde zhruba o 1 řád nižší než hodnoty na ostatních lokalitách, jejichž podloží jsou sedimenty kvartérních teras.

Průměrné hodnoty vertikální hydraulické vodivosti ($k_v = 2 \cdot 10^{-3}$ m/s) při infiltračních zkouškách v korytě řeky jsou poměrně vysoké a ukazují, že říční dno zřejmě není výrazněji kolmatované. Na základě průměrné hodnoty k_v a hydraulického gradientu mezi řekou a vrty V2 a V10 ($I = 6 \cdot 10^{-3}$) vychází, že na 1 km délky řeky se do kvartérních sedimentů může z řeky vsáknout okolo 210 l/s.

Výsledky analýzy 44 vzorků slínovce z vrtného jádra z vertikálního profilu vrtu V11 (od hloubky 2 m do 30 m) na obsah celkové síry (S_{tot}) ukazují, že hornina do hloubky 18 m pod terénem neobsahuje takřka žádnou síru (obsah $S_{tot} \leq 0,01$ hm. %, jen jeden vzorek $S_{tot} \leq 0,02$ hm. %). V hloubce větší než 18 m pod terénem však obsah celkové síry vzrůstá až na hodnotu 0,23 hm. %, průměrná hodnota v hloubce přes 18 m je 0,15 hm. %. Změna obsahu S_{tot} koresponduje s úrovní hladiny podzemní vody ve vrtu. Síra se ve slínovcích původně vyskytovala ve formě pyritu (pyritová síra průměrně 46 % z S_{tot}), a je možné, že obsah pyritu nebo přítomný organický uhlík ve slínovci přispívá k denitrifikaci dusičnanů ve svrchnokřídových horninách.

Domněnku o možné denitrifikaci ve svrchnokřídových horninách jsem testovala pomocí inkubačních (batch) testů. Výsledky nebyly jednoznačné. Potvrzena byla přítomnost organismů schopných denitrifikace. Vhodné by bylo opakování inkubačních experimentů s lepším zajištěním anoxických podmínek.

6 Seznam citací

- Balatka B. et Sládek J., 1962: Říční terasy v českých zemích. Geofond Československé akademie věd, Praha.
- Bosch J. et Meckenstock R. U., 2012: Rates and potential mechanism of anaerobic nitrate-dependent microbial pyrite oxidation. Biochemical Society Transaction Volume 40, part 6.
- Bruthans J., 2015: Konzultace, ústní sdělení, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.
- Buzek F., Kadlecova R., Jackova I. et Lnenickova Z., 2011: Nitrate transport in the unsaturated zone: a case study of the riverbank filtration system Karany, Czech republic. Hydrological Processes.
- Buzek F., Kadlecova R. et Knezek M., 2006: Model reconstruction of nitrate pollution of riverbank filtration using 15N and 18O data, Karany, Czech Republic. Applied Geochemistry 21: 656- 674.
- Carrey R., Otero N., Soler A., Gómez-Alday J. J. et Ayora C., 2013: The role of Lower Cretaceous sediments in groundwater nitrate attenuation in central Spain: Column experiments. Applied Geochemistry 32: 142-152.
- ČHMÚ, 2015: Hlásná a předpovědní povodňová služba, Detail stanice Předměřice, Měřená a předpovídaná data v rozsahu zobrazených grafů. Online: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfdata.php?seq=2497648, cit. 3. 7. 2015.
- Dub O., Němec J., et al., 1969: Hydrologie. SNTL, Praha.
- Esri, 2015: ArcGis, ČGSmobil, Online: <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=272f83d36166418ca6dc424543ac913c#>, cit. 6. 8. 2015.

- Falteisek L., 2015: Konzultace, Ústní sdělení, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.
- Geomon, s. r. o., 2015, Online: [http://www.geomon.cz /lgr2ht.htm](http://www.geomon.cz/lgr2ht.htm), cit. 6. 8. 2015.
- Herčík F., Herrmann Z. et Valečka J., 2003: Hydrogeology of The Bohemian Cretaceous Basin. Český geologický ústav, Praha.
- Herčík L., Koudelová L. et Kadlecová R., 2010: Vliv zemědělského hospodaření v ochranných pásmech vodního zdroje Káraný na kvalitu jímavé vody. Pitná voda 2010: 311- 316.
- Herrmann Z. et Kolaja V., 1998: Hydrogeologická syntéza labského kvartéru, závěrečná zpráva. AQUATEST Stavební geologie, a. s.
- Hösl P., Milický M. et Šantůček J., 2007: Hodnocení jakosti podzemních vod jímaných pro úpravnu vody Káraný. SOVAK Časopis oboru vodovodů a kanalizací 10/2007, 2-6.
- Hronec L., 2012: Zdroje dusičnanů v náplavech dolní Jizery: Nenasycená zóna a další možné zdroje. Diplomová práce.
- Hronec L., Bruthans J. et Kadlecová R., 2011: Podíl říční vody a zdroj vod s vysokým obsahem dusičnanů ve studňových řadech jímacího území Káraný. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2011: 243- 250.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J. et Stráník Z., 2011: Geologická minulost České republiky. Academia Praha.
- Koudelová L. et Hušková R., 2008: Monitoring ochrany zdrojů ÚV Káraný. Pitná voda 2008, 295- 300, Č. Budějovice.

- Krásný J., Císlerová M., Čurda S., Datel J., Dvořák J., Grmela A., Hrkal Z., Kříž H., Marszalek H., Šantrůček J. et Šilar J., 2012: Podzemní vody České republiky, Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Česká geologická služba, Praha.
- Malkovský, M., Benešová, Z., Čadek, J., Holub, V., Chaloupský, J., Jetel, J., Müller, V., Mašín, J. et Tásler, R., 1974: Geologie české křídové pánve a jejího podloží. ÚÚG, Akademia, Praha.
- Mašek I., 2001: Pozůstatky po sovětské armádě. Online: <http://odpady-online.cz/pozustatky-po-sovetske-armade/>, cit. 5. 8. 2015
- Milický M., Šantrůček J., Gvozdík L. et Chaloupková M., 2013: Úpravna vody Káraný, Hodnocení časového vývoje zásob a jakosti podzemní vody za hydrogeologický rok 2012, optimalizace provozování umělé infiltrace, optimalizace provozování zdrojů břehové infiltrace se zvýšeným obsahem dusičnanů. Progeo, s.r.o.
- Milický M., Šantrůček J., Gvozdík L. et Chaloupková M., 2011: Úpravna vody Káraný, Hodnocení časového vývoje zásob a jakosti podzemní vody za hydrogeologický rok 2011, optimalizace provozování umělé infiltrace, optimalizace provozování zdrojů břehové infiltrace se zvýšeným obsahem dusičnanů. Progeo, s.r.o.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V. et Weiss J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. Státní pedagogické nakladatelství Praha.
- Müller V., Havlíček P., Holásek O., Hradecká L., Jinochová J., Klečák J., Majer V., Manová M., Rudolský J., Šalanský K. et Zelinka Z., 2001: Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, List 13- 11 Benátky nad Jizerou, Český geologický ústav, Praha.

- NPK Europe Mfg. s.r.o., 2015, Online: <http://www.npke.cz/hladinometry.php>, cit. 6. 8. 2015.
- Pitter P., 2009: Hydrochemie. Vydavatelství VŠCHT Praha.
- Pu J., Feng C., Liu Y., Li R., Kong Z., Chen N., Tong S., Hao C. et Liu Y., 2014: Pyrite-based autotrophic denitrification for remediation of nitrate contaminated groundwater. *Bioresource Technology* 173: 117–123.
- Puig R., Otero N., Tolosana-Delgado R., Torrentó C., Menció A., Folch A., Soler A., Bach J. et Mas-Pla J., 2008: Multi-isotopic and compositional exploration of factors controlling nitrate pollution. *Compositional Data Analysis Workshop–CoDaWork’08, Proceedings. Universitat de Girona*, <http://ima.udg.es/Activitats/CoDaWork08>.
- Rodovská Ž., v přípravě, 2014: Využití automatického záznamu konduktivity pro zjištění pohybu kapaliny ve vrtu. Diplomová práce.
- Růžičková E., et Havlíček, P., 1981: Fluviální sedimenty soutokové oblasti Labe a Jizery. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Solinst Canada Ltd., 2015. Online: <http://www.solinst.com/index.html>, cit. 6. 8. 2015.
- Stenger R., Clague J., Woodward S., Moorhead B., Wilson S., Shokri A., Wöhling T. et Canard H., 2013: Denitrification–The key component of a groundwater system s assimilative capacity for nitrate. *Accurate and efficient use of nutrients on farms.*(Eds LD Currie and C L. Christensen). Occasional Report 26.
- Šrámek O., Datel J. et Mls J., 2002: Kontaminační hydrogeologie. Univerzita Karlova v Praze- nakladatelství Karolinum.
- Torrentó C., Cama J., Urmeneta J., Otero N. et Soler A., 2010: Denitrification of groundwater with pyrite and *Thiobacillus denitrificans*. *Chemical Geology* 278: 80–91.

- Torrentó C., Urmeneta J., Otero N., Soler A., Vinas M. et Cama J., 2010: Enhanced denitrification in groundwater and sediments from a nitrate-contaminated aquifer after addition of pyrite. *Chemical Geology* 287: 90–101.
- Vyhláška č. 252/2004 Sb., kterou se stanoví hygienické požadavky na pitnou a teplou vodu a četnost a rozsah kontroly pitné vody, ve znění pozdějších předpisů.