

Vodamin II – Potenciály nebezpečí a využití důlních vod pro zkvalitnění přeshraniční ochrany vod v severních Čechách a Krušnohoří v povodí řeky Labe

projekt č. 1364

Závěrečná zpráva

projektového partnera PP1

Odpovědní řešitelé: doc. Ing. Martin Klempa, Ph.D.

Ing. Jiří Mališ, Ph.D.

leden 2021



Europäische Union. Europäischer
Fonds für regionale Entwicklung.
Evropská unie. Evropský fond pro
regionální rozvoj.



Ahoj sousede. Hallo Nachbar.
Interreg V A / 2014 – 2020



OBSAH

1	ÚVOD	4
2	ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKA ŘEŠENÉHO ÚZEMÍ	9
2.1	Geologický vývoj a litostratigrafie	9
2.2	Tektonika SHP	11
2.3	Hydrogeologie	12
2.3.1	Hydrogeologická rajonizace	12
2.3.2	Hydrogeologické poměry	12
2.3.3	Proudění podzemních vod	13
2.3.4	Kvalita podzemních vod	13
3	MONITORING HLADIN PV, MONITORING KVALITY PV, VYHODNOCENÍ MONITORINGU	14
3.1	Monitoring hladin podzemních vod	14
3.2	Monitoring kvality podzemních vod (chemismus)	14
4	LABORATORNÍ VÝZKUM MOŽNÉ ÚPRAVY PODZEMNÍCH A DŮLNÍCH VOD	18
4.1	Metodika prací	18
4.2	Diskuse	22
4.3	Závěr	24
5	HYDROGEOLOGICKÉ POSOUZENÍ – PREDIKCE VÝVOJE	26
5.1	Cíle práce, úvod k problematice	26
5.2	Geochemický vývoj důlních vod	27
5.2.1	Geochemie důlních vod při aktivní těžbě.....	28
5.2.2	Geochemie důlních vod po uzavření dolu.....	29
5.2.3	Hodnocení chemismu důlních vod v zájmové oblasti	30
5.2.4	Problematika obsahu síranů v důlních vodách	33
5.2.5	Problematika obsahu kovů v důlních vodách.....	35
5.2.6	Hydrogeochemické modelování důlních vod v zájmové oblasti	36
5.3	Hydrogeologický model – proudění a transportu kontaminace v oblasti jezera Most (hydriká rekultivace)	40
5.3.1	Modelová doména	41
5.3.2	Použitý software.....	42
5.3.3	Koncepční model hydraulického a transportního modelu.....	44
5.3.4	Počáteční podmínky transportního modelu	44
5.3.5	Okrajové podmínky modelové domény	50
5.3.6	Koncepční model transportních procesů	52
5.3.7	Návrh modelového gridu - MODFLOW	57
5.3.8	Vstupní data – parametry hydrostratigrafických jednotek, klimatická data, kalibrační cíle.....	58
5.3.9	Kalibrace a výsledky hydraulického modelu proudění podzemních vod	63
5.3.10	Výsledky modelu transportu rozpuštěných látek v podzemních vodách	66
5.4	Režim vývoje kvality důlní vody na dole J. Šverma a Vršany	70
5.4.1	Geologické a hydrogeologické poměry zájmového území.....	70
5.4.2	Monitoring zdrojových důlních vod	73
5.4.3	Podíl přítoků jednotlivých zdrojů důlních vod	90
5.4.4	Režim odvodňování a chemismu důlních vod lomu J. Šverma a Vršany.....	109
5.5.	Závěry	113

6	DATABÁZE – METODIKA POSTUPU PRACÍ	114
6.1	Metodika tvorby databází a GIS	114
6.2	GIS software	114
6.3	Správa prostorových dat.....	115
7	VIZUALIZACE DAT Z MONITORINGU, MAPOVÉ VÝSTUPY	117
7.1	Vizualizace dat z monitoringu vrtů	117
7.2	Interaktivní mapy	117
7.3	3D animace	117
8	VYHODNOCENÍ TERMÁLNÍHO POTENCIÁLU ÚZEMÍ A VOD	119
8.1	Vlastnosti hornin	119
8.2	Teploty hornin v zájmovém regionu	121
8.3	Teploty podzemních vod.....	122
8.4	Bilance podzemních vod.....	135
8.5	Termální potenciál důlní vody bývalé SHP	136
9	MODEL VÝMĚNÍKU TEPLA	139
9.1	Ohřev vody topného okruhu stařinovými vodami ve výměnících	139
9.2	Volba vhodného typu výměníku	140
9.3	Popis výměníků a orientační výpočet vybraných výměníků.....	142
9.3.1	Spirálový výměník tepla ALSHE firmy Alfa Laval spol. s r. o.....	142
9.3.2	Výpočet tepelného výměníku typu U	143
9.3.3	Výpočet výměníku se šroubovitě vinutými hady	146
9.3.4	Protiproudý výměník.....	147
9.4	CFD model výměníku tepla	152

1 ÚVOD

doc. Ing. Martin Klempa, Ph.D.; Ing. Jiří Mališ, Ph.D.

Hornická činnost představuje bezesporu obrovský zásah do životního prostředí, který se z dlouhodobého hlediska odráží zejména na kvalitě povrchových vod a podle geomorfologické a tektonické situace ložiska, i na složení vod hlubšího oběhu.

V devadesátých letech 20. století byla v České republice uzavřena řada dolů. Některé z nich byly zatopeny, a za čas v důlních vodách prudce vzrostly koncentrace rozpustných látek, které pro přírodu představují zátěž.

Historicky bylo předpokládáno, že koncentrace těchto sloučenin zůstanou po zatopení dolu na stejné úrovni. Několik měsíců po zatopení však koncentrace sledovaných látek prudce vzrostly téměř na všech monitorovaných lokalitách. Výzkumem bylo zjištěno, že dokud nejsou chodby a šachty zatopeny, je horninové prostředí dotováno atmosférickým kyslíkem a minerály oxidují. Produkty oxidace z velké části zůstávají na místě (např. v podobě hydroxidů železa a manganu). Po zatopení dolu se oxidované partie dostanou opět do redukční zóny a produkty někdejší oxidace se začnou rychle rozpouštět. Tak se do vod dostává množství síranů, chloridů a jiných solí. Nápadné jsou zejména vysoké obsahy železa, manganu a často také těžkých kovů.

Celková mineralizace, obsah jednotlivých složek a jejich forma, kyselost (pH) a oxidačně-redukční potenciál (Eh) vod jsou v průběhu doby určovány ustanovením dynamického stacionárního stavu interakcí ve složitém systému, který tvoří vlastní horniny ložiska, jejich sedimentární a půdní pokryv, haldy, odvaly, atmosférické srážky, podzemní vody a atmosféra (kyslík).

Procesy probíhající v krajině neovlivněné těžbou je možné představit si následovně. Interakcemi mezi horninovou vodou (voda obsažená na hranicích mezi minerálními zrny a v tektonicky porušených zónách) a vlastní horninou se zrudněním (např. pyritem) dochází k nasycení vod vůči jednotlivým složkám. Vzhledem k panujícím redukčním podmínkám a neutrálního až mírně alkalického pH (nasycení vůči karbonátům – pH ~ 8,3) je mineralizace těchto vod velmi nízká a nemá obvykle výraznější vliv na zhoršení kvality podzemních vod. Ke zvětrávání (rozpuštění a oxidaci) dochází pouze v úzkém přípovrchovém horizontu a i v případě nepříznivé mineralizace (sulfidy) dochází k velmi omezenému lokálnímu ovlivnění povrchových vod, které je eliminováno „samočisticími“ reakcemi.

Otevření dolu je provázeno snadným přístupem kyslíku do větších hloubek. Zároveň dochází ke změnám oxidačně-redukčních podmínek a hydrologického režimu vod.

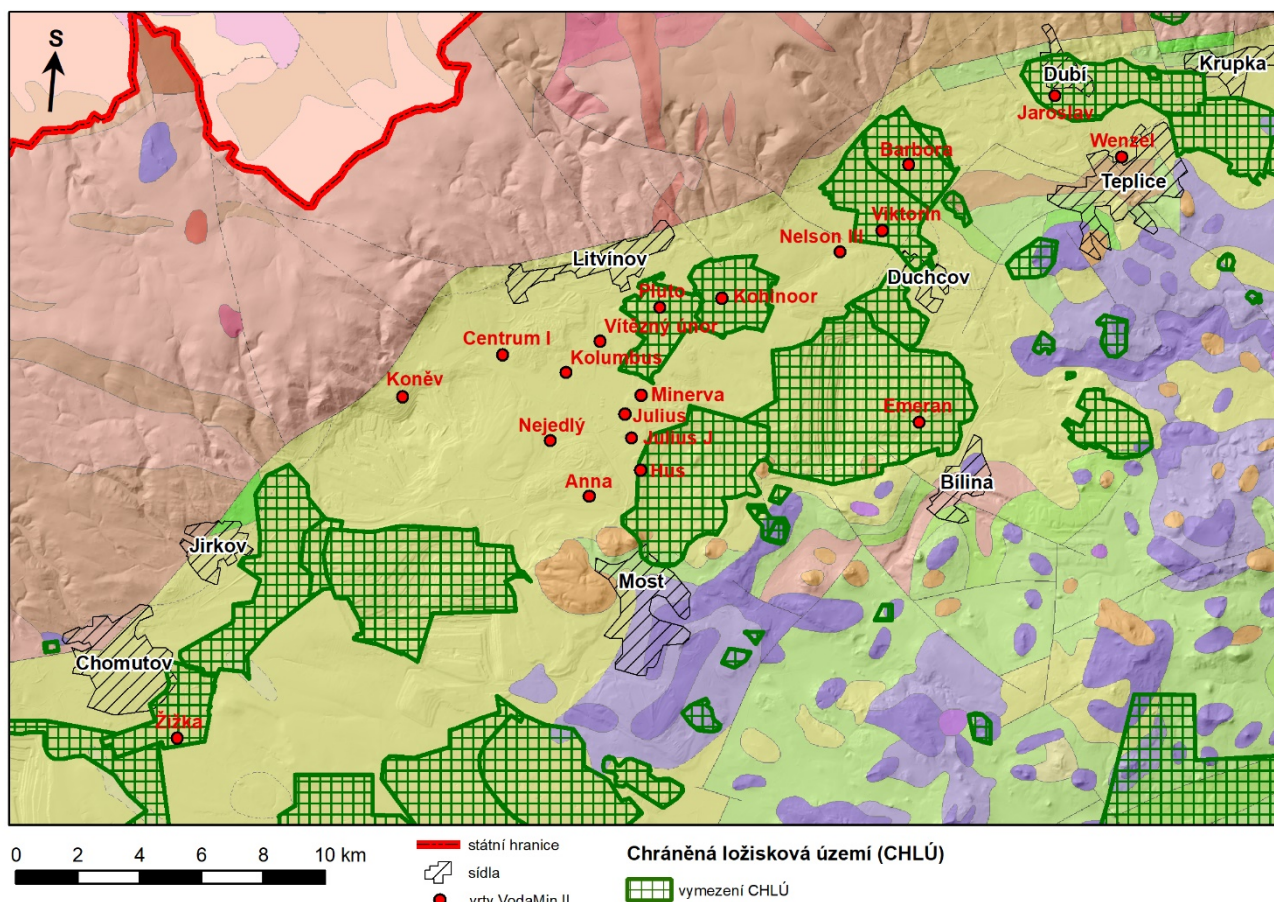
Tyto změny vedou k výraznému urychlení interakcí a prudkému zvýšení mineralizace pórových vod. Pórové vody stékají vlivem gravitace po stěnách dolu na úroveň nejnižšího patra, v jehož oblasti bývá lokalizována okamžitá hladina podzemních vod. Během tohoto procesu se zvyšuje jejich pH v důsledku interakcí pórových vod s horninotvornými a hlušinovými minerály (zejména karbonáty, ale také silikáty) a klesá oxidačně-redukční potenciál. To vede ke snížení obsahu minerálních složek vod, které se srážejí v podobě druhotných minerálů. Pórové vody, které takto ztratily většinu své mineralizace, jsou pak v podobě důlních vod čerpány a upravovány na požadované parametry.

Na složení důlních vod se tedy podílí vody pórové a tzv. vody oplachové. Vody oplachové jsou tvořeny převážně srážkami (mají ředící účinek) a postupují po tektonických poruchách a poruchách vzniklých hornickou činností.

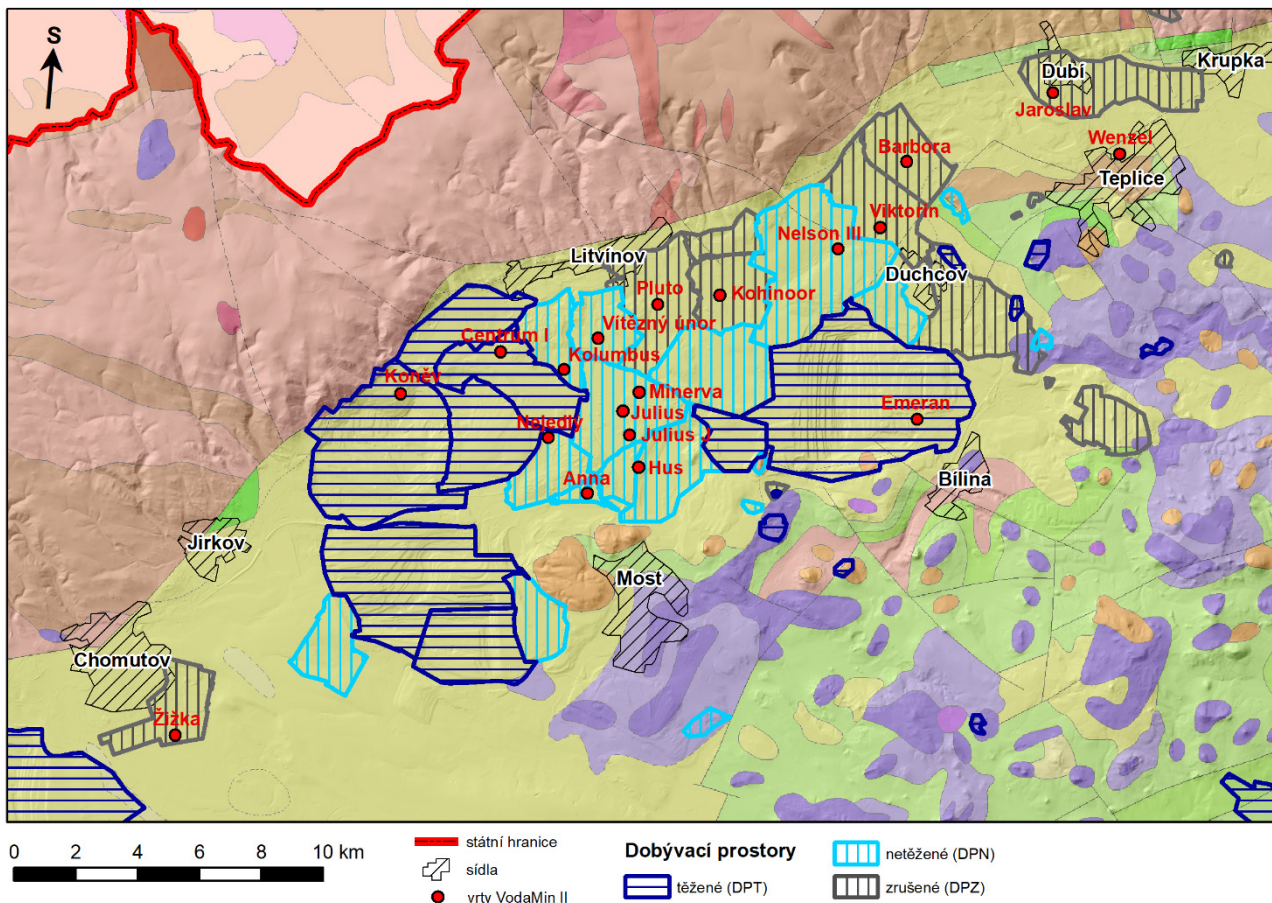
V rámci těženého ložiska dochází k vývoji charakteristického profilu zvětrávání, jehož oxidační zóna je lokalizována při povrchu, redukční zóna na úrovni okamžité hladiny podzemních vod a mírně pod ní.

Z dlouhodobého hlediska (řádově desítky let) lze předpokládat, že bude docházet k ředění pórových vod a vzniklé redukční prostředí povede k postupné imobilizaci rozpuštěných složek a k návratu systému do stavu, který byl v dané oblasti před zahájením důlní činnosti. Podzemní voda není po dobu stoupaní důlních vod k povrchu homogenní, podle lokálních podmínek na ložisku se obvykle vyvine stratifikace.

V 19. století začala prudce růst těžba hnědého uhlí v severních Čechách. Ruku v ruce s rozšiřující se povrchovou a hlubinnou těžbou uhlí se postupně zásadně měnily hydrogeologické poměry v Severočeské hnědouhelné pánvi (SHP), v současné době nově nazývané Mostecká pánev. Původně malá propustnost uhelné slaje se mnohonásobně zvýšila hlubinnou těžbou uhlí za současného snižování hladin podzemních vod v celém regionu vlivem odčerpávání důlních vod. Všechny výchozy se vlivem podrubání změnily na potenciální infiltrační plochy. Uhelná slaj je v současné době hlubinně vyrubána mimo pilíře obcí a měst v celém prostoru SHP mezi Ústím nad Labem, Mostem a Litvínovem. Vznikl tak nový umělý dobře propustný kolektor v přerubané uhelné slaji. Vlivem ukončení činnosti hlubinných dolů a přerušení čerpání důlních vod dochází k postupnému nastoupání podzemních stařinových vod v regionu, kdy vlivem jejich stoupaní dochází k ovlivnění doposud činných povrchových dolů. Tyto skutečnosti rovněž výrazně ovlivňují procesy zahlazování hornické činnosti a jejich vliv na ekosystém a sídelní útvary. Současný stav hornické činnosti na vymezeném území (území dané vybudovaným systémem monitorovacích vrtů) uvádí obr. 1.1 a 1.2.



Obr. 1.1: Mapa chráněných ložiskových území v rámci řešeného území na podkladu Geologické mapy ČR 1 : 500 000 (ČGS)



Obr. 1.2: Mapa dobývacích prostorů v rámci řešeného území na podkladu Geologické mapy ČR 1 : 500 000 (ČGS)

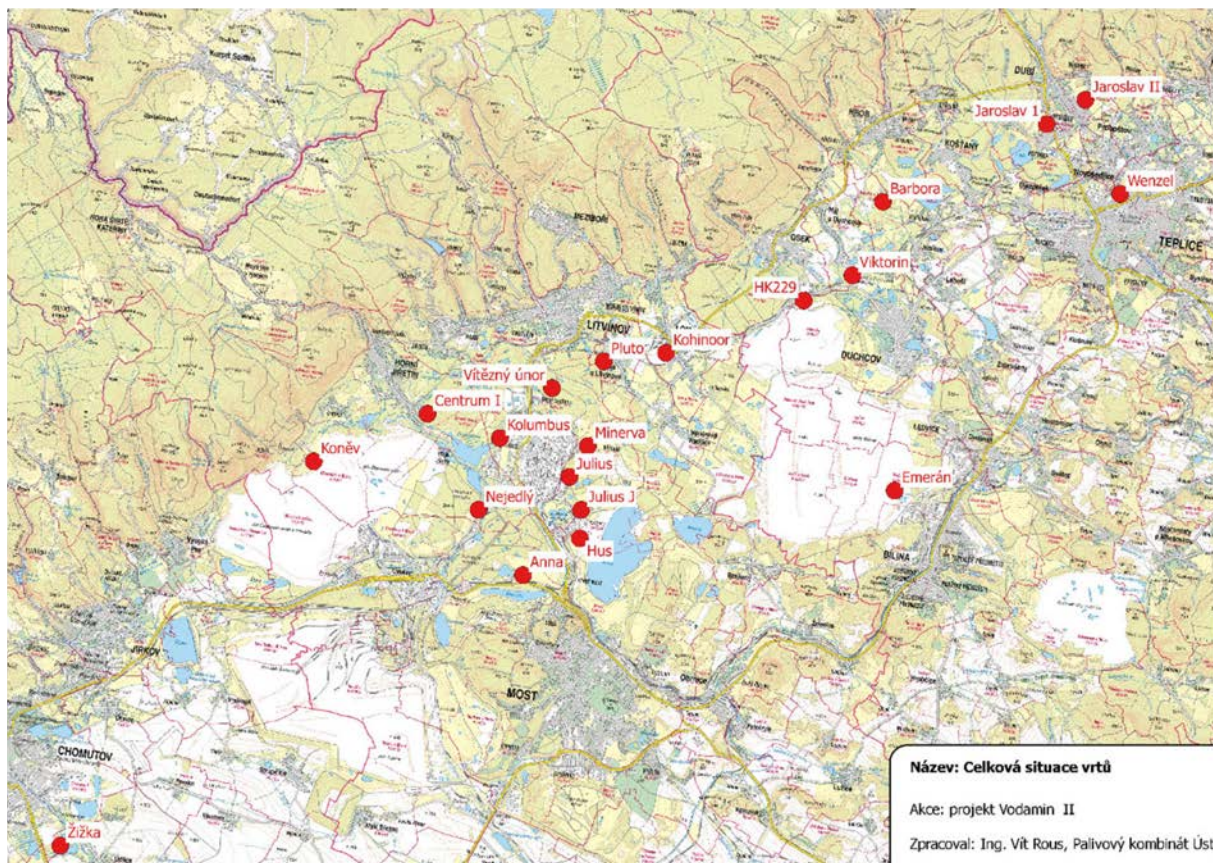
Pro úspěšné řešení hydrogeologické a hydrochemické problematiky důlních vod v prostoru severočeské hnědouhelné pánve je nezbytné podrobně poznat současný a budoucí stav zvodnění uhelné sloje. Před ukončením těžby je tedy důvodné se zabývat otázkou, jak zabránit negativnímu vlivu důlních vod v budoucnu, zejména pak z titulu přiblížení hladiny důlních vod k historickým hodnotám podzemních vod. Právem očekávaný negativní vliv důlních vod na lokální rekultivace a revitalizace území zasažených hornickou činností a zastavěné území v nejnižše položených částech zasaženého území je nezbytné sofistikovaně eliminovat. Eliminovat znamená, mimo legislativní, věcné a finanční řešení problematiky, i znát hydrogeologické a hydrochemické poměry v přerubané uhelné sloji.

V teplicko-ústecké části SHP lze hydrogeologické poměry po ukončení těžby v roce 1997 a následné rekultivaci posledního činného dolu – lomu Chabařovice – považovat za více méně ustálené. Chabařovickou část pánve lze z hlediska hydrogeologického rozdělit do dvou dílčích oblastí, a to na část trmickou, kde je hladina ovlivňována čerpáním v jámě Franz Josef (Elizabeth), a na část bezprostředně ovlivňovanou přetokem na přelivovém vrtu PV9, jenž snižuje tlak podzemní stařinové vody na izolované jezero Milada v bývalém lomu Chabařovice. V nejhlubší části teplicko-ústecké pánve je umístěna čerpací stanice na jámě Kateřina, která udržuje hladinu stařinových podzemních vod v celé oblasti. Menší trmická část je omezena na severu hrbovickým zlomem I, který tvoří částečnou hydraulickou bariéru, a na západě jílovitým materiálem zasypaným prostorem lomu Chabařovice. Východní okraj tvoří výchoz sloje.

Většina zájmového prostoru je ovlivňována přetokem na přelivovém vrtu a čerpáním na jámě Kateřina. Tento vliv zasahuje do celého zbytku stařin v teplicko-ústecké části hnědouhelné pánve. V případě uzavření

čerpání na jámě Kateřina proud stařinových vod odtéká směrem k východu, kde dochází k přetoku na přelivovém vrtu PV9, a dále stařinová voda proudí až do prostoru výchozu sloje, kde přetéká k čerpací jámě Franz Josef, která udržuje sníženou hladinu podzemních stařinových vod v nejnižší oblasti teplicko-ústecké části pánve v Trmicích.

Na základě veškerých prováděných činností byla zpracována odborná studie obsahově zaměřená na vymezenou oblast (viz v rámci projektu VODAMIN II zbudovaný systém monitorovacích vrtů – Obr. 1.3), ve které byla provozně sledována hladina a kvalita vod. Jednalo se o základní a stěžejní zdroj informací a dat, na které navazovala veškerá expertní činnost. Závěrečná zpráva a její přílohy shrnují veškeré dostupné informace z posledního vývoje stavu podzemních vod a průběhu kolísání hladin. Tato data jsou konfrontována s aktuálními daty stavu vod a sloužila jako podklad pro modelování stavu vod ovlivňujících povrchové vodoteče zájmových lokalit severočeské uhelné pánve. Veškerá získaná data rovněž posloužila pro tvorbu dvou základních výstupů prací. Jedním je tvorba databází informací o kvalitě vod (chemismus) a druhá, vztahující se ke konkrétním změnám hladin při dlouhodobém monitoringu vod. Zdrojová data jsou přehledně zpracována v tabulkách a jsou přílohou této závěrečné zprávy.



Obr. 1.3: Schéma monitorovacího systému – zdroj dat pro řešení projektu

Součástí provedených prací jsou také mapové podklady zahrnující přehledné situace jednotlivých území pokrytých sítí vrtů, a to ve vhodných měřítcích, jako účelových podkladů k vizualizaci dat. Jde zejména o mapy chemismu charakterizující danou lokalitu z pohledu přítomnosti prvků (např. dle NEK, 401/2015, Sb.), potenciál migrace látek do povrchových vodotečí a potenciál jejich vlivu na stav dotčených povodí.

Bylo provedeno vyhodnocení termálního potenciálu důlní vody vzhledem k využití jako zdroje tepla pro tepelné výměníky. Součástí řešení bylo provedení shrnutí informací o potenciálu důlních vod z lokality severočeské uhelné pánve, shrnutí rozsahu teplotních režimů vod s akcentem na změny hydrologických režimů vod. Hlavní zaměření prací bylo orientováno na práci s daty z monitorovacího systému, které sloužily jako datový základ pro posouzení energetického potenciálu důlních vod. Součástí této činnosti bylo také navržení modelu výměníku pro maximalizaci transportu teplotního potenciálu směrem k veřejnému využití. K tomuto účelu byly využity dostupné bilanční výpočty společně s modelem transportu tepla v softwarovém vybavení CFD.

V rámci monitoringu byla vytvořena centrální evidence údajů (databáze – viz přílohy této závěrečné zprávy) o vlastnostech chování podzemních vod zájmových lokalit. V jednotlivých fázích monitoringu hladin vod byl uskutečněn sběr informací a hodnocení dostupných dat. Z dat monitoringu hladin podzemních vod ve vrtech byl sestaven vzorový hydrogeologický model dílčí části oblasti, který reflektuje získaná data a slouží k transferu informací mezi jednotlivými partnery projektu a široké veřejnosti. Součástí prací bylo vytvoření mapových podkladů, které umožňují prezentaci výsledků o změnách hladiny vod.

2 ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKA ŘEŠENÉHO ÚZEMÍ

Ing. Mgr. Martin Kašing, Ph.D.; Ing. Jiří Mališ, Ph.D.

Zájmové území svým vymezením odpovídá oblasti severočeské hnědouhelné pánve (SHP), která je největší ze soustavy tzv. podkrušnohorských pánví, jejichž geneze v terciéru souvisela se vznikem a vývojem oherského riftu, predisponovaného variskou suturou mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou oblastí v rámci Českého masivu. Podkrušnohorské pánve, tj. severočeská (mostecká), sokolovská a chebská pánev, tvoří území o celkové rozloze cca 1 900 km², které je protaženo zjz.-vsv. směrem a jeho výplň tvoří především terciérní sedimenty a neovulkanity.

SHP se rozprostírá mezi Doupovskými horami na západě, její omezení na severu tvoří Krušné hory a na východě a jihovýchodě pak České středohoří. Rozloha SHP činí cca 1 420 km². Část pánve (cca 900 km²), na které je vyvinuta hlavní hnědouhelná sloj, se z provozně-technického hlediska označuje jako Severočeský hnědouhelný revír (SHR).

2.1 GEOLOGICKÝ VÝVOJ A LITOSTRATIGRAFIE

Větší část podloží pánve tvoří silně kaolinizované ruly krušnohorského krystalinika. V severní části pánve (v okolí Teplicka) jsou tyto horniny prostoupeny teplickým ryolitem, v okolí Litvínova byly vrtně ověřeny také žulové porfyry. Podloží pánve v její jižní části pak přechází do svrchně proterozoických svorů a fylitů a dále pak do kadomských granitů tepelsko-barrandienského krystalinika. Převážná část podloží pánve je pokryta svrchnokřídovými sedimenty české křídové pánve.

Terciérní výplň pánve vznikla ve třech samostatných etapách, které byly mezi sebou odděleny dvěma hiáty. Depozice nejstaršího *starosedelského souvrství* začala ve středním eocénu a pokračovala do začátku oligocénu. Na zarovnaném povrchu severozápadních Čech postupně vznikala rozsáhlá oblast mělkých izolovaných jezer, které byly vyplňovány terestrickými sedimenty, tedy nejčastěji říčními sedimenty, pestrobarevnými písky, jíly a proluvialními sedimenty. Většina těchto depozit byla před uložením mladších sedimentů erodována. Jediná oblast, ve které jsou sedimenty starosedelského souvrství souvisle zachovány, se nachází při jz. okraji pánve (podbořanské písky a pískovce).

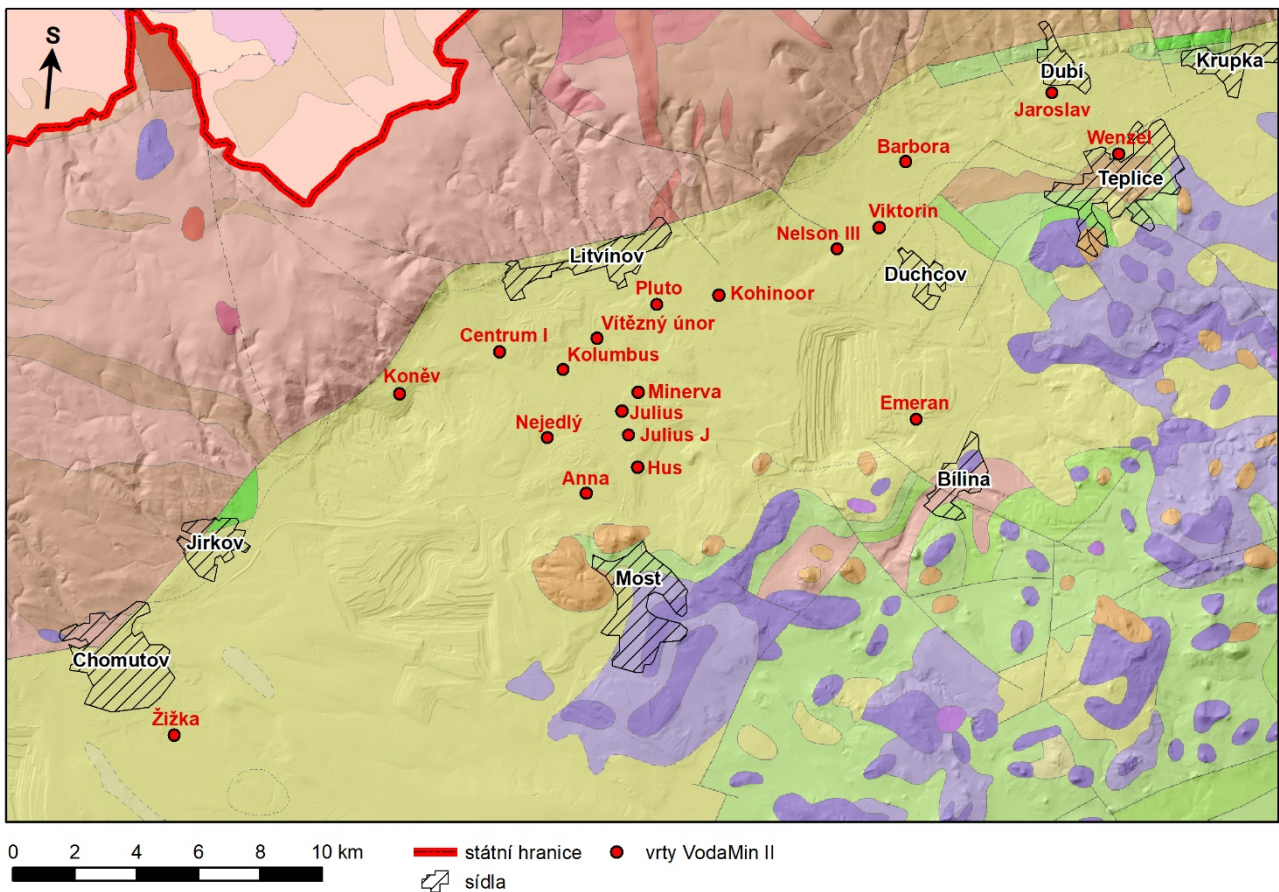
Po hiátu během oligocénu se na zvětralé svrchnokřídové sedimenty a krystalinikum, popř. na relikt starosedelského souvrství, uložily sledy *střezovského souvrství*. Jeho depozice však byla časoprostorově značně nehomogenní, jelikož probíhající synriftový vulkanismus rozdělával území pánve na samostatně se vyvíjející oblasti. Opakovaně pronikala na povrch pánve a do jejího okolí alkalická magmata, vznikaly převážně bazalty, méně často trachyty. V bezprostředním okolí vulkanitů byl deponován také komplex vulkanosedimentárních hornin zahrnující především pyroklastika, tufy a tufity. V podmínkách chladnějšího subtropického klimatu však docházelo k rychlému zvětrávání vulkanogenního materiálu za vzniku pestrých jílovitých zvětralin – kaolinitických a montmorillonitických jílů.

Po dalším oligocenním hiátu se postupně uložilo *mostecké souvrství* – veškerá svrchně oligocenní a miocenní výplň pánve o mocnosti přesahující 500 m, která představuje především písčité a jílovité sedimenty, uhelné sloje a vulkanoklastický materiál. Mostecké souvrství se podle měnících se podmínek během sedimentace ještě dělí na dílčí litostratigrafické jednotky – *duchcovské, holešické, libkovické a lomské vrstvy*. *Duchcovské vrstvy* představují bazální jednotku mosteckého souvrství s geneticky i petrograficky různorodými horninovými sledy. Dle převládající litologie jsou v rámci ní rozlišovány *vývoje vulkanogenní* (vulkanogenní

horniny s polohami limonitických pískovců), *jílový* (světle šedé až šedobílé kaolinitické jílovce) a *pískovcový* (pískovce s občasnými nepřilíš mocnými slojkami a uhelnatými jílovci).

Charakter sedimentace trvale změnil průnik žatecké řeky, která SHP dotovala směrem od jihu až jihovýchodu klastickým materiálem. V té době byly v severní části pánve rozšířeny uhlotvorné mokřady, pralesy a bažiny, které podmínily vznik produktivního vývoje *holešických vrstev* a pokrývaly území dnešního Ústecka, Mostecka, Chomutovska, Kadaňska a Pětipeska. *Produktivní vývoj* tvoří hlavní sloj mocná v průměru 20–30 m, nejvýše přes 70 m. *Neproduktivnímu vývoji* dominuje až 200 m mocný komplex klastik žatecké delty, který na jihozápadě pánve v širokém okolí Žatce nahrazuje vývoj produktivní. Oba vývoje jsou od sebe oddělené přechodným územím s různě mocnými polohami uhlí a klastik. V období uložení svrchní části hlavní sloje pronikaly na území Bíliny, Duchcova a Mostu klastické sedimenty (písky, prachy), které se v SHP označují jako tzv. *kuřavky*. V těžební praxi představovaly výrazné nebezpečí při jejich průvalech do důlních děl a zapříčiňovaly také vznik terénních propadů na povrchu.

Postupný zánik uhlotvorné sedimentace na území SHP je doložen depozicí *libkovických vrstev*. Na větší části pánve vzniklo rozsáhlé jezero, ve kterém se uložil až 250 m mocný sled převážně pelitických sedimentů s četnými konkréciemi pelosideritů, které rozdělují libkovické vrstvy na *spodní* a *svrchní část*. Na Mostecku se pak v oválné depresi sv.-jz. směru zachovaly *lomské vrstvy*, které dosahují mocnosti až 135 m. Jedná se o převážně jílovité sedimenty, které svým charakterem navazují na libkovické vrstvy.



Obr. 2.1: Geologická mapa 1 : 500 000 (ČGS) na podkladu DMR5G (ČÚZK) s lokací vrtů analyzovaných v rámci projektu VodaMIN II

2.2 TEKTONIKA SHP

Současná podoba SHP je výsledkem převážně mladých pohybů. Řada zlomových struktur byla predisponována variskými nebo prevarisky založenými strukturami. Podobě pánve dominuje její zlomové ohraničení vůči zdvihnutým krám Krušných hor a Českého středohoří. Mezi výrazné morfostruktury rovněž patří *střezovský*, *jezeřsko-ryzelský* a *lahoštský hřbet*. Dle průběhu se zlomové struktury v SHP člení na *směrné* (VSV–ZJZ), *příčné* (SSZ–JJV) a *diagonální* (Z–V).

K hlavním *směrným* zlomovým strukturám patří *litoměřický hlubinný zlom*, který odděluje krystalikum Krušných hor a Slavkovského lesa od pásma tepelsko-barrandienského svrchního proterozoika. Je považován za jeden z nejstarších hlubinných zlomů v rámci Českého masivu. Nelze jej přesně lokalizovat, jelikož se jedná o strukturu pohřbenou pod mladšími sedimenty. Severně od Žatce a jz. od Litoměřic je porušen příčnými zlomy. Paralelní s litoměřickým zlomem je *centrální hlubinný (riftový) zlom*. Probíhá j. částí chebské pánve, částečně omezuje j. okraj sokolovské pánve a dále je veden přibližně středem doupovského vulkanického centra. V západní části SHP se větví do dvou paralelních linií, třemi zlomovými liniemi zabíhá do Českého středohoří a postupně vyznívá až u hranice s Polskem. *Krušnohorský zlom* má v západní části pánve neměnný průběh směru SV–JZ, na Teplicku a Ústecku se stáčí do směru Z–V. Odděluje neogenní výplň pánve (částečně také svrchnokřídovou výplň) od krystalinika Krušných hor. Místy se styk obou jednotek projevuje vyvlečením nebo flexurou neogenní výplně bez zjevného zlomového porušení. K dalším výrazným směrným dislokacím v pánvi patří zlomy *střezovský*, *bílinský* a *podbořanský*.

Příčná tektonika se projevuje především na severním okraji pánve, přičemž tyto zlomy často predisponovaly vznik údolí na jižních svazích Krušných hor. Některé příčné zlomy směrem do pánve rychle vyznívají, jiné jsou relativně průběžné (např. zlomy *Viktoria* či *inundační*).

Dle některých autorů je vznik *diagonální tektoniky* spjat s extenzí, která se propagovala šikmo ke směrným strukturám v pánvi. Nejsou již spjaty s vulkanismem a jsou považovány za nejmladší dislokace v pánvi. Někteří autoři považují tyto zlomy za nejčetnější v SHP, ačkoliv se jejich z.-v. směr projevuje pouze v určitých částech řady zlomů – např. zlomy *Herkules*, *Pluto*, části zlomů *Centrum* a *Viktoria* na Mostecku, *viktorinsko-giselský*, *barborský* a *verneřický* na Teplicku a na Ústecku pak zlomy *předlický*, *5. května*, *chabařovický* a *otovický*.

Mimo výše popsané zlomy rozlišujeme v pánvi i zlomy místního významu. Jsou většinou dlouho známy z hornické praxe při těžbě uhlí. Všechny porušují sloj poklesy a mohou dosahovat skoků až 30 m a více. Směrově, sklonem i výškou skoku nejsou stálé. Jejich četnost je vyšší v místech s kvalitní slojí nebo na Teplicku v oblasti, kde je podloží pánve tvořeno ryolitem.

Morfologicky podobné, avšak geneticky zcela odlišné jsou projevy gravitační tektoniky v pánvi, které mají exogenní původ. Na důlních mapách byly gravitační struktury většinou označovány jako obloukové zlomy, jílové rozsedliny, bezslojná pásma apod. Jejich častým rysem je, že se nejedná o liniové jevy, ale spíše o jakási omezení nepravidelných trojrozměrných těles. Vyskytují se především v rámci holešických vrstev v j. části mostecké podoblasti u Bíliny, Mostu a Duchcova. Pro tyto gravitační struktury a jejich vývoj byla rozhodujícím faktorem kombinace různých litologických typů (sloje, jíly, písky) a dlouhé období diagenese pánevní výplně, při které dochází k rozdílné kompakci jednotlivých litologických členů. K samotným netektonickým deformacím sloje pak došlo až během kvartérních pohybů.

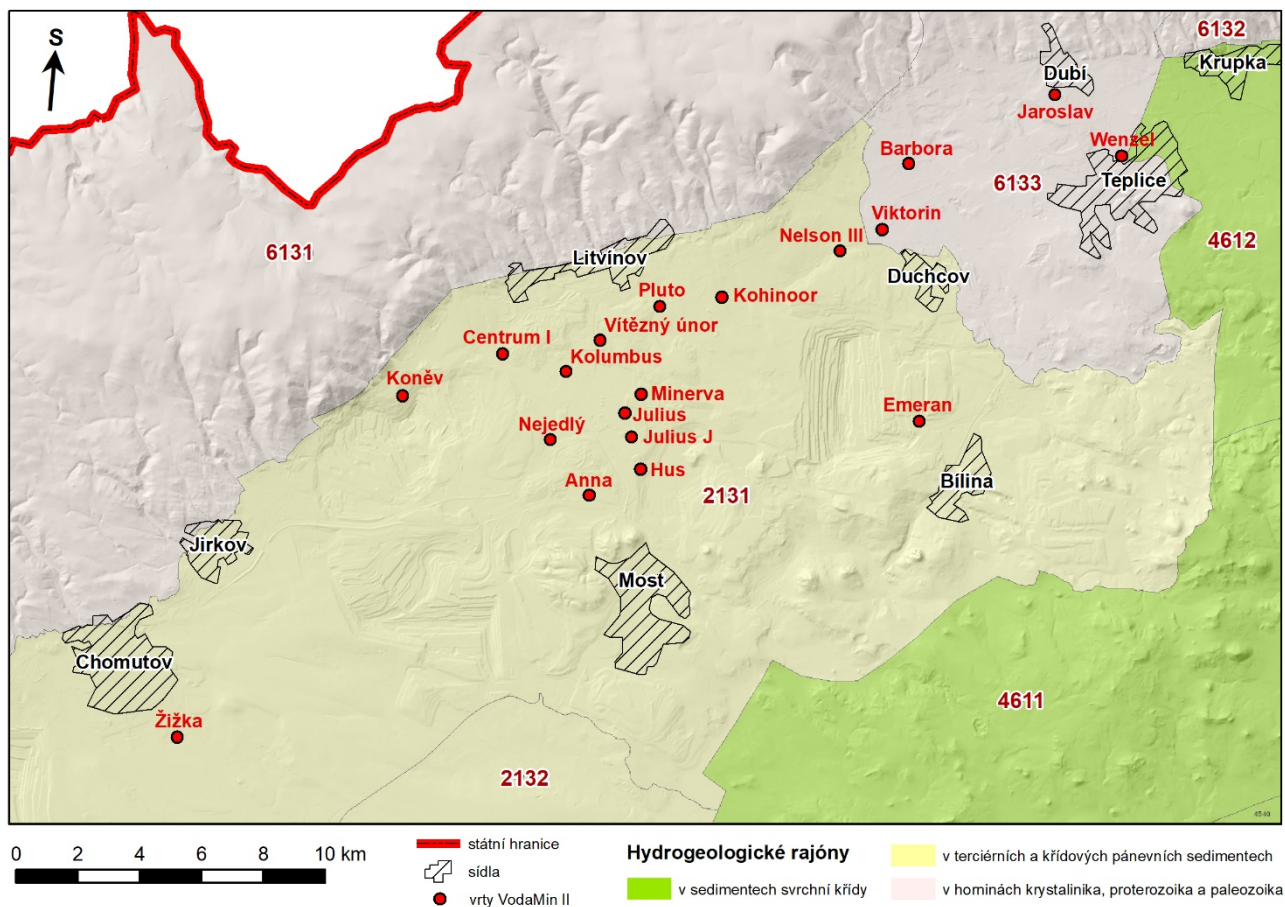
V souvislosti s měněním se klimatem v kvartéru také docházelo k formování různých periglaciálních forem v SHP. V rámci libkovičských a holešických vrstev byly pozorovány různé formy mrazového zvětrávání, a to až do

hloubky 100 m a více. Vedle různých typů diskontinuit bylo identifikováno také drobné atektonické provrásnění sedimentů či pronikání jílové hmoty do sloje.

2.3 HYDROGEOLOGIE

2.3.1 Hydrogeologická rajonizace

V rámci hydrogeologické rajonizace je samotná mostecká pánev dělena na dva rajony – *severní část* (2131) a *jižní část* (2132). Řešené území definované polohou vrtů v rámci projektu VodaMin II však představuje pouze rajon *Mostecká pánev – severní část* (2131) a 4 vrty jsou navíc umístěny také v rajonu *Teplický ryolit* (6133).



Obr. 2.2: Hydrogeologické rajóny v rámci řešeného území: 2131 – Mostecká pánev – severní část, 6133 – Teplický ryolit

2.3.2 Hydrogeologické poměry

Intenzivní a plošně rozsáhlá těžba hnědého uhlí v pánvi zásadním způsobem ovlivnila zdejší hydrogeologické poměry. Před začátkem těžby se v rámci mostecké pánve nevyskytovaly významné hydrogeologické kolektory. Výjimkou bylo území s rozšířením především písčitých sedimentů, tj. žatecká delta, komplex písčitých sedimentů v nadloží uhelné sloje (bílinská delta) a další území s nánosovými kužely při periferii pánve. Tyto většinou jemnozrnné písčité kolektory (kuřavky, viz část *Geologický vývoj a litostratigrafie*) představovaly při hlubinné těžbě velké nebezpečí. Hydraulická vodivost těchto kolektorů kolísá podle jejich litologického charakteru v řádech 10^{-1} – 10^0 m/d. Ostatní převážně pelitické sedimenty v pánvi jsou charakterizovány velmi nízkou propustností, většinou jsou označovány jako nepropustné. Obdobné

parametry měla také uhelná sloj v přírodních podmínkách, uložená ve větších hloubkách. Výrazně vyšší je propustnost zvětralé a rozpukané sloje ve výchozech a v jejich okolí, kde je hydraulická vodivost udávána v řádech 10^0 – 10^1 m/d.

Přechod k prakticky celoplošné hlubinné těžbě v produktivní části pánve zásadně změnil původní přírodní poměry. Systém vzájemně propojených důlních děl, která většinou sledují uhelnou sloj, vedl k vytvoření specifického antropogenního prostředí, který bývá svým hydrogeologickým charakterem přirovnáván ke krasovému prostředí. Další zásadní změny s sebou přinesla povrchová těžba, která přinesla řadu inženýrskogeologických problémů týkajících se důsledků otvírky velkolomů při úpatí Krušných hor, stability svahů lomů i umělých výspek.

2.3.3 Proudění podzemních vod

Vzhledem k rozšíření sedimentů ve velké části pánve a jejich výše diskutované propustnosti bylo proudění podzemních vod před zahájením těžby velmi pomalé. Výjimkou byla území s rozšířením písčitých sedimentů, v nichž se vytvářely samostatné zvodněné systémy (oblast žatecké delty). Hlubinnou těžbou došlo k propojení rozsáhlého území báňskými díly a k vytvoření antropogenních zvodněných systémů, v nichž podzemní voda velmi rychle sestupovala od výchozů k čerpacím stanicím umístěných v hlubokých částech důlních polí. Nebezpečím pro těžbu byla tělesa podzemních vod v dříve hlubinně vytěžených partiích (stařinové zvodně) s možností vzniku průvalů. Na výchozech sloje docházelo ke ztrátám vody z povrchových toků z Krušných hor, které křížovaly propustné výchozové partie sloje. V jarních měsících pak stoupaly přítoky vody do dolů a s tím i množství čerpaných vod. Důlní těžbou bylo aktivováno také proudění v krystalinických horninách v podloží a okolí pánve.

2.3.4 Kvalita podzemních vod

S výjimkou území žatecké delty převládají v SHP důlní vody, tj. podzemní vody, jejichž kvalitativní a kvantitativní parametry jsou ovlivněny či přímo určeny těžbou a jejími důsledky. Na kvalitu důlních vod má vliv podíl povrchových a mělkých podzemních vod, které intenzivně infiltrují do dolů především v oblasti severních výchozů sloje v podhůří Krušných hor. Tyto vody jsou vesměs málo mineralizované v koncentracích 10^1 – 10^2 mg·l⁻¹ s převládajícími typy Ca-HCO₃ nebo Ca-SO₄. Při vzniku mnohých důlních vod se uplatňují oxidační procesy, jejichž důsledkem vznikají vody Ca-SO₄ nebo Ca-Mg-SO₄ typu. Tyto vody se vyznačují celkovou mineralizací do více než 4 g·l⁻¹, vysokým obsahem síranů až kolem 3 g·l⁻¹, obsahy železa v řádech 10^1 mg·l⁻¹ s maximy více než 100 mg·l⁻¹, vysokými obsahy manganu a poměrně nízkým pH kolem 5 a méně. Takové vody jsou charakteristické především pro území s povrchovou těžbou, vody stejného typu bývají méně mineralizované v hlubinných dolech.

Mnohé oblasti s výskytem zvodněných písků bílinské delty, značná část hlubinných dolů ve v. části pánve mezi Teplicemi a Ústí n. L. a také z. okrajová část pánve jsou charakteristické výskytem vod s převahou sodíku a hydrogenukarbonátů. Zvlášť výrazná je převaha těchto iontů u vod kuřavek. V blízkosti Doupovských hor mívají podzemní vody zvýšené obsahy hořčíku. V písčitých kolektorech žatecké delty dominují podzemní vody typu Ca-HCO₃ (často s vyššími obsahy hořčíku) o celkové mineralizaci 0,5–1,0 g·l⁻¹.

Na území SHP se rovněž nacházejí minerální a termální vody vznikající v podložním a okolním krystaliniku. V přípovrchové zóně zvětralin křídových slínovců a terciérních jílovců v okolí pánve jv. od Mostu subrecentně vznikají hořké vody.

3 MONITORING HLADIN PV, MONITORING KVALITY PV, VYHODNOCENÍ MONITORINGU

Ing. Jiří Mališ, Ph.D.; doc. Ing. Martin Klempa, Ph.D.

3.1 MONITORING HLADIN PODZEMNÍCH VOD

Měření hladin podzemních vod a následné stanovování kvality odebraných vzorků podzemních vod bylo zahájeno v září roku 2019 a ukončeno bylo v říjnu roku 2020. Monitoring hladin podzemních vod ve vrtech byl prováděn formou bodového manuálního měření hloubky hladiny podzemní vody od odměrného bodu příslušného vrtu. Měření bylo prováděno pomocí elektrokontaktních hladinoměrů G30, G100, G150 a G300 (výrobce NPK Europe s.r.o., Geospol s.r.o.).

Výsledky měření hladin PV

Hloubka hladiny podzemní vody (HPV) ve sledovaných vrtech byla změřena ve velmi širokém rozmezí - od 12 m pod OB u vrtu 2 Wenzel (TN35) po téměř 300 m pod OB u vrtu 20 Kohinoor (LOM 30). Ve vrtu 10 – Pluto (LK15) nebyla v průběhu hodnoceného období dosažena hladina podzemní vody do hloubky 300 m. V průběhu hodnoceného období byla v jednotlivých vrtech hladina podzemní vody poměrně stabilní, s mírným kolísáním v rozmezí 0,2 m (11-Nejedlý, DJ 86) až 3,3 m (9-Kolumbus, ZL70). Výraznější pohyb HPV byl zjištěn jen v případě vrtu 18 - Hus (MO 1105): od září 2019 do ledna 2020 pokles o téměř 30 m, poté ustálení s mírnou oscilací.

V průběhu druhé poloviny roku 2020 byla v jednotlivých vrtech hladina podzemní vody poměrně stabilní, v jednom vrtu ustálená (14-Vítězný únor, LID 4), v dalších vrtech s mírným kolísáním v rozmezí 0,02 m (11-Nejedlý, DJ 86; 19-Anna, SS 88) až 1,84 m (12-Julius, RL 4). V daném období byl v 5 vrtech zaznamenán postupný mírný vzestup HPV v rozmezí +0,05 m (3-Žižka, CH 436) až +0,51 m (5-Kolumbus, ZL 70). V ostatních vrtech byl zaznamenán postupný nebo kolísavý pokles HPV o -0,02 m (11-Nejedlý, DJ 86; 19-Anna, SS 88) až -1,84 m (12-Julius, RL 4).

Souhrn veškerých provedených analýz je uveden v těchto přílohách:

Příloha 3.1 – Monitoring hladin podzemních vod ve vrtech projektu VODAMIN II (09/2019 – 07/2020)

Příloha 3.3 – Monitoring hladin podzemních vod ve vrtech projektu VODAMIN II (08 – 11/2020)

3.2 MONITORING KVALITY PODZEMNÍCH VOD (CHEMISMUS)

Monitoring kvality podzemních vod byl zahájen rovněž v září roku 2019 a ukončen byl v říjnu roku 2020. Z monitorovacích vrtů byly odebírány vzorky stařinových vod (tj. vod, které protékají uhelnou slojí). Vzorky byly odebírány z hloubkové úrovně uhelné sloje, dle dokumentace technického provedení vrtů a dokumentace zastiženého geologického profilu.

Vzorky byly odebírány v dynamickém stavu po krátkém odčerpávání vody do přibližného ustálení měřených fyzikálně-chemických parametrů vody u vrtů s hloubkou dynamické hladiny vody do cca 100 m po OB, u vrtů s hlubší hladinou vody vzorkovačem z hloubkové úrovně uhelné sloje.

Vzorky podzemní vody byly odebrány do příslušných vzorkovnic dle požadavků laboratoře. Vzorky vod byly chráněny před účinky světla a tepla v chladicím boxu (2 – 5 °C) a následně dopraveny k analýze do laboratoře. Vzorky vod byly odebrány akreditovanou certifikovanou osobou. Vzorky vody byly analyzovány v akreditované laboratoři ALS Czech Republic s.r.o., Na Harfě 336/9, Praha 9 - Vysočany.

Hodnocení výsledků analýz kvality vody bylo provedeno porovnáním výsledků s:

- Požadavky na jakost surové vody, dle Přílohy č. 13 k vyhlášce č. 428/2001 Sb.,
- Nařízením vlády č. 401/2015 Sb. o ukazatelích a hodnotách přípustného znečištění povrchových vod a odpadních vod, náležitostech povolení k vypouštění odpadních vod do vod povrchových a do kanalizací a o citlivých oblastech,
- Požadavky na kvalitu závlahové vody v lesních školkách (Nárovec 2014).
- ČSN 75 7143 Jakost vody pro závlahu, Tabulka 1 - Nejvýše přípustné hodnoty (NPH) ukazatelů jakosti pro jednotlivé třídy.

Hodnocení výsledků analýz kvality vody podle Požadavků na jakost surové vody, dle Přílohy č. 13 k vyhlášce č. 428/2001 Sb.:

Výsledky analýz byly srovnány s mezními hodnotami ukazatelů jakosti surové podzemní vody a zařazeny do příslušné kategorie jakosti (A1, A2, A3, >A3).

Nebyly hodnoceny parametry:

barva, pach, fluoridy, adsorbovatelné organicky vázané halogeny (AOX), kyanidy veškeré, tenzidy aniontové, uhlovodíky C10-C40, polycyklické aromatické uhlovodíky (PAU), pesticidní látky celkem, huminové látky, mikroskopický obraz, pesticidy jednotlivé, sulfan.

Hodnocení výsledků analýz kvality vody podle Nařízení vlády č. 401/2015 Sb. O ukazatelích a hodnotách přípustného znečištění povrchových vod a odpadních vod, náležitostech povolení k vypouštění odpadních vod do vod povrchových a do kanalizací a o citlivých oblastech:

Výsledky analýz byly srovnány s hodnotami ukazatelů vyjadřujících stav povrchové vody, normy environmentální kvality a požadavky na užívání vod podle Přílohy č. 3 k nařízení vlády č. 401/2015 Sb., tabulka 1a: Ukazatele a hodnoty přípustného znečištění povrchových vod a vod užívaných pro vodárenské účely, koupání osob a lososové a kaprové vody.

Výsledky analýz byly srovnány s mezními hodnotami přípustného znečištění vod:

- Vyhovuje,
- Nevyhovuje.

Hodnocení výsledků analýz kvality vody podle Požadavků na kvalitu závlahové vody v lesních školkách (Nárovec 2014):

Výsledky analýz byly srovnány s kritérii pro posuzování kvality zdroje závlahové vody v lesních školkách a kritérii pro posuzování kvality zdroje závlahové vody pro pěstování krytokořenných semenáčků listnatých druhů dřevin výškové třídy 51 – 80 cm v lesních školkách, vybavených umělými kryty a technologií vzduchového polštáře.

Výsledky analýz byly srovnány s doporučenými, bezpečnými a mezními hodnotami jakostních ukazatelů kvality závlahové vody:

- < doporučená hodnota jakostního ukazatele,
- Bezpečná hodnota ukazatele (doporučená < bezpečná < mezná),
- > mezná (limitním, konfliktní) hodnota ukazatele.

Nebyly hodnoceny parametry: Sodíkový absorpční poměr, uhličitánová tvrdost vody, celková uhličitánová tvrdost vody.

Hodnocení výsledků analýz kvality vody podle ČSN 75 7143 Jakost vody pro závlahu:

Výsledky analýz byly srovnány s nejvýše přípustnými hodnotami (NPH) ukazatelů jakosti pro jednotlivé třídy:

- I - vhodná,
- II – podmíněně vhodná,
- III – nevhodná.

Nebyly hodnoceny parametry: kyanidy, fenoly, NEL, PCB, infekční paraziti, kolifágy, test klíčivosti, radiologie.

Výsledky monitoringu kvality podzemních vod

Z hlediska požadavků na jakost surové vody, dle Přílohy č. 13 k vyhlášce č. 428/2001 Sb., spadají všechny analyzované vzorky do kategorie jakosti >A3.

V každém vzorku byl zjištěn minimálně 1 parametr nevyhovující zařazení do kategorie jakosti A3. Nejvíce v jednom vzorku bylo zjištěno 9 parametrů nevyhovujících zařazení do kategorie jakosti A3.

Z hlediska ukazatelů přípustného znečištění povrchových vod dle Nařízení vlády č. 401/2015 Sb. nevyhovuje příslušným limitům žádný z analyzovaných vzorků.

V každém vzorku byl zjištěn minimálně 1 parametr překračující hodnoty přípustného znečištění vod. Nejvíce v jednom vzorku bylo zjištěno 12 parametrů překračujících hodnoty přípustného znečištění vod.

Z hlediska požadavků na kvalitu závlahové vody v lesních školkách (Nárovec 2014) nevyhovuje žádný ze vzorků doporučené ani bezpečné úrovni kvality vody.

V každém vzorku byly zjištěny minimálně 4 parametry překračující mezné (limitní, konfliktní) hodnoty pro využití vody pro závlahu v lesních školkách. Nejvíce v jednom vzorku bylo zjištěno 12 parametrů překračujících mezné hodnoty pro využití vody pro závlahu v lesních školkách.

Z hlediska ukazatelů jakosti vody pro závlahu dle ČSN 75 7143 některé vzorky vyhovovaly Třídě I - vhodná (10 vzorků ze 7 vrtů), některé vzorky vyhovovaly Třídě II - podmíněně vhodná (25 vzorků z 10 vrtů). Vzorky z 5 vrtů spadají do Třídy III - nevhodná pro závlahu.

Třída I - vhodná:

- 1 vzorek z vrtu 2 - Wenzel TN35,
- 1 vzorek z vrtu 4 - Viktorin HD51,
- 1 vzorek z vrtu 5 - Kolumbus ZL70,
- 2 vzorky z vrtu 8 - Nelson III HK930,
- 2 vzorky z vrtu 9 - Barbora HT8,

1 vzorek z vrtu 16 - Julius J RL6,

2 vzorky z vrtu 17 - Jaroslav II DH4.

Třída II - podmíněně vhodná:

2 vzorky z vrtu 1-Jaroslav DU7 (1 nevyhovující parametr),

5 vzorků z vrtu 3 - Žižka CH436 (1-3 parametry),

3 vzorky z vrtu 5 - Kolumbus ZL70 (1-2 parametry),

3 vzorky z vrtu 7- Emeran BZ538 (2-3 parametry),

3 vzorky z vrtu 8 - Nelson III HK930 (1 parametr),

4 vzorky z vrtu 9 - Barbora HT8 (1 parametr),

1 vzorek z vrtu 13- Centrum I HJI365 (1 parametr),

2 vzorky z vrtu 16 - Julius J RL6 (1-2 parametry),

1 vzorek z vrtu 17 - Jaroslav II DH4 (1 parametr),

1 vzorek z vrtu 18 - Hus MO1105 (1 parametr).

Poznámka: Uvedené rozdělení výsledků analýz a zařazení vzorků do tříd se vztahuje jen na parametry stanovené v rámci rozsahu provedených analýz. V parametrech příslušných norem, které nebyly stanoveny v rámci rozsahu provedených analýz, může být zařídění vzorků odlišné.

Souhrn veškerých provedených analýz je uveden v těchto přílohách:

Příloha 3.2 – Monitoring kvality podzemních vod ve vrtech projektu VODAMIN II (09/2019 – 07/2020)

Příloha 3.4 – Monitoring kvality podzemních vod ve vrtech projektu VODAMIN II (08 – 11/2020)

4 LABORATORNÍ VÝZKUM MOŽNÉ ÚPRAVY PODZEMNÍCH A DŮLNÍCH

VOD

*Ing. Petra Malíková, Ph.D.; doc. Ing. Silvie Heviánková, Ph.D.; Jarmila Bílská; Ing. Martin Nováčková;
Ing. Karla Placová*

4.1 METODIKA PRACÍ

V rámci analýz vzorků důlních vod bylo stanovováno velké množství ukazatelů, pro přehlednost budou nejprve popsány, jak bylo nakládáno se vzorky a jaké ukazatele se stanovovaly. Vedle samotných analýz byly ověřovány možnosti úpravy důlních vod.

Veškeré výsledky laboratorních stanovení, provedených pokusů i slovní hodnocení jsou uvedeny v příloze č. 4.1 v tabelárně zpracovaných datech (vždy jeden vzorek důlní vody má data na 3 stránkách).

V laboratořích se stanovovaly vybrané ukazatele u 17 vzorků důlních vod. Konkrétně se jednalo o tyto vzorky:

1 – Jaroslav, 2 – Wencel, 3 – Žižka, 4 – Viktorin, 5 – Kolumbus, 7 – Emerán, 8 – Nelson III, 9 – Barbora, 11 – Nejedlý, 12 – Julius, 13 – Centrum I, 14 – Vítězný únor, 15 – Minerva, 16 – Julius J, 17 – Jaroslav II, 18 – Hus a 19 – Anna.

Vzorky po převzetí do laboratoří KEI (VŠB – TU O) byly vždy nejdříve vizuálně popsány a následně filtrovány. Celkem bylo pro každý vzorek zfiltrováno 3 l vzorku, z tohoto objemu byly pak odebírány dílčí vzorky pro jednotlivá stanovení sledovaných ukazatelů.

Ve filtrátech i v následných testech úpravy důlních vod byly ihned provedeny základní stanovení:

- pH, konduktivita a obsah kyslíku bylo stanoveno přenosnými multimetry,
- zákal, byl stanoven spektrofotometricky,
- rozpuštěné respektive nerozpuštěné látky (RL, NL) byly stanoveny gravimetricky.

Následně se prováděla tato stanovení (dle potřeby dle stanovovaného ukazatele byla provedena filtrace):

- a. $CHSK_{Cr}$ (chemická spotřeba kyslíku chromanem) bylo stanoveno spektrofotometricky,
- b. BSK_5 (biologická spotřeba kyslíku po 5 dnech) bylo stanoveno titrační zředovací metodou,
- c. amonné ionty, dusitany, dusičnany, hliník bylo stanoveno spektrofotometricky nebo kolorimetrickými testy,
- d. celkový dusík, TOC, sírany, rozpuštěné fosforečnany, hliník bylo stanoveno kolorimetrickými testy,
- e. chloridy, zásadová neutralizační kapacita, kyselinová neutralizační kapacita – bylo stanoveno titračními metodami
- f. stanovení prvků – vápník, kadmium, kobalt, chrom, měď, železo, draslík, hořčík, mangan, sodík, nikl, olovo, zinek, bylo stanoveno pomocí metody AAS a ICP. vzorky vod byly před měřením na AAS respektive ICP zfiltrovány a okyseleny na pH cca 2,5 kyselinou dusičnou.
- g. stanovení polycyklických aromatických uhlovodíků pomocí kapalinové chromatografie HPLC+DAD (16 zástupců dle US EPA: naftalen (NAPH), acenaftylen (ACY), fluoren (FLU), acenaften (ACE), fenantren (PHEN), antracen (ANTH), fluoranten (FLUO), pyren (PYR), chrysen (CHR), benzo[a]antracen (BaA),

benzo[b]fluoranten (BbF), benzo[k]fluoranten (BkF), benzo[a]pyren (BaP), dibenzo[ah]antracen (DiAn), indeno[123-c,d]pyren (InPy), benzo[g,h,i]perylene (BePe)). Vzorky vod byly před měřením na HPLC upraveny pomocí extrakce na pevné fázi (SPE = solid phase extraction).

Ve filtrátu byly následně ze vzorků z prosince 2019, února a března 2020 provedeny testy úpravy důlních vod:

- Aerace s následnou filtrací - aerace probíhala pomocí laboratorních vzduchovacích strojků u 2 l z každého vzorku, a to v časových intervalech 5, 10, 5, 30 a 60 minut. Provedená následná filtrace celého objemu vzorku a laboratorní stanovení viz výše, včetně AAS/ICP. Ve většině vzorků se provzdušňováním zvýšilo pH, pouze u vzorku 15 a 18 mírně klesá. K výrazným změnám v parametrech nedochází, viz tabulka.
- Filtrace s následnou elektrodialýzou (ED) – tento postup úpravy byl proveden ve vzorcích z dubna 2020, konkrétně u vzorků – 1, 2, 4, 7, 8, 9, 13, 14, 15, 17. Testy ED byly realizovány na elektrodialyzačních jednotkách typu P ED (R) –Z/10 –0.8 v kombinaci s elektrodialyzačním modulem ED (R) –Z, který je osazen membránami typu RALEX CMH-PES/PP, AMP-PES/PP a PP rozdělovači (MEGA, a.s.). Testy byly ve vsádkovém režimu v poměru diluátu a koncentrátu 1:1, v průměru odsolení 1 vzorku trval okolo 20 minut. Pro vzorek 8 byl test ukončen už po 10 minutách z důvodu nízké vodivosti samotného vzorku, ED by byla neefektivní u tak málo zasoleného vzorku.

Poté byla provedená následná filtrace všech diluátů a koncentrátů s následným stanovením vybraných ukazatelů a. až f., které jsou popsány výše. V průběhu ED došlo u všech vzorků diluátů k poklesu vodivosti, která se pohybovala okolo 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Z pohledu iontů prvků došlo k poklesu síranových a chloridových iontů. U koncentrátu zároveň došlo k zakonzentrování všech vzorků, tomu odpovídá i zvýšená vodivost, obsah chloridových a síranových iontů. Vápenaté a hořečnaté ionty se pravděpodobně vysrážely na membránách. Bilance forem dusíku a skupinových ukazatelů (BSK, CHSK, TOC) nelze hodnotit z důvodu přeměn jednotlivých forem dusíku a zároveň při ED mohlo dojít k rozkladu jednotlivých sloučenin, které pak můžou přispět k nárůstu hodnot u skupinových ukazatelů (BSK, CHSK, TOC). Pro ověření a případné vyvrácení těchto hypotéz by bylo zapotřebí více testů a volit vhodnější předúpravu, která by snížila obsah vápenatých, respektive hořečnatých iontů z pohledu prodloužení pracovního cyklu ED v případě kontinuálních testů ED. Veškeré výsledky jsou tabelárně zpracovány níže. Vysvětlení principu ED je popsáno níže (viz kapitola popis elektrodialýzy).

Všechny použité laboratorní přístroje a roztoky byly pravidelně kontrolovány standardy, respektive multimetry byly kalibrovány v pravidelných intervalech.

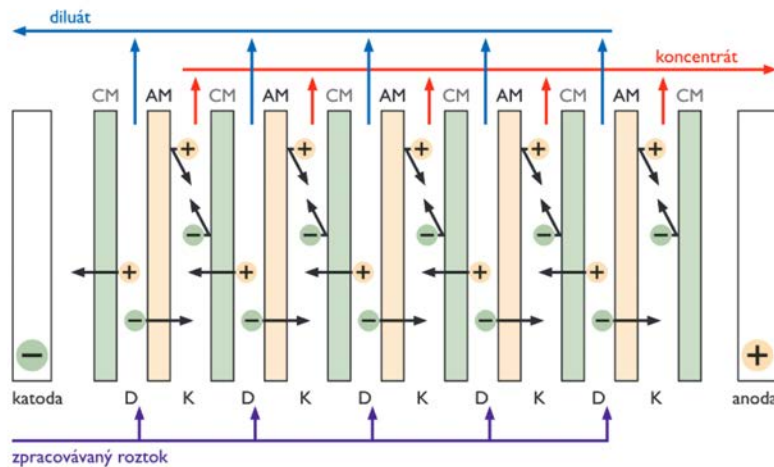
Ve 3 vzorcích, a to u vzorku č. 3 - Žižka, 11 - Nejedlý a 16 – Julius J, byl proveden pokus s rozpuštěním sraženiny z 1 l původního vzorku ve 100 ml 10% kyseliny sírové. Doplněno destilovanou vodou do původního objemu. Analyzován pouze mangan a železo. Výsledky jsou také uvedeny níže.

Popis elektrodialýzy

Elektrodialýza patří mezi elektromembránové separační procesy, u kterých je hnací silou transportu iontů gradient elektrického potenciálu aplikovaný v systému s iontově selektivními membránami.

Obecně elektromembránové separační procesy využívají iontově selektivní membrány k separaci elektrolytu z jedné kapalně fáze a jeho převodu do druhé kapalně fáze na základě její selektivní propustnosti pro kationty a anionty. Elektrodialýza (ED) se používá k demineralizaci roztoků elektrolytů nebo k jejich

zakonzentrování. Provozní zařízení pro elektrodialýzu se nazývá elektrodialyzér, jeho zjednodušené schéma je na obr. 4.1.



Obr. 4.2: Schéma elektrodialyzéru (AM – aniontově selektivní membrány, CM – kationtově selektivní membrány, D – diluát, K – koncentrát)

V elektrodialyzéru se pravidelně střídají katexové membrány s anexovými membránami. Prostory mezi těmito membránami, umožňující průtok kapaliny, tvoří pracovní komory, které podle obr. 4.1 mohou být diluátové (protéká jimi diluát = demineralizovaný roztok) nebo koncentrátové (protéká jimi koncentrát = zakonzentrovávaný roztok). Membrány jsou mezi stahovacími deskami, které mají na vnější straně elektrody (záporně nabitou katodu a kladně nabitou anodu).

Hnací silou ED je stejnosměrné napětí vložené na elektrody, které díky stejnosměrnému elektrickému proudu ionty z diluátu převádí do koncentrátu pomocí iontově selektivních membrán. Kationty pohybující se ke katodě jsou propouštěny kationtově selektivními membránami (CM) a zadržovány aniontově selektivními membránami (AM), a naopak, anionty pohybující se k anodě jsou propouštěny aniontově selektivními membránami (AM) a zadržovány kationtově selektivními membránami (CM).

Použití ED:

Obecně výhodou elektromembránových procesů je – velká účinnost separace bez fázových změn, nižší energetická spotřeba ve srovnání s klasickými metodami, snadná automatizace procesu a prostorová nenáročnost.

Nevýhodou je skutečnost, že roztoky vyžadují předúpravu a že při vlastním procesu dochází k zanášení membrán nerozpustnými látkami (tzv. fouling).

Pro testy ED disponuje řešitelské pracoviště dvěma laboratorními elektrodialyzačními jednotkami typu P ED (R) –Z/10 –0.8 v kombinaci s elektrodialyzačním modulem ED (R) –Z, který je osazen membránami typu RALEX CMH-PES/PP, AMP-PES/PP a PP rozdělovači. ED jednotky slouží pro technologickou aplikaci procesu elektrodialýzy při úpravě roztoků různého charakteru v laboratorním až poloprovozním měřítku. Na obr. 4.2 je foto těchto jednotek. Testy lze provádět jak ve vsádkovém režimu („batch“), tak v kontinuálním („feed and bleed“). Provozní a manipulační řád těchto jednotek je v souladu s doporučením výrobce (MemBrain, s.r.o.). Jako ED roztok, který omývá elektrody je používán 2% roztok síranu sodného.



Obr. 4.3: Elektrodialyzační jednotky řešitelského pracoviště

Metoda kapalinové chromatografie (HPLC)

Vzorky důlních vod byly před samotnou analýzou nejprve zfiltrovány. Následně byly filtráty analyzovány metodou vysoce výkonné kapalinové chromatografie (HPLC= High Performance Liquid Chromatography). Touto metodou byla stanovena přítomnost polycyklických aromatických uhlovodíků (PAH=Polycyclic Aromatic Hydrocarbon).

Námi použitý systém HPLC je zobrazen na obr. 4.3. Základní princip HPLC spočívá v separaci analytů na základě rozdílných afinit daných analytů k mobilní a stacionární fázi. Různé analyty mají různou distribuci mezi mobilní a stacionární fází a proto jsou rozdílně zadržovány v HPLC koloně. Do detektoru pak dospějí v různých retenčních časech. V tomto případě byl zvolen detektor diodového pole (DAD=Diode Array Detector). Tento detektor disponuje velmi dobrou citlivostí, možností detekce při různých vlnových délkách a vysokou rychlostí snímání spektra.



Obr. 4.3: Přístrojové vybavení systému HPLC s detailním pohledem na HPLC kolonu

4.2 DISKUSE

Uplatňování nových a dokonalejších technologických opatření pro omezení potřeby vody je jednou z možností vedoucích k zajištění efektivního využívání vodních zdrojů v ČR.

Další možností, nejen v této oblasti, je také využívání do současné doby nepreferovaných vodních zdrojů, kterými jsou například důlní vody. Jejich potenciál vlivem postupného útlumu těžební činnosti, také v lokalitách s rozvinutou průmyslovou a energetickou výrobou, neustále stoupá a v následujících letech může tvořit velmi významný zdroj.

Podle Horního zákona č.44/1988 Sb. § 8 jsou důlními vodami všechny podzemní, povrchové a srážkové vody, které vnikly do hlubinných nebo povrchových důlních prostorů bez ohledu na to, zda se tak stalo průsakem nebo gravitací z nadloží, podloží nebo boku nebo prostým vtékáním srážkové vody, a to až do jejich spojení s jinými stálými povrchovými nebo podzemními vodami. Provozující organizace je oprávněna bezúplatně užívat důlní vody pouze pro vlastní potřebu, na základě povolení vodohospodářského orgánu také jako náhradní zdroj pro potřebu těch, kteří byli poškozeni ztrátou vody vyvolanou činností organizace nebo vypouštět důlní vody do vod povrchových nebo podzemních. Použití důlních vod k jiným účelům upravuje např. Vodní zákon.

Důlní vody se pro účely Vodního zákona č. 254/2001 Sb. podle §4 odst. (2), považují za vody povrchové, popřípadě podzemní a tento zákon se na ně vztahuje, pokud zvláštní zákon (např. Horní zákon) nestanoví jinak. Nicméně dále je v zákoně zmiňováno pouze vypouštění důlních vod do vod povrchových či podzemních.

Jako potenciální možnosti využití zkoumaných důlních vod se nabízí tyto možnosti využití:

- vody potenciálně vhodné pro úpravu na vodu pitnou,
- vody potenciálně vhodné pro koupání osob,
- vody potenciálně vhodné pro závlahu,
- vody potenciálně vhodné pro závlahu v lesních školkách,
- vody potenciálně vhodné pro zadržení v krajině a dotaci podzemních vod,

Dále je možné uvažovat o energetickém využití vodních zdrojů. Voda zatopených důlních děl může představovat přímý zdroj tepelné energie (tepelná čerpadla), případně by bylo možné využít některá

Vodní zákon také definuje vodní zdroj jako povrchové nebo podzemní vody, které jsou využívány nebo které mohou být využívány pro uspokojení potřeb člověka, zejména pro pitné účely. Tyto vody musí ovšem splňovat v místě odběru před vlastní úpravou odebrané vody (surové vody) požadavky na její jakost stanovené vyhláškou č.428/2001 Sb. v platném znění ve vazbě na navrženou či použitou metodu úpravy na vodu pitnou. Na základě výjimky udělené krajským úřadem provozovateli lze odebírat i vodu, která tyto požadavky na jakost nesplňuje, a to pouze za předpokladu, že technologie úpravy vody z takového zdroje vody zaručuje zdravotní nezávadnost upravené pitné vody dle Zákona č.258/2000 Sb., respektive vyhlášky č. 252/2004 Sb.

Na základě výše uvedeného lze dovozovat, že pokud bychom se drželi definice důlních vod, bylo by možné důlní vody využívat jako vodu surovou, jestliže by tyto důlní vody, a ne produkt předúpravy, splnily požadavky na jakost kategorie surové vody A3 a vodoprávní úřad by vydal povolení k nakládání s vodami.

Vyhláška č. 428/2001 Sb. v platném znění mj. definuje ukazatele jakosti surové vody pro výrobu pitné vody z povrchových a podzemních zdrojů. Kromě ukazatelů uvedených v tabulce č. 1a této vyhlášky nesmí surová voda obsahovat další mikroorganismy, parazity a látky jakéhokoliv druhu, včetně všech ukazatelů uvedených

ve vyhlášce č. 252/2004 Sb. v počtu nebo koncentraci, které by mohly po úpravě na vodu pitnou ohrozit veřejné zdraví. Podle kvality vody ve vodním zdroji Vyhláška č. 428/2001 Sb. rozděluje vodní zdroje podle upravitelnosti do kategorií A1, A2 a A3.

Základní pravidla pro kategorizaci zdroje surové vody:

- a) Základní zařazení nového zdroje surové vody do kategorie se provádí vyhodnocením ukazatelů jakosti surové vody s četností minimálně 12 vzorků v průběhu dvou let.
- b) Surová voda je považována za vyhovující příslušným ukazatelům v dané kategorii, pokud vzorky této vody odebírané v pravidelných intervalech a v tomtéž bodě vzorkování budou vyhovovat hodnotám ukazatelů pro odpovídající kvalitu vody, a to u 95% odebraných vzorků.
- c) Každý ukazatel je svými výsledky zařazen do vlastní kategorie. Výsledná kategorie je určena podle nejhorší kategorie jednotlivého ukazatele.

Problémové ukazatele ve vzorcích důlních vod obecně:

Při vývěru minerálních vod na povrch dochází ke změnám v chemickém složení, především unikají rozpuštěné plyny. Únikem oxidu uhličitého se porušuje vápenato-uhličitanová rovnováha. Při vývěru a kontaktu se vzduchem dochází k oxidaci některých látek (Fe^{II} a S^{II}).

Důsledkem těchto chemických změn včetně snížení teploty dochází k vylučování zředelních sedimentů, tzv. sintrování. Zředelní sedimenty mají schopnost kumulovat některé stopové prvky, včetně radioaktivních.

Příklady vybraných ukazatelů v předmětných vzorcích důlních vod:

Z obecného hlediska krátkodobého monitoringu by mohl být problém z proměnlivosti ukazatelů např. u pH pro vzorek důlní vody 1, kdy se pH pohybuje v intervalu od 5,91 do 11,57. Obecně ze všech sledovaných vzorků, které spadají do silně alkalických vod lze zařadit vzorky 1, 14, 15 a 18.

Z pohledu vápníku a chloridů mají oproti zbývajícím vzorkům vysoké hodnoty vzorky 14 a 15.

Z pohledu síranů a $CHSK_{Cr}$ (řádově ve stovkách mg/l) mají oproti zbývajícím vzorkům vysoké hodnoty vzorky 7, 11 a 18.

Z hlediska těžkých kovů vyčnívá vzorek 12, kde se hodnota kadmia pohybuje kolem 50 mg/l.

Analýza vod pomocí HPLC:

Dalšími hraničními parametry z pohledu náročnosti potenciální technologie úpravy je kvůli ukazatelům: $CHSK_{Cr}$, TOC, vodivosti, rozpuštěných a nerozpuštěných látek a mikrobiologických ukazatelů.

Analýzované PAH jsou organické sloučeniny vznikající nedokonalým spalováním organických materiálů, antropogenní aktivitou, přirozenými ztrátami nebo prosakováním z ložisek ropy nebo uhlí. PAH jsou potenciálně karcinogenní, mutagenní a toxické pro člověka. Na základě těchto nežádoucích účinků stanovila Agentura pro ochranu životního prostředí Spojených států (US EPA= United States Environmental Protection Agency) 16 základních PAH, které jsou uvedené v následující tabulce (viz Tab. 4.1). V této tabulce jsou dále uvedeny i limitní koncentrace jednotlivých PAH pro důlní vody, které jsou stanovené podle Metodického pokynu vydaného ve Věstníku Ministerstva životního prostředí ČR (MŽP ČR) ročník XIV-leden 2014-část 1 (pro zástupce PAH podle US EPA mimo acenaftylenu, fenantrenu a benzo[ghi]perylenu).

Tab. 4.1: Tabulka 16 zástupců PAH (podle US EPA) s limitními koncentracemi (podle MŽP ČR) pro důlní vody

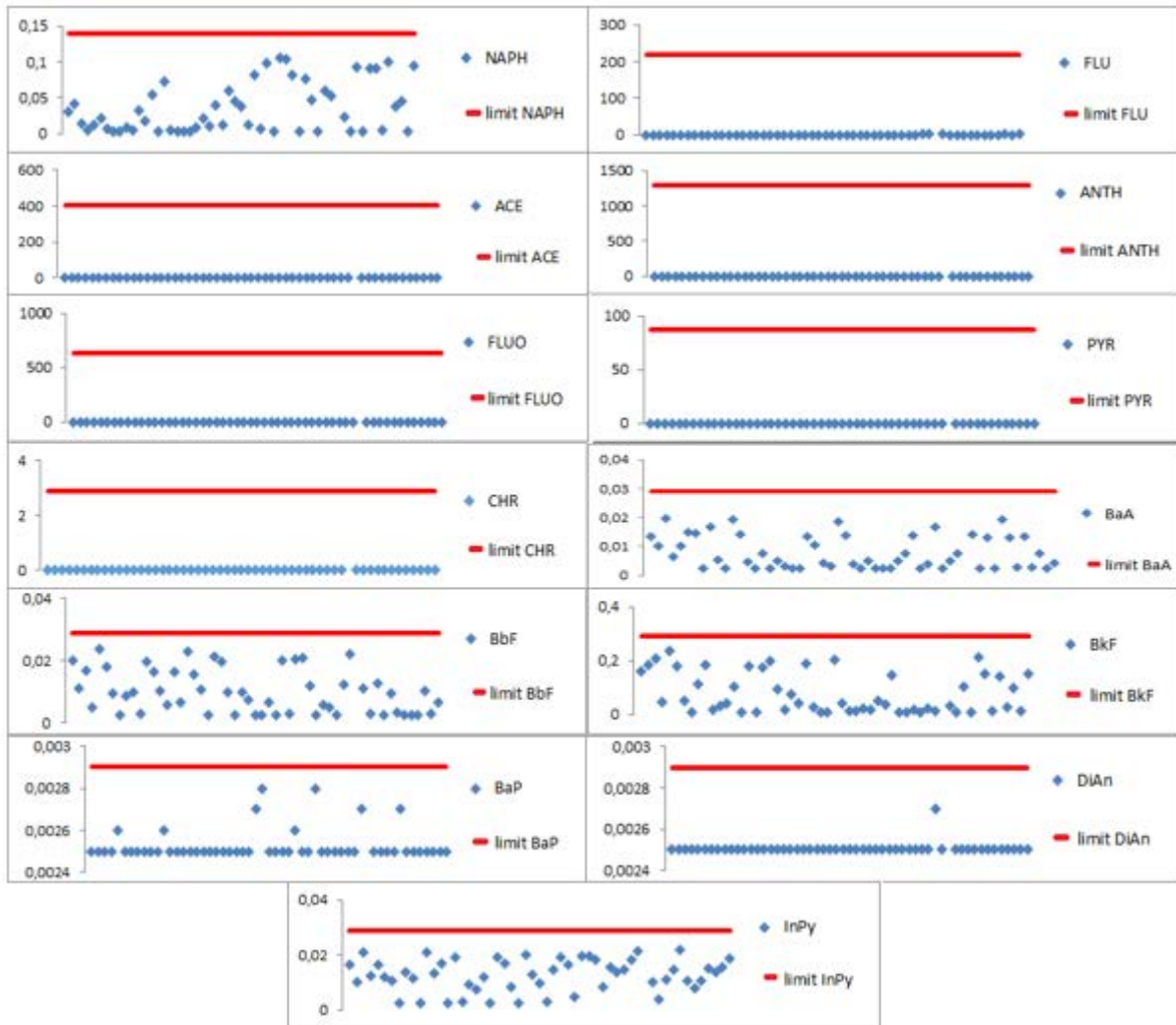
Zástupce PAH	Zkratka	Limitní koncentrace [μg/l]
Naftalen	NAPH	0,14
Acenaftylen	ACY	-
Fluoren	FLU	220
Acenaften	ACE	400
Fenantren	PHEN	-
Antracen	ANTH	1300
Fluoranten	FLUO	630
Pyren	PYR	87
Chrysen	CHR	2,9
Benzo[a]antracen	BaA	0,029
Benzo[b]fluoranten	BbF	0,029
Benzo[k]fluoranten	BkF	0,29
Benzo[a]pyren	BaP	0,0029
Dibenzo[a,h]antracen	DiAn	0,0029
Indeno[123-c,d]pyren	InPy	0,029
Benzo[g,h,i]perylene	BePe	-

4.3 ZÁVĚR

O konečné vhodnosti předmětných důlních vod může být rozhodnuto až na základě dlouhodobého monitoringu určeného pro konkrétní způsob použití. Dále je nutno upozornit na skutečnost, že využití těchto vod není pevně předurčeno, ale může se měnit v závislosti na stupni úpravy dle zvolené technologie. Ve světě jsou známé funkční projekty, v rámci kterých jsou např. na pitnou vodu upravovány vody s mnohonásobně horšími parametry ve srovnání s hodnocenými důlními vodami. Dalším důležitým faktorem pro využití těchto vod je skutečnost, že chemismus důlních vod se časem mění.

V případě možného potenciálního využití těchto důlních vod jako potenciální zdroje v období sucha je potřeba mít monitoring těchto vod s delší časovou řadou včetně vydatností, protože v případě, že by tyto zdroje vod neměly dostatečnou vydatnost, pak by se další možné návrhy případných technologií úpravy jevily jako nepředemětné.

Všechny naměřené koncentrace jednotlivých PAHs v daných vzorcích důlních vod se nacházely pod limitem stanoveným MŽP ČR, což je znázorněno na obrázku níže (viz Obr. 4.4). Důlní vody z realizovaných vrtů v oblasti Severočeské hnědouhelné pánve proto nejsou kontaminovány danými PAH a jejich koncentrace jsou v nich minimální.



Obr. 4.4: Srovnání naměřených koncentrací jednotlivých PAH s jejich limitními hodnotami (podle MŽP ČR) pro důlní vody

Veškerá data mimo HPLC jsou v přehledné tabelární formě obsažena v příloze 4.1.

Výsledky laboratorních analýz HPLC jsou obsaženy v příloze 4.2.

5 HYDROGEOLOGICKÉ POSOUZENÍ – PREDIKCE VÝVOJE

prof. Ing. Naďa Rapantová, CSc.; doc. Mgr. Monika Ličbinská, Ph.D.

5.1 CÍLE PRÁCE, ÚVOD K PROBLEMATICE

Uhelné hornictví se v současné době v Evropě dostává do etapy, která je v zahraniční literatuře označována jako „post-mining“ etapa životního cyklu dolu. Etapa likvidace hlubinných dolů je typicky spojena s ukončením odvodňování důlních vod a zahájením procesu zatápění (v angličtině „mine water rebound“). Tento proces a zejména pak dosažení stavu plného zatopení důlních prostor, kdy voda nastoupá na úroveň místní drenážní báze a dojde k přetoku důlních vod do mělkých podzemních a povrchových vod, je spojen s řadou environmentálních rizik. V případě lomové těžby je velmi často v podmínkách ČR preferovanou variantou hydrická rekultivace, kdy aktuální problematikou jsou jednak bilanční, ale i kvalitativní hlediska.

Po ukončení těžby a zahájení zatápění dolů je nutno už od raných etap zahájit program monitoringu a ujasnit si tzv. intervenční kritéria a možná opatření. V řadě uhelných revírů Německa i ČR (ostravská dílčí pánev OKR) je schválena cílová úroveň, na které je či bude důlní voda udržována, což generuje někdy značné náklady na čerpání důlních vod a toto je předmětem odborných diskusí (Kessler et al. 2020). V průběhu zatápění je hodnoceno riziko přestupu vysoce mineralizovaných vod, často kyselých vod – tzv. AMD „Acid Mine drainage“ (případně v souvislosti s AMD také vod s vysokými obsahy těžkých kovů) do mělkých podzemních a povrchových vod.

Problematikou environmentálních dopadů těžby a likvidace dolů na podzemní a povrchové doly se komplexně zabývá monografie Youngera et al. (2002), zatímco Wolkerdosrfer (2008) monograficky zpracoval problematiku managementu důlních vod opuštěných dolů.

V níže uvedených podkapitolách se budeme s využitím metod geochemického modelování, numerického modelování proudění a transportu a jiných matematických metod (multiparametrické analýzy atd.) zabývat:

- geochemickým vývojem důlních vod v rámci životního cyklu dolu,
- dopady důlní činnosti a likvidace povrchového dolu hydrickou rekultivací – hydrogeologický transportní model přínosu polutantů do jezera Most,
- kvalitou vody činného dolu Vršany a predikcí změn po ukončení těžby (multiparametrické analýzy, výpočet směsí důlních vod).

Na úvod je vhodné definovat pojem „důlní voda“ ve smyslu, ve kterém bude využíváno v následujícím textu. V důlní hydrogeologii a obecně ve světové odborné literatuře se používá pojem důlní voda pro všechny vody, které se dostanou do kontaktu s důlními díly ať už podzemními či povrchovými (Burghardt et al. 2017). Jde vždy o směsnou vodu sestávající se z pozemní vody jednotlivých zvodněných systémů, infiltrační vodu (srážky, povrchové recipienty) a provozní vodu, která je centrálně odvodňována (Wohnlich 2013 aj.).

Základní legislativní normou vymezujícím pojem „důlní vody“, která je v současné době platná v České republice, je horní zákon z roku 1988, který v § 40 vymezuje důlní vody následujícím způsobem:

„(1) Důlními vodami jsou všechny podzemní, povrchové a srážkové vody, které vnikly do hlubinných nebo povrchových důlních prostorů bez ohledu na to, zda se tak stalo průsakem nebo gravitací z nadloží, podloží nebo boku nebo prostým vtékáním srážkové vody, a to až do jejich spojení s jinými stálými povrchovými nebo podzemními vodami.

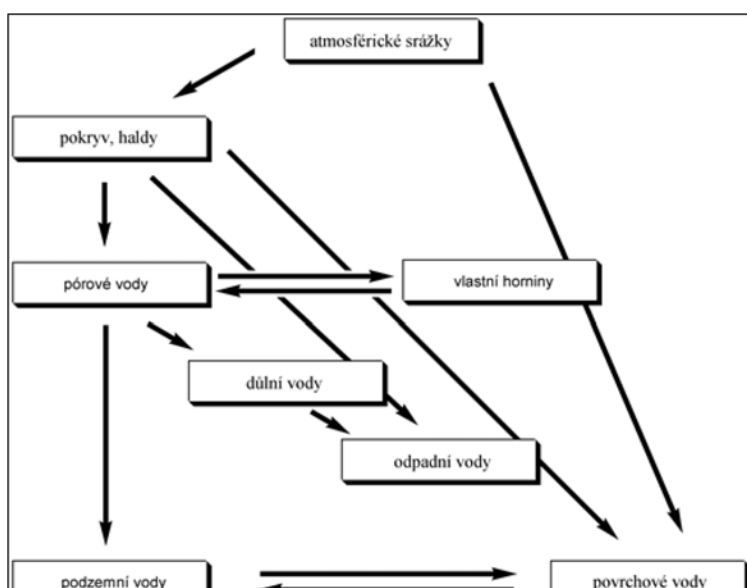
Právně zůstává nedorozřešeno postavení důlních vod v době po ukončení hornické činnosti, tj. po ukončení likvidace dolu. Je zřejmé, že i v tomto období zůstávají důlní vody důlními vodami, protože § 40 odst. 1

horního zákona sice jejich existenci na hornickou činnost váže, ale časově neomezuje. To však není tak jednoznačné v případě dispozičních práv organizace s důlními vodami podle § 40 odst. 2 horního zákona. Touto problematikou se bude zabývat samostatná část řešeného projektu.

Pojem důlní voda je celosvětově spojen s pojmem „Acid Mine Drainage“, kdy snížené pH (vysoká acidita) je jeden z nejdůležitějších ekologických problémů spojených s důlními vodami zejména rudných, ale i uhelných ložisek (Singer a Stumm 1970). Za kyselé důlní vody jsou považovány vody s pH nižším než 5,6 (Blowes et al. 2014; Nordstrom 2011; Stumm and Morgan 1996; Younger 2002). Acidifikace důlních vod je způsobena zvětráváním sulfidů (hlavně pyrit a markazit) v uhlonosných formacích. Tímto způsobem se uvolňuje do důlních vod také velká většina toxických těžkých kovů. Vedle vysokých obsahů železa nižší pH mobilizuje do roztoku také většinu kovů vázaných akcesoricky v pyritech či markazitech.

5.2 GEOCHEMICKÝ VÝVOJ DŮLNÍCH VOD

Procesy probíhající v krajině neovlivněné těžbou je možné představit si následovně. Interakcemi mezi roztokem (voda mezi minerálními zrny a v tektonicky porušených zónách) a vlastní horninou se zrudněním (např. pyritem) dochází k nasycení vod vůči jednotlivým složkám. Vzhledem k panujícím redukčním podmínkám a neutrálním až mírně alkalickým pH (díky reakcím s karbonáty – pH ~ 8,3) je mineralizace těchto vod velmi nízká a nemá obvykle výraznější vliv na zhoršení kvality podzemních vod. Ke zvětrávání (rozpuštění a oxidaci) dochází pouze v úzkém přípovrchovém horizontu, a i v případě nepříznivé mineralizace (sulfidy) dochází k velmi omezenému lokálnímu ovlivnění povrchových vod, které je eliminováno „samočisticími“ reakcemi (Zeman 1999). Důlní činnost představuje bezesporu obrovský zásah do životního prostředí, který se z dlouhodobého hlediska odráží především na kvalitě povrchových vod a podle geomorfologické a tektonické situace ložiska, i na složení vod hlubšího oběhu. Celková mineralizace, obsah jednotlivých složek a jejich forma, kyselost (pH) a oxidačně-redukční potenciál (Eh) vod jsou určovány ustanovením dynamického stacionárního stavu interakcí ve složitém systému, který tvoří vlastní horniny ložiska, jejich sedimentární a půdní pokryv, haldy, odvaly, atmosférické srážky, podzemní vody a atmosféra (kyslík) (Zeman 1999). Pro lepší představu o vzájemných interakcích mezi vodou a horninovým prostředím je uvedeno následující schéma (Obr. 5.1).



Obr. 5.2: Schéma interakcí, které mají vliv na kvalitu podzemních a povrchových vod v oblasti ložiska (Zeman 1999)

5.2.1 Geochemie důlních vod při aktivní těžbě

Otevření dolu je provázeno snadným přístupem kyslíku do větších hloubek. Zároveň dochází ke změnám oxidačně-redukčních podmínek a hydrogeologického režimu vod. Tyto změny vedou k výraznému urychlení interakcí a prudkému zvýšení mineralizace důlních vod. Důlní vody stékají vlivem gravitace po stěnách dolu na úroveň nejnižšího patra, v jehož oblasti bývá lokalizována okamžitá hladina podzemních vod. Během tohoto procesu se zvyšuje jejich pH v důsledku interakcí důlních vod s horninotvornými a hlušinovými minerály (zejména karbonáty, ale také silikáty) a klesá oxidačně-redukční potenciál. To vede ke snižování obsahu minerálních složek vod, které se srážejí v podobě sekundárních minerálů (Zeman 1999). Důlní vody, které takto ztratily většinu své mineralizace, jsou pak čerpány a upravovány na požadované parametry.

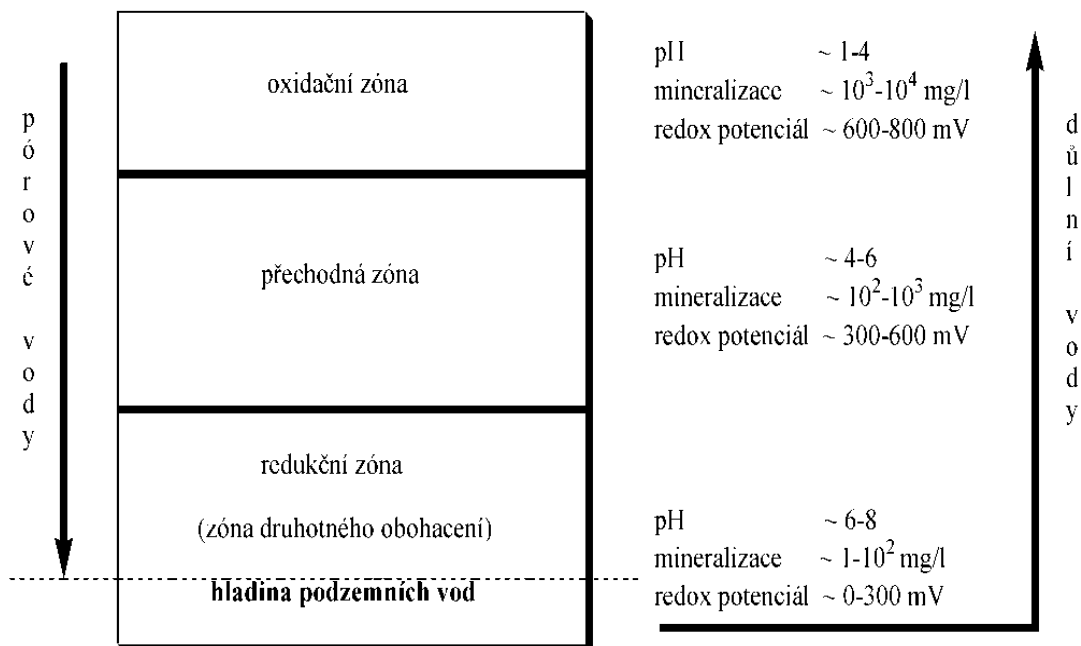
Hlavním kritériem, kterým důlní vody lze charakterizovat, je důlní prostor (ať již povrchový nebo hlubinný), do kterého „všechny podzemní, povrchové a srážkové vody“ vnikly, a to bez ohledu na to, zda se tak stalo „průsakem nebo gravitací z nadloží, podloží nebo boku nebo prostým vtékáním srážkové vody, a to až do jejího spojení s jinými stálými povrchovými nebo podzemními vodami“ (citace ze zákona č. 44/1988 Sb., o ochraně a využití nerostného bohatství – horní zákon, novelizace v r. 2016). Důlní vodou jsou proto všechny ty povrchové a podzemní vody, které vnikly do hlubinných nebo povrchových dolů, ap. Mnohotvárnost forem důlních vod je pravou příčinou problémů s vytvořením jednoduché definice, která by jednoznačně vystupovala v báňské, vodohospodářské, odpadové i environmentální legislativě (Grmela, Blažko 2004).

Důlní vody jsou výsledkem mísení obvykle chemicky různých vodních zdrojů (podzemní voda, voda infiltrující z povrchu, provozní vody), jakož i výsledkem chemických interakcí na rozhraní voda-hornina-vzduch. Složení je ovlivněno i chemickými látkami používanými při těžební činnosti, těžebními a jinými zařízeními v dolech a blízko nich atd., tedy je ovlivněno antropogenní činností. V důlních vodách se vyskytují ve větším množství i mikroorganismy, které mají vliv na chod biochemických reakcí. Tyto organismy nejsou pro podzemní vody běžné. Za jejich zvýšené množství může opět vyšší obsah kyslíku. V okolí rudních ložisek se vyskytují chemolitotrofní bakterie, které získávají energii rozkladem anorganických látek. Z toho tedy vyplývá, že důlní vody nejsou typickou složkou životního prostředí. Protože jsou podmínky vzniku rudních ložisek tak rozmanité, je složení důlní vody v každém důlním prostoru jedinečné.

Problémy s odvodněním důlních děl vznikají, jakmile vody vstoupí do důlních prostor a přijdou do kontaktu s primárními a sekundárními minerály za oxidačních podmínek (za přístupu kyslíku) a začne docházet k jejich rozpouštění. Většina procesů je řízena Eh-pH podmínkami, ale také teplotou a koncentracemi některých složek, stejně tak je rozpustnost zejména minerálů významně ovlivněna stupněm jejich krystalizace.

Nejsilnější kyselinotvorný proces ze všech známých oxidačních procesů, které se vyskytují v přírodním prostředí, je zvětrávání sulfidů (pyrit, markazit) a vznikající kyselost může rozpouštět další složky kontaminující vodu (Stumm, Morgan 1996). Počáteční fáze rozpouštění sulfidů jsou katalyzovány činností bakterií. Díky paragenezi pyritu, převážně se sulfidy, ale také s oxidy, se sloučeninami vanadu, arzeny, s fosfáty a karbonáty, je důlní voda obohacena mnoha prvky. Jejich koncentrace závisí hlavně na pH důlní vody, maximální koncentrace prvků pak nacházíme při nižších hodnotách pH.

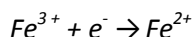
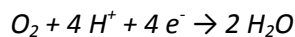
Dobrý přístup kyslíku a zrychlený oběh okysličených vod v otevřených důlních dílech způsobují urychlení reakcí zvětrávání ve velkém objemu hornin. V rámci těženého ložiska dochází k vývoji charakteristického



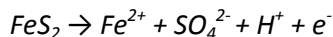
Obr. 5.3: Schéma vývoje podmínek na těženém ložisku (Zeman 1999)

profilu zvětrávání, jehož oxidační zóna je lokalizována při povrchu, redukční zóna na úrovni okamžité hladiny podzemních vod a mírně pod ní (Obr. 5.2).

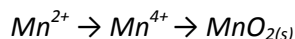
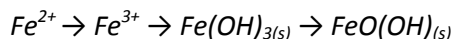
Jako hlavní oxidant působí kyslík, jako vedlejší oxidant trojmocné železo (Kalous 2002).



Základní reakce zvětrávání vedou k uvolňování kovů do vodného prostředí a k jeho výraznému okyselení, což dále přispívá ke zvýšení rozpustnosti produktů oxidace a zvyšování celkové koncentrace rozpuštěných látek jako je např.:



Některé z uvolněných látek, jako jsou železo a mangan, jsou oxidovány dále a zůstávají v horninách rozfáraného ložiska (Kalous 2002).

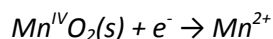
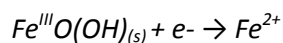


Jak bylo popsáno výše, pH ovlivňuje většinu fyzikálně-chemických, chemických a biochemických procesů, které probíhají ve vodách.

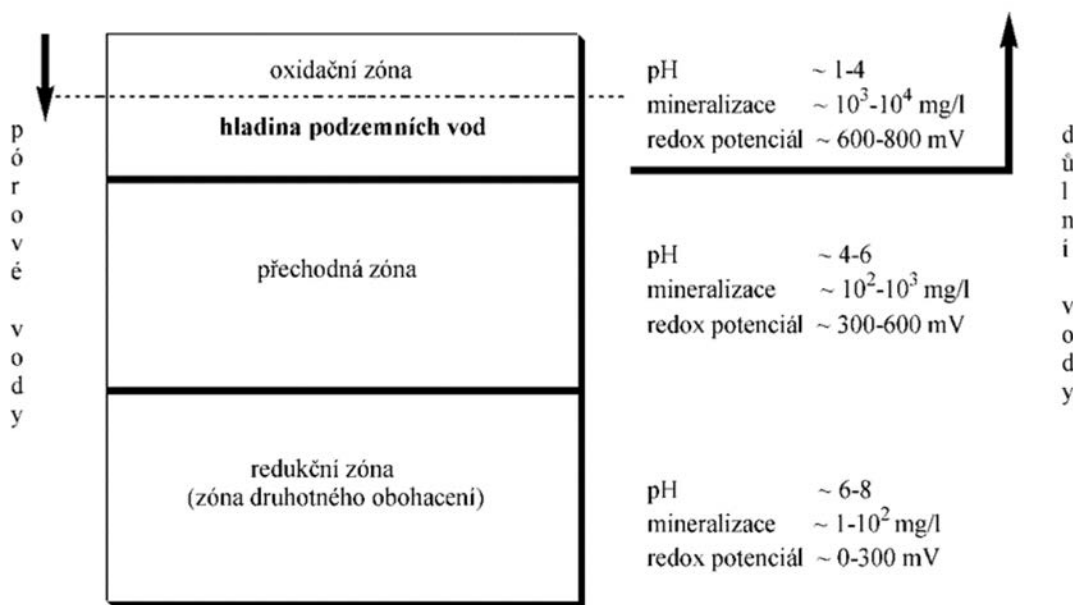
5.2.2 Geochemie důlních vod po uzavření dolu

V důsledku uzavěry a likvidace dolu dojde ke změně hydrogeologického režimu a tím i výrazné změně charakteru důlních vod. Hladina podzemních vod stoupá směrem k povrchu a postupně zaplaví oblasti dlouhodobě vyvinuté oxidační zóny ložiska. Výrazně mineralizované vody z oxidační zóny ložiska jsou přímo

vymývány do vod vytékajících na povrch. Tato situace vede k mnohonásobnému (řádově deseti až stonásobnému) zvýšení obsahů rozpuštěných složek (Zeman 1999). Po uzavření dolu dojde k charakteristické vertikální stratifikaci profilu důlním dílem, jehož oxidační zóna je lokalizována mělce při povrchu nad hladinou podzemní vody, redukční zóna se pak nachází v hlubších částech zaplaveného ložiska (Obr. 5.3). Podle Kalouse (2002) se po zatopení dolu mění charakter prostředí z oxidačního na redukční, což je v podstatě pozitivní jev, z krátkodobého hlediska však má jeden nepříznivý důsledek. Dojde k redukčnímu rozpouštění vysrážených oxidů a hydroxidů železa a manganu, čímž se výrazně zvýší obsah těchto složek v důlních vodách a tím i jejich celková mineralizace:



Těmito reakcemi dochází k uvolnění sorbovaných a spolu vysrážených složek.



Obr. 5.4: Schéma vývoje podmínek na zatopeném ložisku (Zeman 1999)

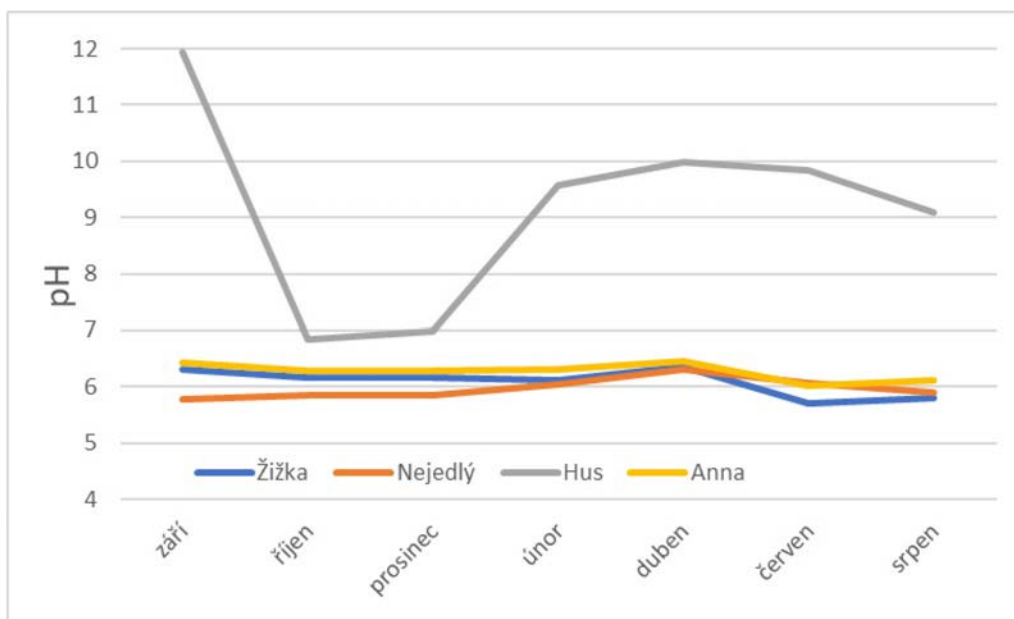
Z dlouhodobého hlediska (řádově desítky let) lze předpokládat, že bude docházet k ředění důlních vod a vzniklé redukční prostředí povede k postupné imobilizaci rozpuštěných složek a k návratu systému do stavu, který byl v dané oblasti před zahájením důlní činnosti. Podle lokálních podmínek na ložisku se obvykle vyvine stratifikace důlních vod (Kalous 2002).

5.2.3 Hodnocení chemismu důlních vod v zájmové oblasti

Chemismus důlních vod studované oblasti je ovlivněn průchodem těchto vod přes souvrství hnědouhelných slojí. Souvrství hnědouhelných slojí se v širší oblasti zájmového území vyskytuje ve dvojím vývoji. Hranici tvoří linie štěpení sloje, probíhající zhruba ve směru Ryzelský vrch – Vysoká Pec u Jirkova. Na sever od této linie se vyskytuje sloj víceméně jednotná, na jih od této linie se sloj začíná štěpit (jezerně-deltový vývoj) nejprve na dvě, postupně na tři a více uhelných poloh, které postupně ztrácejí na mocnosti i kvalitě. Uhelná sedimentace v tomto prostoru byla přerušována kolísajícím přínosem klastického materiálu – jednotlivé sloje jsou odděleny meziložními vrstvy. Tyto meziložní vrstvy jsou tvořeny faciálně proměnlivým komplexem jílovitých, jílovito-písčitých a písčitých sedimentů rozsáhlé oblasti „žatecké delty“ mohutného třetihorního

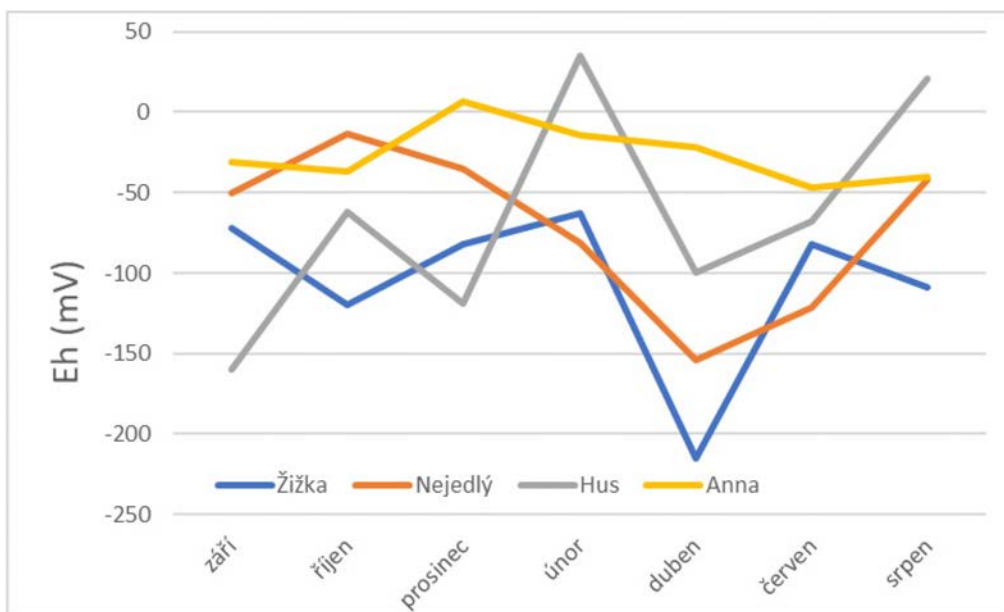
toku, která od jihu zasahuje do širší oblasti zájmového prostoru. Přírodní propustnost uhelné sloje odpovídá koeficientu filtrace 10^{-6} až 10^{-7} m/s, lokálně při okrajích pánve 10^{-5} m/s. Sloje mají omezenou puklinovou propustnost ovlivněnou kvalitou a hloubkou jejich uložení. Nepředpokládá se výrazné zvodnění sloje, které by vyžadovalo řízené odvodňování.

Z výsledků vyplývá, že vybrané důlní vody mají typicky slabě kyselé pH (Obr. 5.4). Z tohoto trendu vybočuje důlní voda z vrtu Hus, která má neutrální až silně alkalický charakter pH = <12; 6,98>. Alkalické důlní vody reprezentují vody, které prošly důlním prostředím a obohatily se rozpuštěním alkálií v nich (např. karbonátů). Tento typ vod byl indikován i v kladenské uhelné pánvi.



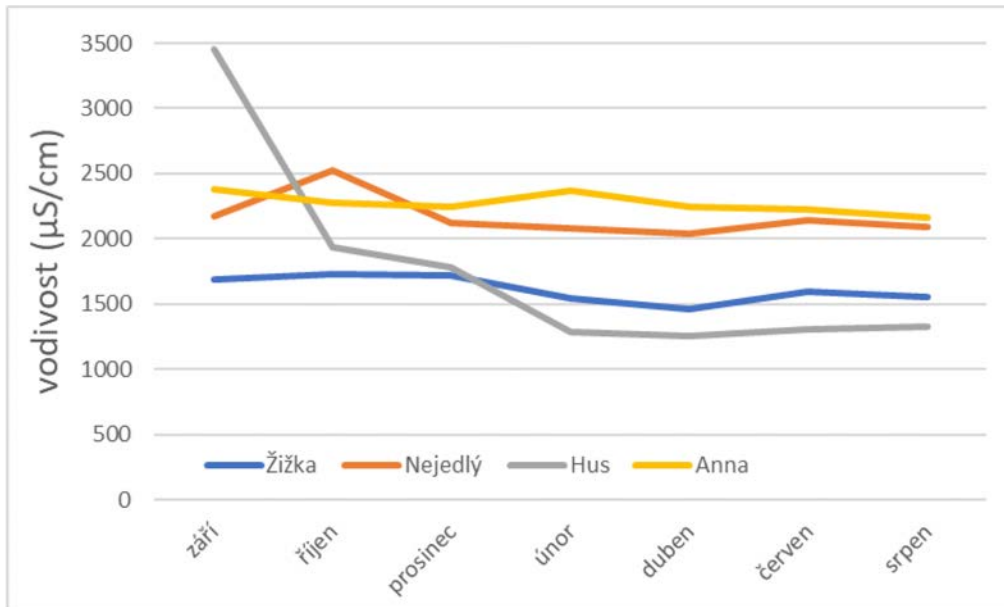
Obr. 5.5: Vývoj pH vybraných důlních vod v oblasti

Ve vybraných vzorcích důlních vod redox potenciál kolísá v rozmezí od +50 do -200 mV a lze pozorovat sezónní trendy (Obr. 5.5).



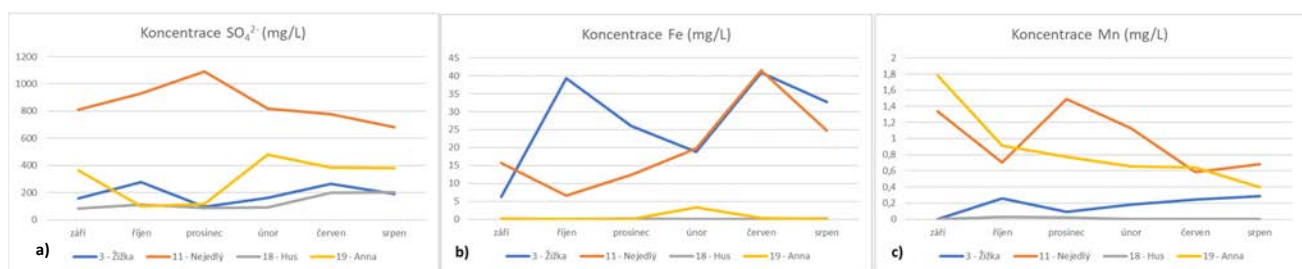
Obr. 5.6: Vývoj Eh vybraných důlních vod

Dalším sledovaným parametrem ve vodách byla vodivost (Obr. 5.6). Nejvyšší koncentrace rozpuštěných kovů je obvykle v oxidačních prostředích s nízkým pH (vysoká rozpustnost sekundárních minerálů, slabá adsorbce). Tomu odpovídají nejvyšší vodivosti důlních vod z vrtů Anna a Nejedlý. Neutrální až alkalické vody však mohou obsahovat vysoké koncentrace kovů (Cd, Cu, Hg, Mn, Mo, Ni, Se, U, Zn) a metaloidů (As, Sb) i ve slabě redukčních podmínkách, jak dokládá křivka vodivosti důlních vod z vrtu Hus. V tomto typu vod je rovněž vysoká rozpustnost minerálních fází, která spolu s nízkými migračními schopnostmi kovů v těchto podmínkách, vede k jejich akumulaci a růstu vodivosti vod.



Obr. 5.7: Vývoj vodivosti vybraných důlních vod

Důlní vody z vybraných vrtů vykazují charakter vod s převládajícím sodno-síranovým chemismem. Koncentrace síranů v důlních vodách v dané oblasti se pohybuje v rozmezí od 100 do 400 mg/l, což je méně, než je pro důlní vody uhelných pánví obvyklé (Obr. 5.7a). Pouze ve vrtu Nejedlý byly monitorovány typické vyšší koncentrace síranů okolo 800 mg/l (Obr. 7a).

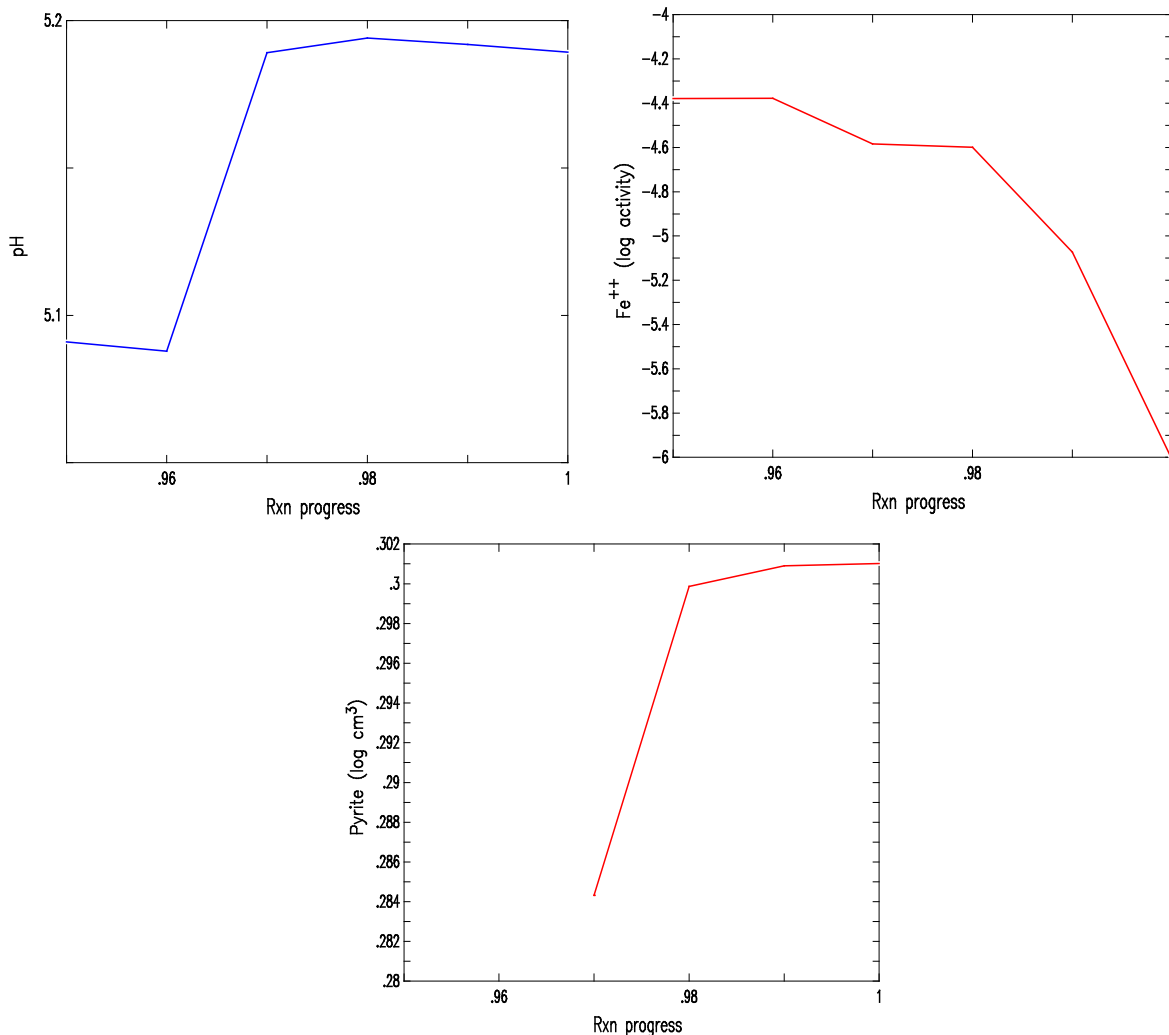


Obr. 5.8: Koncentrace síranů, železa a manganu v důlních vodách oblasti

Koncentrace kovů jsou v důlních vodách dané oblasti zanedbatelné. Pouze vyšší koncentrace Fe (Obr. 5.7b) byly naměřeny ve vrtech Žižka a Nejedlý a Mn (Obr. 5.7c) ve vrtech Nejedlý a Anna. Zvýšené koncentrace těchto kovů indikují, že při výstupu důlních vod do oxidačních podmínek dojde k vysrážení amorfních forem oxo-hydroxidů Fe a Mn na výtoku důlních vod a dále na dně povrchových toků v blízkosti výtoků těchto důlních vod.

Predikce vývoje chemismu důlních vod v zájmové oblasti

Chemismus důlních vod v dané oblasti je značně rozkolísaný bez výraznějších sezónních trendů nebo jakýchkoliv dlouhodobějších vývojových trendů. Jedná se o typické důlní vody sodno-síranového charakteru s nízkým obsahem kovů mírně kyselého pH. Na základě výpočtů z geochemických modelů lze však očekávat zhoršující se kvalitu důlních vod v dané oblasti (Obr. 5.8).



Obr. 5.9: Detail vývoje pH, koncentrací Fe²⁺ a srážení pyritu v průběhu reakce postupu důlní vody uhelnou sloují (interval pokročilosti reakce 0,95 – 1)

Jak se postupně budou vymývat vyšší patra, bude narůstat i koncentrace polutantů v těchto vodách a tzv. first flush bude svými koncentracemi představovat typické důlní vody uhelných pánví. Z tohoto hlediska jsou nebezpečné především sírany a těžké kovy.

5.2.4 Problematika obsahu síranů v důlních vodách

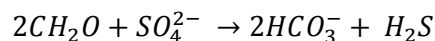
Kontaminace důlních vod sírany představuje komplexní hydrogeologický a hydrogeochemický problém. Vzorkování srážkových vod prokázalo relativně vysoké obsahy síranů ve srážkových vodách ($28,7 \pm 2,9$ mg/l), což je v souladu s literaturou (Pitter 1999). Při evaporačním faktoru 5–13 (sníh – srážky) to znamená, že požadované obsahy síranů v mělkých kvartérních podzemních vodách se pohybují v řádech prvních set mg/l.

Dalším významným zdrojem iontů SO_4^{2-} v podzemních a důlních vodách je zejména **zvětrávací proces** akcesoricky přítomného sulfidu – pyritu (FeS_2) - přítomného jak v uhelné hmotě, tak i v doprovodných horninách. Koncentrace síranů tedy velmi úzce souvisí s přítomností komplexů železa v podzemních vodách, s oxidačně redukčními poměry prostředí a v neposlední řadě závisí i na podmínkách biotransformačních. Existuje řada chemických reakcí, ukazujících na možné formy chemických pochodů rozkladu pyritu. Jsou popsány v odborné literatuře (např. Pitter 1999; Postma, Appelo 1992; Rose, Cravotta 1998; Blowes et al 2014). Při oxidaci pyritu kyslíkem pochází 87,5 % O_2 ze vzduchu a 12,5 % O_2 z vody, kdežto při oxidaci trojmocným železem pochází všechny kyslík z vody. Jelikož hodnota izotopu kyslíku ^{18}O ve vzduchu je +23 promile a ve vodě okolo -10 promile nebo i méně, jsou hodnoty $^{18}O(SO_4)$ v případě oxidace Fe^{3+} nižší (Taylor et al. 1984). Existují tedy dvě možná schémata:

- 1) oxidace atmosférickým kyslíkem – v **pásmu aerace**,
- 2) rozpuštění ve vodě a následná oxidace – v **pásmu saturace**.

Jelikož platí, že bez ohledu na mechanismus oxidace 1 mol pyritu produkuje 2 moly SO_4^{2-} , můžeme přepočítat sírany vyprodukované za určitý čas na množství oxidovaného pyritu. Problémem je zde možnost vysrážení minerálů se sírany (sádrovec, jarosit, viz dále), čímž klesá koncentrace síranů ve vodě a rychlost oxidace pyritu je pak podhodnocena.

Jedním z procesů, který se může uplatňovat při transportu síranových iontů, je také redukce síranů organickou hmotou katalyzovanou bakteriemi *Desulfovibrio* (Jørgensen 1982) podle reakce:



kde CH_2O představuje zjednodušené vyjádření organické hmoty. Produkovaný H_2S bude z větší části reagovat s oxidy Fe a tvořit minerály – sulfidy železa. Dále se H_2S může ještě redukovat na sírany (Morse et al. 1987).

Význam redukce síranů závisí i na obsahu organické hmoty. Zvýšená cirkulace kolem čerpacích nebo sanačních vrtů může stimulovat redukcí síranů v důsledku uvolňování bakterií (redukujících sírany) do podzemní vody ve vrtu a následně může dojít ke kolmataci vrtu sulfidy železa (van Beek, Kooij 1982). Probíhající redukce síranů může být rozpoznána především podle přítomnosti H_2S v podzemní vodě. Je-li však v sedimentu dostatek oxidů železa, může být H_2S plně spotřebován a ve vodě nemusí být stanovitelný. Měřená rychlost redukce síranů se pohybuje v rámci mnoha řádů a je primárně kontrolována reaktivitou organické hmoty, což je možno zapsat následovně:

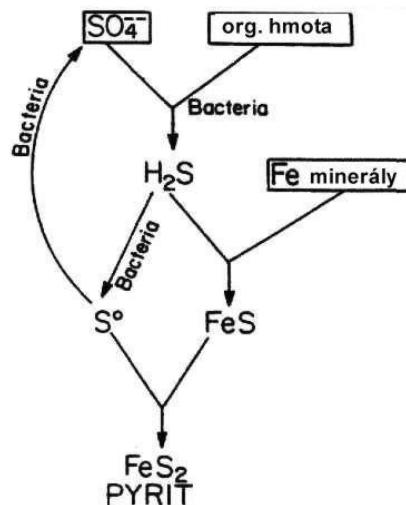
$$\frac{dG_m}{dt} = -kG_m$$

kde G_m je množství metabolizovatelné organické hmoty a k rozpadová konstanta 1. řádu. Reaktivita organické hmoty se konstantně snižuje a v literatuře se uvádí, že pro časový rozsah 106 roků se k pohybuje v rozmezí 8 řádů (Postma, Appelo 1992), což dokládá variabilitu reaktivity organické hmoty. Reaktivita jednotlivých složek organické hmoty je značně rozdílná a v současnosti je k dispozici velmi málo informací v této oblasti.

Dalším faktorem, kontrolujícím rychlost redukce síranů, je vlastní koncentrace síranů v roztoku. Studie na mořských sedimentech ukázaly, že rychlost redukce síranů v závislosti na koncentraci síranů je lineární funkcí. Jinými slovy, reaktivita organické hmoty je limitována spíše bakteriální aktivitou než obsahem síranů.

K redukcí síranů může z hydrogeologického hlediska dojít při dvou situacích. V prvním případě je organická hmota dispergována v materiálu kolektoru a indukuje redukcí síranů. Ve druhém případě jemnozrnné zeminy, obsahující organickou hmotu, mohou uvolňovat rozpuštěné organické látky, které následně pronikají do propustnějších poloh, kde přicházejí do kontaktu s vodou obsahující sírany.

V propustnějších polohách jsou organické látky spotřebovávány redukcí síranů. K redukcí síranů dochází pouze v anoxické zóně, tedy v redukčním prostředí. V literatuře se uvádí počátek formování S^{2-} při Eh -0.03 V (Luckner, Shestakov 1991). Celý proces až po vysrážení pyritu je schematicky naznačen na Obr. 5.9.



Obr. 5.10: Formování pyritu (Berner 1981)

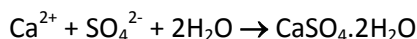
V prvním kroku rozpuštěný síran reaguje s oxidy Fe, přičemž část síranů redukuje Fe^{3+} a produkuje S^0 , zatímco zbytek rozpuštěného síranu se vysráží ve formě FeS. FeS je méně stabilní než pyrit, ale z hlediska kinetiky je formován velmi rychle. Časem mizí díky transformaci na pyrit, ale tento proces trvá mnoho let.

5.2.5 Problematika obsahu kovů v důlních vodách

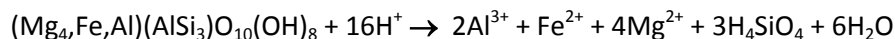
Koncentrace některých kovů ve vodě je limitována vysrážením jejich minerálů jako jsou karbonáty (např. cerussit $PbCO_3$ a smithsonit $ZnCO_3$), sírany (melanterit $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, chalkantit $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ a anglesit $PbSO_4$) a sulfidy (sekundární pyrit FeS_2 a auripigment As_2S_3). Pravděpodobně nejvýznamnější faktor ovlivňující koncentraci kovů v důlní vodě je však jejich adsorpce na různé formy hydroxidu železitého $Fe(OH)_3$ a hydroxidů manganu jako je $MnOOH$. To má vliv na mobilitu kovu, protože např. $Fe(OH)_3$ se rozpouští při hodnotách pH nižších než 2,8 - 3,0 a adsorbované kovy jsou tak uvolněny do roztoku.

Dále chování kovů v důlních vodách ovlivňuje koncentrace některých aniontů, které v těchto vodách díky svým vysokým koncentracím představují antropogenní kontaminaci. Makrokontaminanty jako jsou např. SO_4^{2-} a Cl^- , se vyskytují v důlních vodách ve vysokých koncentracích (koncentrace síranů v důlních vodách uhelných pánví např. i vyšší než 2 g/l). Je nutno si uvědomit, že tyto látky mohou ovlivňovat chování mikrokontaminantů. Sírany např. ovlivňují chování železa, olova, manganu, zinku apod., protože s nimi tvoří rozpustné komplexy, ovlivňují jejich iontovou sílu a tím i aktivitní koeficienty. Sírany se mohou spolu s Pb^{2+} a dalšími kovy vysrážet ve formě minerálů např. anglesitu $PbSO_4$ apod. Naopak vliv kovů na chování síranů je minimální, protože jejich koncentrace je řádově mnohem nižší než koncentrace síranů a ani komplexace kovů se sírany a vysrážení síranových minerálů celkovou koncentrací síranů příliš neovlivní.

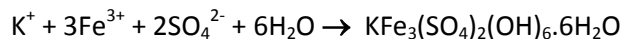
Jestliže jsou v horninovém prostředí přítomny alkalické kovy, může docházet k jejich interakci s makrokontaminanty (např. sírany) a tím neutralizaci důlních vod díky vysrážení sádrovce ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) reakcí:



Tato reakce může snížit rychlost migrace síranů (vysrážení sideritu) a snížit rychlost migrace Fe^{2+} . Pokud dojde i k rozpuštění $\text{Fe}(\text{OH})_3$, dochází pak většinou i k rozpouštění silikátů. Příkladem je rozpouštění chloritu:



To je však omezeno malou rychlostí reakce a nemůže udržet pH v neutrální oblasti. Navíc rozpouštění silikátů produkuje kontaminanty jako je hliník. V tomto stádiu dochází k vysrážení minerálu jarositu:



který může vázat značné množství síranů. Pokud kolektor neobsahuje žádné karbonáty a jeho pevná fáze je tvořena křemenem a minerály silikátů, může se kyselý mrak šířit téměř stejnou rychlostí, jakou proudí podzemní voda.

5.2.6 Hydrogeochemické modelování důlních vod v zájmové oblasti

Voda protékající uhelnou slojí se na základě geochemických výpočtů a modelů nachází v anaerobním až anoxickém prostředí, o čemž svědčí jednak naměřené poměry dusičnanů a dusitanů jako redox páru a jednak i vyšší koncentrace NH_4^+ iontů. Navíc na vybraných lokalitách byly přímo v terénu naměřené záporné hodnoty redox potenciálu.

Důvodem, proč tomu tak je, může být to, že vody v nadložním kolektoru nad vrstvami s uhelnou slojí spotřebovávají dostupný kyslík na oxidaci železa a amonných iontů, jak dokládají vyšší koncentrace Fe^{3+} a NO_3^- iontů v těchto zdrojových vodách, jak bylo zjištěno z výzkumu dříve. Vody prosakující z těchto nadložních zvodnělých vrstev do uhelné sloje jsou tedy ochuzené o kyslík a nemají se o něj zde jak nabohatit, tzn. existenci anoxického až anaerobního prostředí. Důlní vody procházející uhelnou slojí se budou nejvýrazněji modifikovat, jakmile se dostanou do kontaktu s atmosférou. Na kontaktu s atmosférou dochází k oxidaci a srážení některých iontů z roztoku. Tento jev bude mít za následek snížení pH, oxidaci Fe^{2+} na Fe^{3+} a následné vysrážení amorfního hydroxidu železitého. Dále v těchto vodách na styku s atmosférou bude docházet ke srážení amorfního $\text{Al}(\text{OH})_3$ nebo CaSO_4 či MgSO_4 , popř. ke vzniku komplexů CaHCO_3^+ , resp. MgHCO_3^+ . V těchto vodách bude tedy docházet k poklesu koncentrací ionu Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} a železa.

K objasnění procesů, které se v systému dějí, přispěje pochopení migračních schopností vybraných iontů. Ke grafickému vyjádření rozpuštěných složek a vysrážených fází v systému se používají stabilitní diagramy. Jde o diagramy převládající stability Eh–pH pro konkrétní složení systému (Šrámek a Zeman 2004). Na základě stabilitních diagramů je možné posoudit migrační schopnosti zájmových složek v různých Eh–pH podmínkách, stabilitu vysrážených fází a určit, které hlavní složky mají vliv na jejich rozpustnost, a tedy i na jejich migrační schopnost. Oblast podmínek, při kterých může systém existovat, je v Eh–pH diagramech vymezena stabilitou vody. Horní linie vyjadřuje oxidaci vody na kyslík, dolní redukci vody na vodík.

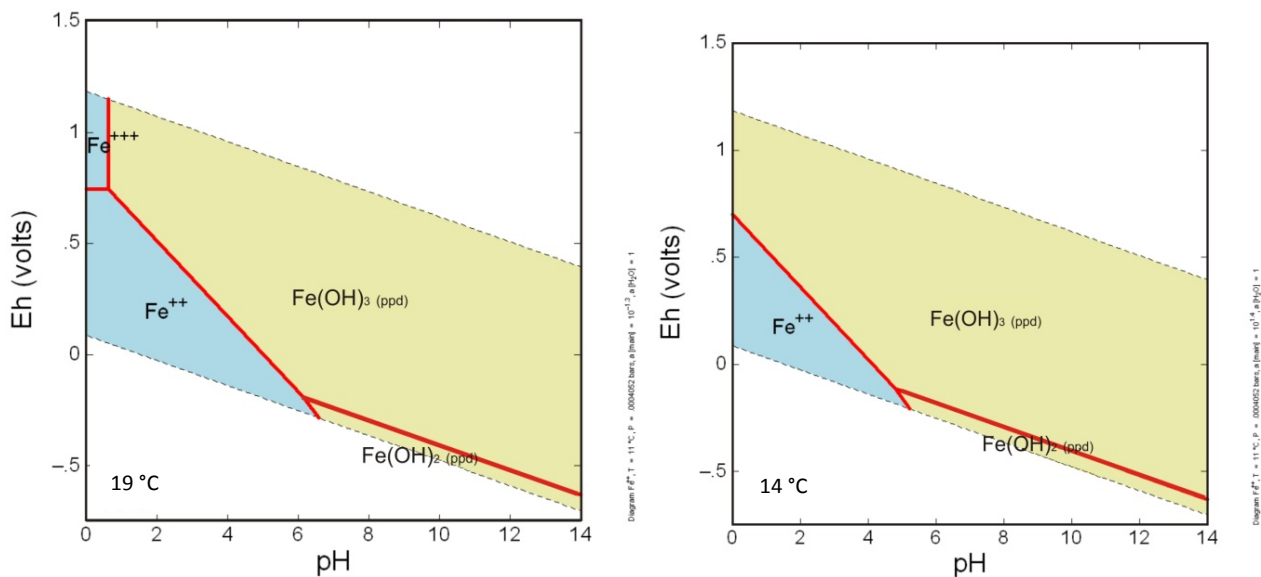
Modelování bylo realizováno pomocí geochemického modelovacího softwaru The Geochemist's Workbench (Bethke a Yeakel 2009). Součástí jeho databáze je 5 dílčích programů. Ke konstrukci stabilitních diagramů posloužil program Act2, modelování vývoje důlních vod bylo provedeno v programu React a ke grafické prezentaci výsledků byl použit program Gtplot.

Vstupními daty do modelu byly analýzy chemického složení důlních vod na vybraných lokalitách. Jedná se konkrétně o důlní vody z vrtů Žižka, Nejedlý, Hus a Anna. Níže jsou popsány migrační schopnosti chemických látek, které byly následně využity pro tvorbu hydrogeologického modelu proudění a transportu kontaminace

v oblasti jezera Most. Jsou to látky typické pro chemismus důlních vod – železo, mangan a s tím související obsahy síranů, které byly diskutovány výše.

Železo a jeho migrační schopnosti

Pro vodný roztok, ve kterém je přítomno pouze Fe, má v oxidačních podmínkách a v širokém spektru pH největší stabilitu trojmocné železo vázané ve formě $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{ppd})$ (Obr. 5.10a). Hydroxid železitý lze z termodynamického hlediska zaměnit za hematit, který však v běžných podmínkách nevzniká, případně limonit, který nelze termodynamicky definovat. V praxi to znamená vysrážení železa v oxidačních podmínkách ve formě rezavých povlaků amorfního $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$.

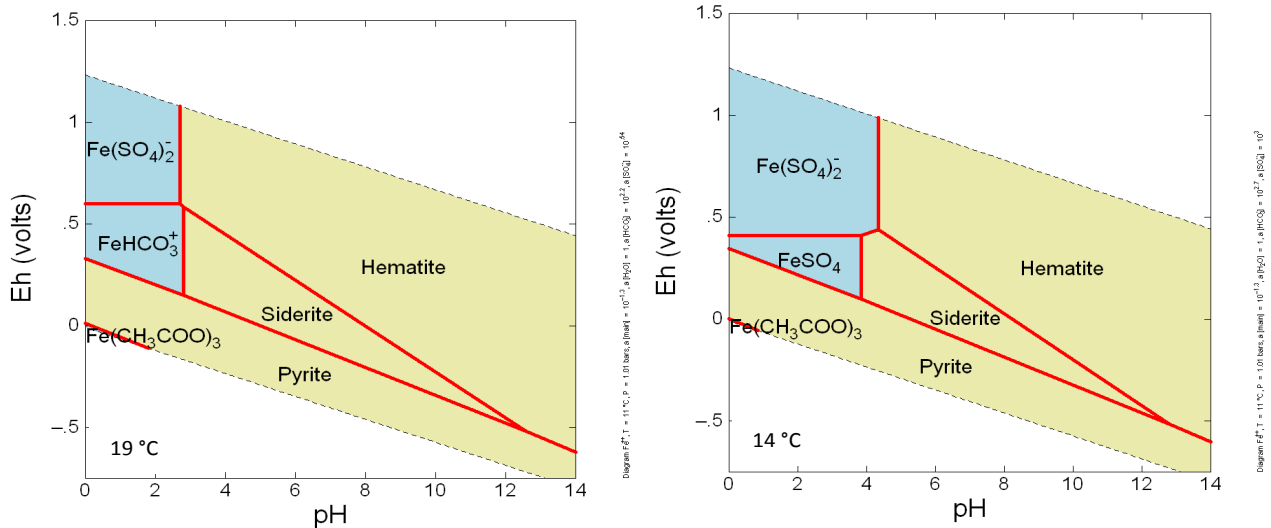


Obr. 5.11 a,b: Eh-pH diagramy převládající stability železa pro vodný roztok s koncentrací Fe 0,013 mg/l a 41,5 mg/

Diagram na obrázku 5.10a byl konstruován pro koncentraci $\text{Fe} = 0,013 \text{ mg/l}$, která odpovídá nejnižším naměřeným koncentracím železa v důlních vodách z vybraných lokalit (resp. z vrtu Anna). Diagram pro nejvyšší naměřenou koncentraci Fe odpovídající hodnotě $41,5 \text{ mg/l}$ naměřené ve vrtu Nejedlý vyjadřuje rozšíření pole stability $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$ na úkor pole stability trojmocného železa (Obr. 5.10b). To znamená, že za daných podmínek při koncentracích vyšších jak cca $3,5 \text{ mg/l}$ je železo okamžitě vysráženo a dochází k jeho úbytku ve vzorcích vod. Co se týká dvojmocného železa, v oxidačních podmínkách je poměrně velmi rychle oxidováno na Fe^{3+} , které se vysráží ve formě již zmiňovaného $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$. V redukčních podmínkách je železo přítomno ve dvojmocné formě a je prakticky neomezeně pohyblivé.

Na dalších obrázcích jsou znázorněny převládající pole stability železa pro roztok důlní vody po přidání síranů a hydrogenuhličitanů. Je zřejmé, že po přidání dalších složek do systému se výrazně rozšíří v oxidačních podmínkách a při nízkém pH pole stability rozpuštěných mobilních železitých komplexů.

Na Obr. 5.11a je diagram převládající stability železa pro vodný roztok s koncentrací $\text{Fe}^{3+} 0,013 \text{ mg/l}$, koncentrací síranových iontů $70,1 \text{ mg/l}$ a koncentrací HCO_3^- iontů $65,5 \text{ mg/l}$ (**=> stav minimálních koncentrací ve studovaných důlních vodách: $\text{Fe}^{3+} \text{ min}$, $\text{SO}_4^{2-} \text{ min}$, $\text{HCO}_3^- \text{ min}$**). Na Obr. 5.11b je pak diagram převládající stability železa pro roztok důlních vod s koncentrací $\text{Fe}^{3+} 0,013 \text{ mg/l}$ a koncentrací síranových iontů 1040 mg/l a HCO_3^- iontů $247,54 \text{ mg/l}$ (**=> stav koncentrací ve studovaných důlních vodách: $\text{Fe}^{3+} \text{ min}$, $\text{SO}_4^{2-} \text{ max}$, $\text{HCO}_3^- \text{ max}$**).



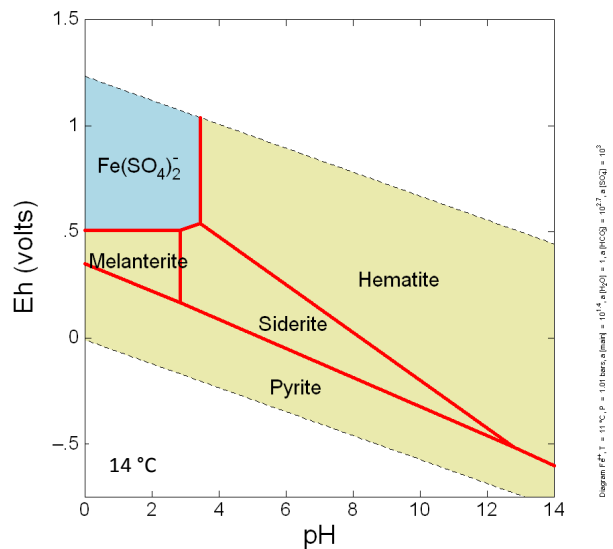
Obr. 5.12 a, b: Eh-pH diagramy převládající stability železa pro vodný roztok s koncentrací Fe 0,013 mg/l, síranů 70,1 mg/l a HCO₃⁻ 65,5 mg/l a koncentrací Fe 0,013 mg/l, síranů 1040 mg/l a HCO₃⁻ 247,54 mg/l

V roztoku v oxidačních podmínkách při nízkých koncentracích železa a síranů a nižších koncentracích hydrogenuhličitanů (Obr. 5.11a) jsou stabilní komplexy Fe(SO₄)₂⁻ a při nižších hodnotách Eh komplex FeHCO₃⁺. V anoxických podmínkách se opět objevuje pole stability pyritu a v anaerobních podmínkách se objevuje pole stability vodného komplexu Fe(CH₃COO)₃ (Obr. 11b). Hematit opět zabírá největší pole stability v tomto grafu. V přítomnosti hydrogenuhličitanů se rovněž objevuje pole stability karbonátu sideritu, avšak srážení sideritu probíhá jen zvolna a vyžaduje značné přesycení vůči karbonátům i železu a dosažení chemické rovnováhy trvá i několik měsíců (Appelo a Postma 2005).

Opět při nízkých koncentracích železa a vysokých koncentracích síranových a hydrogenuhličitanových iontů (Obr. 5.11b) bude v roztoku v oxidačních podmínkách stabilní komplex Fe(SO₄)₂⁻, jehož pole stability se značně rozšíří i na úkor dalšího síranového komplexu FeSO₄(aq). V anoxických a redukčních podmínkách se objevuje pole stability pyritu a vodného komplexu Fe(CH₃COO)₃ (Obr. 5.11b). Největší pole stability zabírá hematit, tzn. už od velmi nízkých koncentrací Fe = 0,013 mg/l se bude Fe³⁺ srážet ve formě hematitu, respektive oxidů a hydroxidů trojmocného železa (Obr. 5.11b). U pole stability sideritu platí to samé, co bylo diskutováno v předchozím odstavci.

Na Obr. 5.12 je pak diagram převládající stability železa pro roztok důlních vod s koncentrací Fe 41,5 mg/l a koncentrací síranových iontů 1040 mg/l a HCO₃⁻ iontů 247,54 mg/l (= **stav koncentrací ve studovaných důlních vodách: Fe max, SO₄²⁻ max, HCO₃⁻ max**).

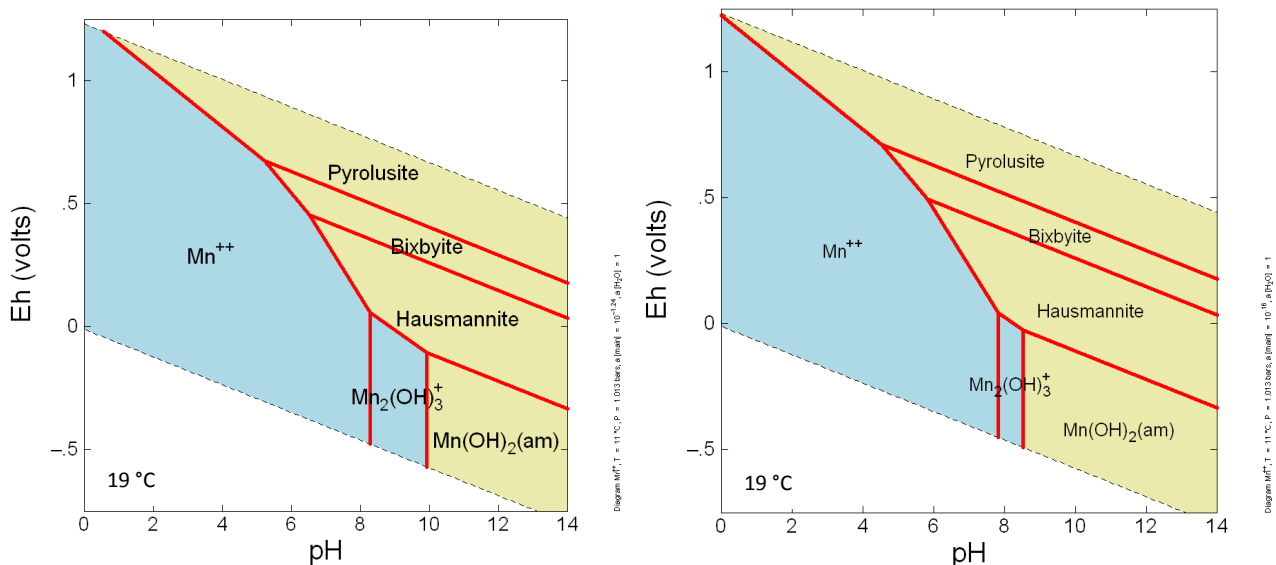
V roztoku při vyšších koncentracích železa (Obr. 5.12) se výrazně rozšiřují pole stability pevných fází na úkor vodných komplexů. Lze tedy říci, že vyšší koncentrace železa vedou k posílení stability pevných fází, vysrážení železa a jeho úbytku z důlních vod.



Obr. 5.13: Eh-pH diagram převládající stability železa pro vodný roztok s koncentrací Fe 41,5 mg/l, síranů 1040 mg/l a HCO₃⁻ 247,54 mg/l

Mangan a jeho migrační schopnosti

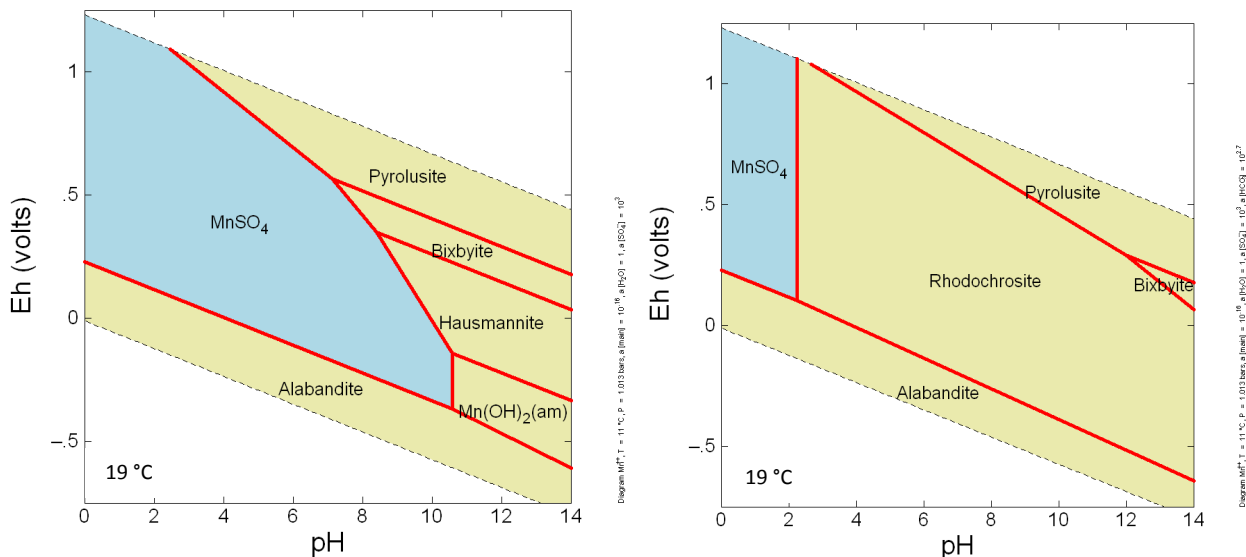
Eh-pH diagram na Obr. 5.13a je sestaven pro důlní vody s manganem, jehož koncentrace je rovna Mn = 0,0215 mg/l, což odpovídá minimální koncentraci manganu stanovené v důlní vodě z vrtu Hus. Lze vidět, že po přidání maximální zjištěné koncentrace manganu 1,78 mg/l se diagram výrazně nezmění. Dojde pouze k rozšíření pole stability pevných fází na úkor Mn²⁺ a vodného komplexu Mn₂(OH)₃⁺ (Obr. 5.13b).



Obr. 5.14 a, b: Eh-pH diagramy převládající stability manganu pro vodný roztok s koncentrací Mn 0,0215 mg/l a 1,78 mg/l

Značný rozsah pole stability dvojmocného manganu vypovídá o jeho neomezené migrační schopnosti, a to jak v redukčních, tak i v oxidačních podmínkách. Teprve při kombinaci vysokých hodnot oxidačně-redukčního potenciálu a vysokých hodnot pH bude docházet k jeho oxidaci na Mn⁴⁺ a ke srážení v podobě nerozpustných minerálů (pyrolusitu, bixbyitu a hausmannitu). V redukčních podmínkách a při hodnotě pH > 7,8 se bude srážet amorfnní Mn(OH)₂.

Obohatíme-li roztok s koncentrací manganu 1,78 mg/l o sírany ($\text{SO}_4^{2-} = 1040 \text{ mg/l}$), systém se bude vyvíjet následovně (Obr. 5.14a): v silně redukčních podmínkách bude přítomen stabilní minerál alabandit; dvojmocný mangan vytvoří příslušný síranový komplex $\text{MnSO}_4(\text{aq})$, čímž se jeho migrační schopnost ještě nepatrně zvýší na úkor pevných fází. Přidáme-li však do systému i hydrogenuhličitanu ($\text{HCO}_3^- = 247,54 \text{ mg/l}$), dojde k tomu, že voda se stane přesycená vůči karbonátům a dvojmocný mangan bude mít už při $\text{pH} > 2,5$ tendence srážet se v podobě rodochrozitu (Obr. 5.14b).



Obr. 5.15 a, b: Eh-pH diagramy převládající stability manganu pro vodný roztok s koncentrací Mn 1,78 mg/l a síranů 1040 mg/l a pro vodný roztok s koncentrací Mn 1,78 mg/l, síranů 1040 mg/l a HCO_3^- 247,54 mg/l

DÍLČÍ ZÁVĚR

Chemismus důlních vod na studovaných lokalitách je ovlivněn především interakcí prosakujících vod s polohami uhelných slojí. V důsledku toho se dá očekávat periodické zhoršení kvality důlních vod nárůstem zejména obsahu síranových iontů. V období po ukončení aktivní těžby ve studované oblasti dojde ke změnám v hydrogeologickém a hydrochemickém režimu, které ale bez dalších informací např. o způsobu likvidace těžených lokalit není možno predikovat. Pravděpodobně však dojde ke změně drenážní báze a směrů proudění podzemních vod. Je možno očekávat snížení intenzity vodní výměny se zemským povrchem a tím i přechod podzemních vod do redukčního prostředí. V důsledku toho by mohlo dojít ke snížení obsahu síranů v důlních vodách vysrážením sulfidů, případně také jiných solí, jako CaSO_4 aj. Teoretické předpoklady těchto procesů jsou popsány výše.

5.3 HYDROGEOLOGICKÝ MODEL – PROUDĚNÍ A TRANSPORTU KONTAMINACE V OBLASTI JEZERA MOST (HYDRICKÁ REKULTIVACE)

Na lokalitě bývalého hnědohelného lomu Ležáky – Most vzniklo napuštěním zbytkové jámy vodní dílo „Jezero Most“. Jezero Most bylo dopuštěno v září roku 2014 na projektovanou kótu provozní hladiny a prakticky od této doby se řeší kontinuálně problematika jeho vodní bilance. Byla zpracována studie řešící příčiny ztrát vody a nutnosti dopouštění, které pravděpodobně spočívají z největšího podílu ve vysokém výparu z jezera a částečně zřejmě také ve ztrátách vody komunikací s rozfáraným horninovým prostředím.

Vedle dotace přímou srážkou je jezero Most dotováno přítoky podzemních vod z mělké zvodně antropogenně přemístěných materiálů – Sřimická výsypka a také kvartérních sedimentů.

S vědomím nejistot (poměrně omezené informace) byl zpracován model proudění podzemních vod a transportu vybraných polutantů s cílem kvantifikovat přínos těchto polutantů do jezera Most. Výsledky musí být chápány s ohledem fáze řešení – jde spíše o screeningový výpočet než o finální analýzu.

5.3.1 Modelová doména

Simulace proudění podzemní vody vyžaduje definování kvazihomogenních litostratigrafických jednotek. Zásadním požadavkem na jejich vymezení je řádová shoda jejich hydraulických parametrů a typu propustnosti. Při tomto kroku jsou zkombinovány veškeré informace z geologických map, geofyzikálních či geologických řezů či vrtných záznamů s hydrogeologickými daty, zejména pak s daty o hydraulických vlastnostech. Zjednodušeně řečeno hydrostratigrafické jednotky představují geologické jednotky s podobnými hydraulickými vlastnostmi. Z tohoto pohledu mohou být různé geologické formace součástí jedné hydrostratigrafické jednotky. Koncept hydrostratigrafických jednotek je nejpřínosnější při modelování geologických systémů v regionálním měřítku. Pro geometrizaci bylo využito běžně dostupných geostatistických metod ve 2D a 3D modulu programu GMS.

Při komplexním posouzení vývoje horninového prostředí v zájmové oblasti bylo nutno využít v koncepčním modelu veškerá dostupná data z širšího okolí. Samozřejmostí je využití archivních dat soustředěných v archivu České geologické služby – Geofondu, další informace z vrtné prozkoumanosti byly poskytnuty PKÚ s.p. Databáze geologických profilů vrtů byly soustředěny v programovém systému Rockworks, který má charakter geologické databáze 1650 vrtů s geologickou informací o litologických rozhraních. Tato velice detailní informace byla konceptualizována na základě dat a interpretací poskytnutých VÚHU a.s. do hydrostratigrafických jednotek. Tím byla zkompletována rozsáhlá databáze litologických a stratigrafických informací.

Pro modelové řešení bylo vymezeno 8 základních hydrostratigrafických jednotek, které jsou chápány jako kvazihomogenní celky. Jedná se o tyto kvazihomogenní hydrostratigrafické jednotky (od podloží do nadloží): proterozoikum, terciérní vulkanity, křídové sedimenty, miocénní podložní komplex, slojový miocénní komplex, nadložní miocénní komplex, kvartérní sedimenty a antropogenní uložení (výsypka).

V prvním kroku byla modelována geologická stavba oblasti v jejím přirozeném geologickém profilu, tj. bez zásahu hornické činnosti. Konstrukce geologického a simulačního hydraulického a transportního modelu je komplikována tím, že v oblasti došlo k odkryvu nadloží a vyuhlení. Z tohoto důvodu byla do modelu zavedena kvazihomogenní jednotka, označená jako vyuhlená oblast.

Prvním krokem, který byl proveden byla detailní geomorfologická analýza s využitím GIS, ověřená terénní rekognoskační problémových nejednoznačně stanovených hranic. Tato analýza byla provedena na základě dat digitálního modelu 5. generace.

Následující Obr. 5.15 znázorňuje hranice modelované oblasti na podkladu ortofotomapy (zdroj ČÚZK) se schematickým znázorněním izolinií terénních výšek. V případě rozsahu jezera Most byla interpretována batymetrie dna jezera, která vstupuje do hydraulického a transportního modelu. Batymetrie jezera byla stanovena na základě geodetických měření PKÚ úrovně hladiny jezera při jeho napouštění. Tento DEM byl verifikován na datech zpracovaných VÚHU.



Obr. 5.16: Hranice modelované oblasti na podkladu ortofotomapy (zdroj ČÚZK) se schematickým znázorněním izolinií terénních výšek (v případě jezera Most báze)

Povodí jezera Most představuje prakticky bezodtokou pánev, pouze v malých částech hranice, která je vymezena geomorfologicky, dochází ke komunikaci s okolím přestupem podzemních vod – tyto části hranice byly simulovány III. okrajovou podmínkou GHB – General Head Boundary. Jediným zdrojem vody kromě těchto málo bilančně významných přetoků jsou srážky. Efektivní infiltrace do nasycené zóny byla řešena distribuovaně v závislosti na typu horninového materiálu nenasycené zóny, sklonitosti terénu a typu pokryvu. Bylo využito kombinace modelu HELP (Hydrologic Evaluation of Landfill Performance – Waterloo Hydrogeologic, Canada) a prostorových analýz v ArcGIS. Vzhledem k rozsahu práce není detailní popis odvození prostorového rozložení efektivní infiltrace součástí této zprávy.

Dalším problémem je charakter horninového prostředí z velké části modifikovaného hornickou činností. Antropogenní materiál je silně heterogenní, pravděpodobně i anizotropní a jeho přesná charakterizace je nemožná a ani efektivně nestanovitelná. Vzhledem k tomu by byl značný problém stanovit hydraulické parametry horninového profilu v nenasycené zóně, tj. parametry nutné pro empirické vztahy Van Genuchtena, který je nejčastěji aplikován. Z tohoto důvodu byla v modelových přístupech zanedbána složka hypodermického odtoku a byla předpokládána vertikální infiltrace vod k podzemní vodě a vypočítán základní odtok v saturované zóně. Jsme přesvědčeni, že tento modelový předpoklad je pro řešení přijatelný.

5.3.2 Použitý software

Základním programovým prostředkem pro modelování proudění podzemní vody a transportu rozpuštěných látek byl zvolen MODFLOW (proudění) a MT3DMS (transport), simulace jsou sestavovány v prostředí pre a postprocesoru GMS v. 10.4 (GUI).

Numerické modely řady **MODFLOW** byly vytvořeny U.S. Geological Survey. (MODFLOW je zkratkou Modular Groundwater Flow Model). Poprvé byl tento model zveřejněn v roce 1984, poslední verzí je MODFLOW USG.

Verze MODFLOW-USG (UnStructured Grid), podporuje širokou variabilitu strukturovaných a nestrukturovaných sítí, včetně tzv. „nested grids“ a gridů založených na trojúhelníkových prizmatech. Flexibilita v návrhu sítě může být použita ke zlepšení rozlišení modelu podél různých hydraulických prvků, hranic či lepší diskretizaci složité struktury hydrostratigrafických jednotek.

MODFLOW je numerický model, který simuluje 3D proudění podzemních vod průlinovým prostředím nasycené zóny s využitím numerické metody konečných rozdílů. Numerický model je sestaven z tzv. balíčků, které řeší dílčí aspekty proudění podzemních vod horninovým prostředím. Modulární přístup umožnil kontinuální rozvoj modelu do současnosti. Skupiny balíčků lze vyčlenit takto:

- Balíčky sloužící pro kontrolu komunikace modelu.
- Balíčky pro diskretizaci modelu.
- Balíčky pro výpočet proudění uvnitř modelu. S různými verzemi modelu byl rozšiřován počet metod. Konkrétní druh zvoleného balíčku má vliv na možné volby konceptuálního modelu, a proto jsou zde uvedeny jejich názvy. V rámci hydrogeologického modelu může být použit jen jeden z nich. Nejstarší je BCF (Block-Centred Flow), pak následuje HUF (The Hydrogeologic Unit Flow), LPF (Layer Property Flow) a NWT (Newton), poslední pak GWF (pro USG).
- Balíčky pro definici okrajových podmínek, u kterých je průtok vody přes hranici funkcí hladiny podzemní vody na této hranici. Zde patří například balíčky simulující jezera, řeky, evapotranspiraci nebo drény. Obecně jde o různé typy okrajové podmínky III. typu.
- Balíčky pro definici okrajových podmínek I. a II. typu. Zde patří například čerpání ze studny (vrtů) nebo infiltrace ze srážek.
- Balíčky tzv. řešičů (solverů), které realizují různé varianty numerických metod řešení soustav algebraických rovnic modelu při daných okrajových a počátečních podmínkách.
- Balíčky určené pro kalibraci modelu.
- Další pomocné balíčky.

MT3DMS (multispecies transport) je modulární trojrozměrný transportní model pro simulaci advekce, disperze a chemických reakcí rozpuštěných složek v podzemní vodě. MT3DMS používá modulární strukturu podobnou struktuře využívané MODFLOW. MT3DMS se používá ve spojení s MODFLOW ve dvoustupňové simulaci proudění a transportu rozpuštěných látek. Hladiny a přetoky mezi buňkami simulované programem MODFLOW jsou načteny MT3DMS a použity jako proudové pole pro transportní část simulace. MT3DMS umožňuje současný transport více složek, podporuje řadu numerických řešičů a umožňuje zadávání všech parametrů modelu po buňkách.

MODFLOW byl v této studii základem pro výpočet advekční složky transportu rozpuštěných látek, pro výpočet transportu byl použit MT3DMS (Zheng, Wang, 1999), který umožňuje řešit advekci, disperzi, sorpci a chemické reakce rozpuštěných polutantů ve zvodněných systémech. Z uvedeného je zřejmé, že **transportní model byl zpracován výhradně pro saturovanou zónu a pro rozpuštěnou fázi kontaminace**. Veškeré závěry, které jsou učiněny na základě transportního modelu prezentovaného v této studii, je proto nutno chápat v kontextu shora uvedených omezení.

Pro kalibraci modelů byl využit program PEST (Parameter estimation), řešící inverzní úlohu, poskytující potřebné statistické výstupy.

5.3.3 Koncepční model hydraulického a transportního modelu

Definování koncepce hydraulického a transportního modelu podzemních vod zahrnuje:

- určení prostorového a časového měřítka modelu – rozsah modelové domény – viz výše,
- stanovení počátečních podmínek,
- popis vztahů mezi komponentami systému a okolním prostředím hydrogeologické domény ve formě okrajových podmínek,
- definování relevantních fyzikálních procesů, uplatňujících se ve srážko-odtokovém procesu a při transportu rozpuštěných látek v daném měřítku modelu,
- popis relevantních komponent systému – zejména geologický model s popisem hydraulických a transportních charakteristik jednotlivých horninových typů či zón,
- formulování zjednodušujících předpokladů, které redukuje komplexnost úlohy ve vztahu k cíli modelování, umožňující kvantitativní analýzu.

5.3.4 Počáteční podmínky transportního modelu

Pro modelování transportu rozpuštěných látek v podzemních vodách je nezbytné stanovit počáteční podmínky. Pro určení chemismu podzemních vod v okolí Jezera Most bylo využito odběrů vod ze sítě mělkých vrtů sledujících březní linii. Odběry těchto vzorků probíhaly v listopadu 2018 a březnu, červnu a říjnu 2019. Vzorky vod byly analyzovány v laboratořích VŠB. Jednotlivé monitorovací etapy však nezahrnovaly zcela totožné odběry. Charakteristika odběrných míst v jednotlivých monitorovacích etapách je shrnuta v Tab. 5.1.

Tab. 5.1: Realizace odběrů vod v okolí Jezera Most

OZNAČENÍ	DATUM			
PVH1	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH2	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH3	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH4	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH5	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH6			19.6.2019	7.10.2019
PVH8	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH10	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH11	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH12	9.11.2018		19.6.2019	7.10.2019
PVH13	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH14		7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH16		7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019

OZNAČENÍ	DATUM			
PVH17			19.6.2019	7.10.2019
PVH18			19.6.2019	7.10.2019
PVH19	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH20			19.6.2019	7.10.2019
PVH21		7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH22			19.6.2019	
PVH23			19.6.2019	7.10.2019
PVH24	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PVH25	9.11.2018	7.3.2019	19.6.2019	7.10.2019
PŘÍT.1	9.11.2018	7.3.2019		7.10.2019
PŘÍT.2			19.6.2019	7.10.2019
MS31	9.11.2018	7.3.2019		
PVH JEZ1	9.11.2018	7.3.2019		

Data z těchto odběrů byla dále použita pro hydrochemickou charakteristiku vod v okolí Jezera Most, včetně hydrochemického modelování v programech PHREEQc 3.0 a AqQA, které mohou následně ovlivňovat složení vod přímo v jezeře.

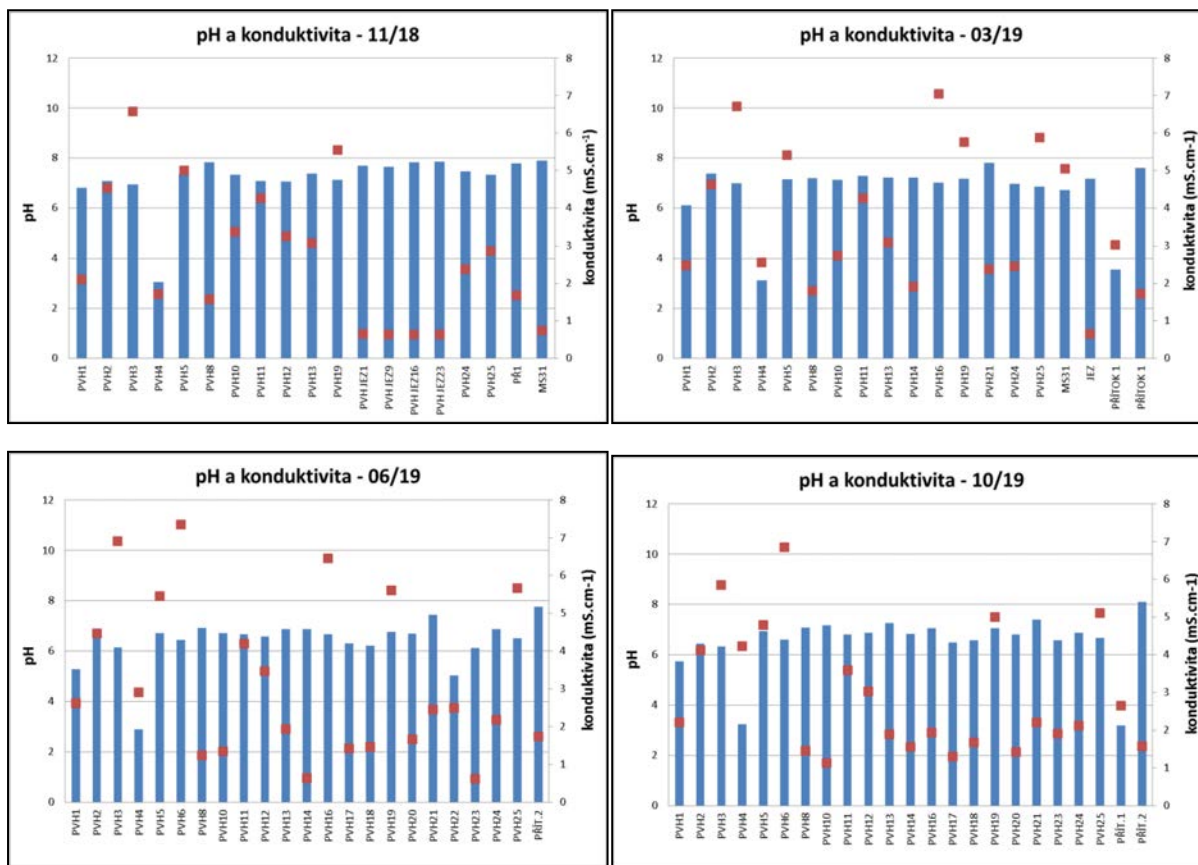
Pro chemickou charakteristiku vod Jezera Most bylo využito zonální vzorkování vod přímo na jezeře, a to z odběrových míst značených JM2 a JM3. Zonální odběry z hloubky 0-60 m s intervalem 5 m byly realizovány v měsících únor–listopad 2017, březen–listopad 2018 a únor – září 2019.

Monitoring kvality vod byl zaměřen jednak na problematiku kvality podzemních vod v okolí Jezera Most, které mohou být v případě jejich průniku přes těsnící bariéry zdrojem kontaminace vod přímo v jezeře a jednak na samotnou kvalitu vody v jezeře a její případnou stratifikaci s rostoucí hloubkou.

K zpřesnění těchto údajů byla získaná data analyzována hydrochemickými modelovacími programy PHREEQc 3.0 a AqQA.

Kvalita podzemních vod v okolí Jezera Most

Podzemní vody v okolí Jezera Most vykazují ponejvíce mírně alkalický až slabě kyselý charakter. pH se u většiny odebraných vzorků pohybuje v rozmezí od $\pm 5,0$ do $\pm 8,2$. Detailní popis pH v jednotlivých období monitoringu je znázorněn na Obr. 5.16 pH ve sledovaných vrtech za jednotlivá monitorovací období.

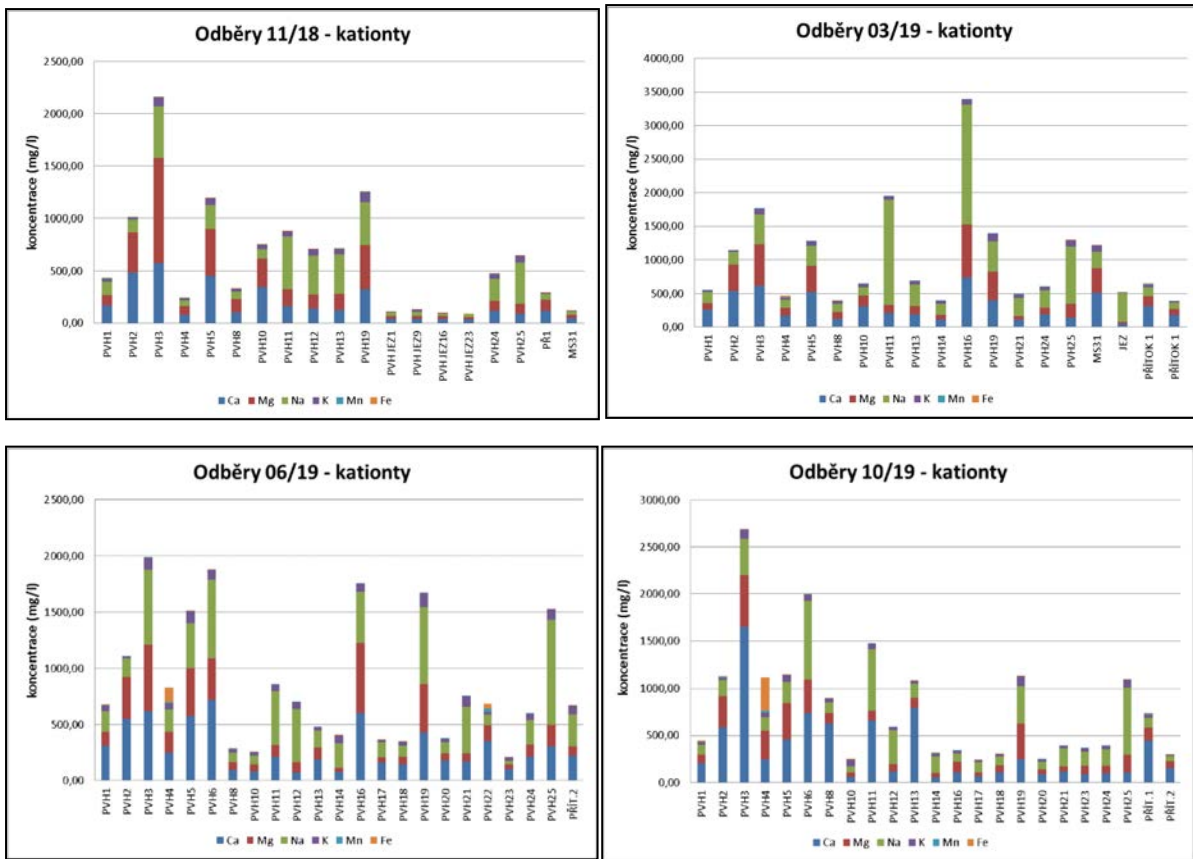


Obr. 5.17: pH ve sledovaných vrtech za jednotlivá monitorovací období

Výjimečně nízké hodnoty pH byly monitorovány ve vodách z vrtu PVH4 (min 2,89; resp. max 3,24). V tomto vrtu byly rovněž měřeny nejvyšší koncentrace těžkých kovů. Při odběrech v březnu a říjnu 2019 byly zaznamenány velmi nízké hodnoty pH (3,5; resp. 3,19) ve vodách z přítoku do jezera označené jako PŘÍTOK1, resp. PŘÍT.1. Odběry vod označené stejně PŘÍTOK1 nebo podobně PŘ1 přitom vykazují slabě alkalické pH (7,79; resp. 7,59). Z mapy odběrových míst přitom není patrné, zda se jedná o to stejné odběrové místo nebo o jinou lokaci.

Kationty v podzemních vodách v okolí Jezera Most

Dominantními kationty v podzemních vodách odebraných z mělkých vrtů kopírujících březní linii Jezera Most jsou vápník, hořčík a sodík (Obr. 5.17). Draslík, mangan a železo jsou zastoupeny v nižších koncentracích, přesto v rámci některých odběrů byly zaznamenány zvýšené koncentrace těchto prvků, které neodpovídají jejich běžným koncentracím v podzemních vodách a jsou důsledkem jejich antropogenního ovlivnění.



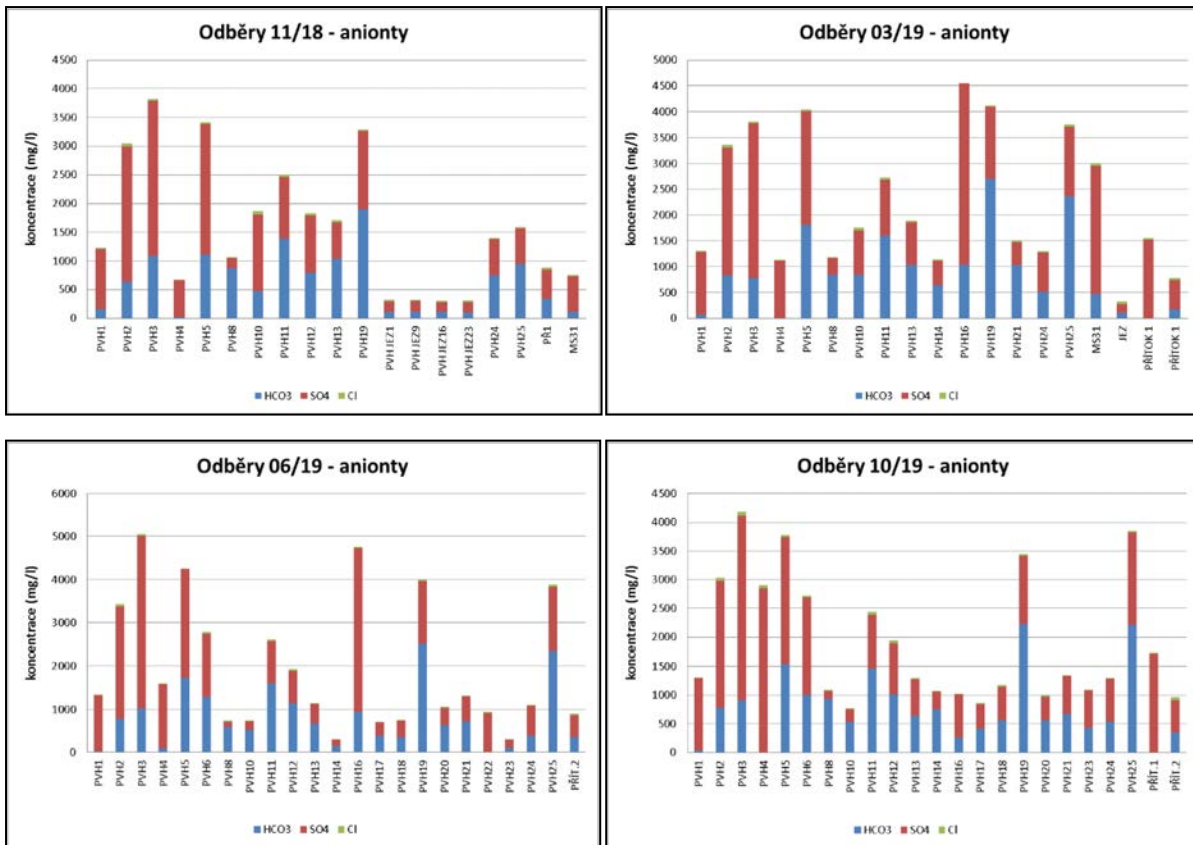
Obr. 5.18 Koncentrace vybraných kationtů ve sledovaných vrtech za jednotlivá monitorovací období

Zvýšené koncentrace Mn byly měřeny v rámci monitoringu v listopadu 2018 ve vrtech PVH1, PVH2, PVH4 a PVH24. Koncentrace Fe byly vyšší ve vodách z vrtů PVH4 a PVH8. Při monitoringu v březnu 2019 byl vyšší Mn zjištěn ve vrtech PVH1, PVH4, PVH5 a PŘÍTOK1, koncentrace Fe pak ve vrtech PVH4 a PŘÍTOK1. V červnu 2019 byly monitorovány zvýšené koncentrace Mn i Fe ve vrtech PVH4 a PVH22. Vyšší Mn byl opět zjištěn i ve vrtu PVH1. Při monitoringu v říjnu 2019 byly zaznamenány nejvyšší koncentrace Mn (26,6 mg/l) i Fe (356 mg/l) ve vrtu PVH4. Vyšší koncentrace Mn pak byly naměřeny v tomto období také ve vrtech PVH1, PVH2, PVH3 a PŘÍT.1. Zvýšené koncentrace Fe byly pak ještě zjištěny ve vrtu PVH1.

Lze tedy konstatovat, že podzemní vody na východním a JV břehu Jezera Most, konkrétně vrty PVH1-5 a PVH 22 vykazují dlouhodobě zvýšené koncentrace Fe a Mn. V případě, že by došlo k průsaku těchto vod do Jezera Most, mohly by způsobit jejich kontaminaci a vysrážet se na dně jezera v podobě amorfních oxo-hydroxidů Fe a Mn, jak potvrdilo hydrochemické modelování.

Anionty v podzemních vodách v okolí Jezera Most

Dominantními anionty v podzemních vodách odebraných z mělkých vrtů kopírujících březní linii Jezera Most jsou sírany a hydrogenuhličitaný (Obr. 5.18). Velmi vysoké koncentrace síranů (± 2 g/l) byly monitorovány v rámci všech odběrů ve vrtech PVH1-5, PVH16 a PŘÍTOK1. Jedná se o antropogenní ovlivnění těchto vod. Ve vrtech PVH8, 11, 13, 14, 19-21 dominují hydrogenuhličitanové ionty. V rámci odběrů byly zjištěny v některých vrtech shodné koncentrace obou dominantních aniontů.



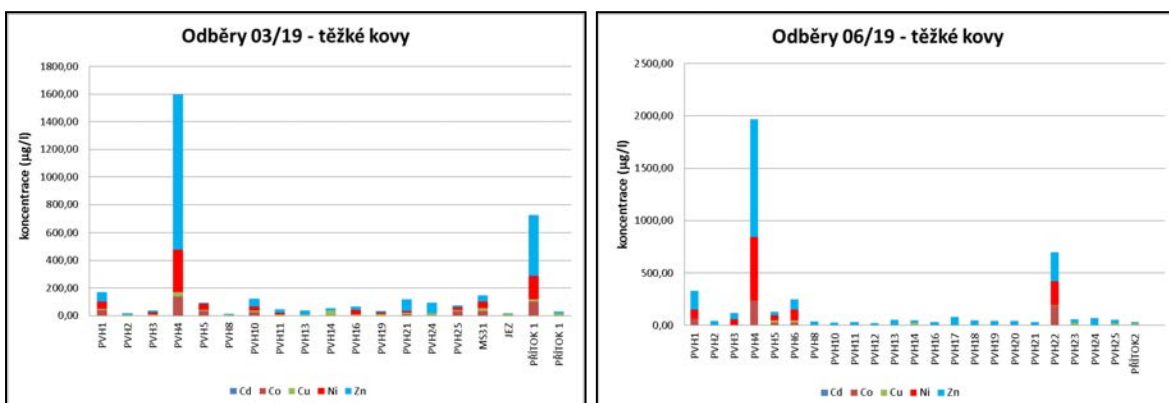
Obr. 5.19: Koncentrace vybraných aniontů ve sledovaných vrtech za jednotlivá monitorovací období

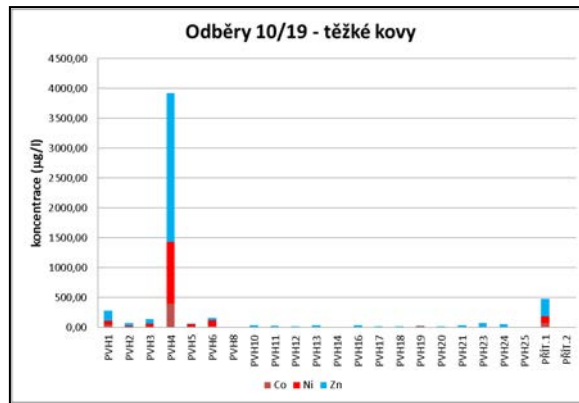
Lze konstatovat, že na V a JV břehu Jezera Most jsou podzemní vody síranového charakteru, zatímco západní břeh charakterizují vody hydrogenuhličitanového typu.

Těžké kovy v podzemních vodách v okolí Jezera Most

Z těžkých kovů v podzemních vodách v okolí Jezera Most byly sledovány Cd, Co, Cu, Ni a Zn. Z toho v listopadu 2018 byly měřeny pouze koncentrace Zn. V říjnu 2019 přibýly k těmto sledovaným prvkům ještě Cr a Pb. V odebraných vzorcích vod v říjnu 2019 však koncentrace Cd, Cr, Cu a Pb byly ve všech vrtech pod mezí detekce.

Dlouhodobě vykazují vysoké koncentrace Co, Ni a Zn vody ve vrtech PVH1, PVH4 a PŘÍTOK1 (obr. 5.4). Zvýšené koncentrace těžkých kovů, především Zn, Ni, Cu a Co, byly měřeny ve sledovaných obdobích i vrtech PVH3, PVH5, PVH6. Zvýšené koncentrace Zn byly ve všech sledovaných obdobích zjištěny ve vrtu PVH24. Velmi vysoké koncentrace Co, Ni a Zn byly měřeny v červnu 2018 ve vrtu PVH22 (Obr. 5.19).





Obr. 5.20: Koncentrace těžkých kovů ve sledovaných vrtech za jednotlivá monitorovací období

Koncentrace těžkých kovů v podzemních vodách odebraných z mělkých vrtů kopírujících březní linii Jezera Most potvrzují stejný trend jako u majoritních iontů. Podzemní vody na východní a jihovýchodní straně jezera most jsou nabožené o těžké kovy. Jedná se především o Zn, ale i koncentrace Co a Ni jsou v některých vrtech velmi vysoké.

Klasifikace podzemních vod v okolí Jezera Most

Podzemní vody ve vrtech v okolí Jezera Most byly na základě svého chemického složení klasifikovány převážně jako vody NA-SO₄ nebo Ca-SO₄ typu. Jedná se o vrty v oblasti východní a jihovýchodní březní linie Jezera Most. Méně často byly vody klasifikovány jako vody Na-HCO₃ typu. Jedná se o vody odebrané z vrtů především na západním břehu Jezera Most.

Podrobná chemická klasifikace vod ze všech monitorovaných vrtů za všechna sledovaná období je shrnuta v Tab. 5.2.

Tab. 5.2: Chemické klasifikace podzemních vod ve vrtech v okolí Jezera Most

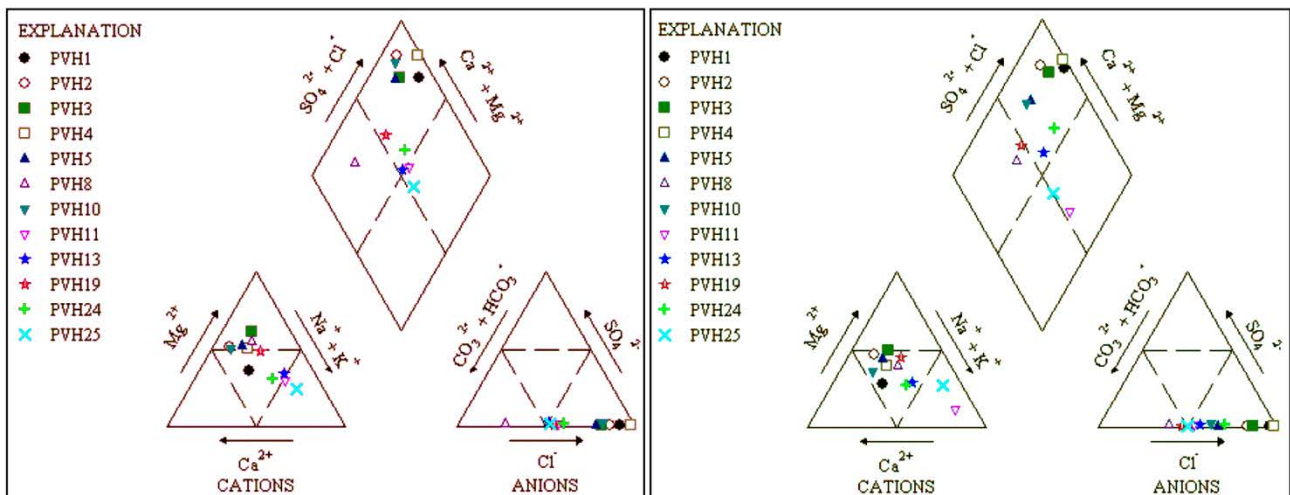
OZNAČENÍ	DATUM	TYP VOD	OZNAČENÍ	DATUM	TYP VOD
PVH1	9.11.2018	<i>CaSO</i>	PVH1	7.3.2019	<i>CaSO</i>
PVH2	9.11.2018	<i>CaSO</i>	PVH2	7.3.2019	<i>CaSO</i>
PVH3	9.11.2018	<i>MgSO</i>	PVH3	7.3.2019	<i>CaMgSO</i>
PVH4	9.11.2018	<i>CaMgSO</i>	PVH4	7.3.2019	<i>CaSO</i>
PVH5	9.11.2018	<i>CaMgSO</i>	PVH5	7.3.2019	<i>CaSO</i>
PVH8	9.11.2018	<i>MgHCO</i>	PVH8	7.3.2019	<i>NaCaHCO</i>
PVH10	9.11.2018	<i>CaSO</i>	PVH10	7.3.2019	<i>CaSOHCO</i>
PVH11	9.11.2018	<i>NaHCO</i>	PVH11	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
PVH12	9.11.2018	<i>NaSO</i>	PVH13	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
PVH13	9.11.2018	<i>NAHCO</i>	PVH14	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
PVH19	9.11.2018	<i>NaMgHCO</i>	PVH16	7.3.2019	<i>NaSO</i>
PVH JEZ1	9.11.2018	<i>CaSO</i>	PVH19	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
PVH24	9.11.2018	<i>NaHCO</i>	PVH21	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
PVH25	9.11.2018	<i>NaHCO</i>	PVH24	7.3.2019	<i>NaSO</i>
PŘ1	9.11.2018	<i>CaMgSO</i>	PVH25	7.3.2019	<i>NaHCO</i>
MS31	9.11.2018	<i>CaSO</i>	MS31	7.3.2019	<i>CaSO</i>
			PVH JEZ1	7.3.2019	<i>NaSO</i>
			PŘÍTOK 1	7.3.2019	<i>CaSO</i>

OZNAČENÍ	DATUM	TYP VOD	OZNAČENÍ	DATUM	TYP VOD
PVH1	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH1	7.10.2019	<i>CaSO</i>
PVH2	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH2	7.10.2019	<i>CaSO</i>
PVH3	19.6.2019	<i>NaSO</i>	PVH3	7.10.2019	<i>CaSO</i>
PVH4	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH4	7.10.2019	<i>MgSO</i>
PVH5	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH5	7.10.2019	<i>CaSO</i>
PVH6	19.6.2019	<i>CaNaSO</i>	PVH6	7.10.2019	<i>NaSO</i>
PVH8	19.6.2019	<i>NaCaHCO</i>	PVH8	7.10.2019	<i>CaHCO</i>
PVH10	19.6.2019	<i>NaCaHCO</i>	PVH10	7.10.2019	<i>NaHCO</i>
PVH11	19.6.2019	<i>NaHCO</i>	PVH11	7.10.2019	<i>NaCaHCO</i>
PVH12	19.6.2019	<i>NaHCO</i>	PVH12	7.10.2019	<i>NaHCO</i>
PVH13	19.6.2019	<i>CaHCO</i>	PVH13	7.10.2019	<i>CaSOHCO</i>
PVH14	19.6.2019	<i>NaSO</i>	PVH14	7.10.2019	<i>NaHCO</i>
PVH16	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH16	7.10.2019	<i>CaMgSO</i>
PVH17	19.6.2019	<i>CaHCO</i>	PVH17	7.10.2019	<i>NaSOHCO</i>
PVH18	19.6.2019	<i>CaSOHCO</i>	PVH18	7.10.2019	<i>CaSOHCO</i>
PVH19	19.6.2019	<i>NaHCO</i>	PVH19	7.10.2019	<i>NaHCO</i>
PVH20	19.6.2019	<i>CaHCO</i>	PVH20	7.10.2019	<i>CaHCO</i>
PVH21	19.6.2019	<i>NaHCO</i>	PVH21	7.10.2019	<i>NaSOHCO</i>
PVH22	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH23	7.10.2019	<i>NaSO</i>
PVH23	19.6.2019	<i>CaSO</i>	PVH24	7.10.2019	<i>NaSO</i>
PVH24	19.6.2019	<i>CaNaSO</i>	PVH25	7.10.2019	<i>NaHCO</i>
PVH25	19.6.2019	<i>NaHCO</i>	PŘÍT.1	7.10.2019	<i>CaSO</i>
PŘÍTOK2	19.6.2019	<i>NaSO</i>	PŘÍT.2	7.10.2019	<i>CaSO</i>

Pro názornost je tato klasifikace demonstrována na Piperově diagramu (Obr. 5.20) pro vrty, které byly sledovány ve všech monitorovacích obdobích.

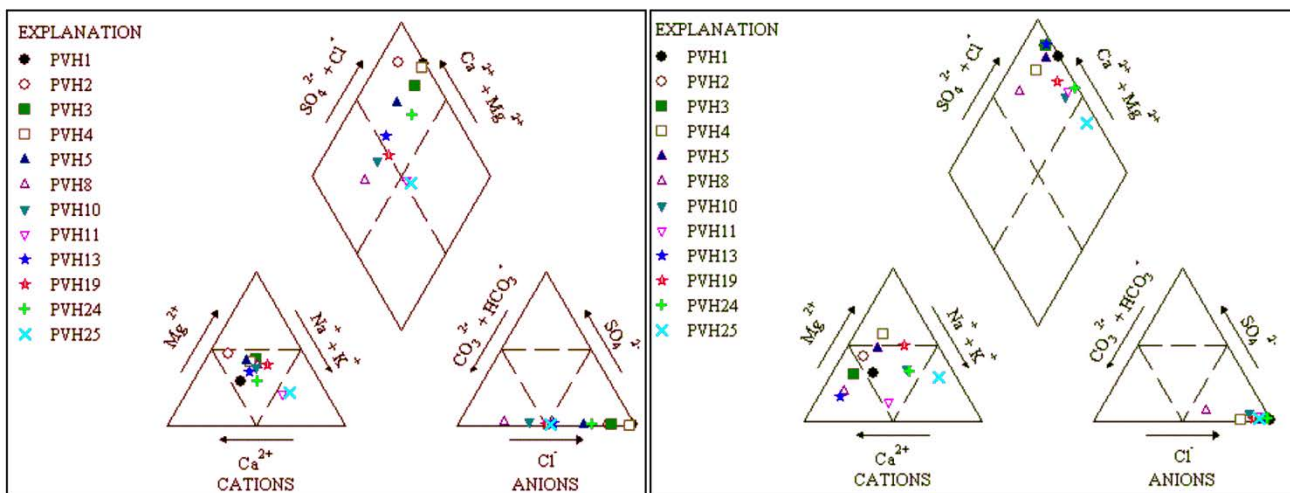
11/2018

03/19



06/19

10/19



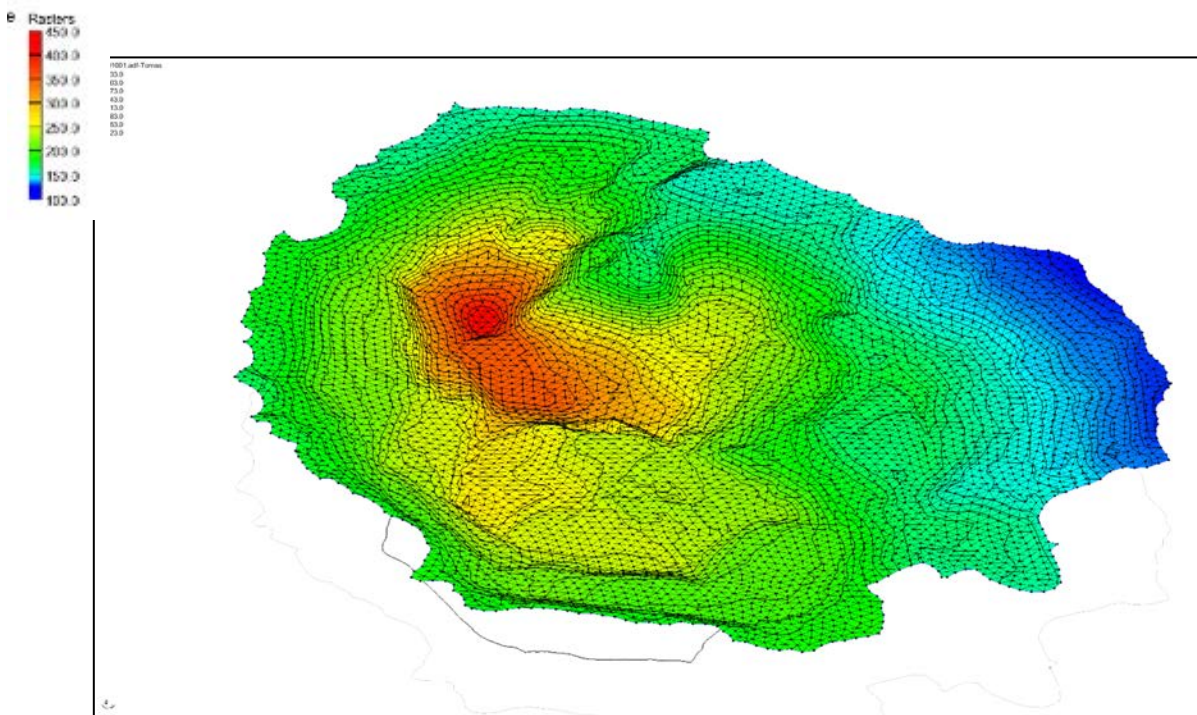
Obr. 5.21: Piperovy diagramy pro podzemní vody v okolí Jezera Most

5.3.5 Okrajové podmínky modelové domény

Modelová doména musí být stanovena jako bilančně uzavřená jednotka či jednotka, u které je možno spolehlivě stanovit bilanční výměnu vody a hmoty (látek ve vodách) na hranicích modelu pomocí okrajových podmínek. V rámci hydrogeologických modelů jsou používány tři základní typy okrajových podmínek: Dirichletova I. okrajová podmínka, Neumannova II. okrajová podmínka a kombinovaná Cauchyho III. okrajová podmínka. Okrajové podmínky jsou matematickou formulací specifikující závislou proměnnou – hladinu podzemních vod h (m) nebo koncentrací C (mg/l), nebo odvozenou závisle proměnnou – specifický průtok q ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}^2$) nebo tok látek (mg/s) na hranicích zájmové (modelované) oblasti.

Ideální situace nastává, pokud je modelová doména vymezena fyzickými (přirozenými) hranicemi. Takovou hranicí je např. hranice hydrologického povodí nebo rozvodnice podzemních vod. Prvním krokem proto byla detailní geomorfologická analýza s využitím GIS, ověřená terénní rekognoskací problémových nejednoznačně stanovených hranic. Tato analýza byla provedena na základě dat digitálního modelu 5. generace. Tato geomorfologicky vymezená hranice byla většinou simulována jako okrajová podmínka II. typu $q=0$.

Nejistota zůstává v okrajových podmínkách hlubších stratigrafických horizontů, které nemusí a zpravidla také nekoincidují s orografickou hranicí hydrologického povodí. Vzhledem k malé propustnosti miocenních sedimentů však můžeme také v této hydrostratigrafické jednotce předpokládat hranici II. typu hydraulickou bariéru. Okrajové podmínky podloží miocénu již nejsou ve významnější relevanci vůči řešené problematice. Následující Obr. 5.21 znázorňuje hranice modelované oblasti na podkladu ortofotomapy (zdroj ČÚZK) se schematickým znázorněním izolinií terénních výšek. V případě rozsahu jezera Most byla interpretována batymetrie dna jezera, která vstupuje do hydraulického modelu. Batymetrie jezera byla stanovena na základě geodetických měření PKÚ úrovně hladiny jezera při jeho napouštění. Tento DEM byl verifikován na datech zpracovaných VÚHU. Proto je také na Obr. 5.21 vizualizována plocha horní hranice hydraulického modelu, která je kombinací digitálního modelu terénu a interpretované batymetrie dna v případě polygonu jezera Most. Nové měření batymetrie dna jezera přesahuje ekonomicky rámec projektu.



Obr. 5.22: 3D vizualizace plochy horní hranice hydraulického modelu, která je kombinací digitálního modelu terénu a interpretované batymetrie dna v případě polygonu jezera Most

Interakce povrchových a podzemních vod (jezero vs. podzemní vody) byla simulována prostřednictvím III. okrajové podmínky GHB (General Head Boundary), přičemž konduktance dna jezera byla zadána na velmi nízké hodnotě ($E-10$ m/s) dle rozložení daného těsněním dna jezera.

Efektivní infiltrace byla zadána na základě výsledků modelu HELP a nebyla kalibrována, neboť nezávislý výpočet umožňuje ověřit reálnost tohoto výsledku při realističnosti kalibrovaných hydraulických vodivostí horninového prostředí.

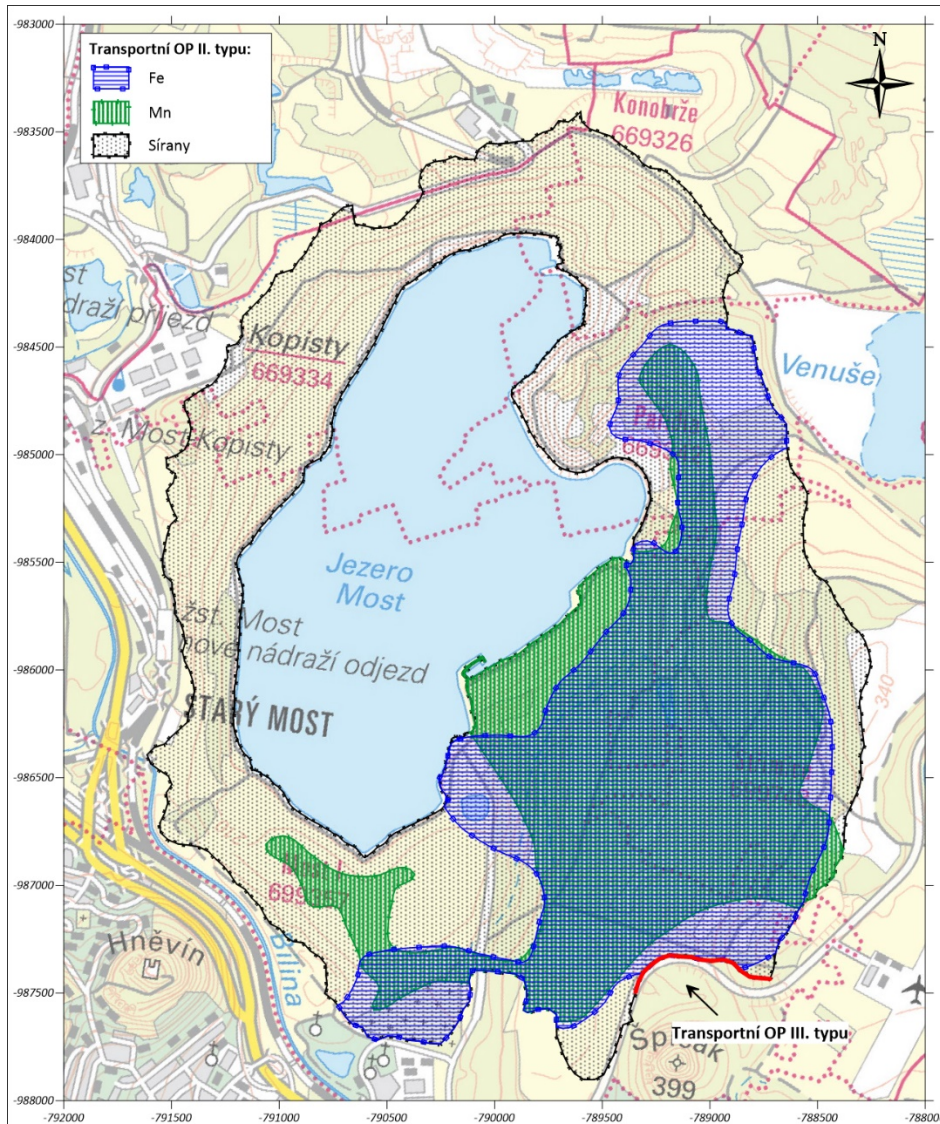
Pro nastavení zdrojů kontaminace byly použity následující transportní okrajové podmínky (OP):

- OP II. typu: konstantní hmotový tok přes hranici modelu. Tato OP byla použita pro plošnou dotaci kontaminace do podzemních vod (1) při jejich průtoku přes kontaminované horninové prostředí saturované zóny a (2) v průběhu perkolace srážkových vod přes kontaminované horninové prostředí nesaturované zóny.

- OP III. typu: konstantní hmotový tok přes hranici modelu s omezenou konduktancí, kdy hodnota průtoku je modelem kalkulovaná veličina. Tato OP byla aplikována na krátký úsek na jv. okraji modelu.

Tyto okrajové podmínky včetně zdrojů kontaminace pro všechny polutanty, které budou diskutovány níže, jsou prezentovány na Obr. 5.22.

U obou kovů (Fe a Mn) byly předpokládány nulové pozadřové hodnoty koncentrací, v případě síranů byla pozadřová koncentrace nastavena na hodnotu 150 mg/l.



Obr. 5.23: Okrajové podmínky (OP) transportního modelu

5.3.6 Koncepční model transportních procesů

Řešení transportu polutantů v saturované zóně je velmi složitá problematika. V tomto procesu se uplatňuje řada různých transportních mechanismů. Neexistuje obecně aplikovatelné řešení, neboť mechanismy transportu jsou závislé jednak na typu polutantu a jednak na prostředí, ve kterém transport probíhá. Fyzikálně-matematická a chemická podstata těchto procesů je již dostatečně popsána – do praktické aplikace však vstupuje celá řada koeficientů, které jsou obtížně stanovitelné. Jejich stanovení vyžaduje laboratorní měření, které navíc přináší vždy jen bodovou hodnotu. Navíc zde vystupuje nejistota v rozdílnosti

laboratorních a terénních podmínek. Jako základ pro transportní model byl využit hydraulický model. Pro modelování transportu kontaminace byly zvoleny tři kontaminanty: **sírany, železo a mangan**.

Sestavení transportního modelu vyžaduje definování transportních mechanismů a kvantifikaci jejich parametrů. V neposlední řadě pak je nutno definovat zdroje kontaminace – bodové a plošné.

Transportní mechanismy

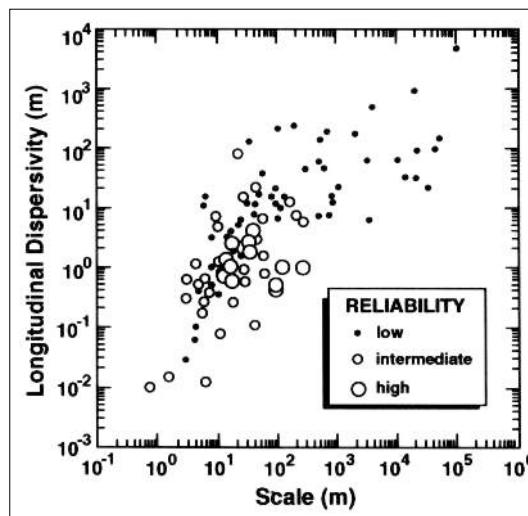
Základním transportním mechanismem šíření kontaminace rozpuštěné v podzemní vodě je její unášení proudící vodou, tzv. **advekce**, a v heterogenním pórovitém prostředí dále **hydrodynamická disperze**. Takovýto transport je označován jako advektivně-disperzní transport a obecně představuje nejnepříznivější variantu transportu polutantů. Jako advektivně-disperzní byl i zpracován transportní model, který byl předmětem této studie.

Základním problémem numerického řešení advektivně-disperzního transportu je volba vhodné výpočetní metody. V zájmové oblasti dominuje advekce nad disperzí, což podmiňuje nevhodnost využití standardní metody konečných rozdílů. Vzhledem k regionálnímu rozsahu modelované oblasti není možné při diskretizaci oblasti dodržet kritérium, aby Pecletovo číslo:

$$Pe = \Delta x / \alpha_x < 2 \quad (\alpha - \text{disperzivita}).$$

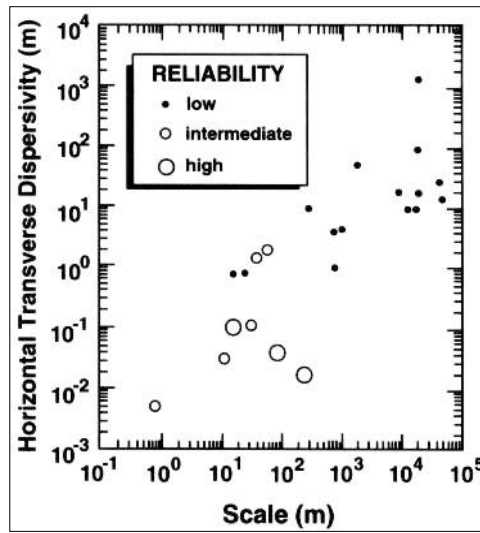
Pro výpočet byla zvolena metoda TVD (total-variation-diminishing), která je v podstatě metodou konečných rozdílů vyššího řádu. Někdy se také používá termín metoda konečných objemů. Co se týká numerické disperze, TVD metoda sice není ve srovnání s jinými metodami (např. metodou charakteristik) tak efektivní v její eliminaci při současném zachování koncentračních maxim, ale na druhou stranu stabilita výpočtového algoritmu, schopnost udržovat stálý objem kontaminantu v modelu, schopnost udržovat ostrou koncentrační frontu či nižší nároky na paměť počítače a tedy rychlejší běh programu činí tuto metodu velmi výkonnou a pravděpodobně i jednu z nejlepších pro transportní modelování (Zheng, Wang, 1999).

Problematickým parametrem advektivně-disperzního procesu je hodnota disperzivity. Hodnoty disperzivity v terénním měřítku se obtížně stanovují a zdá se, že závisí na měřítku pozorování. Gelhar *et al.* (1992) nicméně dokládá, že stochastické teorie ukazují asymptotické přibližování ke konstantní hodnotě s rostoucím měřítkem pozorování (vzdálenost mezi pozorovacími body a zdrojem). Tento trend potvrzuje i graf na Obr. 5.23, který zohledňuje spolehlivost metod použitých pro stanovení disperzivity.



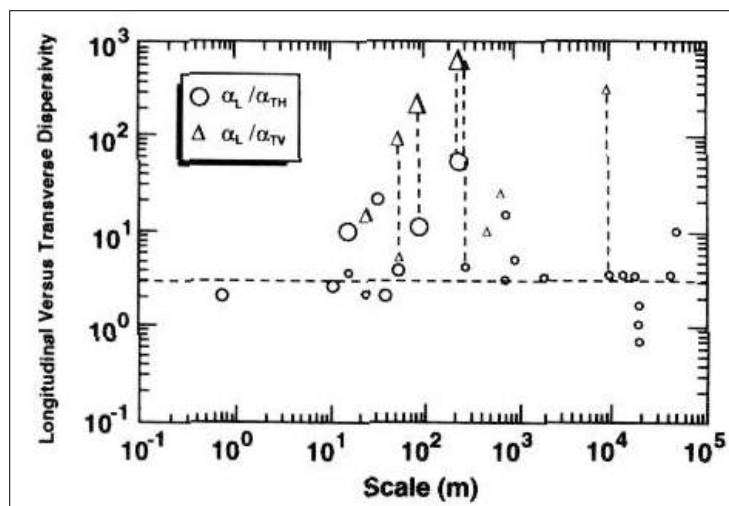
Obr. 5.24: Graf závislosti podélné disperzivity a měřítka pozorování ve vztahu ke spolehlivosti použitých metod stanovení (Gelhar *et al.*, 1992)

Obr. 5.24 ukazuje obdobnou závislost jako předcházející, ale pro horizontální příčnou disperzivitu α_{TH} . Zheng, Bennet (1995) doporučují při neexistenci specifických dat ze zájmové oblasti volit horizontální příčnou disperzivitu o 1 řád nižší vůči podélné a vertikální příčnou disperzivitu (α_{TV}) o 2 řády nižší.



Obr. 5.25: Graf závislosti příčné disperzivity a měřítka pozorování ve vztahu ke spolehlivosti použitých metod stanovení.

Obr. 5.25 ukazuje poměry disperzivit v závislosti na měřítku pozorování. Čárkovaná linie indikuje poměr $\alpha_L / \alpha_{TH} = 3/1$ velmi často používaný v numerických simulacích. Některá vysoce spolehlivá stanovení se ovšem blíží spíše poměru 1/10, tedy rozdílu jednoho řádu.



Obr. 5.26: Poměry disperzivit v závislosti na měřítku pozorování (Gelhar et al., 1992)

Na základě těchto podkladů byly tedy jednotlivé výchozí složky disperzivity stanoveny primárně takto:

- podélná disperzivita $\alpha_L = 3$ m;
- příčná horizontální disperzivita $\alpha_{TH} = 0,3$ m;
- příčná vertikální disperzivita $\alpha_{TV} = 0,03$ m.

Vedle základního advekčně-disperzního transportu polutantů bylo nutné posoudit možnosti sorpce či degradace a také redox reakcí.

Koncepční model transportních procesů včetně výběru simulovaných polutantů – rozpuštěných látek v podzemních vodách byl vytvořen s pomocí hydrogeochemického modelování. Hydrochemické modelování zájmových vod bylo realizováno v programu PHREEQc 3.0. a jednalo se o speciální modely. V případě aplikace speciálního modelu známe chemické složení vody z jen jednoho bodu a speciální program spočítá distribuci rozpuštěných látek mezi jednotlivé ionty a komplexy a také saturační index pro jednotlivé minerály. Vstupní údaje jsou výsledky terénních měření teploty, pH a alkality a laboratorní analýzy vzorku vody. Vstupními parametry do modelů v této případové studii byly chemické analýzy vod z Jezera Most a podzemních vod z mělkých vrtů kopírujících jeho březní linii.

Důlní činnost představuje bezesporu obrovský zásah do životního prostředí, který se z dlouhodobého hlediska odráží především na kvalitě povrchových vod a podle geomorfologické a tektonické situace ložiska, i na složení vod hlubšího oběhu. Celková mineralizace, obsah jednotlivých složek a jejich forma, kyselost (pH) a oxidačně-redukční potenciál (Eh) vod jsou určovány ustanovením dynamického stacionárního stavu interakcí ve složitém systému, který tvoří vlastní horniny ložiska, jejich sedimentární a půdní pokryv, haldy, odvaly, atmosférické srážky, podzemní vody a atmosféra (kyslík).

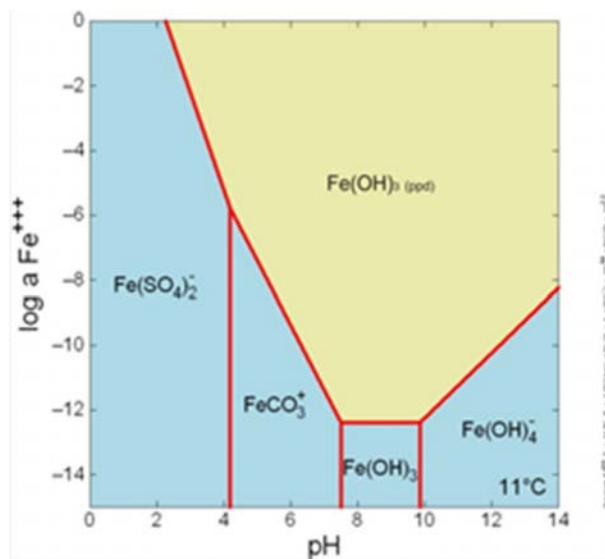
Největším problémem jsou podzemní vody se silně narušeným chemickým složením, které je výrazně odlišné od chemismu podzemních vod původních v dané oblasti. Tyto změny se projevují především změnami pH (např. vrt PVH4, kde pH = 2,89), vysokými koncentracemi síranů, chloridů, sodíku, železa a těžkých kovů. Všechny tyto změny jsou projevem interakce na rozhraní atmosféra-voda-hornina. Nejsilnější kyselinotvorný proces ze všech známých oxidačních procesů, které se vyskytují v přírodním prostředí, je zvětvávání sulfidů (pyrit, markazit) a vznikající kyselost může rozpouštět další složky kontaminující vodu. Počáteční fáze rozpouštění sulfidů jsou katalyzovány činností bakterií. Díky paragenezi pyritu, převážně se sulfidy, ale také s oxidy, se sloučeninami vanadu, arzeny, s fosfáty a karbonáty, je podzemní voda obohacena mnoha prvky. Jejich koncentrace závisí hlavně na pH vody, maximální koncentrace prvků pak nacházíme při nižších hodnotách pH.

Na základě geochemických modelů a saturačních indexů z nich vypočítaných bylo zjištěno, že ve vodách při mírně kyselém pH = 5,74 – 6,87, vysoké koncentraci síranů (cca 700–1200 mg/l) a jednotkové koncentraci Fe a Mn (např. PVH1, PVH 24 a PVH25) se bude v této vodě tvořit amorfní sraženina oxohydroxidů železa a amorfní forma karbonátů Mn. Ve vrtu PVH4 při pH = 3,24, koncentraci síranů = 2850 mg/l, koncentraci Fe = 356 mg/l, Mn = 26,6 mg/l a Zn = 2,5 mg/l budou ve vodě vznikat amorfní formy oxidů a hydroxidů železa a karbonátové sraženiny železa, manganu a zinku. V podzemních vodách s neutrálním pH a vodami Ca-HCO₃ typu (např. vrty PVH8, PVH19) se budou srážet amorfní formy karbonátů Ca, Mg a Mn a oxohydroxidy Fe. V podzemních vodách s téměř shodnými koncentracemi síranů i hydrogenuhličitanů a mírně alkalickým pH (např. vrty PVH13, PVH17, PVH18) bude ve vodě vznikat amorfní sraženina oxohydroxidů železa a vápenato-hořečnatých karbonátů.

Speciální geochemické modely odběrů vod z Jezera Most byly počítány pro vzorkování z května 2019 a ze září 2019. Zajímavé je, že zatímco v květnu 2019 byla voda v jezeře Most přesycená pouze k iontu Fe a ve vodě tak docházelo ke vzniku sraženiny oxidů a hydroxidů železa, v září se voda jezera Most přesýtila i k iontu Ca a Mg a ve vodě kromě amorfních forem oxidů a hydroxidů železa vznikala i karbonátová sraženina Ca-Mg. Zřejmě zde došlo k tomu, že výparem v letních měsících se voda v jezeře Most zakoncentrovala nebo došlo v tomto období k průsaku podzemních vod Ca-HCO₃ typu do povrchových vod jezera a nabožení vod jezera Most o tyto dominantní ionty.

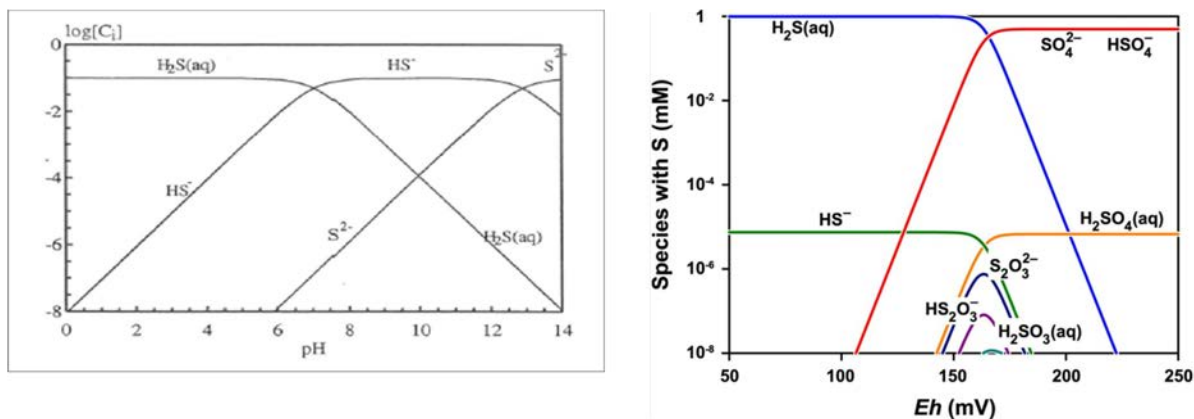
Dílčí závěr

Pro hodnocení transportu polutantů rozpuštěných v podzemní vodě byly vybrány síranové ionty, Fe a Mn. Jejich zdrojové oblasti jsou diskutovány v kapitole Okrajové podmínky modelu. Za daných podmínek je možno pro všechny simulované polutanty předpokládat, že dominantním transportním procesem v tomto prostředí je advekčně-disperzní transport. Lze tedy konstatovat, že na základě výše popsaných modelů je zřejmé, že za současných daných podmínek (pH, Eh, konc síranů, Fe, Mn, atd.) je sorpční kapacita síranů tak nízká, že žádná pevná fáze síranovou sorpcí nevznikne.



Obr. 5.27: Eh-pH diagram – formy výskytu Fe ve vodách

Sírany jsou stabilní a v mělkém prostředí s intenzivní vodní výměnou nelze očekávat redox procesy ani extrémní snížení hodnot pH směřující k imobilizaci znečištění (Obr. 5.27).



Obr. 5.28: Výsledky speciálního hydrogeochemického modelu

Chování iontů Fe a Mn je komplikované, neboť jejich chování do značné míry závisí na redox podmínkách, které jsou v daném prostředí silně variabilní a hlavně nejsou k dispozici věrohodná data z in-situ měření.

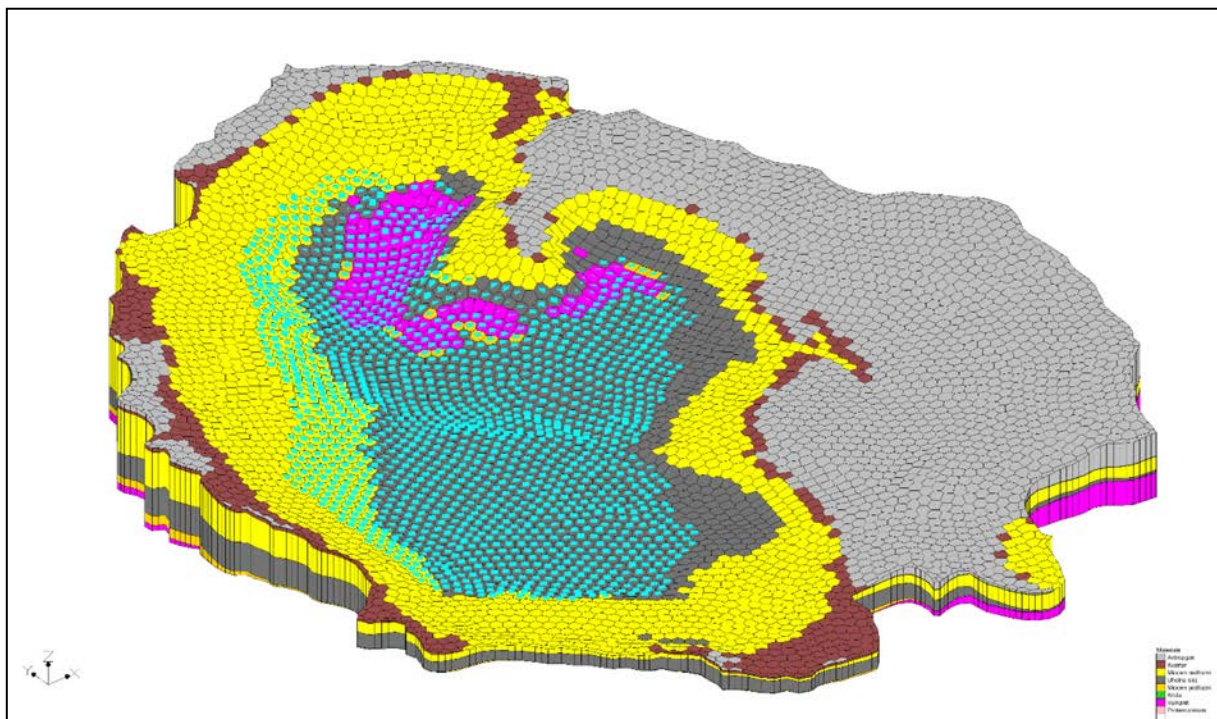
Sorpce se zde, jak bylo vysvětleno výše, nedá očekávat a další transportní procesy (degradační, redox) jsou pro šíření kontaminace v daném prostředí zanedbatelné či obtížně charakterizovatelné.

5.3.7 Návrh modelového gridu - MODFLOW

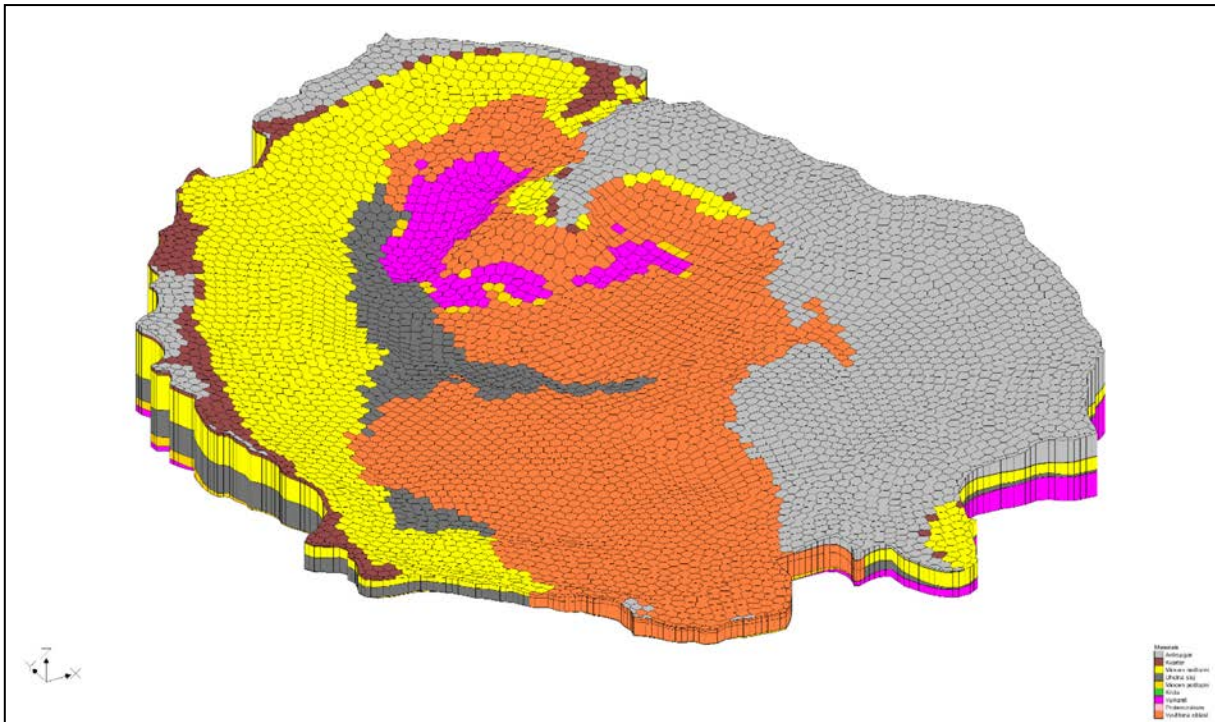
Vzhledem k tomu, že hydrostratigrafické jednotky jsou neprůběžné, vulkanický komplex i uhelná sloj vychází v zájmové oblasti lokálně na terén a antropogenní výsypka nekryje celou zájmovou oblast, bylo nutno zvolit pro diskretizaci modelu nestrukturovanou síť.

Diskretizace je provedena prostřednictvím 21 890 3D elementů Voronoi sítě v 6 numerických vrstvách, odpovídajících geologicky určeným hydrostratigrafickým jednotkám zájmové oblasti. Zájmová doména modelu je nepravidelného tvaru s přibližným plošným rozsahem 4 480 x 3 350 m. Modelová síť je pravidelná s velikostí buňky 50 m. Modelová síť je patrná z Obr. 5.28, kde je již znázorněn také rozsah okrajové podmínky III. typu („GHB“), nutné pro simulaci interakce povrchových a podzemních vod. Na Obr. 5.29 jsou pak buňky modelového gridu, kde došlo k vyuhlení (resp. odstranění nadloží sloje), nahrazeny antropogenním materiálem.

V tomto Ugridu byly prováděny výpočty hydraulické vodivosti pomocí výpočtu váženého průměru v bloku sítě (dle mocnosti jednotlivých definovaných hydrostratigrafických jednotek v profilu). Tímto postupem bude v zájmové oblasti plošně rozdělena hydraulická vodivost do 1 numerické vrstvy, která umožnila přijatelně náročný výpočet srážko-odtokových procesů, neboť nejsou k dispozici data měření hladin podzemních vod pro jednotlivé hydrostratigrafické jednotky tak, jak byly definovány.



Obr. 5.29: 3D vizualizace nestrukturované modelové sítě typu Voronoi se znázorněním rozsahu okrajové podmínky typu „GHB - jezero“ před zavedením kvazihomogenní jednotky – vyuhlené oblasti



Obr. 5.30: 3D vizualizace nestruturované modelové sítě typu Voronoi po zavedení kvazihomogenní jednotky – vyuhlené oblasti

5.3.8 Vstupní data – parametry hydrostratigrafických jednotek, klimatická data, kalibrační cíle

Pro iniciální zadání hydraulických parametrů na základě expertního odhadu propustností jednotlivých kvazihomogenních celků a jejich mocností v jednotlivých buňkách numerické sítě byl sestaven program v jazyku Python. Toto rozložení hydraulických vodivostí v prostoru bylo následně upravováno při kalibraci modelu.

Pro kalibraci modelu a ověření charakteru okrajových podmínek bylo nutno zpracovat informace o časových řadách měření hladin podzemních vod, které provádí PKÚ s.p. Z těchto souborů byly vypočítány průměrné hodnoty hladin podzemních vod za období 2014–2018, které byly využity pro kalibraci hydraulického modelu ve stacionárním stavu. Z interpretace trendů režimu hladin podzemních vod vyplývá relativně vysoká stabilita úrovně hladin podzemních vod, která nás opravňuje přijmout v případě hydraulického modelu proudění podzemních vod tento kvazistacionární stav za relevantní podklad. V Tab. 5.3 a Tab. 5.4 jsou uvedeny informace o lokalizaci vrtů, průměrné měřené hladině za období 2014–2018 a komentář k režimnímu chování hladin podzemních vod ve vrtech. Červeně jsou znázorněny vrty, na kterých byl zaznamenán poklesový trend (nepřesahující 2 m), zeleně jsou označeny vrty s rostoucím trendem úrovně hladin podzemních vod a oranžově vrty s velmi kolísavým režimem hladin podzemních vod či problematické vrty s neobvyklým, obtížně interpretovatelným režimem.

Na Obr. 5.30 je znázorněna interpretovaná (interpolace v GMS) průměrná hladina podzemních vod (2014–2018) v okolí jezera Most, v polygonu vymezujícím jezero Most je znázorněna hladina v jezeře, neboť nejsou k dispozici informace o hydraulických výškách zvodní pod jezerem.

Tab. 5.3: Tabulka průměrných hladin podzemních vod za období 2014-2018 na vrtech Střimické výsypky s interpretovanými trendy

Označení vrtu	x	y	z terén	z pažnice	průměr 2014-2018	komentář
MS_1	-788635.39	-986865.62	312.04	312.89	306.95	Nárůst hladiny do roku 2015, poté stabilní
MS_2	-788733.51	-987053.08	312.34	313.19	303.09	Velmi stabilní vrt, 1 extrémní hodnota 10/2014 (chyba měření?)
MS_5	-789027.90	-986903.11	283.99	284.97	283.47	Kolísání do cca 0.5 m, bez trendu
MS_6	-788876.96	-986738.90	289.22	290.18	288.12	Kolísání do cca 0.5 m, bez trendu
MS_7	-789106.30	-986842.56	277.96	279.01	276.38	Kolísání do cca 0.8 m, bez trendu
MS_8	-789288.68	-986518.72	252.04	253.03	249.61	Kolísání do cca 0.8 m, nevýrazný poklesový trend
MS_9	-789387.06	-986720.14	253.06	254.06	251.30	Kolísání do cca 0.8 m, bez trendu
MS_10	-789592.35	-986959.88	258.52	259.52	256.45	Kolísání do 1 m, cyklické, bez trendu, podzimní maxima
MS_11	-789281.58	-987194.38	278.81	279.86	278.33	Kolísání do 1 m, cyklické, bez trendu, maxima v klidovém období
MS_12	-789076.54	-987269.59	286.26	287.27	283.49	Trendový pokles o 1 m
MS_13	-789713.31	-987114.80	254.09	254.89	252.26	Problematický vrt – hladina po 6 měsících měření v roce 2014 stoupla na úroveň vyšší o 2-3 m
MS_14	-789178.21	-986292.61	244.67	245.57	242.98	Trendový pokles cca o 1 m
MS_16	-790119.50	-986742.71	210.44	211.19	208.24	Trendový nárůst o cca 0.4 m
MS_20	-790035.66	-987265.60	233.92	234.8	226.89	Velmi kolísavá hladina, rozkvy do 2 m
MS_21	-790399.04	-987338.54	220.31	221.11	218.88	Kolísání do cca 0.8 m, bez trendu
MS_22	-789361.74	-985602.83	206.94	207.87	204.82	Kolísání do 1.5 m, bez trendu
MS_23	-790191.38	-987147.64	217.96	218.94	216.06	Lineární růstový trend, 1 m
MS_24	-790247.32	-987356.11	223.13	223.93	215.93	Lineární růstový trend, 1 m
MS_25	-789118.44	-985661.99	253.10	253.845	248.57	Kolísání do 1.5 m, bez trendu
MS_26	-789091.75	-985893.93	251.61	252.56	246.30	Lineární poklesový trend o cca 0.5
MS_28	-788873.23	-986332.02	277.57	278.476	268.08	Extrémně stabilní
MS_29	-789137.98	-985475.98	233.60	234.52	230.34	Velmi stabilní, extrém jarní tání 2016
MS_31	-790215.33	-986590.35	199.51	200.348	199.48	Problematický vrt, po 8 měsících pokles o 35 cm, dále velmi stabilní
MS_33	-789559.51	-985904.31	219.26	220.16	210.40	Trendový pokles o cca 0.4 m
MS_34	-789426.74	-986282.56	250.87	251.84	245.20	Kolísání do 0.5 m, bez trendu, 1 extrém 7/2017
MS_35	-789849.42	-986740.36	235.63	236.467	231.17	Trendový nárůst o 1 m v průběhu 2017
MS_36	-789158.23	-985191.14	226.69	227.737	225.32	Kolísání do 0.6 m, bez trendu
HVV_6	-788520.00	-984955.14	266.45	267.304	253.05	Trendový nárůst o cca 2 m, 1 extrém (chyba měření?)

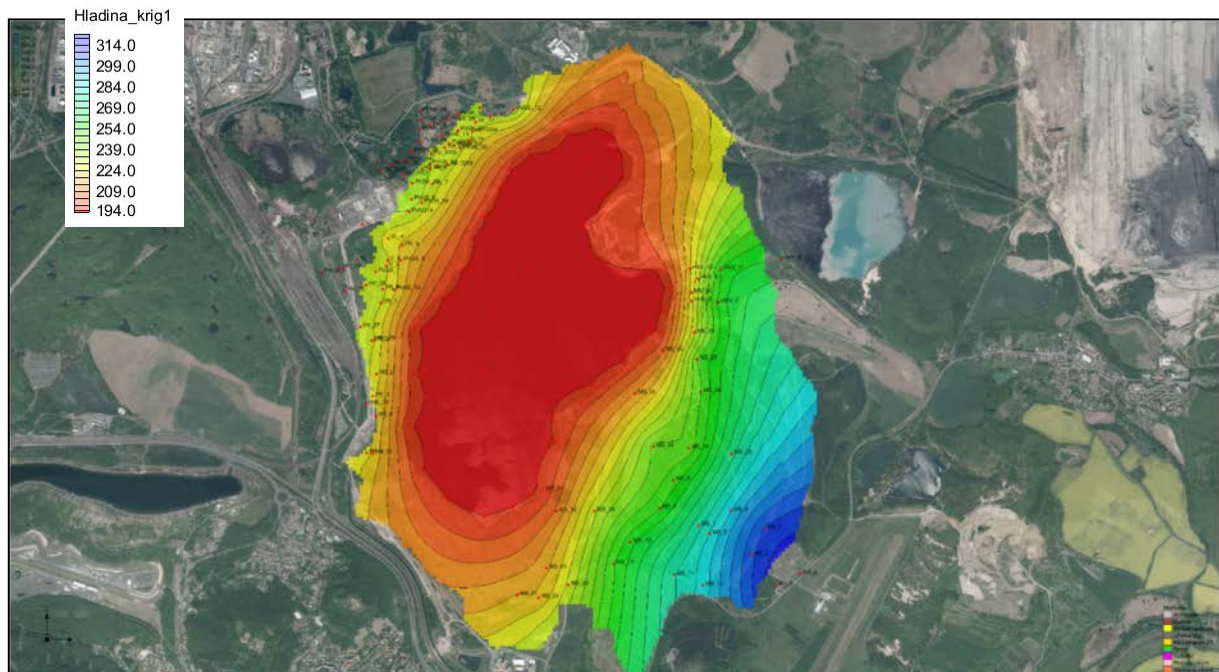
Označení vrtu	x	y	z terén	z pažnice	průměr 2014-2018	komentář
HVV_7	-788966.21	-985259.91	261.59	262.658	252.08	Rozkvy 1.5 m, neobvyklý režim
HVV_8	-789112.72	-985091.01	236.25	237.187	228.14	Relativně stabilní 2015-2016, poté skokový nárůst o 1.5 m a kolísání
HVV_9	-789158.20	-985251.53	228.15	229.06	225.60	Relativně stabilní 2015-2016, poté skokový nárůst o 1 m a kolísání
HVV_10	-789169.84	-985021.42	222.53	223.465	220.34	Relativně stabilní 2015-2016, poté skokový nárůst o 1 m a stabilizace
HVV_11	-788949.00	-985024.63	261.41	262.396	250.97	Rozkvy 1.5 m, neobvyklý režim

Tab. 5.4: Tabulka průměrných hladin podzemních vod za období 2014-2018 na vrtech PTS s interpretovanými trendy

označení vrtu	x	y	z terén	z pažnice	průměr 2014-2018	komentář
HJ_3025	-791363.16	-984324.31	238.74	239.59	236.53	Stabilní vrt
HJ_3033	-790667.06	-983873.34	238.89	239.49	236.66	Stabilní vrt
HJ_3201	-791210.59	-984347.63	239.48	240.29	236.55	Stabilní vrt, mírný poklesový trend
HJ_3203	-790916.75	-984158.92	235.64	235.64	231.97	Stabilní vrt
HJ_3204	-790716.35	-984043.46	233.89	234.54	227.81	Kolísání do 2 m, bez trendu
HJ_3205	-791009.92	-984204.46	235.90	236.36	234.63	Poklesový trend o cca 2 m
HJ_3207	-791079.85	-984308.46	238.05	238.37	236.73	Stabilní vrt
HJ_3208	-790892.39	-984280.83	234.45	235.18	232.64	Nejvariabilnější ze série HJ - kolísání až 4 m
HV_20	-791413.23	-985525.58	232.00	232.94	228.01	Problematický vrt, zvláštní režimní změny - skoky hladin
HV_27	-791518.29	-985434.56	238.79	239.87	233.34	Stabilní vrt
HV_28	-791476.64	-985136.98	241.65	241.90	233.09	Stabilní vrt
HV_29	-791657.61	-985013.42	238.99	240.05	234.37	Stabilní vrt
HV_30	-791626.99	-985176.07	237.24	238.42	234.68	Stabilní, výjimečně skokové změny hladin
HV_31	-791429.59	-986330.00	230.43	230.93	223.39	Poklesový trend o cca 4 m
HVL_33	-791475.07	-985976.65	234.77	235.62	227.43	Stabilní vrt, od 2014 velmi mírný poklesový trend
PR_1	-791371.33	-985263.50	234.54	235.37	230.18	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_2	-791436.51	-985530.57	234.01	234.89	232.12	Stabilní vrt, pravděpodobná chyba měření 12/2017

označení vrtu	x	y	z terén	z pažnice	průměr 2014-2018	komentář
PR_3	-791429.10	-985922.07	235.98	236.74	226.06	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_4	-791471.42	-986329.03	229.46	230.46	225.77	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_5	-791402.03	-985765.67	231.77	232.72	227.04	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_6	-791405.95	-986064.77	232.76	233.62	225.04	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_7	-791357.81	-985163.22	232.36	233.24	230.57	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_8	-791219.31	-984853.15	230.75	231.47	223.16	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PR_9	-791019.74	-984311.04	236.53	237.30	233.75	Stabilní vrt, od roku 2017 mírný trendový pokles
PVDK_37	-791093.81	-984030.85	239.98	240.38	236.20	Poklesový trend od 2016
PVDK_38	-791153.42	-984185.65	239.69	240.49	236.77	Poklesový trend od 2016
PVDK_39	-791291.33	-984278.93	238.99	239.34	237.55	Poklesový trend od 2016
PVDK_49	-791094.67	-983899.18	239.70	240.46	234.90	Poklesový trend od 2016
PVDK_50	-791092.91	-983963.49	239.50	240.25	235.02	Poklesový trend od 2016
PVDK_51	-790827.62	-983922.28	236.37	237.12	233.26	Poklesový trend od 2016
PVDK_52	-790848.20	-984143.34	234.02	234.02	231.47	Monitoring jen 2012
PVDK_53	-791147.18	-984413.12	238.73	239.23	236.82	Poklesový trend od 2016
PVDK_55	-791023.40	-984001.98	235.09	235.84	233.41	Poklesový trend od 2016
PVDK_56	-790804.85	-984166.33	233.82	234.47	230.02	Velmi stabilní vrt
PVDK_57	-790885.86	-984129.36	235.16	235.64	233.17	Výraznější poklesový trend
PVDK_58	-790822.07	-984034.54	235.47	236.04	233.64	Výraznější poklesový trend
PVDK_59	-791080.95	-984550.16	237.67	238.28	233.52	Poklesový trend od 2016
PVSK_29	-790889.86	-983962.69	234.64	234.89	233.28	Stabilní vrt
PVSK_64	-791197.35	-984249.44	239.48	240.14	237.27	Stabilní vrt
PVSK_65	-791088.52	-984116.38	238.30	239.05	234.96	Kolísavá hladina, pokles o cca 1 m v roce 2017
PVUS_9	-791153.62	-984526.28	239.90	240.54	237.00	Stabilní vrt
PVUS_10	-791023.33	-984273.35	236.70	237.72	233.91	Stabilní vrt
PVUS_11	-790937.68	-984073.49	235.47	236.29	233.47	Stabilní vrt, mírný trendový pokles
PVUS_12	-790424.36	-983887.68	242.77	243.31	239.60	Stabilní vrt
PVUS_13	-791281.30	-985168.21	227.66	228.41	225.83	Velmi stabilní vrt, 1 extrém

označení vrtu	x	y	z terén	z pažnice	průměr 2014-2018	komentář
PVUS_5	-791791.35	-985045.58	239.15	239.61	234.70	Extrémně stabilní vrt
PVUS_7	-791407.82	-985042.43	235.98	236.68	231.94	Stabilní vrt
PVUS_8	-791227.86	-984960.77	226.96	227.66	222.17	Stabilní vrt, občasné skokové změny až 2 m
PVUS14	-791169.94	-984616.49	240.52	241.50	234.01	Stabilní vrt
V_10	-790748.91	-984108.40	233.86	234.82	230.75	Trendový pokles od 2014 o cca 2 m
V_15	-790593.01	-983936.31	234.74	235.79	231.34	Velmi kolísavý vrt
V_2	-791330.54	-985001.36	232.96	233.99	229.42	Trendový pokles od 2014 o cca 2 m
V_3	-791323.77	-984960.67	234.97	236.11	231.00	Trendový pokles od 2014 o cca 2 m
VL_11	-790693.89	-983976.57	236.20	236.89	233.61	Kolísání cca 1 m bez trendu
VL_13	-791502.72	-984707.71	240.06	240.81	236.97	Stabilní vrt
VL_14	-791537.72	-984955.39	238.23	238.68	233.67	Kolísání cca 2 m bez trendu
VL_4	-791319.12	-984803.14	244.52	244.77	225.31	Stabilní vrt
VL_7	-791001.80	-984415.73	236.36	236.90	231.86	Stabilní vrt



Obr. 5.31: Interpolovaná hladina podzemní vody v zájmové oblasti (průměrný stav 2014-2018)

5.3.9 Kalibrace a výsledky hydraulického modelu proudění podzemních vod

Hydraulický model proudění podzemních vod byl sestaven ve stacionární formě a kalibrován na hladinové kalibrační cíle, prezentované v Tab. 5.3 a Tab. 5.4. Bilanční kalibrační cíle nebyly k dispozici. Nicméně nejednoznačnost kalibrace limitovala efektivní infiltrace k hladině podzemní vody, která byla stanovena nezávisle pomocí hydrologického modelu HELP a tato byla přijata do modelu bez další kalibrace.

Kalibrace byla provedena pro předpoklad uzavřené bezodtoké hydrogeologické struktury s nepropustnou bází tvořenou podložním miocénem a částečně vulkanity. Pokud by docházelo lokálně k intenzivnějšímu přestupu vod do hlubších struktur, bylo by to pravděpodobně zjevné z hydroizohyps interpretovaných z režimního měření. Jsme si vědomi, že k určitému přestupu zejména v oblasti narušené předchozím hlubinným dobýváním ložiska může docházet a s tímto předpokladem budeme pracovat při hodnocení vodní bilance modelu a vodní bilance jezera Most.

Kalibrována byla jednak hydraulická vodivost horninového prostředí (Tab. 5.5) a v části modelu také okrajové podmínky, kdy byly přijaty předpoklady mírných podpovrchových přetoků napříč geomorfologicky vymezené povrchové rozvodnici. Tento předpoklad je vzhledem k heterogenitě výsypky a existenci méně propustných poloh hydrogeologicky reálný. Statistické parametry kalibrované hydraulické vodivosti v rámci celé modelové domény jsou patrné z a ukazují, že celkově se jedná o **horninové prostředí charakteru polopropustných až nepropustných hornin**.

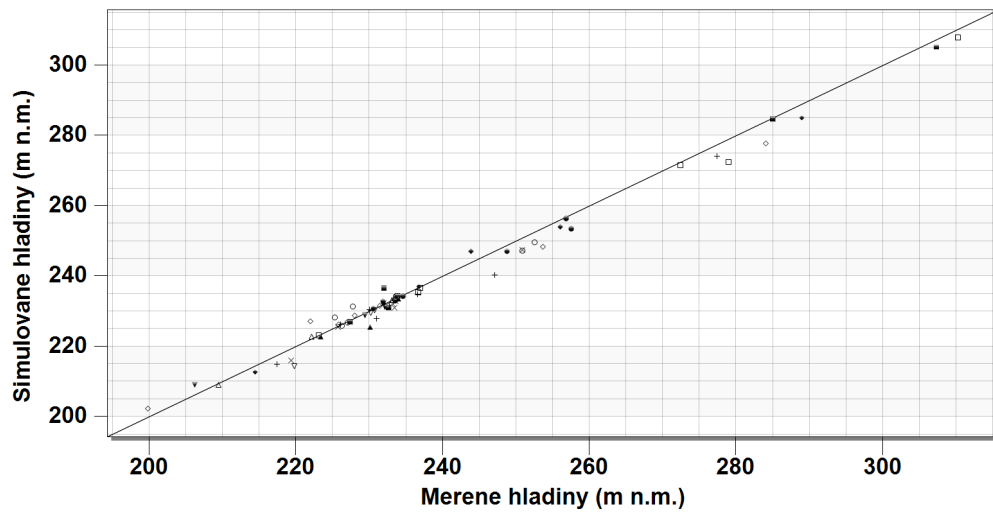
Tab. 5.5: Kalibrované hodnoty hydraulické vodivosti horninového prostředí

Minimum	1,45 e-010 m/s
Maximum	0,000078 m/s
Průměr	2,861 e-006 m/s
Medián	5,981 e-007 m/s
Směrodatná odchylka	7,869 e-006 m/s

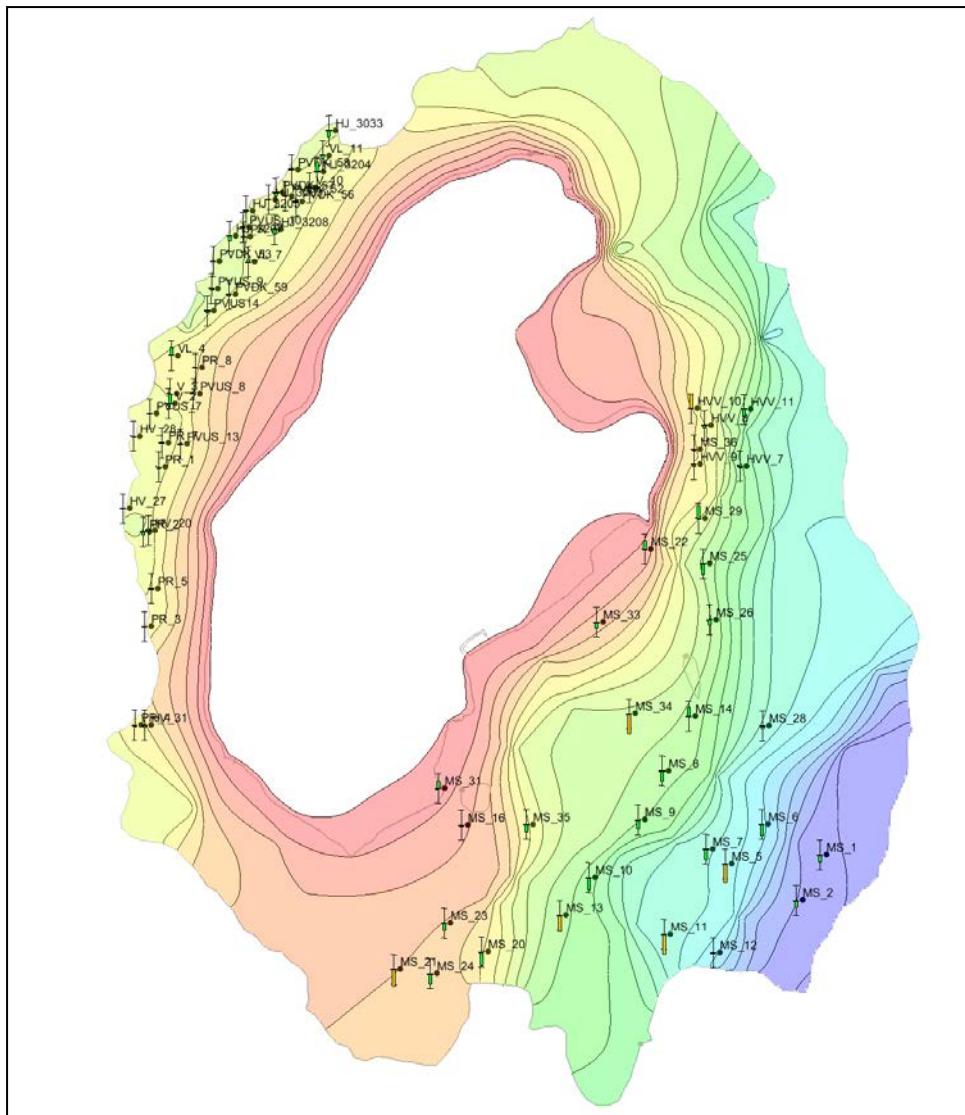
Výsledky modelu a úroveň jeho kalibrace je dokumentována ve formě statistických parametrů reziduálů (odchylek) simulovaných hladin od měřených hladin (Tab. 5.6), grafickým srovnáním měřených a simulovaných hladin hydraulického modelu (Obr. 5.31) a mapou simulovaných hydroizohyps (Obr. 5.32).

Tab. 5.6: Statistické parametry reziduálů hladin

Mean Residual (Head)	1,57 m
Mean Absolute Residual (Head)	2,60 m
Root Mean Squared Residual (Head)	5,04 m



Obr. 5.32: Srovnání měřených a simulovaných hladin hydraulického modelu (MODFLOW)



Obr. 5.33: Simulovaná hladina podzemní vody se znázorněním kalibračních odchylek pro stacionární simulaci (MODFLOW)

Z měření hladin podzemních vod a simulace vyplývá, že v rámci dílčího povodí jezera Most podzemní vody stékají v nadloží jílové jednotky podložního miocénu směrem k jezeru, kde infiltrují do jezera. Je možno předpokládat, že jejich část může přestupovat v místech poddolovaných hlubinnou těžbou do narušených částí horninového masívu.

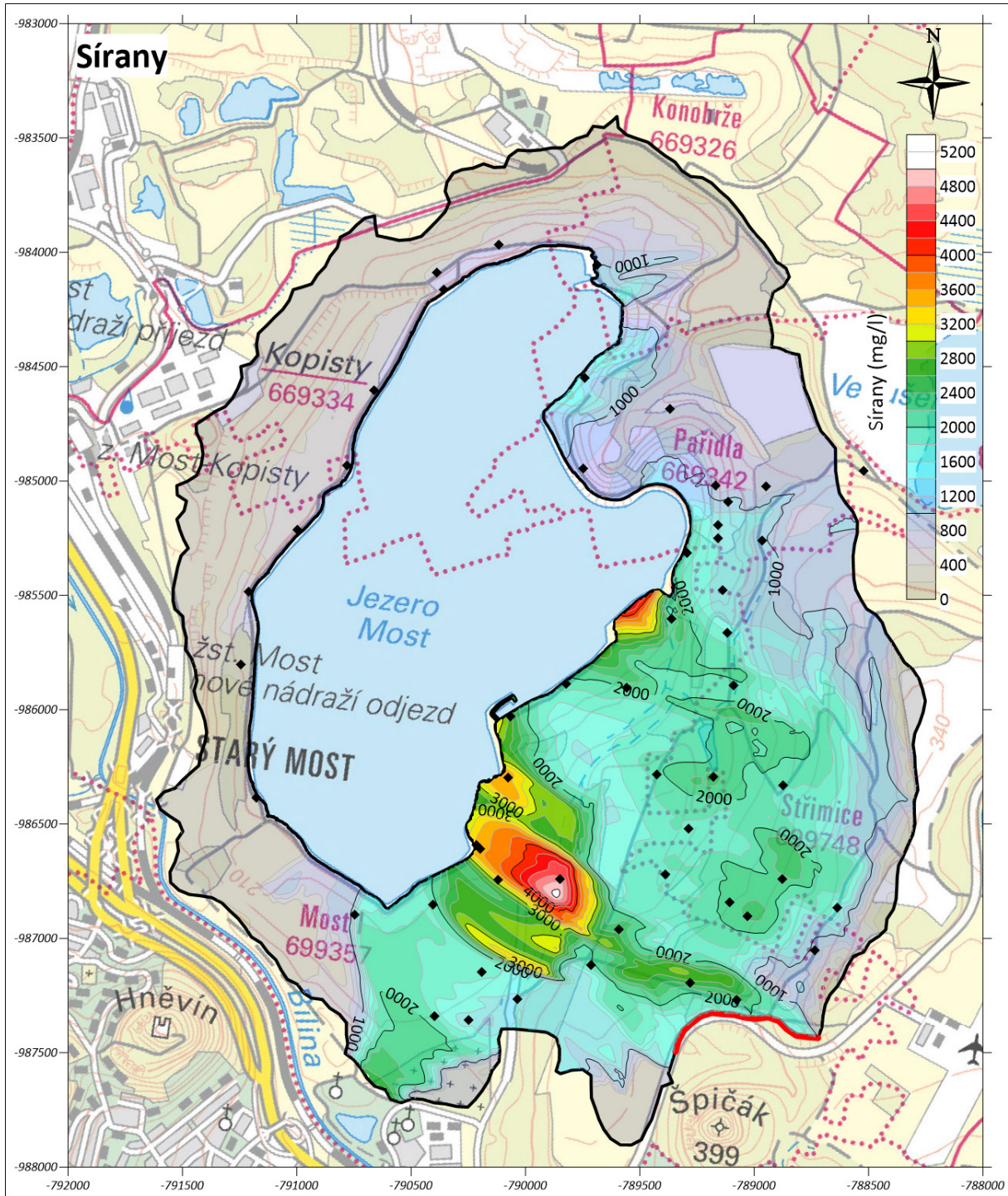
Z hlediska cíle práce – stanovení vodní bilance jezera Most – je podstatným výstupem hydraulického modelu **vodní bilance modelu** (Tab. 5.7). Z té vyplývá, že převážná většina vod dílčího povodí má původ ve srážkách spadlých na jeho ploše (odvozeno z hydrologického modelu HELP). Vzhledem k nedostatku poznatků o poddolování předpokladu nepropustných hrází likvidovaných důlních děl, byl v hydraulickém modelu přijat předpoklad nepropustného podloží. Proto předpokládáme jako jedinou možnost, že voda infiltrující na ploše dílčího povodí odtéká podzemním odtokem do jezera. Bilančně jde o velmi malé množství $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$, což při přepočtu na břehovou linii představuje $0,293 \text{ l/s}/100 \text{ m}$ břehové linie. Tato malá kvantita odpovídá velmi malé propustnosti horninového prostředí v oblasti a zahrnuje pouze odtok v saturované zóně.

Tab. 5.7: Bilanční výstup z modelu MODFLOW

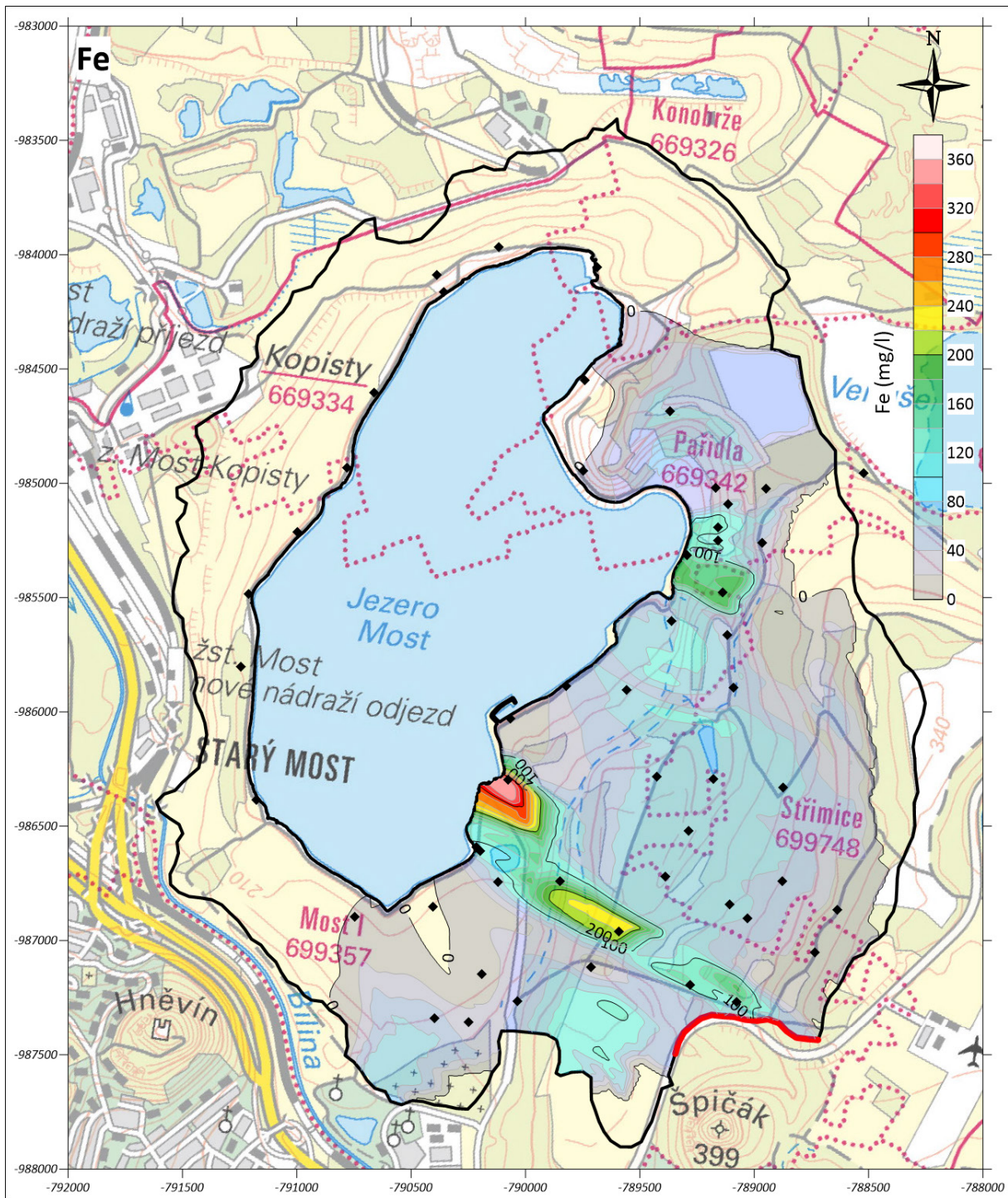
Bilance toků MODFLOW	m ³ /s	m ³ /rok
VSTUP:		
Specifikovaná hladina	0	0
Hladinově závislé okrajové podmínky	0,006308263	198937,4
Efektivní infiltrace	0,02042726	644194,2
Celkový vstup do modelu	0,02673552	843131,6
VÝSTUP:		
Specifikovaná hladina	0	0
Hladinově závislé okrajové podmínky	0,026864941	847212,8
Efektivní infiltrace	0	0
Celkový výstup z modelu	0,026864941	847212,8
BILANCE:		0
VSTUP - VÝSTUP	-0,000129413	-4081,16
Rozdíl v %	-0,482878574	-1,5E+07

5.3.10 Výsledky modelu transportu rozpuštěných látek v podzemních vodách

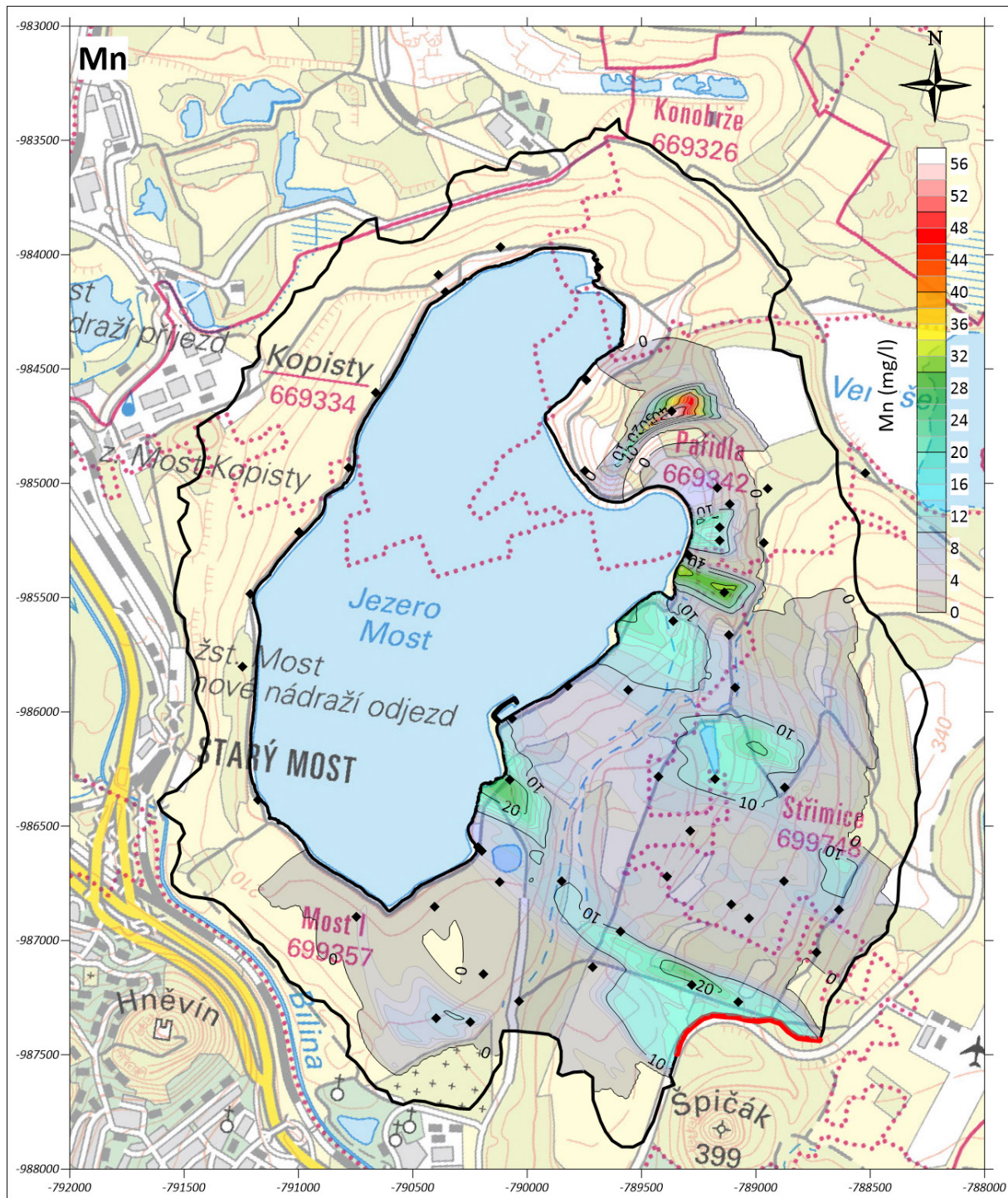
Výsledky ustáleného transportního modelu jsou prezentovány ve formě rozložení koncentrací simulovaných polutantů na Obr. 5.33 až Obr. 5.35.



Obr. 5.34: Modelované koncentrace síranů v mg/l v zájmové oblasti



Obr. 5.35: Modelované koncentrace železa v mg/l v zámové



Obr. 5.36: Modelované koncentrace manganu v mg/l v zájmové

Z výše uvedených obrázků je zřejmé, že zdrojem kontaminace je zejména Střimická výsypka. Do jezera přitékají kontaminované vody zejména v jeho jihovýchodní části, což naprosto odpovídá in-situ pozorování vtoku kontaminovaných vod do jezera. Tento závěr se týká zejména síranů a železa, kteréžto jsou spjaté svým původem – oxidací pyritu. V případě obsahu manganu jsou vedle jeho obsahu v uhelné hmotě také na severu pravděpodobně zdrojem jílové minerály zvětrávajících vulkanitů.

V Tab. 5.8 je bilance transportního modelu, která ukazuje, kolik kontaminantů se dostává do modelové domény prostřednictvím vymývání z výsypky infiltrovanými vodami (II OP), kolik přetokem přes hranici (III):

OP). Důležitým výstupem transportního modelování je bilance polutantů přestupujících do jezera - 2200 kg síranů za den, 57 kg železa a cca 8 kg manganu. Vzhledem ke kvalitě vstupních dat a všem výše diskutovaným nejistotám je nutno tento závěr brát jako předběžný.

Tab. 5.8: Bilance transportního modelu

Kontaminant	Sírany	Fe	Mn
Přínos kontaminace do modelu skrz II. transportní OP (kg/den)	9 000	260	27
Přínos kontaminace do modelu skrz III. transportní OP (kg/den)	370	10	3
Odnos do jezera (kg/den)	-2 200	-57	-7,8

5.4 REŽIM VÝVOJE KVALITY DŮLNÍ VODY NA DOLE J. ŠVERMA A VRŠANY

Odvodňování povrchového dolu v průběhu těžby představuje významný zásah do hydrogeologického režimu v širším okolí lomu. Kvalita a kvantita důlní vody, která je zpravidla po přečištění vypouštěna do povrchových recipientů, závisí na konkrétních geologických a hydrogeologických podmínkách – přítocích z jednotlivých zdrojových kolektorů – přírodních a antropogenních. Proto je velmi důležité stanovit podíly jednotlivých zdrojů na směsi důlních vod a také kvalitu přítoků z dílčích zdrojů. Podíly přítoků z jednotlivých zdrojových kolektorů se liší v průběhu hydrologického roku v závislosti na klimatických podmínkách. Dále pak po uzavření lomu v závislosti na způsobu likvidace dolu a rekultivace se podíly dílčích přítoků bilančně mění a tyto poznatky umožňují predikovat potenciální problémy s kvalitou důlních vod po ukončení těžby.

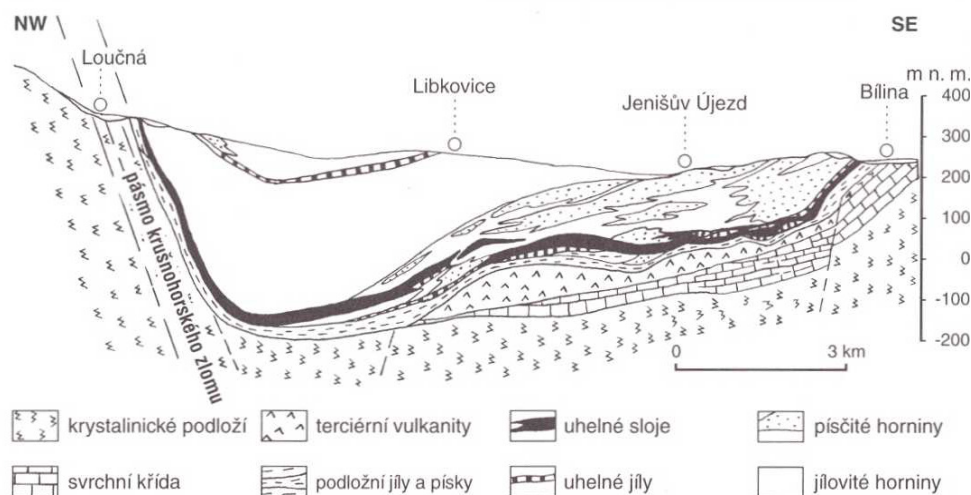
Cílem této studie bylo stanovení podílu dílčích přítoků z jednotlivých kolektorů na celkovém odvodňování lomu a studium režimu odvodňování a změny podílu přítoků z jednotlivých kolektorů v závislosti na klimatických charakteristikách. Na základě charakterizace zájmového území – popisu geologických a hydrogeologických poměrů – byly vyčleněny dílčí kolektory a vybrána odběrná místa pro roční monitoring důlních vod na dole J. Šverma a Vršany. Základem analýzy je jednak hodnocení vodní bilance v simulačním softwaru HELP a dále stanovení podílu přítoků ve směsi softwarem KYBL, který byl vyvinut na VŠB-TU Ostrava.

5.4.1 Geologické a hydrogeologické poměry zájmového území

Pro účely této studie byly informace o geologických a hydrogeologických poměrech hlavních kolektorů na lokalitě lomu Vršany čerpány především ze zprávy Halíře (2010).

V širším prostoru zájmového území se uplatňují následující stratigrafické jednotky znázorněné také na Obr. 5.36:

- krystalinikum
- křídové sedimenty
- terciérní sedimenty vulkanogenního původu
- podložní písky
- souvrství hnědouhelných slojí
- svrchní meziložní písky
- nadložní souvrství
- kvartérní sedimenty



Obr. 5.37: Geologický profil sv. částí mostecké pánve mezi Loučnou u Litvínova a Bílinou (orig. A. Elznic 2000, profil ověřen třiceti hlubinnými vrty, in Chlupáč et al. 2002)

Z hlediska zadání řešeného úkolu nás zajímaly především jednotky ovlivněné těžbou, představující zvodněné kolektory podzemních vod.

Kvartérní sedimenty

Kvartérní sedimenty jsou tvořeny převážně sprašemi, sprašovými hlínami, místy štěrky nebo písčito-jílovitými sedimenty s proměnlivou štěrkovou příměsí. Propustnost spraší a sprašových hlín je minimální a mají spíše izolační vlastnosti. U štěrku se koeficient filtrace pohybuje v mezích 10^{-4} až 10^{-7} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ a v terénních depresích nebo aluviích potoků se stávají kolektory mělkých podzemních vod.

Souvislé těleso fluvialních terasových náplavů, tvořených štěrky a štěrkopísky, se vyskytuje v severní části zájmového území. Maximální mocnosti této akumulace dosahují v zájmovém území cca 5 až 6 m. Podle nového vrtného průřezu z roku 2009 je akumulace zvodněná. Druhá akumulace kvartérních štěrků se nachází ve zbytcích aluvia bývalého Slatinického potoka.

Podloží kvartérních sedimentů tvoří tzv. **nadložní souvrství**. To je tvořeno komplexem většinou jílovitých sedimentů, které jako celek mají charakter hydrogeologického izolátoru. V prostoru žatecké delty jsou zdokumentovány polohy jílu, písčitého jílu, prachovců a písků, občas s náznaky uhelné sedimentace.

Svrchní meziložní písky

Svrchní meziložní písky, uložené mezi svrchní a střední uhelnou slojí, tvoří plošně rozsáhlý a mocný komplex nepravidelných písčitéch poloh, oddělených polohami písčitého jílu a jílu až jílovců. Svrchní meziložní písky jsou převážně jemnozrné (velikost zrna 0,1 až 0,3 mm) a bez předchozího odvodnění mají kuřavkový charakter. Časté jsou náhlé změny nejen mocnosti, ale i propustnosti ve vertikálním i horizontálním směru v závislosti na místním litofaciálním složení sedimentů. Vznikl zde komplikovaný systém dílčích kolektorů, poloizolátorů a izolátorů s různým stupněm hydraulické spojitosti.

V deltě mohutného fosilního toku vznikl složitý komplex poloh různě vytříděných písků a písčitého jílu. V důsledku vyplňování koryt a prohlubnění materiálem přinášeným říčním tokem se zde tyto písky a písčité jíly vyskytují ve velmi proměnlivých mocnostech (od několika desítek centimetrů až po hodnoty kolem 50 m).

Ve společném předpolí lomů J.Šverma a Vršany tvořil komplex písčitých vrstev svrchního meziloží dvě deprese – západní a východní, které byly od sebe v jižní části odděleny jakýmsi hřbetem sedimentů jílovitého charakteru s minimální propustností. V severní části jsou obě deprese vzájemně propojeny. Západní deprese je rozsáhlejší a hlubší. Písčité polohy místy prakticky nasedají na hlavu druhé (hlavní) sloje.

Souvrství hnědouhelných slojí

Souvrství hnědouhelných slojí se v širší oblasti zájmového území vyskytuje ve dvojitým vývoji. Hranici tvoří linie štěpení sloje, probíhající zhruba ve směru Ryzelský vrch – Vysoká Pec u Jirkova. Na sever od této linie se vyskytuje sloj víceméně jednotná, na jih od této linie se sloj začíná štěpit (jezerně-deltový vývoj) nejprve na dvě, postupně na tři a více uhelných poloh, které postupně ztrácejí na mocnosti i kvalitě. Uhelná sedimentace v tomto prostoru byla přerušována kolísajícím přínosem klastického materiálu – jednotlivé sloje jsou odděleny meziložními vrstvami. Tyto meziložní vrstvy jsou tvořeny faciálně proměnlivým komplexem jílovitých, jílovito-písčitých a písčitých sedimentů rozsáhlé oblasti „žatecké delty“ mohutného třetihorního toku, která od jihu zasahuje do širší oblasti zájmového prostoru.

Přírodní propustnost uhelné sloje odpovídá koeficientu filtrace 10^{-6} až 10^{-7} m·s⁻¹, lokálně při okrajích pánve 10^{-5} m·s⁻¹. První (svrchní) sloj je oddělena od ostatních slojí mocnými vrstvami sedimentů svrchního meziloží. Sloje mají omezenou puklinovou propustnost ovlivněnou kvalitou a hloubkou jejich uložení. Nepředpokládá se výrazné zvodnění sloje, které by vyžadovalo řízené odvodňování. Přesto byl zachycen výtok vod z uhelné sloje na skryvkový řez lomu Vršany.

Souvrství podložních písků

Produktivní slojové souvrství je na bázi tvořeno podložními písků. Jsou většinou středně až hrubě zrnité a dobře propustné. Jejich koeficient filtrace se pohybuje v řádech 10^{-4} až 10^{-5} m·s⁻¹.

Nejvýznamnějšími zvodněnými kolektory v zájmovém území jsou podložní písků, meziložní písků a kolektor kvartérních štěrků a písků.

Kolektor kvartérních písků a štěrků

Stratigraficky jsou tyto sedimenty součástí kvartérního pokryvu. V celém zájmovém prostoru jsou překryty vrstvou ornice o mocnosti řádově desítek centimetrů a vrstvou písčité hlíny o mocnosti desítek centimetrů až metrů. Petrograficky lze tyto sedimenty charakterizovat jako komplex štěrků, štěrkopísků a v menší míře písků. Klastická složka je zastoupena valouny ruly a úlomky a valouny křemene. Výplň pak tvoří písčito-jílovitá složka.

Mocnost kolektoru kvartérních písků a štěrků se pohybuje v rozmezí 0,1 m až 6,0 m a ojediněle až 8,0 m. V centrální části území dosahuje kolektor průměrné mocnosti 1,0 m.

Hladina podzemní vody se nachází mělce pod úrovní terénu (2,5 až 6,0 m). Zaznamenané kolísání hladiny vody v těchto vrtech naznačuje přímou závislost zvodnění na srážkových úhrnech. Vzhledem k blízkosti skryvkových řezů lomu Vršany od monitorovacích vrtů a na základě konfigurace báze kolektoru kvartérních písků a štěrků lze předpokládat i zvýšený drenážní účinek lomu. Tento účinek se snižuje se stoupající vzdáleností pozorovacích objektů od porubní fronty lomu.

Kolektor svrchních meziložních písků

V kolektoru svrchních meziložních písků určitým způsobem dochází k doplňování zásob vody, avšak ze zatím blíže nezjištěných a nepotvrzených zdrojů. Zřejmě půjde o dotace od východu, ze zvodněných partií Slatinické výsypky, jejíž zvodnění bylo potvrzeno penetračním průzkumem. Další přítoky by mohly být ze

směru od vrchu Ressler prostřednictvím akumulace nadložních písků, štěrku a štěrkopísků, které tvoří v nadloží první sloje zvodněný kolektor.

Mocnost kolektoru v západní depresi kolísá, ale dosahuje i hodnot přesahujících 50 metrů. Také mocnosti meziložních písků nedosahují ve východní depresi tak velkých hodnot. Na větší části deprese dosahují mocnosti 10 m. Na omezených plochách, především opět při severním okraji kolektoru, dosahují mocnosti 20 a více metrů.

K odvodňování kolektoru a snižování hladiny dochází v současnosti samovolně, gravitačně, výtokem vody na skrývkové řezy lomu Vršany, kde je zachycována systémem odvodňovacích příkopů. Příkopy jsou zaústěny do sedimentační jímky čerpací stanice ČS 92 a odtud čerpány do Retenční nádrže a dále do zbytkového koryta Slatinického potoka. V případě nepříznivého chemického složení je možné vody z Retenční nádrže čerpat nejprve do úpravny důlních vod Vršany.

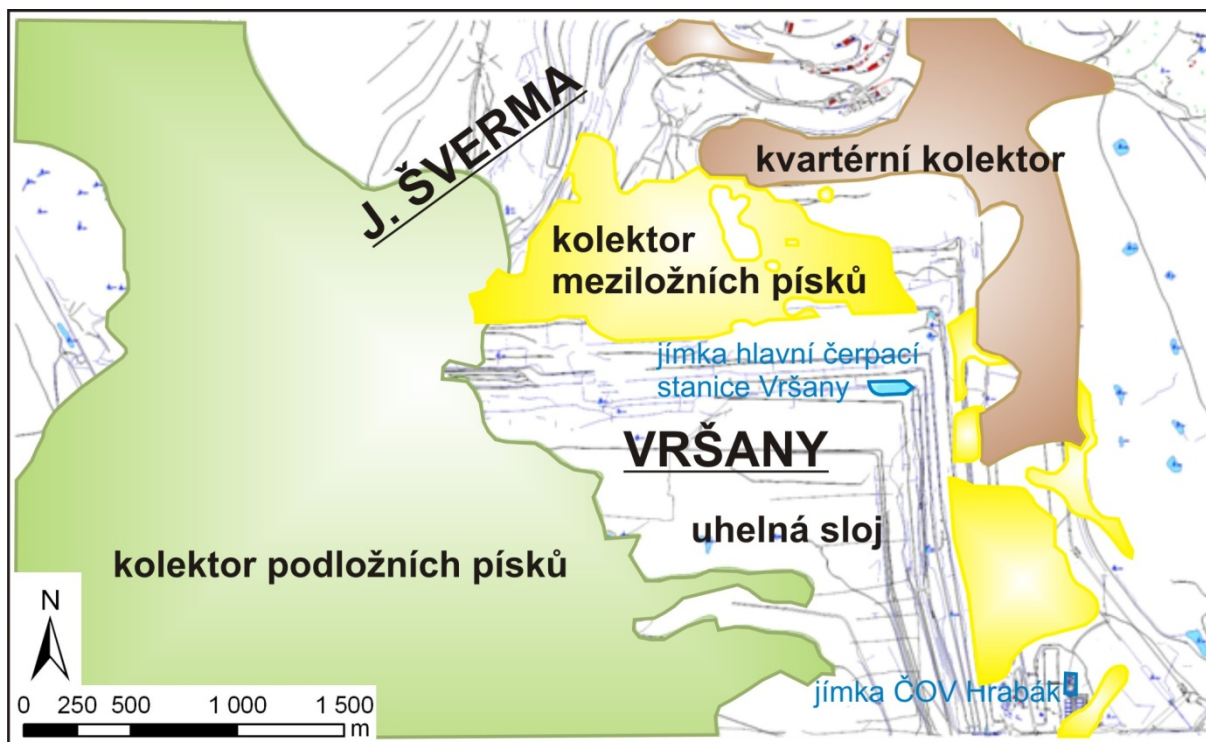
Kolektor podložních písků

Podložní písky jsou nejrozsáhlejším zvodněným kolektorem pánve. Tvoří jednotný hydraulický systém s dotační oblastí zejména ve svazích a na úpatí Krušných hor, kde vychází k povrchu. Napájený je především prostřednictvím kvartérních sutí, jejichž zvodnění je úzce závislé na srážkových úhrnech a tání sněhu. Největších mocností dosahují podložní písky pod Krušnými horami mezi Kundraticemi a Jirkovem (až 100 m). V prostoru severně od Strupčic se jejich maximální mocnost pohybuje kolem 40 metrů (vrt STE 2 – 42 m).

Pod zájmové území zasahuje severovýchodní okraj tohoto rozsáhlého kolektoru. Původní napjatá hladina kolektoru podložních písků dosahovala v prostoru Šverma-Vršany úrovně 230 až 235 m n.m. Vztlak na bázi sloje dosahoval 0,2 až 0,8 MPa a ohrožoval lomové provozy průvaly a enormními přítoky vody. Pro zajištění bezpečnosti provozu se od počátku těžby snižovala hladina vody v podložních píscích organizovaným čerpáním pod úroveň dna lomů. Kolektor podložních písků vyklišuje v prostoru stávajícího dna lomu Vršany, kde dosahuje mocnosti cca 5 m. Z větší části je již prostor, kde nasedala uhelná sloj na vyklišující podložní písky v lomu Vršany, odtěžen a přesypán vnitřní výsypkou. V prostoru lomu J. Šverma dosahuje lokálně dovrtaná mocnost podložních písků až několika desítek metrů.

5.4.2 Monitoring zdrojových důlních vod

V zájmové lokalitě byly jako zdrojové vody určeny vody tří kolektorů podzemních vod a vody protékající uhelnou slojí. Jedná se o kvartérní kolektor, kolektor meziložních písků a kolektor podložních písků. Vody protékající uhelnou slojí představují další zdroj, který je sváděn do jímky hlavní čerpací stanice Vršany a podílí se tak na modifikaci složení směsných vzorků. Rozložení zdrojových kolektorů je znázorněno na Obr. 5.37.



Obr. 5.38: Významné kolektory v lomu Vršany a J. Šverma

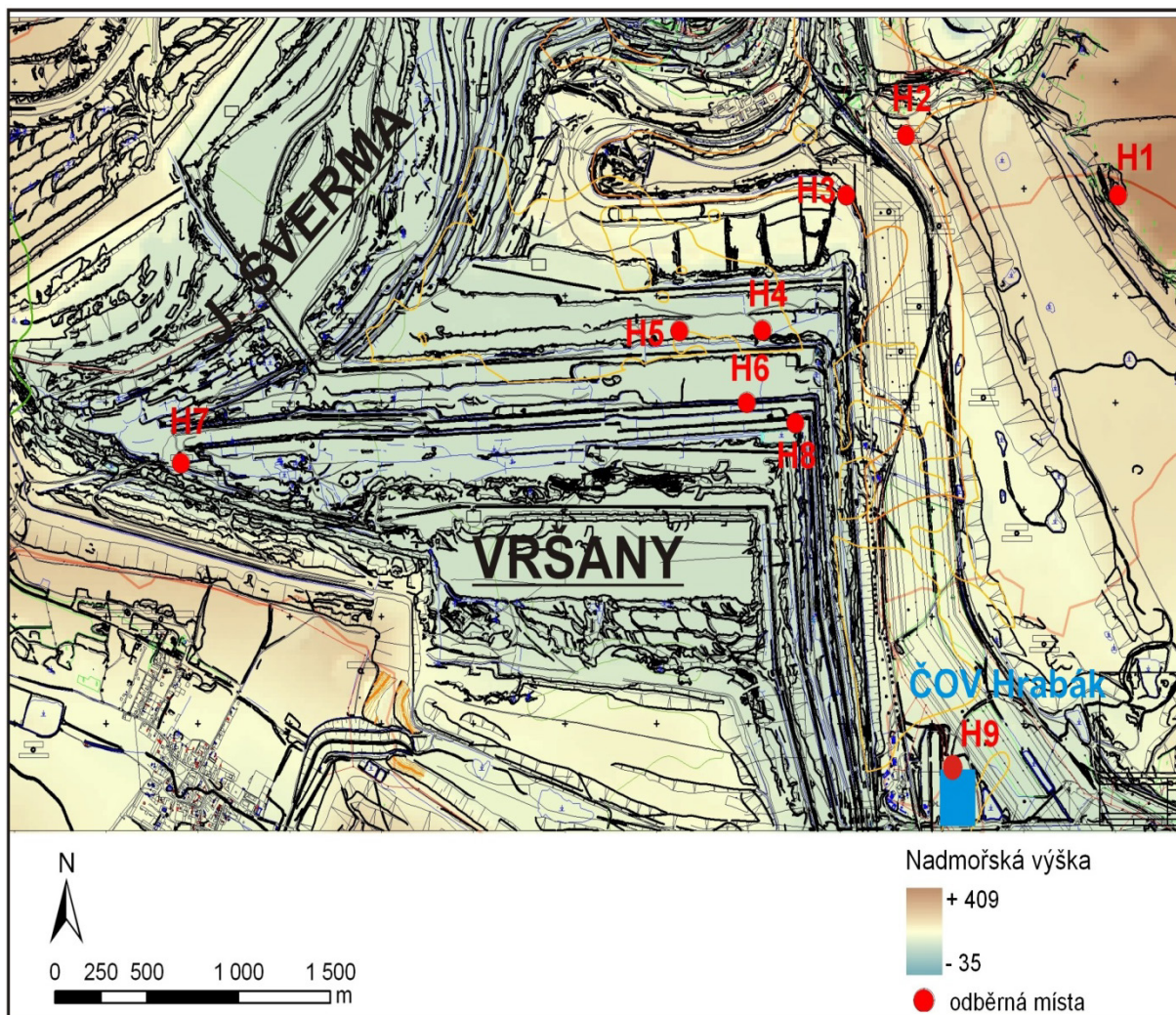
Na základě terénního průzkumu bylo vybráno 7 odběrových míst, která jednoznačně reprezentují požadované zdroje a dále byla zvolena 2 odběrová místa směsných vzorků důlních vod. Popis všech monitorovaných míst je uveden v Tab. 5.9.

Tab. 5.9: Souhrnný popis odběrných míst

kód odběrného místa	X _{JTSK}	Y _{JTSK}	Z m n.m.	popis
H1	989031	794483	326,50	pramenní vývěr na úpatí vrcholu Ressler
H2	988750	795640	*270,95	vrt HY392/NP3
H3	989032	795966	266,80	vývěr z kvartéru na skrývkový řez
H4	989662	796422	202,80	vývěr z meziložních písků na skrývkový řez
H5	989665	796875	203,50	vývěr z meziložních písku (kaverna) na skrývkový řez
H6	990002	796506	167,50	vývěr z uhelné sloje na řez
H7	990283	799590	*177,10	vrt STE791/7 do kolektoru podložních písků
H8	990097	796241	158,80	jímka hlavní čerpací stanice Vršany
H9	991708	795384	241,77	jímka ČOV Hrabák

*aktuální úroveň hladiny podzemní vody

Celý monitorovací profil je pak znázorněn na Obr. 5.38.



Obr. 5.39: Lokalizace vzorkovacích míst v lomu Vršany a J. Šverma

Odběry vzorků a chemická analýza

Na vybraných odběrových místech bylo realizováno vzorkování zdrojových a důlních vod. Interval odběrů vzorků vod byl stanoven 1x za měsíc. Na vzorcích vod byly provedeny standardní chemické analýzy základních chemických a fyzikálně-chemických parametrů (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , NH_4^+ , Mn^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , alkalita, acidita, pH, Eh, teplota, konduktivita). Na základě výsledků prvních sérií měření byly stanovované parametry upraveny (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , NH_4^+ , Mn^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , alkalita, acidita, pH, Eh, teplota, konduktivita).

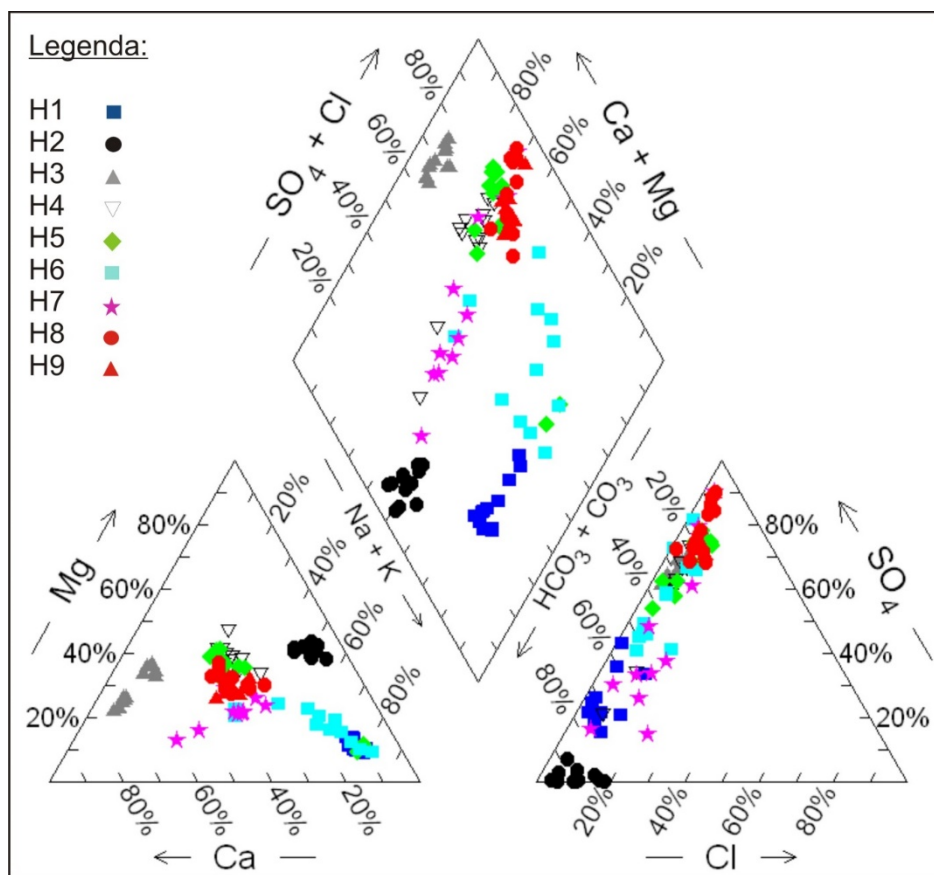
Jednorázově byly odebrány vzorky vod na stanovení stopových prvků (Pb, Zn, Cu, V, Mo, Si, Cr). Dále byly provedeny jednorázové odběry a analýzy srážkových vod a sněhové pokrývky (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , DOC, alkalita, acidita, pH, konduktivita).

Získané výsledky chemických analýz zdrojových a důlních vod byly zpracovány v hydrochemických programech PHREEQC for Windows (Parkhurst a Appelo 1999) a The Geochemist's Workbench (Bethke a Yeakel 2009).

Hydrogeochemická specifikace hlavních zdrojových a důlních vod

Zdrojové vody pochází z kvartérního kolektoru (H1, H2, H3), kolektoru meziložních písků (H4, H5), kolektoru podložních písků (H7) a z uhelné sloje (H6). Kromě vod z kolektoru podložních písků jsou vody z ostatních lokalit sváděny do jímky hlavní čerpací stanice Vršany (H8) a jímky ČOV Hrabák (H9) a podílí se tak na modifikaci složení směsných vzorků důlních vod.

Chemické analýzy všech vzorků vod byly použity k vytvoření Piperova diagramu, který názorně prezentuje rozdílné chemické složení jednotlivých vod z různých kolektorů, ale i výrazné rozdíly v chemismu v rámci kvartérního kolektoru (Obr. 5.39). Naopak směsné vzorky důlních vod z jímek (H8, H9) vykazují velice podobné chemické složení (Obr. 5.39). Svým složením se směsným vzorkům z jímek nejvíce podobají vzorky vod z kolektoru meziložních písků (H4, H5).



Obr. 5.40: Piperův diagram zdrojových a důlních vod

Kvartérní kolektor

Podzemní vody z kvartérního kolektoru jsou odebírány na třech lokalitách. Vzorek H1 reprezentuje pramení vývěr na úpatí vrcholu Ressler (Obr. 5.40a). Vzorek H2 je odebírán z hydrogeologického vrtu HY392/NP3 (Obr. 5.40b) a vzorek H3 reprezentuje vývěr vod z kvartérního kolektoru na skryvkový řez (Obr. 5.40c).

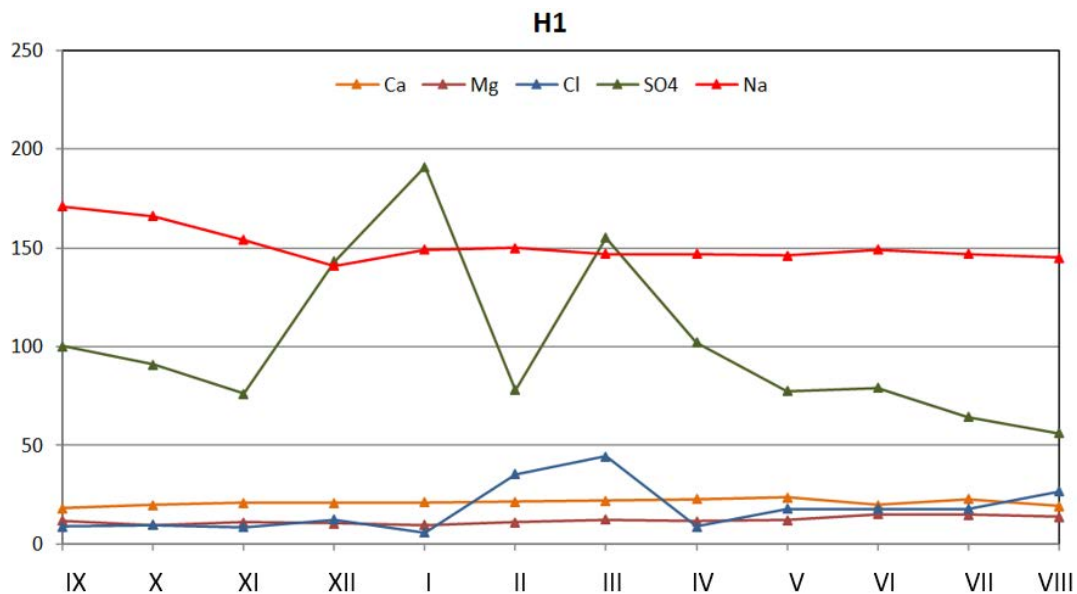


Obr. 5.41: Odběrná místa vod z kvartérního kolektoru: a/ H1 – pramenní vývěr na úpatí Vrcholu Ressler; b/H2 – vrt HY392/NP3; c/H3 – vývěr vod na skrývkový řez

VZOREK H1

Pramenní vývěr na úpatí vrcholu Ressler reprezentuje antropogenní činností nejméně postižený vzorek vody vytékající z kvartérního kolektoru. Teplota vzorků vody kolísala od 6,9° do 12,7°C v závislosti na ročním období, kdy byl vzorek odebírán. Stejnou sezónní závislost vykazovalo i pH. (7,7 až 8,15). Eh vykazovalo nejrozkolísanější trend, ale vzhledem k neúplnosti ročních měření nelze konstatovat sezónní závislosti.

Vývoj koncentrací majoritních kationtů v čase ve vodách na lokalitě H1 je znázorněn na Obr. 5.41. Dominantní jsou koncentrace iontů Na^+ a HCO_3^- . Vody z pramenního vývěru na vrcholu Ressler byly tedy klasifikovány jako vody **Na-HCO₃ typu** (Obr. 5.42).



Obr. 5.42: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H1

Chemické analýzy vzorků vod byly dále použity jako vstupní údaje pro geochemické modelování v hydrochemickém programu PHREEQC. Z modelu vyplývá, že vody na lokalitě H1 jsou přesycené vůči hliníku a železu. Al^{3+} se bude v roztoku komplexovat ve formě $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ a Fe^{3+} se bude srážet jako amorfní $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Model také naznačuje pouze mírné přesycení roztoku k vápníku a hořčíku, a proto se nepředpokládá jejich výrazné vysrážení v tomto kolektoru a tedy ani úbytek těchto iontů v roztoku. V tomto kolektoru dochází ke snižování koncentrací hliníku a železa v důsledku jejich vysrážení.

Obr. 5.43: Stiffeho diagram vod z pramenního vývěru na vrcholu Ressler (lokality H1)

VZOREK H2

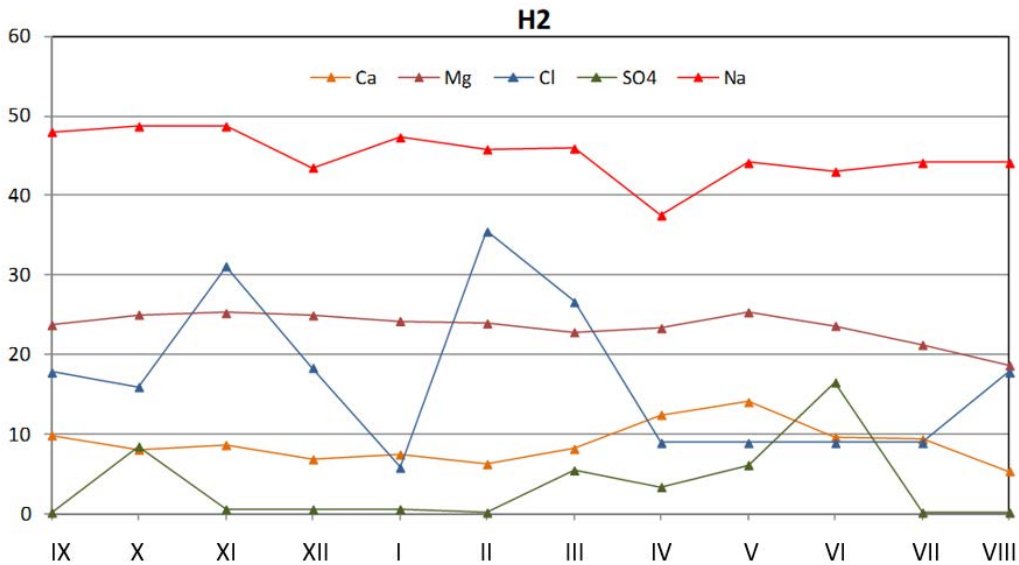
Představuje vodu z hydrogeologického vrtu HY392/NP3. Teplota vzorků vody kolísala od 8,3° do 12,1°C v závislosti na ročním období, kdy byl vzorek odebírán. pH v těchto vzorcích vod bylo výrazně alkaličtější než v pramenním vývěru kvartérního kolektoru na úpatí vrcholu Ressler (pH 9,0 až 8,6). Měřené konduktivity ve vzorcích vod na lokalitě H2 byly nižší než v předchozích vzorcích vod z lokality H1. Nižší konduktivita vod na této lokalitě správně odpovídá nižším koncentracím majoritních prvků (především Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} a HCO_3^- iontů). Eh kolísalo od 67,9 mV po 159,75 mV.

Ve vzorcích vod z hydrogeologického vrtu HY392/NP3 byly monitorovány výrazně nižší koncentrace síranů (max. 16,48 mg/l) než na dalších lokalitách (H1 a H3), představující rovněž vody z kvartérního kolektoru.

Dále koncentrace CO_3^{2-} iontů byly v těchto vodách po celé monitorované období pod mezí detekce (< 0,1 mg/l), což není v souladu s vyššími hodnotami pH v rozmezí 8,6 – 9,1 na této lokalitě, kdy naopak předpokládáme vyšší koncentrace uhličitánových iontů než ve vodách z lokality H1 s nižšími měřenými hodnotami pH.

V těchto vodách byly také zastiženy nejnižší koncentrace vápníku ze všech monitorovaných lokalit a vyšší koncentrace Mg^{2+} iontů oproti Ca^{2+} iontům. To indikuje prostředí chudší na primární minerály, uvolňující do prostředí vápník než na jiných lokalitách nebo prostředí podporující sorpci těchto prvků na jílové minerály. Také zde byly analyzovány nízké koncentrace Na^+ iontů. Naopak zde byly zjištěny nejvyšší koncentrace Fe^{3+} iontů ze všech lokalit monitorujících vodu kvartérního kolektoru.

Vývoj koncentrací majoritních kationtů v čase ve vodách na lokalitě H2 je znázorněn na Obr. 43. Dominantními ionty v těchto vodách jsou Na^+ a HCO_3^- . Vody z hydrogeologického vrtu HY392/NP3 byly označeny jako vody **Na-HCO₃ typu** (Obr. 5.44).



Obr. 5.44: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H2

Obr. 5.45: Stiffeho diagram vod z hydrogeologického vrtu HY392/NP3 (lokalita H2)

Přestože se u tohoto vzorku předpokládá průchod přes výsypku, nebyla tato možnost prokázána nárůstem koncentrace síranů ani poklesem pH. Důvodem může být jednak rychlý průsak vody kvartérními sedimenty, popř. výsypkou, že se prvky nestihnou do prostředí uvolnit; nebo voda na této lokalitě je naředěna vodou z dalšího méně mineralizovaného zdroje, zřejmě přímou dotací ze srážek. Na antropogenní ovlivnění ukazují pouze vyšší koncentrace Fe^{3+} iontů ($\bar{\phi} = 3,19 \text{ mg/l}$) ve vzorcích vod z této lokality oproti koncentracím ve vodách na lokalitách H1 ($\bar{\phi} = 0,16 \text{ mg/l}$) i H3 ($\bar{\phi} = 0,05 \text{ mg/l}$).

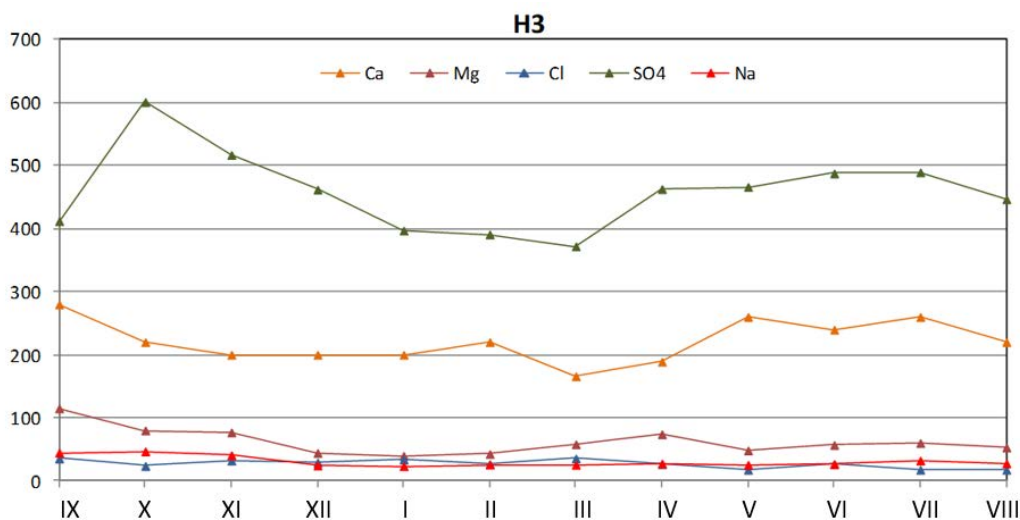
Modelování v programu PHREEQC prokázalo přesycení roztoku vůči železu. Srážet se budou především vodné komplexy s železem, popř. ve formě amorfního $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

VZOREK H3

Tento vzorek představuje vývěr vody z kvartérního kolektoru na skrývkový řez. Tyto vody jsou značně antropogenně ovlivněné: prošly přes těleso výsypky, na povrchu je zemědělsky využívaná plocha a prochází

pod silniční komunikací a železnicí. Tyto faktory se výrazně projevily v diferenciaci chemismu těchto vod. Teplota vzorků vody kolísala od 1,0° do 17,6°C. pH v těchto vzorcích vod kolísalo v rozmezí hodnot 7,33 – 8,08. Konduktivita byla výrazně vyšší než v předchozích vzorcích vod z lokalit H1 a H2. Eh se pohybovalo mezi 121,3 mV až 162,5 mV

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve vodách na lokalitě H3 je znázorněn na Obr. 5.45.



Obr. 5.46: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H3

Vysoké koncentrace síranů a dusičnanů ve vodách kvartérního kolektoru na lokalitě H3 indikují antropogenní ovlivnění tohoto vzorku vod. Vysoké koncentrace NO_3^- odpovídají intenzivní zemědělské činnosti na povrchu. Ionty SO_4^{2-} pochází především z průniku vod tělesem výsypky z procesu rozpouštění pyritu. Nízké koncentrace Fe^{3+} v tomto vzorku pak potvrzují existenci procesu vypadávání železa z roztoku ve formě hnědé sraženiny amorfního $\text{Fe}(\text{OH})_3$ v kvartérním kolektoru.

Vody z kvartérního kolektoru z vývěru na skrývkový řez byly na základě převládajících iontů Ca^{2+} a SO_4^{2-} označeny jako vody **Ca-SO₄ typu** (Obr. 5.46).

Obr. 5.47: Stiffeho diagram vod z vývěru na skrývkový řez (lokalita H3)

Dle geochemického modelu je roztok vody ze vzorku H3 silně přesycený vůči vápníku a slabě k železu a hořčíku. Z roztoku bude Ca^{2+} a Mg^{2+} vypadávat hlavně ve formě $\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$, resp. $\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$, méně se budou komplexovat s hydrogenuhličitanem za vzniku $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, resp. $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$; železo se bude srážet ve formě amorfního $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Tento zdroj bude do směsi důlních vod přicházet ochuzený o část iontů Ca^{2+} , Mg^{2+} a Fe^{3+} , ale i o část iontů SO_4^{2-} a HCO_3^- .

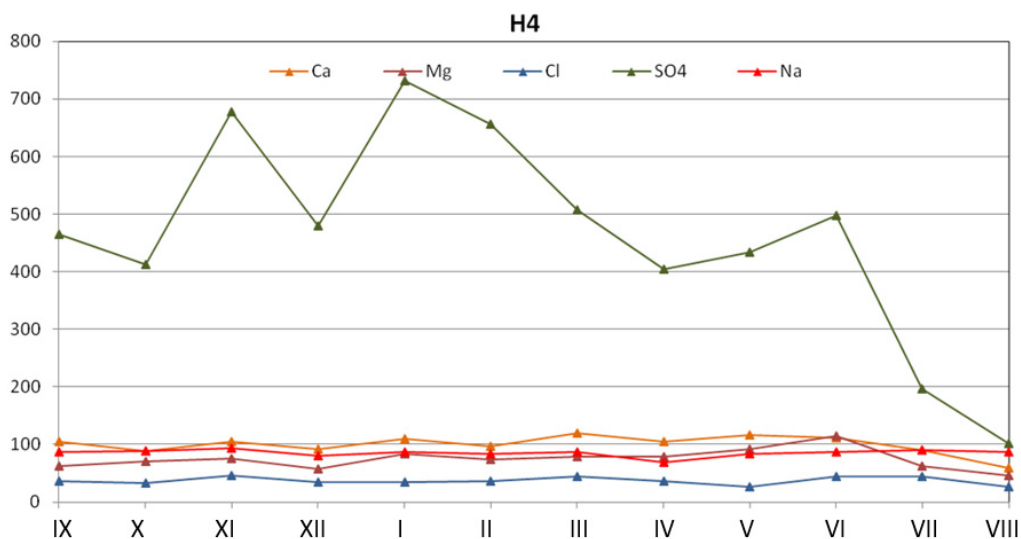
Kolektor meziložních písků

Podzemní vody z tohoto kolektoru jsou odebírány na dvou lokalitách – H4 a H5. Lokalita H4 reprezentuje vývěr vod z meziložních písků na skrývkový řez a lokalita H5 představuje výtok vod z kaverny v meziložních pískách na skrývkový řez.

VZOREK H4

Jedná se o vývěr podzemních vod z kolektoru meziložních písků na skrývkový řez. Teplota vody kolísala od 6,1° do 22,7°C. pH v těchto vzorcích vod kolísalo v rozmezí hodnot 7,31 – 8,12. Hodnota Eh se pohybovala od 18,7 mV po 182 mV.

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve vodách na lokalitě H4 je znázorněn na Obr. 5.47.



Obr. 5.48: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H4

V těchto vzorcích vod byly zaznamenány zvýšené koncentrace některých kationtů, zejména Fe^{3+} a NH_4^+ . Zajímavý je i pokles koncentrací síranů, vápníku a hořčíku v letním období a nárůst koncentrací HCO_3^- a CO_3^{2-} iontů v tomtéž období. To může být způsobeno zvýšením koncentrace rozpuštěného CO_2 ve vodách, s čímž souvisí intenzivnější rozpouštění karbonátů. Rozpuštěný vápník se komplexuje se sírany za vzniku $\text{CaSO}_4(a)$, zatímco HCO_3^- zůstává v roztoku a jeho koncentrace ve vodách na této lokalitě narůstají.

Na této lokalitě byly monitorovány nejvyšší koncentrace amoniakálního dusíku (primární produkt rozkladu organických dusíkatých látek) a velké výkyvy v koncentracích dusičnanů. V aerobních podmínkách, při pH v rozmezí hodnot 7 – 8,5 a při rostoucí teplotě dochází k nitrifikaci NH_4^+ iontů až na dusičnany.

Na lokalitě H4 jsou ionty s nejvyšší koncentrací ionty Ca^{2+} a SO_4^{2-} . Vývěr podzemních vod z kolektoru meziložních písků na skrývkový řez reprezentuje vody **Ca-SO₄ typu** (Obr. 5.48).

Obr. 5.49: Stiffeho diagram vod z vývěru na skrývkový řez (lokalita H4)

Z geochemického modelu vyplývá, že roztok je přesycený k hliníku, železu, hořčíku a slabě k vápníku. Ionty Ca^{2+} a Mg^{2+} budou mít tendenci se slučovat se sírany za vzniku síranu vápenatého, resp. hořečnatého. Al^{3+} se bude v roztoku komplexovat jako $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, méně se bude srážet ve formě amorfního $\text{Al}(\text{OH})_3(\text{a})$. Železo se bude opět srážet ve formě amorfní hnědé sraženiny jako $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$. Tento zdroj bude přicházet do směsi důlních vod značně ochuzený o vápník, hořčík, hliník, železo a sírany, naopak je bude nabohacovat o hydrogenuhličitaný.

VZOREK H5

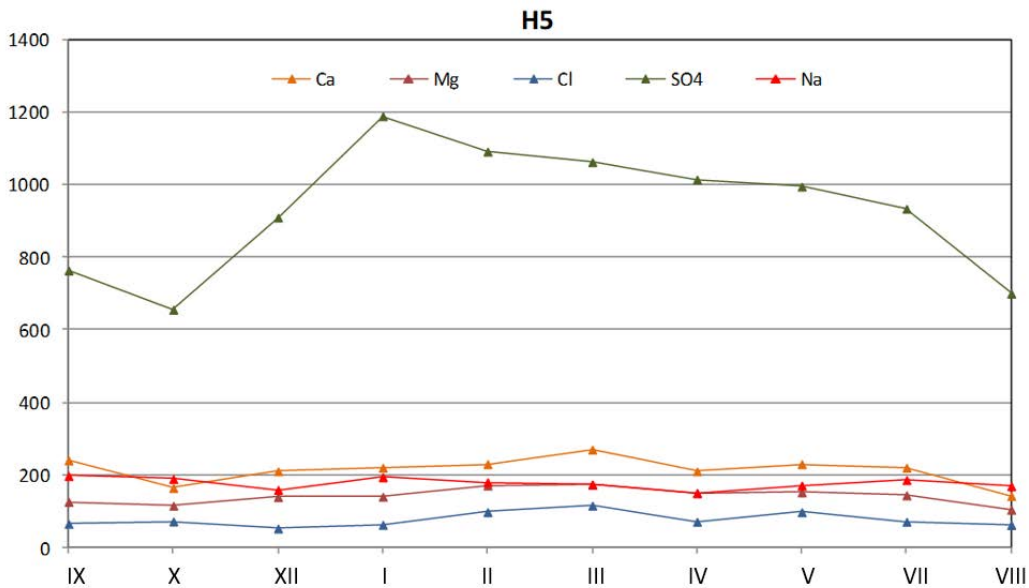
Jedná se o výtok podzemních vod z kaverny v kolektoru meziložních písků na skrývkový řez.

Teplota vzorků vody kolísala od 6,0° do 21,6°C v závislosti na ročním období. pH v těchto vzorcích vod kolísalo v rozmezí hodnot 7,51 až 8,36. Nižší hodnoty byly naměřeny v zimním období, zatímco vyšší monitorované hodnoty byly typické pro teplejší jarní a letní měsíce. Měřené konduktivity ve vzorcích vod na lokalitě H5 byly vyšší než v předchozích vzorcích vod z lokality H4, což indikuje vyšší koncentrace monitorovaných prvků. Hodnota Eh kolísá od 75,6 mV po 186,45 mV.

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve vodách na lokalitě H5 je znázorněn na Obr. 5.49.

V lednu až březnu došlo k nárůstu koncentrací Fe^{3+} , Ca^{2+} a Mg^{2+} , v dalším období je pak patrný pozvolný pokles jejich koncentrací. V tomto období došlo rovněž k nárůstu Eh a ke stabilizaci aerobních podmínek v těchto vzorcích vod, které vedou ke snadnějšímu rozpouštění karbonátů i křemičitanů. V následujících měsících se pak tyto prvky v důsledku vysokých koncentrací síranů i hydrogenuhličitanů v těchto vzorcích vod s nimi komplexují, čímž dochází k jejich úbytku i poklesu koncentrací SO_4^{2-} a HCO_3^- iontů. Na základě geochemického modelování bylo zjištěno, které komplexy mohou za daných podmínek vznikat. Jsou to především následující komplexy: $\text{CaSO}_4(\text{aq})$, $\text{MgSO}_4(\text{aq})$, CaHCO_3^+ , MgHCO_3^+ a $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$.

Růst koncentrací Na^+ , K^+ a Al^{3+} souvisí s rozpouštěním primárních minerálů (hl. plagioklasů) na kontaktu podzemních vod kolektoru s okolní horninou.



Obr. 5.50: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H5

V lednu až březnu došlo k nárůstu koncentrací Fe^{3+} , Ca^{2+} a Mg^{2+} , v dalším období je pak patrný pozvolný pokles jejich koncentrací. V tomto období došlo rovněž k nárůstu Eh a ke stabilizaci aerobních podmínek v těchto vzorcích vod, které vedou ke snadnějšímu rozpouštění karbonátů i křemičitanů. V následujících měsících se pak tyto prvky v důsledku vysokých koncentrací síranů i hydrogenuhličitanů v těchto vzorcích vod s nimi komplexují, čímž dochází k jejich úbytku i poklesu koncentrací SO_4^{2-} a HCO_3^- iontů. Na základě geochemického modelování bylo zjištěno, které komplexy mohou za daných podmínek vznikat. Jsou to především následující komplexy: $\text{CaSO}_4(\text{aq})$, $\text{MgSO}_4(\text{aq})$, CaHCO_3^+ , MgHCO_3^+ a $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{s})$.

Růst koncentrací Na^+ , K^+ a Al^{3+} souvisí s rozpouštěním primárních minerálů (hl. plagioklasů) na kontaktu podzemních vod kolektoru s okolní horninou.

V zimním období bylo Eh velmi nízké (dle terénních měření i geochemických výpočtů); s tím souvisí nárůst koncentrací amoniakálního dusíku, který dokládá přechodnou existenci anoxického prostředí (Pitter 1999), kdy dochází ke snadnějšímu rozkladu organického dusíkatého materiálu na ionty NH_4^+ . Při změně podmínek z anoxických na aerobní dochází ke spotřebě NH_4^+ iontů nitrifikací a k nárůstu koncentrací dusičnanových iontů. V zimě a na jaře skutečně došlo k nárůstu koncentrací NO_3^- iontů až k hodnotám okolo 250 mg/l. Střídání charakteru prostředí v tomto kolektoru zřejmě souvisí s fluktuací dotace podzemní vody. Pokud dojde k přísunu okysličené vody ze svrchního kolektoru či povrchu (např. srážky, tání sněhu), změní se podmínky na aerobní. Při dlouhodobější stagnaci hladiny podzemní vody v tomto kolektoru dochází ke spotřebě kyslíku chemickými procesy a prostředí se mění na anoxické.

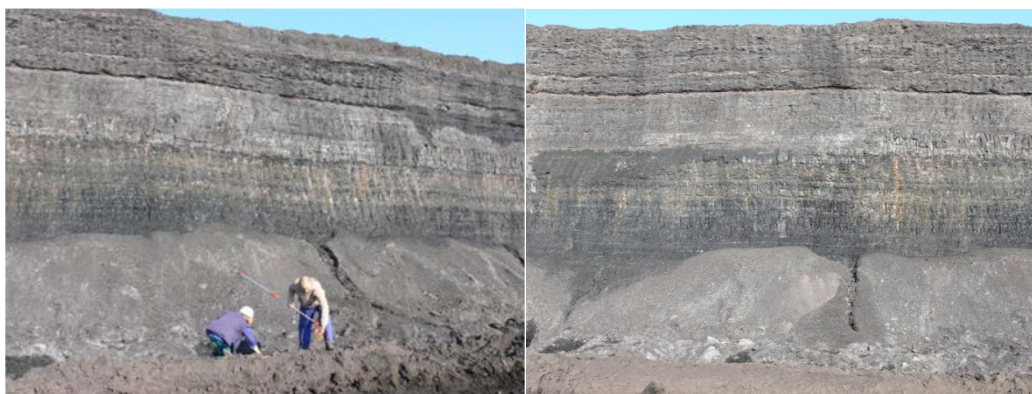
V tomto vzorku podzemních vod jsou převládajícími ionty opět Ca^{2+} a SO_4^{2-} . Vývěr vod z kaverny v kolektoru meziložních písků na skrývkový řez reprezentuje vody **Ca-SO₄ typu** (Obr. 5.50).

Obr. 5.51: Stiffeho diagram vývěru vod z kaverny v meziložních píscích na skrývkový řez (lokalita H5)

Vysoká je rovněž koncentrace Na^+ , Mg^{2+} a HCO_3^- . Z geochemického modelu vyplývá, že roztok je přesycený k železu, vápníku i hořčíku. Z roztoku bude Ca^{2+} a Mg^{2+} vypadávat hlavně ve formě $\text{Ca}(\text{SO}_4)_2(\text{aq})$, resp. $\text{Mg}(\text{SO}_4)_2(\text{aq})$, méně bude reagovat s hydrogenuhličitanem za vzniku $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, resp. $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Železo se bude srážet opět ve formě amorfního $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$. V tomto vzorku podzemních vod bude docházet k poklesu koncentrací ionu Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} a železa.

Uhelná sloj

Podzemní vody protékající uhelnou slojí představují další důležitý zdroj ve směsi důlních vod z lokality lom Vršany a J. Šverma. Vody tohoto zdroje jsou monitorovány v jednom odběrovém místě. Vzorek H6 představuje vývěr vody na skrývkový řez (Obr. 5.51).

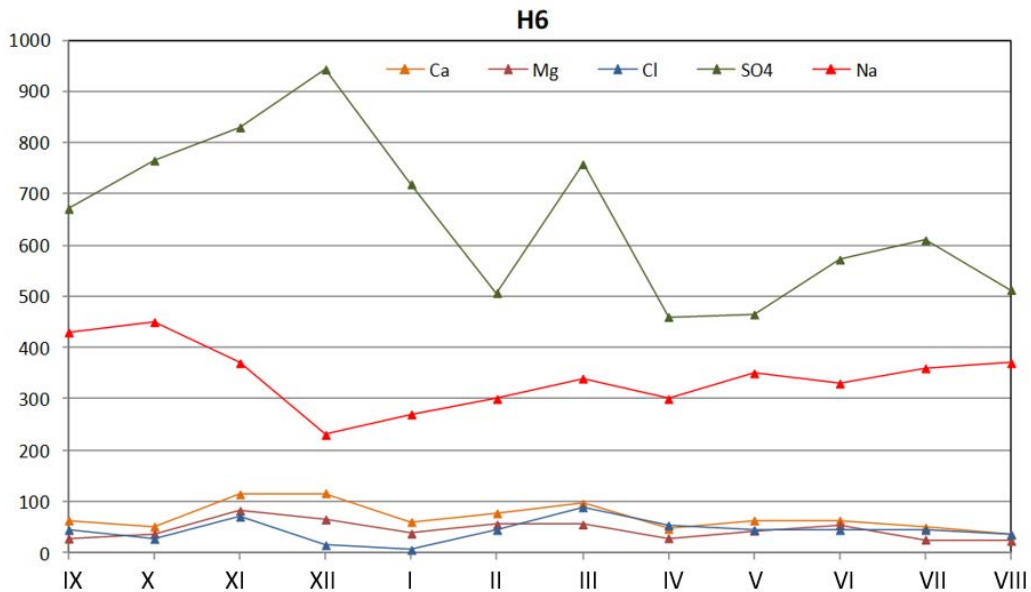


Obr. 5.52: Odběrné místo vývěru vod protékajících uhelnou slojí na skrývkový řez

VZOREK H6

Teplota vzorků vody kolísala od $0,8^\circ$ do $21,8^\circ\text{C}$ v závislosti na ročním období. pH v těchto vzorcích vod kolísalo v rozmezí hodnot 6,37 až 7,68. Měřené konduktivity ve vzorcích vod na lokalitě H6 nabývaly opět vyšších hodnot, což svědčí o celkově vyšší mineralizaci těchto zdrojových vod. Hodnota Eh kolísá od 101,8 mV do 204,65 mV.

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve vodách na lokalitě H6 je znázorněn na obr. 5.52.



Obr. 5.53: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H6

Ve vzorcích vod z této lokality jsou zajímavé vyšší koncentrace Al^{3+} a NH_4^+ iontů, ale ne tak vysoké jako ve vodách z kolektorů meziložních písků na lokalitě H5.

U vývoje majoritních aniontů ve vzorcích vod z lokality H6 v čase je zřejmá inverze mezi koncentracemi síranů a hydrogenuhličitanů. Když se zvyšují koncentrace SO_4^{2-} iontů, ionty HCO_3^- klesají a naopak. Příčina není zřejmá. Na jaře a v létě došlo v těchto vzorcích vod opět k nárůstu dusičnanů, čemuž předcházela zimní nárůst koncentrací amoniakálního dusíku.

Dominantními ionty jsou ve vzorku vod vytékajících z uhelné sloje Na^+ a SO_4^{2-} . Jedná se o vody **Na-SO₄ typu** (obr. 5.53). Významná je rovněž koncentrace iontů HCO_3^- .

Obr. 5.54: Stiffeho diagram vývěru vod z kaverny v meziložních pískách na skrývkový řez (lokalita H6)

Z geochemického modelu vyplývá, že při vyšších koncentracích iontů Al^{3+} (nad 10 mg/l) v daných podmínkách se bude komplexovat hliník za vzniku $\text{Al}(\text{OH})_4^-$.

V závislosti na charakteru fyz.-chem. parametrů, především Eh, ale i teplotě a pH, se zde střídá anaerobní, anoxické a slabě aerobní prostředí, jak dokládá převládnutí buď dvojmocné nebo trojmocné formy železa.

Za daných podmínek na podzim a v zimě, kdy geochemickými výpočty byly zjištěny záporné hodnoty Eh a definované anoxické až anaerobní prostředí a převládající formou železa ve vzorcích vod na této lokalitě je ion Fe^{2+} . Trend by se měl měnit na jaře a v létě, kdy monitoringem přímo v terénu byl zaznamenán nárůst hodnot Eh, které indikují změnu podmínek na aerobní. To bohužel nepotvrdilo geochemické modelování, které na základě analyzovaných koncentrací iontů Fe^{3+} a Fe^{2+} dlouhodobě vypočítávalo záporné nebo jen velmi nízké kladné hodnoty Eh.

Voda protékající uhelnou slojí se na základě geochemických výpočtů a modelů nachází v anaerobním až anoxickém prostředí, o čemž svědčí jednak vyšší koncentrace dvojmocného železa nad trojmocným a jednak vyšší koncentrace NH_4^+ iontů.

Důvodem, proč tomu tak je, může být to, že vody v kolektoru meziložních písků spotřebovávají dostupný kyslík na oxidaci železa a amonných iontů, jak dokládají vyšší koncentrace Fe^{3+} a NO_3^- iontů v těchto zdrojových vodách (lokality H4 a H5). Vody prosakující z meziložních písků do uhelné sloje jsou tedy ochuzené o kyslík a nemají se o něj zde jak nabohatit, tzn. existenci anoxického až anaerobního prostředí (vyšší koncentrace Fe^{2+} a NH_4^+ iontů). Voda postupuje slojí směrem k vývěru. Směrem k vývěru vod z uhelné sloje na skrývkový řez se tyto vody dostávají blíže k povrchu a opět se nabohacují kyslíkem (např. průsakem srážkových vod přes odkrytý povrch uhelné sloje). Na vývěru vod z uhelné sloje na skrývkový řez na lokalitě H6 jsou tedy měřeny kladné hodnoty Eh, ale postup vod k vývěru je tak rychlý, že se nestačí změnit oxidační stav železa a převládající formou železa ve vzorcích je Fe^{2+} . Další možností existence kladných hodnot Eh a převládajících koncentrací Fe^{2+} nad Fe^{3+} v analyzovaných vzorcích vod je, že Eh nebylo měřeno přímo v terénu, ale následně až při laboratorním zpracování vzorků.

Tato zdrojová voda se bude nejvýrazněji modifikovat ze všech předchozích typů vod, jakmile se dostane do kontaktu s atmosférou. V rámci odvodňovacího systému lomu Vršany se voda po vývěru z uhelné sloje dostává do kontaktu s atmosférou a dochází k oxidaci a srážení některých iontů z roztoku. Tento jev bude mít za následek snížení pH, oxidaci Fe^{2+} na Fe^{3+} a následné vysrážení amorfního hydroxidu železitého. Dále v těchto vodách na styku s atmosférou bude docházet ke srážení amorfního $Al(OH)_3$ nebo $CaSO_4$ či $MgSO_4$, popř. ke vzniku komplexů $CaHCO_3^+$, resp. $MgHCO_3^+$.

V tomto vzorku zdrojových vod bude docházet k poklesu koncentrací ionu Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} a železa.

Směsi důlních vod

Zdrojové vody lomu J. Šverma a Vršany jsou odvodňovacím systémem sváděny nejdříve do jímky hlavní čerpací stanice Vršany a následně do jímky ČOV Hrabák. V obou těchto jímkách jsou odebírány vody pro celkovou chemickou analýzu směsných vzorků důlních vod (Obr. 5.54).

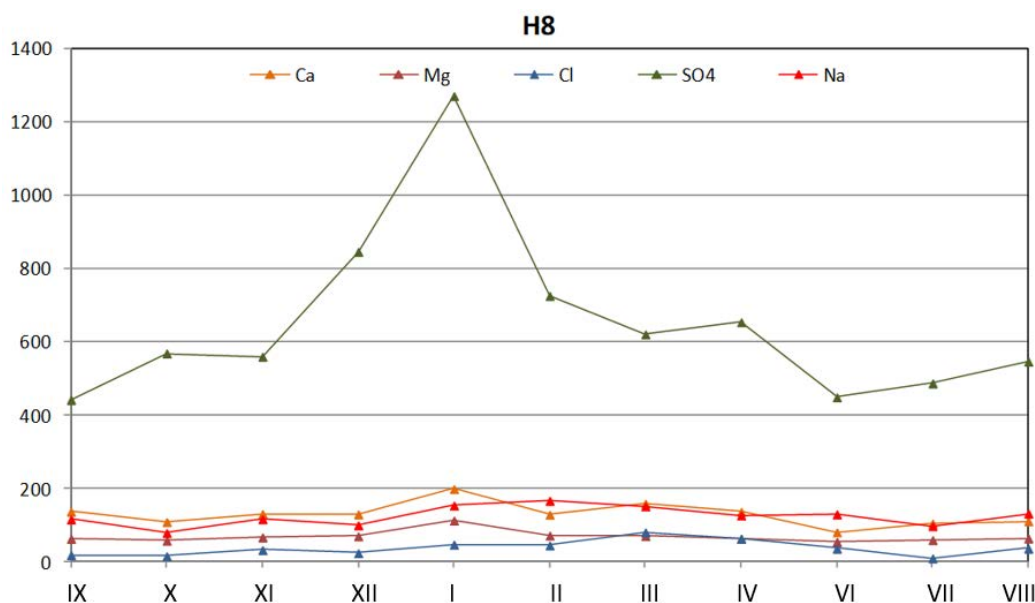


Obr. 5.55: Jímka hlavní čerpací stanice a jímka úpravy důlních vod Vršany

VZOREK H8

Teplota vzorků vody kolísala od 1,7° do 22,9°C. pH ve směsi důlních vod kolísalo v rozmezí hodnot 7,05 až 8,15. Hodnota Eh kolísala od 58,6 mV po 147,8 mV.

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve směsi důlních vod na lokalitě H8 je znázorněn na Obr. 5.55.



Obr. 5.56: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H8

Ve směsi důlních vod z jímky hlavní čerpací stanice Vršany (lokalita H8) je zajímavý nárůst koncentrací Ca^{2+} a Mg^{2+} v lednu, což je v souladu s analyzovanými daty ze zdrojových vod. Ve vzorcích vod z kolektoru meziložních písků (lokality H4, H5) a uhelné sloje (lokalita H6) také dochází k nabožení vod o tyto kationty v zimních měsících a naopak k jejich úbytku v létě. Navíc zdrojové vody přicházejí do směsi důlních vod částečně očištěné o tyto kationty jejich reakcemi se síranovými a hydrogenuhličitanovými anionty.

Přesto, že některé zdrojové vody vykazují vyšší koncentrace železa, ve směsi důlních vod jsou koncentrace železa zanedbatelné. Důvodem je oxidace dvojmocné formy železa a rychlá srážecí reakce Fe^{3+} ve formě hnědé amorfni sraženiny $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$, která je za daných povrchových podmínek nejstabilnější formou železa.

Z geochemického modelu vyplývá, že v daných podmínkách se bude srážet také mangan ve formě oxidů, hydroxidů a výjimečně také jako uhličitán. Koncentrace hliníku byly ve směsi důlních vod pod mezí detekce. Koncentrace amonných iontů byla nízká.

Od podzimu do jara 2 byl také zaznamenán nárůst koncentrací chloridových iontů. Zdrojem chloridů ve vodách jsou především srážky. Podzemní vody se asi trojnásobně zakonzentrovávají oproti srážkám. Do směsi důlních vod tedy přicházejí jednak chloridy nabohacené podzemní zdrojové vody a jednak atmosférické vody ve formě dešťových nebo sněhových srážek. K dalšímu zakonzentrování směsi důlních vod pak dochází přímo v jímce, čímž ještě narůstá koncentrace chloridových iontů v těchto vzorcích vod. K růstu koncentrací chloridů ve směsi důlních vod na lokalitě H8 v zimních měsících může také přispívat zimní údržba pozemních komunikací, na kterých se pohybují vozidla obsluhující prostředí lomu. S tím souvisí i růst koncentrací ionu Na^+ v lednu a únoru. Tento nárůst je tedy antropogenního původu a nepochází ze zdrojových vod.

Od prosince do února byl ve vzorcích vod na této lokalitě zaznamenán skokový nárůst koncentrací SO_4^{2-} . Ve stejném období došlo také k růstu koncentrací síranů ve zdrojových vodách z kolektoru meziložních písků (lokality H4 a H5) a z uhelné sloje (lokality H6), jejichž vzorky vykazují dlouhodobě vysoké koncentrace síranových aniontů. Předpokládáme tedy, že na složení směsi důlních vod hlavní čerpací jímky lomu Vršany se uplatňují ve větší míře především zdrojové vody z kolektoru meziložních písků a z uhelné sloje. Podíl jednotlivých zdrojů na směsi důlních vod detailněji řeší program KÝBL.

Ve směsných vzorcích důlních vod byly analyzovány mnohem nižší koncentrace HCO_3^- iontů, než odpovídalo dotaci ze zdrojových vod. Jak naznačuje geochemický model, důvodem může být jednak komplexace těchto iontů s vápníkem a hořčíkem a vznik komplexů CaHCO_3^+ a MgHCO_3^+ nebo vznik amorfni sraženiny CaCO_3 ve formě sintrů na stěnách či dně jímky. V každém případě v povrchových podmínkách tak dochází k úbytku těchto iontů ze směsi důlních vod.

Dominantními ionty jsou ve vzorku vod vytékajících z jímky hlavní čerpací stanice lomu Vršany Ca^{2+} a SO_4^{2-} . Jedná se o vody **Ca-SO₄ typu** (Obr. 5.56).

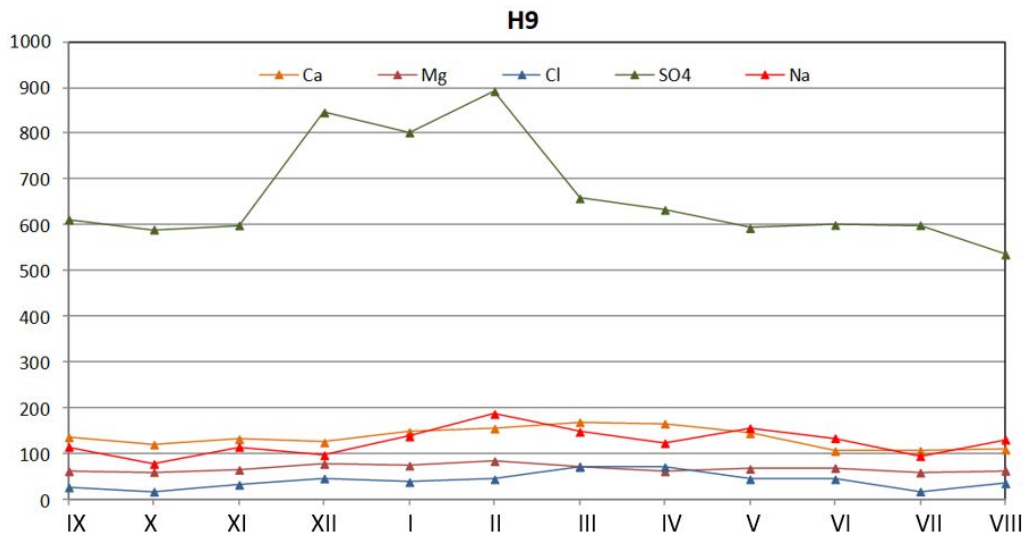
Obr. 5.57: Stiffeho diagram směsi důlních vod z jímky hlavní čerpací stanice lomu Vršany (lokality H8)

VZOREK H9

Představuje odběrné místo vzorků vod z jímky úpravy důlních vod Vršany.

Teplota vzorků vody kolísala od 0,7° do 21,8°C. pH ve směsi důlních vod kolísalo v rozmezí hodnot 7,15 až 7,96. Hodnota Eh kolísala od 39,55 mV po 147,6 mV.

Vývoj koncentrací majoritních iontů v čase ve směsi důlních vod na lokalitě H9 je znázorněn na Obr. 5.57.

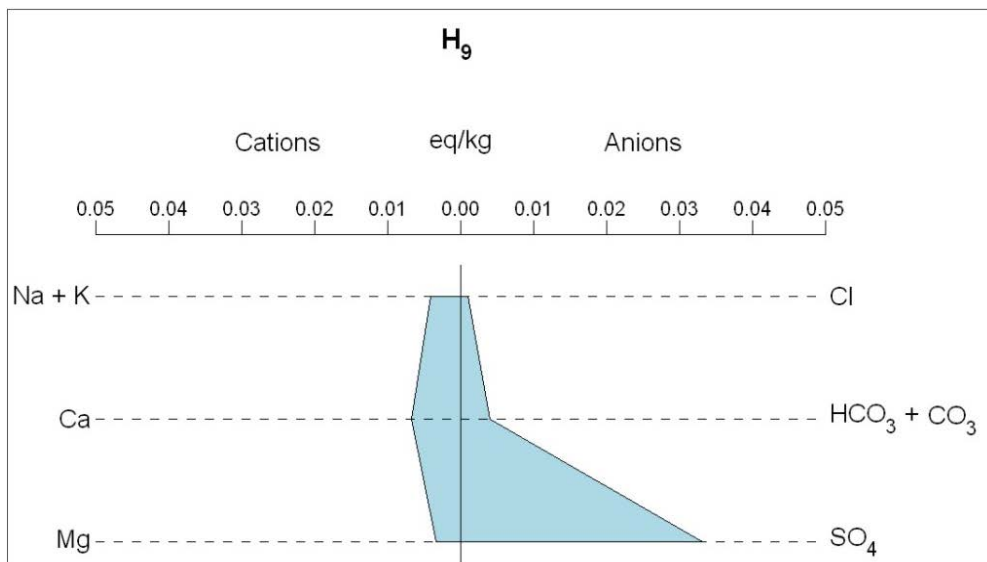


Obr. 5.58: Vývoj koncentrací majoritních iontů v ročním období monitoringu – H9

Směs důlních vod z jímky úpravy důlních vod lomu Vršany (lokalita H9) se svým chemismem neodlišovala od předchozích vzorků vod z lokality H8. Velmi podobně vycházely i geochemické modely. Vysvětlení všech procesů probíhajících v těchto vodách je proto shodné z předchozí lokality.

Z geochemického modelu, který dává roztok směsi důlních vod do rovnováhy s atmosférou, je zřejmé, že roztok je přesycený vůči železu, manganu a vápníku. Železo bude z roztoku vypadávat ve formě sraženiny $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$. Mangan se bude srážet opět ve formě oxidů, hydroxidů, za vhodných podmínek i jako uhličitan. Vápník z roztoku bude vypadávat především jako $\text{CaSO}_4(\text{aq})$ nebo CaHCO_3^+ , méně jako amorfni uhličitanová forma (kalciový sintr). Kromě úbytku výše uvedených kationtů, bude docházet rovněž k vypadávání síranů a hydrogenuhličitanů z obou směsných vzorků důlních vod.

Ve vodách z tohoto kolektoru mají nejvyšší koncentrace ionty Ca^{2+} a SO_4^{2-} . Jedná se o vody **Ca-SO₄ typu** (Obr. 5.58).



Obr. 5.59: Stiffeho diagram směsi důlních vod z jímky úpravny důlních vod lomu Vršany (lokalita H9)

5.4.3 Podíl přítoků jednotlivých zdrojů důlních vod

Kvantitativní zastoupení zdrojů ve směsi důlních vod, jež je evidentně časově proměnlivé, je funkcí dotace a rozdělení složek hydrologické bilance. Při spojení dat z volumetrických toků a hmotových toků (koncentrace polutantů) vzniká složitý systém, jenž je nutno analyzovat pomocí složitého matematického aparátu.

Pro zpracování této části studie byl použit výpočetní aparát, vytvořený původně na VŠB-Technické univerzitě Ostrava pro kvantifikaci zdrojů v důlních vodách kamenouhelných dolů (KYBL — metoda zdrojů - Grmela, Restl, 2000). Jednalo se v originální verzi o výpočetní program, řešící obecnou rovnici míšení jako přeurčenou soustavu lineárních rovnic (5 zdrojů definovaných 7 parametry). Nadstavbou tohoto matematického postupu, rozvinutou ve spolupráci s polskou Politechnikou Śląskou (Wydział Inżynierii Środowiska i Energetyki – Dr. Mgr. Światosław Krzeszowski, PhD.), bylo jednak testování a nalezení i případného neznámého zdroje důlních vod ve vodách směsných a další rozšíření možností toho výpočetního programu. Současná **verze KYBL 7.1** umožňuje flexibilní řešení pro 3 až 10 zdrojů v přeurčení od 4 do 12 parametrů, flexibilní nastavení základních výpočetních procedur (počet cyklů, limity podílů a přípustných diferencí, matici odchylek pro jednotlivé parametry aj.).

Metoda etalonů – teoretické základy a popis matematického řešení

Teoretické základy metody zdrojů vycházejí z praktických požadavků hydrogeologů na řešení procentuálního obsahu maximálního počtu známých typů či zdrojů podzemních vod ve vzorku zadané směsi.

Základní požadavky na řešení problému rozčlenění směšného vzorku podzemních vod na jednotlivé zdroje jsou následující:

Důlní voda (směs) je výsledkem míšení základních dostatečně hydrogeochemicky odlišných zdrojů vod (etalonů). Základní rovnice míšení je dána známým vztahem

$$Q \cdot C = Q_1 \cdot C_1 + Q_2 \cdot C_2 + \dots + Q_n \cdot C_n$$

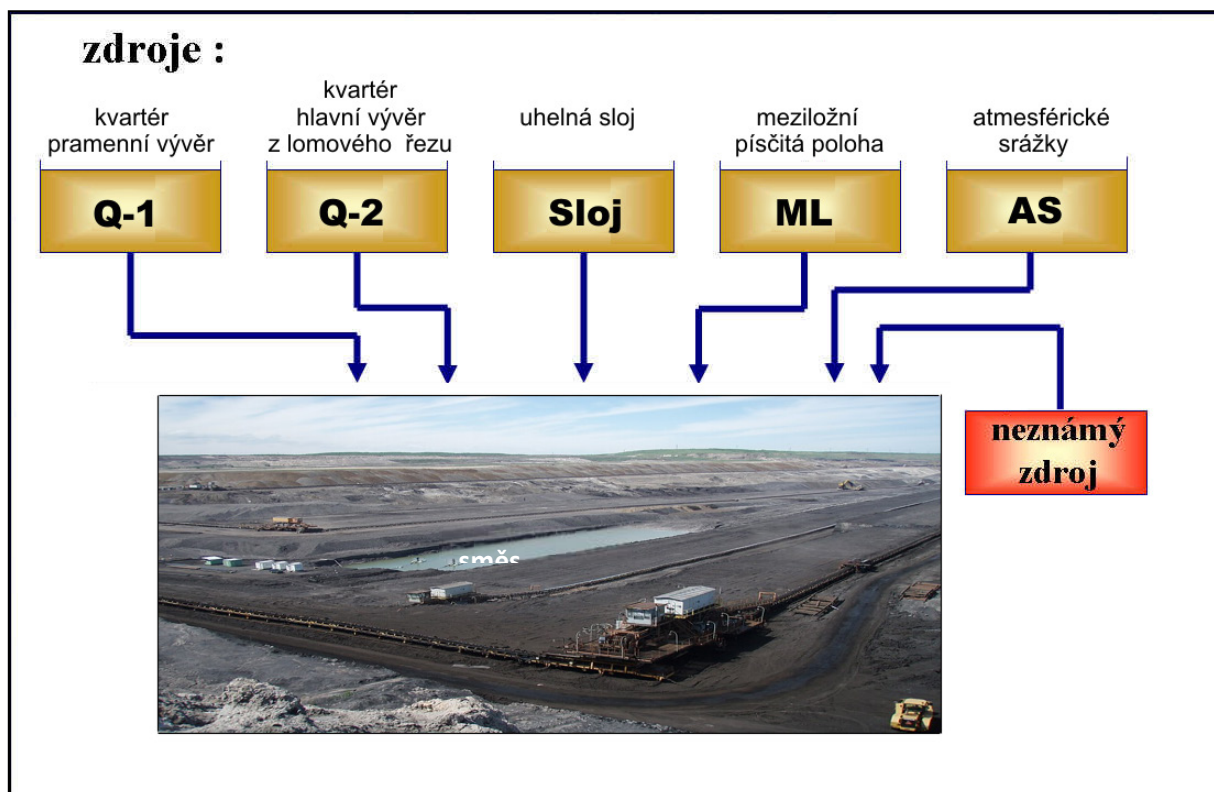
kde **Q** je celkové množství důlní vody (směsi), **Q₁, ..., Q_n** neznámé vydatnosti zdrojů, **C** koncentrace látky ve směsi, **C₁, ..., C_n** známé koncentrace látky ve zdrojích.

Zdroje i směs jsou definovány analyticky stanovenými složkami (parametry). Jednotlivé složky zdrojů jsou určeny s přesností danou intervalem směrodatných odchylek vstupní matice dostupných vzorků, reprezentujících zdroj např. ve výsledcích shlukovací analýzy.

Výsledkem je určení procentuálního obsahu zdroje ve směsi a dosažená průměrná odchylka ze všech nalezených kladných řešení výše uvedené směsné rovnice.

Konceptuální model řešené úlohy znázorňuje na případě lomu J. Šverma a Vršany následující Obr. 5.59.

Cílem aplikace programu KYBL bylo jednak kvantifikovat procentuální obsah zdrojů (např. Q-1 až AS) ve směsném vzorku odebraném z retenční nádrže lomu. Dalším požadavkem, kladeným na řešení, bylo zjištění případného jiného neznámého zdroje směsného vzorku.



Obr. 5.60: Schéma vzniku směsných důlních vod ze známých zdrojů

Popis principu matematického řešení

Popis principu matematického řešení je převzat z dokumentace, zpracované Dr. Mgr. Światosławem Krzeszowskim, PhD.

Úloha je charakterizována soustavou j lineárních nehomogenních rovnic ($j \in \langle 4,12 \rangle$) o i neznámých ($i \in \langle 3,10 \rangle$). (Poznámka: vždy v přeuročené soustavě $= j > i$, tj. vyšší počet rovnic a menší počet neznámých). V následujícím textu jsou vztahy formulovány pro původní případ, tj. 7 rovnic o 5 neznámých.

Vyjádřeno základními rovnicemi míšení je problém definován následujícími rovnicemi:

$$Q_1 \cdot C_{11} + Q_2 \cdot C_{12} + \dots + Q_n \cdot C_{1n} = M_1$$

...

$$Q_1 \cdot C_{m1} + Q_2 \cdot C_{m2} + \dots + Q_n \cdot C_{mn} = M_m$$

kde $M_1 \div M_m$ - hodnoty jednotlivých sledovaných parametrů ve směsných důlních vodách,

$Q_1 \div Q_m$ - podíly jednotlivých zdrojů ve směsných důlních vodách,

$C_{11} \div C_{mn}$ - hodnoty jednotlivých parametrů v jednotlivých zdrojích důlních vod.

V maticovém zápise : $C \cdot Q = M$

kde C – matice parametrů zdrojů (rozměr $m \times n$),

M – matice hodnot složení směsi důlních vod (rozměr $m \times 1$),

Q – matice hledaných podílů zdrojů ve směsných důlních vodách (rozměr $n \times 1$).

Nejvhodnějším způsobem analytického řešení problému tohoto typu je **metoda Choleského** (in Gille, Clique, 1986). Nejlepším přiblížením k řešení takového problému je rozšíření obou stran maticových rovnic transponovanou maticí složení zdrojů C^T . Výsledkem je vztah:

$$C^T \cdot C \cdot Q = C^T \cdot M$$

což je známo jako řada Cramerova „j-tého“ řádu, kterého řešením je:

$$Q = (C^T \cdot C)^{-1} \cdot C^T \cdot M$$

Toto řešení je neoptimalnější z hlediska minimalizace hodnoty čtverců odchylek. Neznamená to však, že řešení nejlépe vystihuje skutečný přírodní stav na dané lokalitě.

Velmi přijatelné řešení je metodou MLE (tzv. „method of least evil“ - Gille, Clique, 1986) – v konkrétním případě mísících se zdrojů může být řešením použití tří doplňkových hraničních podmínek:

- hraniční podmínka z podílu zdrojů ve směsi (řešením je přijetí výsledků nedosahujících či přesahujících teoreticky správnou hodnotu 1 / = 100 %/, která by z fyzikálně-matematického pohledu byla nepřijatelná),
- hraniční podmínka sumy podílů zdrojů (vypočtené podíly zdrojů musí v sumě dát hodnotu 1. Prakticky je tento teoretický předpoklad v přírodních podmínkách nereálný. Proto se přijímají jako řešení i výsledky na stanovené hodnotě dovolené odchylky. S ohledem na to, že výsledky jednotlivých řešení jsou v zadaném intervalu kladné i záporné, pak při vysokém počtu přijatelných výsledků má finální hodnota velmi malé chybové rozložení),
- hraniční podmínka pro složení směsi (výpočetní metoda dává výsledky přibližné – při výpočtech s výše uvedenými dvěma hraničními podmínkami mohou být odchylky od teoretické směsi tak velké, že by přesáhly přijatelné odchýlení od známé a analyzované směsi).

Základní řešení pro směsné důlní vody (7 rovnic a 5 parametrů) přináší Restl (1995):

$$\begin{aligned}
 p_{11} \cdot x_1 + p_{12} \cdot x_2 + \dots + p_{15} \cdot x_5 &= b_1 \\
 p_{21} \cdot x_1 + p_{22} \cdot x_2 + \dots + p_{25} \cdot x_5 &= b_2 \\
 &\dots \\
 &\dots \\
 p_{71} \cdot x_1 + p_{72} \cdot x_2 + \dots + p_{75} \cdot x_5 &= b_7
 \end{aligned}$$

Zapsáno maticově pro $j = 1, 2, \dots, 7$ a $i = 1, 2, \dots, 5$

$$\mathbf{AP}_{ij} \cdot \mathbf{x}_j = \mathbf{B}_i.$$

Vypočteme matici odchylek \mathbf{DA} tak, že vynásobíme matici soustavy \mathbf{AP} nagenеровanou číselnou hodnotou z intervalů rozptylu (α_i, β_i) . Vyjádřeno maticově

$$\mathbf{DA}_{ij} = \mathbf{AP}_{ik} \cdot \mathbf{EPS}_{kj},$$

kde $\mathbf{EPS}_i \in (\alpha_i, \beta_i)$. Z matice odchylek simulujeme dílčí matice soustavy \mathbf{A} pomocí náhodně nagenеровané veličiny $\mu \in (0,1)$. V maticovém tvaru

$$\mathbf{A}_{ij} = \mathbf{AP}_{ij} + \mathbf{DA}_{ij} \cdot \mu.$$

Takto vzniklou matici \mathbf{A} typu (7,5) převedeme na matici \mathbf{C} typu (5,5). Soustavu můžeme maticově vyjádřit ve tvaru:

$$\mathbf{A} \cdot \bar{\mathbf{x}} = \bar{\mathbf{b}} \quad \text{z toho} \quad \mathbf{A} \cdot \bar{\mathbf{x}} - \bar{\mathbf{b}} = \mathbf{0}$$

Tuto soustavu řešíme na základě požadavku, aby norma $\mathbf{A} \cdot \bar{\mathbf{x}} - \bar{\mathbf{b}}$ byla minimální, tj. vyjádříme-li ji vztahem:

$$\mathbf{A} \cdot \bar{\mathbf{x}} - \bar{\mathbf{b}} = \bar{\mathbf{r}}$$

pak požadujeme, aby $\bar{\mathbf{r}}$ byla minimální. Úlohu řešíme metodou nejmenších čtverců

$$|\bar{\mathbf{r}}| = \sqrt{\mathbf{r}_1^2 + \mathbf{r}_2^2 + \dots + \mathbf{r}_7^2}.$$

Po umocnění se požadavek minimálnosti zachová

$$(|\bar{\mathbf{r}}|)^2 = \mathbf{r}_1^2 + \mathbf{r}_2^2 + \dots + \mathbf{r}_7^2.$$

Vytvoříme funkci $\phi(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \dots, \mathbf{x}_5)$ dosazením do předchozí rovnice:

$$\begin{aligned} \phi = & (\mathbf{a}_{11} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{12} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{15} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_1)^2 + \\ & + (\mathbf{a}_{21} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{22} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{25} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_2)^2 + \\ & \dots \\ & \dots \\ & + (\mathbf{a}_{71} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{72} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{75} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_7)^2. \end{aligned}$$

První parciální derivace položíme rovny nule. Jednotlivé rovnice pro $k = 1, 2, \dots, 7$ jsou ve tvaru:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{x}_k} = & 2(\mathbf{a}_{11} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{12} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{15} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_1) \cdot \mathbf{a}_{1k} + \\ & + 2(\mathbf{a}_{21} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{22} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{25} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_2) \cdot \mathbf{a}_{2k} + \\ & \dots \\ & \dots \\ & + 2(\mathbf{a}_{71} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{72} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{75} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_7) \cdot \mathbf{a}_{7k} = 0, \end{aligned}$$

což lze zjednodušeně zapsat

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{x}_k} = \sum_{i=1}^7 2(\mathbf{a}_{i1} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{i2} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{i5} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_i) \cdot \mathbf{a}_{ik} = 0.$$

Rovnice podělíme, roznásobíme a upravíme na tvar:

$$\sum_{i=1}^7 (\mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i1} \cdot \mathbf{x}_1 + \mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i2} \cdot \mathbf{x}_2 + \dots + \mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i5} \cdot \mathbf{x}_5 - \mathbf{b}_i \cdot \mathbf{a}_{ik}) = 0$$

nebo

$$\mathbf{x}_1 \sum_{i=1}^7 (\mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i1}) + \mathbf{x}_2 \sum_{i=1}^7 (\mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i2}) + \dots + \mathbf{x}_5 \sum_{i=1}^7 (\mathbf{a}_{ik} \cdot \mathbf{a}_{i5}) = \sum_{i=1}^7 (\mathbf{b}_i \cdot \mathbf{a}_{ik})$$

Zapsáno maticově pro $j = 1, 2, \dots, 5$ a $k = 1, 2, \dots, 5$;

$$\mathbf{C}_{kj} = \sum_{i=1}^7 (\mathbf{A}_{ik} \cdot \mathbf{A}_{ij}) \quad \text{a} \quad \mathbf{D}_k = \sum_{i=1}^7 (\mathbf{B}_i \cdot \mathbf{A}_{ik}).$$

Vzniklá soustava již obsahuje pouze pět rovnic o pěti neznámých, kterou řešíme metodou vedoucího prvku (procedura **SIM Q** - viz níže).

Vypočtené hodnoty neznámých $\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \dots, \mathbf{x}_5$ dosadíme do soustavy lineárních rovnic, která je charakterizována maticí **A** a vypočítáme teoretickou směs **AAME** a dále vypočítáme odchylku **EPS** zadané směsi od teoreticky vypočtené směsi

$$\mathbf{A}_{ij} \cdot \bar{\mathbf{x}} = \mathbf{AAME}_{i1}, \quad \mathbf{AAME}_{i1} - \mathbf{B}_i = \mathbf{EPS}_{i1}.$$

Výstup programu je rovněž doplněn o aritmetický průměr vypočtených odchylek **PEPS**

$$\mathbf{PEPS}_{i1} = \frac{1}{n} \sum_{h=1}^n (\mathbf{EPS}_{i1})_h$$

kde n je počet řešení, $(\mathbf{EPS}_{i1})_h$ je odchylka při h -tém řešení. Hodnoty výsledných řešení jednotlivých simulací \mathbf{X}_i jsou průběžně průměrovány a výsledná hodnota \mathbf{XP}_i vtištěna za každou simulací.

Výpočet neznámého zdroje ve směsi důlních vod

V průběhu verifikace výše popsané metody rozčlenění směsných vzorků důlních vod (metoda etalonů realizovaná výpočetním programem KYBL-3 (Grmela, Restl 2000; Krzeszowski et al. 2004, Grmela et al. 2005) byla v rámci řešení grantového úkolu GAČR 105/04/0521 vytvořena výpočetní metoda kvantifikace tzv. „**neznámého zdroje**“ ve směsném vzorku důlní vody (program KYBL-4 a KYBL-6 - Krzeszowski et al. (2004), Krzeszowski, Labus (2005)).

Je zřejmé, že soustava o tak velkém počtu neznámých (j parametrů jednotlivých zdrojů ve směsi a i hodnot zdrojových složek směsi) může v přírodních podmínkách obsahovat ještě další neznámé zdroje. Reálná existence takového zdroje pak vyvstane tehdy, jestliže při velkých počtech simulací řešení základní směsné rovnice se dospěje k výsledku, že dopočet do teoretické směsi se pohybuje v zadaných reálných mezích teoretické akceptovatelnosti (nezáporné hodnoty přesahující výše uvedená kritéria oprav, reálné rozložení hodnot jednotlivých parametrů zdroje apod).

Základní metodou je tzv. **metoda vstupní selekce rovnic** (Krzeszowski et al. 2004), která je zpracována v programovém modulu **KYBL-4**. V tomto programovém bloku se již výlučně pracuje s hypotézou existence neznámého zdroje ve směsi. Metoda je založena na maticovém počtu, přičemž je vzato do úvahy, že některé z parametrů se více a některé méně výrazně podílejí na podílu zdroje ve směsi. Ze všech „ j “ rovnic popisujících zdroj ($j \in \langle 4, 12 \rangle$) pro „ i “ určujících parametrů zdroje ($i \in \langle 3, 10 \rangle$, přičemž $j > i$) je možno nalézt $i+1$ rovnic, které jsou teoreticky reálné. V první řadě jsou vybrány výsledky výpočtů evidentně ukazující na existenci dodatkového zdroje (tj. u kterých hodnota parametru ve zdrojích byla vždy vyšší nebo vždy nižší od hodnoty parametru ve směsi). Následně jsou vybrány výsledky výpočtů, při kterých hodnoty parametru ve zdrojích byly ve většině případů vyšší (nebo nižší) od jeho hodnoty ve směsi. Zamítnuta byla ta řešení, ve

kterých množství zdrojů s podílem parametru vyšším než byly hodnoty ve směsi se blížily množství zdrojů s podílem parametru nižším. Složení dodatkového neznámého zdroje v každém cyklu výpočtu bylo stanoveno statisticky při použití generátoru náhodných čísel za dodržení limitů daných hraničními podmínkami.

Byla tak vytvořena soustava q rovnic o q neznámých ($q = n+1$) jako základ matice řešitelné Cramerovou metodou samostatných cyklů. Takovýchto cyklů je mnoho a koncový výsledek je aritmetickým průměrem všech nalezených vyhovujících řešení. V tomto případě jsou použity pouze dvě z výše uvedených hraničních podmínek:

- hraniční podmínka z podílu zdrojů ve směsi,
- hraniční podmínka sumy podílů zdrojů.
- Třetí výše uvedená hraniční podmínka (hraniční podmínka pro složení směsi) je v tomto případě splněna vždy, což vyplývá ze zákonitosti rovnice míšení. Jako třetí hraniční podmínka pro jednotlivé výpočty byla stanovena pro složení směsi
- hraniční podmínka nezáporné hodnoty parametru v dodatkovém zdroji.

Jestliže se jedná o složení neznámého dodatkového zdroje, pak získané hodnoty jeho parametrů (výpočtem ze vstupní matice na základě vstupní selekce rovnic) jsou vypočteny samostatně, jednorázově pro každý cyklus dopočítávaného výsledku. Výpočet při dané skladbě zdrojů a známé směsi je proveden podle rovnice:

$$C_{j,i+1} = \frac{(M_{j,i} - Q_1 \cdot C_{j,1} - Q_2 \cdot C_{j,2} - \dots - Q_i \cdot C_{j,i})}{Q_{j,i+1}}$$

kde $C_{j,i+1}$ – je hodnota j -tého parametru v neznámém co do složení $i+1$ dodatkovém zdroji,

$M_{j,i}$ – hodnota j -tého parametru ve směsi,

$C_{j,1}, C_{j,2}, \dots, C_{j,i}$ – hodnota j -tého parametru ve známých zdrojích,

Q_1, Q_2, \dots, Q_i - podíly známých zdrojů ve směsi,

Q_{i+1} - podíl neznámého dodatkového zdroje ve směsi důlní vody.

Protože tímto způsobem vypočtené hodnoty parametrů v dodatkovém (neznámém) zdroji mohou dosahovat záporných hodnot, bylo nutno zavést třetí, výše uvedenou hraniční podmínku. Teprve při splnění všech tří podmínek jsou výsledky považovány za přijatelné (kladné) a vstupují do koncových statistických výpočtů pro formulaci a kvantifikaci hypotézy existence neznámého zdroje ve směsných vzorcích důlních vod.

Vstupní matice, proces výpočtu a výstupní soubory programového modulu KYBL 7.1

Výpočetní metoda vychází ze základního modulu KYBL-3 a je v programovém souboru vymezena jako verze (modul tzv. metody transponované matice) **KYBL-5**. Touto metodou se kvantifikuje výstup možné existence neznámého zdroje jako aritmetický průměr získaných přijatelných hodnot dopočtů při respektování základních tří hraničních podmínek, a to za předpokladu statisticky významného celkového počtu kladných řešení. Složení výsledného neznámého zdroje je stanoveno statisticky pro každou jednotlivou simulaci za pomoci generátoru náhodných čísel, pracujícím ve vymezeném rozsahu, daném hraničními podmínkami. Při této metodě se přijímají do výpočtu všechny výsledky (hodnoty parametrů) určující složení zdroje a výsledek je vypočten z transponované matice při použití metody Choleského (in Gille, Clique, 1986).

Nadstavbovým a v současné době finálním produktem je verze **KYBL-7**. Jedná se o programový balík souborů DELPHI 2005 v programovacím jazyce Pascal.

Práce s programem je možné prezentovat jako proces skládající se ze třech etap s následnými sekvencemi:

1. proces edice a archivace datových souborů, verifikace platnosti vstupních hodnot jako počáteční proces následných výpočtů v podmínkách neexistence dodatkového neznámého zdroje,

výpočty směsných rovnic a kvantifikace podílů zdrojů ve směsi za předpokladu neexistence neznámého zdroje. V případě získání vyhovujících výsledků následuje výpis výsledků (digitální do výstupního souboru s volbou výstupu tiskového). Výstupem jsou i statistické parametry, zejména histogramy rozložení získaných hodnoty pro jednotlivé zdroje,

v případě indikace existence dodatkového neznámého zdroje ve směsi je spuštěn i výpočet jeho kvantifikace (co do složení i co do podílu ve směsi). Tuto etapu je možno spustit operátorem i v případě, že indikace existence neznámého zdroje nebyla zjevná. Stejně jako v předcházející sekvenci jsou výsledky zapsány do souboru s volbou možnosti výstupu na tiskárnu (včetně doplňkových statistických charakteristik). Výstupy jsou volitelné jednak ve výstupech všech dosažených kladných řešení nebo pouze ve výsledné výsledkové formě.

Výpočet zastoupení dílčích zdrojových vod ve směsi důlních vod lomu Vršany

Základní zdroje důlních vod v lomu Vršany byly definovány následovně:

- kvartérní vody – pramenní vývěr – značeno zkratkou **Q-1**,
- kvartérní vody – vývěr z lomového řezu – značeno zkratkou **Q-2**,
- vody z hlavní uhelné sloje – označeno jako „sloj“,
- vody z meziložních písků ve sloji – značeno zkratkou **ML**,
- vody atmosférických srážek – označené zkratkou **AS**.

Testovanou směsí důlních vod byla jímka hlavní čerpací stanice na dně lomu Vršany a voda jímky ČOV Hrabák, které jsou pravidelně a systematicky monitorovány co do kvality a kvantity vyčerpávaných důlních vod.

K výpočtům byl použit výpočetní program KYBL-7.1 Základní počáteční hraniční parametry byly nastaveny následovně:

- počet simulačních cyklů 7 milionů,
- hraniční podmínka z podílu zdrojů ve směsi v mezích $0,99 \div 1,01$,
- hraniční podmínka pro složení směsi v mezích $0,99 \div 1,01$,
- počet parametrů zdroje a směsi: 9 pro výpočet – modul KYBL-7 (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cl^- ; SO_4^{2-} , NH_4^+ , Na^+ , DOC),
- počet známých zdrojů ve směsi 5 (Q-1, Q-2, sloj, ML, AS).

Zásadním problémem bylo definování reprezentativního chemického složení vod pro jednotlivé zdroje. Výsledkem jednoletého monitoringu, jež byl popsán v předcházejících kapitolách zprávy, je soubor 108 analýz podzemních vod z jednotlivých zdrojových kolektorů a důlních vod ze sběrných jímek, dále pak byly provedeny analýzy srážkové vody a sněhu.

Statistické hodnocení tohoto souboru bylo provedeno v programech Stagraphics a MiniTab. Cílem bylo hledat korelace jednotlivých parametrů, jež umožní redukovat dimenzionalitu souboru pro jeho další zpracování. Dalším úkolem bylo definovat reprezentativní zastoupení jednotlivých složek vod v etalonech pro výpočet zastoupení jednotlivých zdrojových vod ve směsích.

Testy rozložení pravděpodobnosti ukázaly, že v případě některých parametrů jsou významné odchylky souboru od normality, jež je předpokladem řady statistických metod. Nicméně tento výsledek byl vzhledem k velikosti výběrového souboru předpokladatelný.

Dále byla zpracována korelační analýza, jež umožní redukci multiparametrického souboru z hlediska dimenzionality. Jelikož výsledky byly plně konzistentní s výsledky shlukovací analýzy, jež jsou však graficky názornější, diskuse, týkající se výběru parametrů bude opřena o ně.

Vzorky hydrochemických analýz byly odebrány z následujících odběrových bodů:

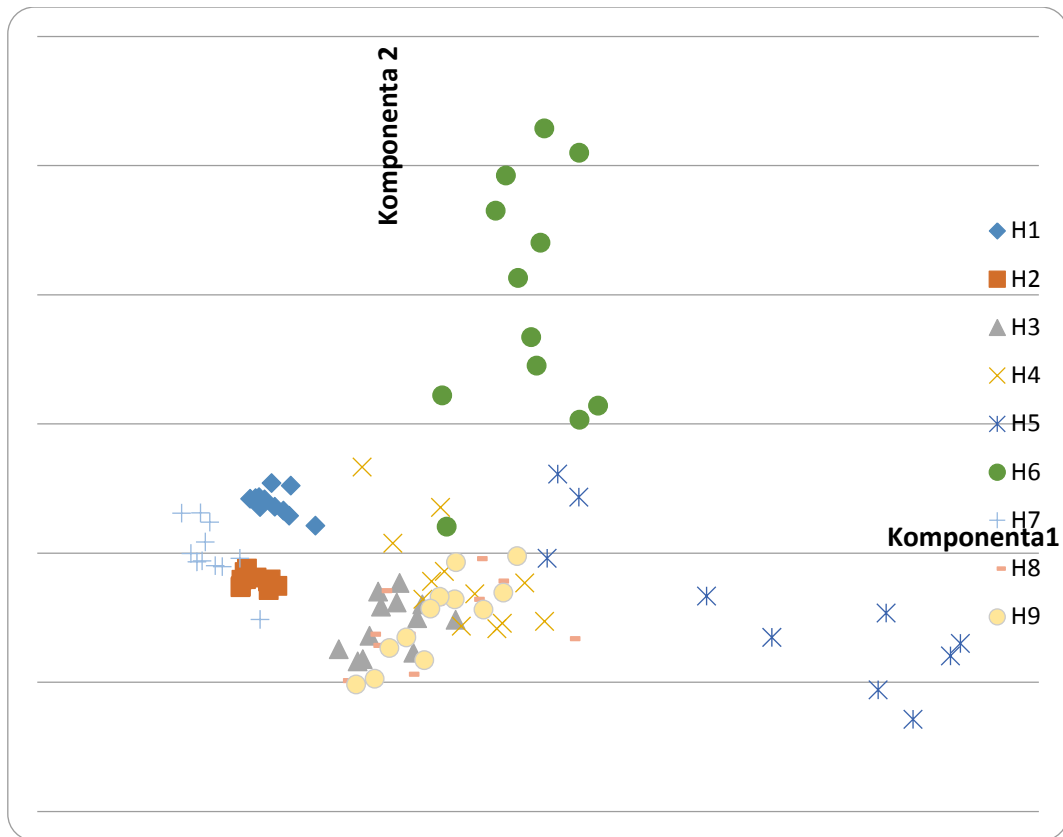
- H1** pramenní vývěr na úpatí vrcholu Ressler,
- H2** vrt HY392/NP3,
- H3** vývěr z kvartéru na skrývkový řez,
- H4** vývěr z meziložních písků na skrývkový řez,
- H5** vývěr z meziložních písků (kaverna) na skrývkový řez,
- H6** vývěr z uhelné sloje na řez,
- H7** vrt STE791/7 do kolektoru podložních písků,
- H8** jímka hlavní čerpací stanice Vršany,
- H9** jímka ČOV Hrabák.

Nejzásadnějším problémem bylo definování reprezentativního chemického složení etalonů pro výpočet zastoupení zdrojů vod ve směsi. Za tímto účelem byla využita metoda hlavních komponent (PCA). Tato metoda eliminuje korelace parametrů a výpočtem hlavních komponent, jež postihují lineární kombinaci vstupních parametrů, umožní snížení dimenzionality souboru. Pro další analýzy je využito jen tolik komponent, které postihují sumárně požadovaný podíl variability souboru.

Analýza hlavních komponent byla provedena pro soubor popsaný následujícími parametry: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al; Fe^{2+} ; Fe^{3+} , Mn; Cl^- ; NO_3^- ; SO_4^{2-} , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , DOC, CO_3^{2-} , HCO_3^- , acidita, alkalita, pH.

Tab. 5.10: Výsledky analýzy hlavních komponent

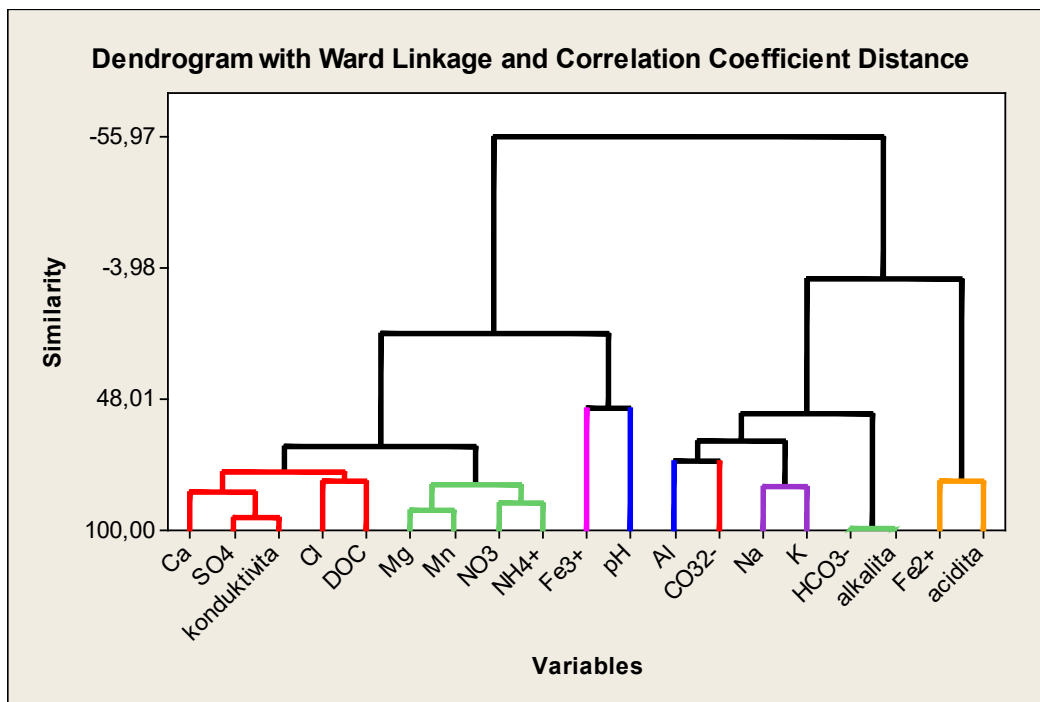
Komponenta	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Hodnota eigenfaktoru	7,73	3,32	2,24	1,42	1,08	0,85	0,55	0,41	0,38	0,26	0,22
Podíl	0,40	0,17	0,11	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Kumulativní	0,40	0,58	0,70	0,77	0,83	0,87	0,90	0,92	0,94	0,96	0,97



Obr. 5.61: Grafické zobrazení výsledků PCA – dvě hlavní komponenty

Výsledky PCA ukazují hydrochemickou podobnost vzorků z kvartérních kolektorů H1 a H2. Vzorky z odběrového místa H3 vykazují antropogenní vliv prostředí výsypkových materiálů a podobnost vzorkům ze sběrných jímek důlních vod H8 a H9. Výrazně samostatně se vydělují vzorky slojových vod H 6 a vzorek výtoku z meziložních písků H5. Tyto vzorky jsou výrazně nepodobné vzorkům z meziložních písků H4.

Výše uvedené grafické zobrazení postihuje cca 58% informací o variabilitě souboru. Proto byla pro další analýzy využita shlukovací analýza s využitím Wardovy shlukovací strategie na standardizovaných vzorcích (Obr. 5.61). Prvním krokem bylo zpracování dendrogramu korelačních koeficientů parametrů souboru. Výsledek odhaluje korelace parametrů souboru a byl v dobré shodě s výsledky korelační analýzy. Na jeho základě byla provedena redukce souboru pro výpočty mísení vod o parametry konduktivitu, Mn, NO₃⁻, pH, K⁺, aciditu.

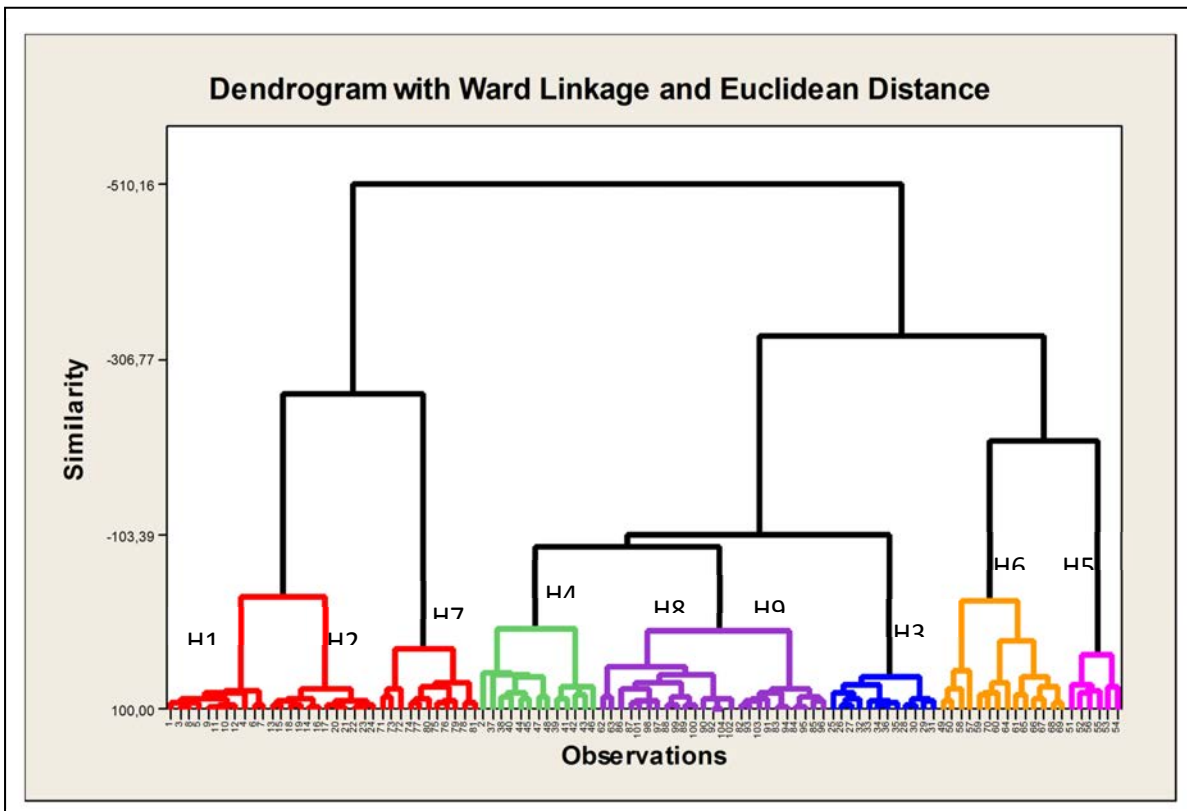
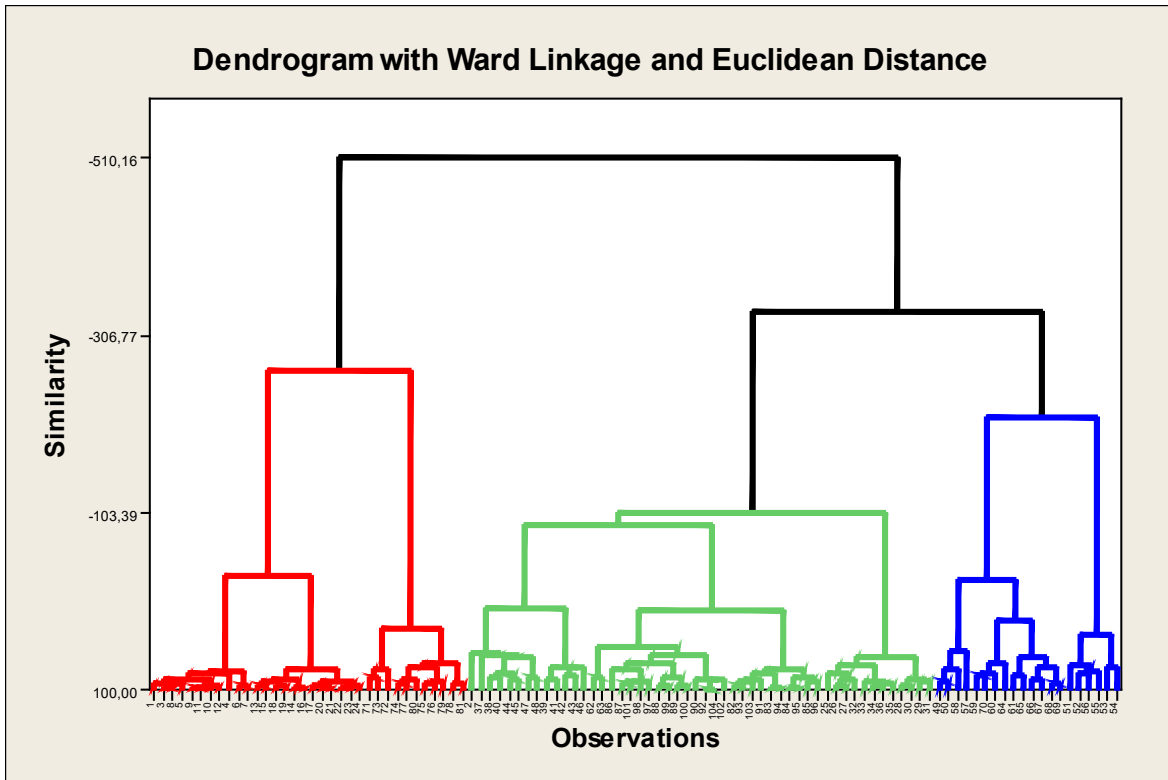


1

Obr. 5.62: Grafické zobrazení výsledků shlukovací analýzy – dendrogram vzdáleností korelačních koeficientů parametrů souboru analýz

Dalším krokem bylo provedení shlukovací analýzy chemismu vod pro všechna monitorovací místa. Shlukovací analýza byla provedena pro všech 108 vzorků. Analýza srážkových vod nebyla zahrnuta. Variantně bylo vypočítáno 2 až 9 shluků. Neoptimálnější verzi, jež podle našeho názoru vystihuje rozložení (podobnost) vzorků, prezentujeme na Obr. 5.62.

Výsledky shlukovací analýzy přinesly zajímavé výsledky. Ukazují podobnost kvartérních vod H1 a H2 a vod podložních písků H7. Společným znakem těchto vod je geneze ze srážek a nízká (až žádná míra) antropogenního ovlivnění. Vody meziložních písků H4 a H5 se jak v PCA, tak shlukovací analýze výrazně vzájemně oddělily. Vody H4 vykazují vyšší míru podobnosti s vodami směsných jímek, zatímco vody H5 mají nejbližší k vodám slojovým. Jedná se o výtok z kaverny, jež neobsahuje vody meziložních písků, nýbrž stařinové vody ze sloje či pravděpodobně směs meziložních a slojových vod. Tyto analýzy nebyly proto přijaty za etalon. Vody obou jímek vykazují zcela pochopitelně vysokou podobnost, a proto reprezentují jeden etalon.



Obr. 5.63: Grafické zobrazení výsledků shlukovací analýzy – dendrogramy shluků ve variantním počtu shluků

Základní parametry zdrojů vod (etalony) ve směsných důlních vodách lomu Vršany

Na základě výše uvedených analýz byly jako zdroje, podílející se na směsi důlních vod, definovány:

- vody kvartérního kolektoru – shluk vzorků H1 a H2 v programu Kybl značený jako **Q-1**;
kvartérní vody z vývěřů z lomového řezu (ovlivnění průsakem výsypkou) – pro definici tohoto zdroje bylo použito shluku vzorků H3 a v programu Kybl je značme jako zdroj **Q-2**;
vody z hlavní uhelné sloje reprezentuje shluk vzorků H6 a v programu Kybl je označen jako **sloj**;
vody z kolektoru meziložních písků reprezentují zdroj, shluk vzorků H4 a v programu Kybl je značen **ML**;
posledním použitým zdrojem jsou atmosférické srážky označené **AS**.

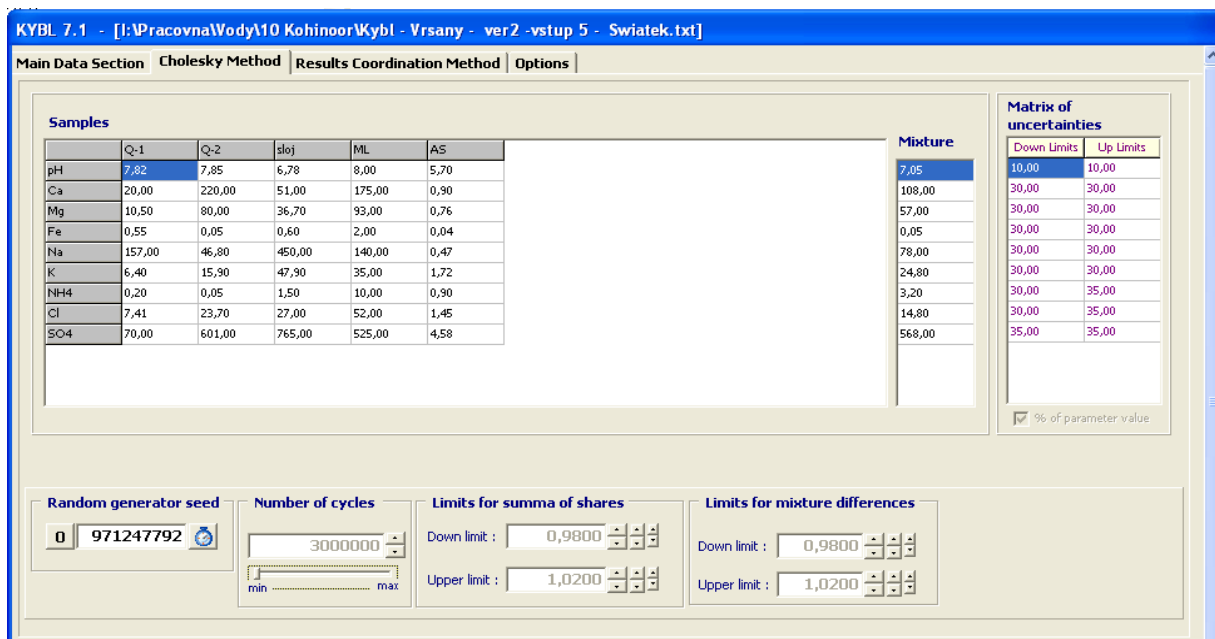
Reprezentativní chemické složení etalonů – zdrojů bylo získáno ze shlukovací analýzy – koordináty centroidů shluků (Tab. 5.11).

Tab. 5.11: Centroidy shluků reprezentující zdroje důlních vod

	Q1	Q2	sloj	ML	AS
Ca	14,66	221,25	99,99	93,28	2,23
Mg	18,04	62,41	63,86	69,52	0,20
Fe²⁺	0,16	0,10	0,47	0,96	0,04
Fe³⁺	1,73	0,05	0,44	23,32	0,00
Cl	17,73	26,89	49,13	34,64	0,50
SO₄	50,59	458,77	679,17	435,09	26,00
NH₄⁺	1,16	0,10	6,71	9,53	2,03
Na	95,07	30,88	302,56	91,46	0,68
DOC	4,85	6,55	10,51	4,45	4,90

Výpočty byly provedeny jak pro průměrné reprezentativní hodnoty, získané statisticky za celý rok monitoringu, tak pro jednotlivé měsíce monitoringu. Vypovídací schopnost výsledků pro jednotlivé měsíce je však poměrně nízká. Důvodem je nízký počet vzorků, vstupní hodnoty nemusí být pro daný měsíc reprezentativní a není takto možno popsat variabilitu chemického složení v daném období.

Následující Obr. 5.63 ukazuje pouze dokumentačně příklady vstupů programu KYBL-7.



Obr.5. 64: Ukázka vstupu údajů do programového modulu KYBL-7.1

Výsledek výpočtů podílů zdrojů v důlních vodách čerpaných z lomu Vršany

Výpočty byly provedeny jak pro neexistující neznámý zdroj směsných důlních vod, tak se zohledněním neznámého zdroje. Přestože výpočty ukázaly velmi nízké zastoupení neznámého zdroje, přikláníme se podle zkušenosti k výsledkům s tzv. neznámým zdrojem. Neznámý zdroj dle zkušeností hydrogeologů podpořených hydrogeochemickým modelováním reprezentuje reakce v systému – rozpouštění evaporitů na transportní cestě mezi vývěrem a jámkou, vysrážení hydroxidů železa apod.

Ze všech variantních výpočtových simulací byly programem KYBL 7.1 vypočteny jednak:

- procentuelní podíly jednotlivých zdrojů v retenci důlních vod lomu Vršany,
- provedena analýza věrohodnosti výsledků ze statistického rozložení výstupních dat.

Výpočty jednotlivých variant byly časově náročné a při simulacích až 7 milionů cyklů trvaly řádově hodiny.

Výsledky výpočtů včetně zastoupení neznámého zdroje, reprezentujícího reakce a složení neznámého zdroje jsou sumarizovány v následujících tabulkách. Tab. 5.12 zastupuje výsledky výpočtu, jež považujeme za nejspolehlivější. Měl by odpovídat průměrnému zastoupení zdrojů vod ve směsi důlních vod. Byl získán výpočtem z etalonů definovaných centroidy shluků ve shlukovací analýze, tedy výpočtem na celém datovém souboru.

Tab. 5.12: Výsledek výpočtu v programu KYBL-7 – průměrné zastoupení vod ve směsi

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	17.63	13.17
Q2	27.04	9.16
Sloj	20.94	7.63
ML	11.43	5.44

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	3861.59	1791.98
Mg ²⁺	2832.69	744.57
Fe ²⁺	0.7	4.07
Fe ³⁺	-314.36	127.39

Podíl zdroje		
	%	disperze
AS	21.97	11.81
N.zdroj	0.99	0.34
Celkem	100	

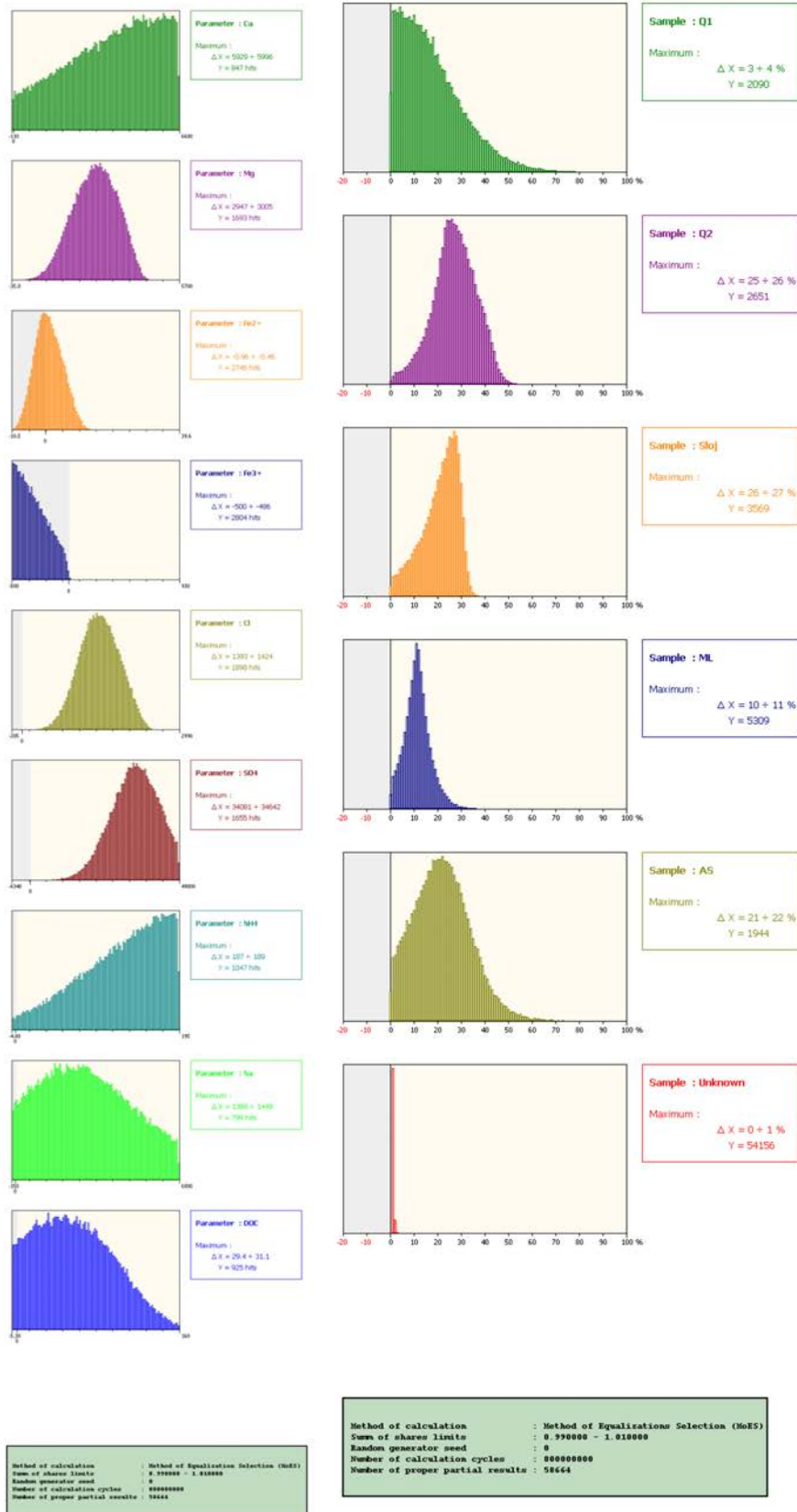
Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Cl ⁻	1476.47	375.04
SO ₄ ²⁻	34971.3	7667.47
NH ₄ ⁺	125.13	49.18
Na ⁺	2601.4	1588.46
DOC	57.21	37.63

Zastoupení neznámého zdroje je velmi nízké 1% a směs je bilancována přesně na 100%. Nejvyšší je zastoupení kvartérních vod antropogenně ovlivněných průsakem výsypkou.

Koncentrace iontů ve složení neznámého zdroje odpovídá předpokladům, jež vyplývají z geochemického modelování. Dochází zde k rozpouštění evaporitů na transportní dráze mezi vývěrem vod do lomu a jímkou. Obsah chloridů v dodatkovém zdroji ukazuje na pravděpodobné zkoncentrování směsi důlních vod v jímce výparem. To pochopitelně navyšuje i ostatní složky chemismu důlních vod. Ve směsi je výrazný nadbytek síranů, sodíku, vápníku a hořčíku, jejichž část jde na vrub výparu. Pouze v případě Fe³⁺ je zaznamenán úbytek ve směsi, jež odpovídá předpokládanému vysrážení hydroxidů železa.

Následující Tab. 5.13 ukazuje výsledky výpočtů po jednotlivých měsících pro celé monitorované období. Jak již bylo uvedeno výše, vzhledem k nemožnosti spolehlivě popsat chemismus zdrojů vod a jejich variabilitu pro krátké časové úseky (nedostatečný počet vzorků), výsledky jsou spíše orientační. Jejich spolehlivost je relativně nízká.

Všechny uvedené výsledky jsou průměrné hodnoty řady výpočtů, jež proběhly v rámci zadaných intervalů vstupních hodnot a jež splňují bilanční kritéria, popsaná v teoretické části popisu softwaru. Výstupem je tudíž, jak je zřejmé z Tab. 5.12, nejen průměrná hodnota podílu zdroje ve směsi, ale i disperze výsledků. Grafický výstupy programu KYBL jsou prezentovány na Obr. 5.64.



Obr. 5.65: Grafické zobrazení výsledků kladných řešení programu KYBL – disperze podílu zdrojových vod a složení neznámého zdroje

Tab. 5.13: Výsledky výpočtu v programu KYBL-7 – zastoupení vod ve směsi v měsících

IX

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	12,45	9,04
Q2	38,49	4,74
Sloj	7,97	3,57
ML	4,52	3,54
AS	36,15	7,13
N,zdroj	0,41	0,18
Celkem	99,99	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	3907,67	1901,79
Mg ²⁺	2711,64	899,77
Fe ²⁺	-30,39	48,39
Fe ³⁺	-252,78	122,76
Cl ⁻	377,05	294,55
SO ₄ ²⁻	75696,23	19473,07
NH ₄ ⁺	26,46	33,86
Na ⁺	12436,32	4155,88
DOC	57,58	50,78

X

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	20,9	14,58
Q2	36,5	10,16
Sloj	5,8	3,53
ML	4,4	3,17
AS	31,9	11,42
N,zdroj	0,5	0,19
Celkem	100,0	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	4433,09	3022,54
Mg ²⁺	4322,47	1007,88
Fe ²⁺	-28,39	13,21
Fe ³⁺	-247,05	115,93
Cl ⁻	294,23	280,99
SO ₄ ²⁻	60226	13479,03
NH ₄ ⁺	338,34	162,67
Na ⁺	1812,82	2428,89
DOC	-325,61	106,76

XI

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	10,75	8,52
Q2	49,65	5,39
Sloj	19,8	3,51
ML	2,51	2,14
AS	17,05	7,13
N,zdroj	0,24	0,12
Celkem	99,99	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	1819,95	3494,24
Mg ²⁺	3368,66	1417,34
Fe ²⁺	2,71	0,81
Fe ³⁺	-567,19	22,4
Cl ⁻	-672,25	626
SO ₄ ²⁻	62822,94	17450,94
NH ₄ ⁺	381,21	202,43
Na ⁺	3762,15	2457,04

DOC	53,89	81,67
-----	-------	-------

XII

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	14,46	9,38
Q2	37,94	12,02
Sloj	22,14	7,43
ML	10,93	6,24
AS	13,93	10,51
N,zdroj	0,6	0,2
Celkem	100	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	1797,74	3399,82
Mg ²⁺	5832,3	1117,54
Fe ²⁺	4,96	2,64
Fe ³⁺	-408,35	213,43
Cl ⁻	2484,08	579,04
SO ₄ ²⁻	68704,17	13314,75
NH ₄ ⁺	151,1	137,21
Na ⁺	2563,53	2052,69
DOC	80,1	90,21

I

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	12,48	11,76
Q2	43,48	12,32
Sloj	22,64	10,91
ML	8,91	6,12
AS	11,22	8,34
N,zdroj	1,12	0,34
Celkem	99,85	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	5540,43	1530,53
Mg ²⁺	5535,68	1317,94
Fe ²⁺	58,71	16,61
Fe ³⁺	-388,2	204,56
Cl ⁻	2133,21	481,95
SO ₄ ²⁻	59270,72	13819,25
NH ₄ ⁺	269,34	122,68
Na ⁺	5200,25	2364,72
DOC	309,59	80,8

II

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	14,91	12,21
Q2	26,93	12,79
Sloj	36,82	8,11
ML	3,78	2,75
AS	16,11	12,95
N,zdroj	1,5	0,55
Celkem	100,04	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	3204,43	1706,38
Mg ²⁺	2883,56	615,37
Fe ²⁺	7,05	2,5
Fe ³⁺	-194,01	106,43
Cl ⁻	998,81	299,61
SO ₄ ²⁻	34563,24	7351,28
NH ₄ ⁺	51,88	44,7
Na ⁺	2785,05	1231,23

DOC	127,57	23,8
-----	--------	------

III

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	16,38	14,77
Q2	37,92	15,03
Sloj	30,29	6,78
ML	3,96	2,92

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	12441,09	3047,18
Mg ²⁺	5343,24	1117,65
Fe ²⁺	0,03	7,37
Fe ³⁺	-423,21	230,7

III

Podíl zdroje		
	%	disperze
AS	10,96	10,41
N,zdroj	0,53	0,23
Celkem	100,03	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Cl ⁻	5600,11	1253,96
SO ₄ ²⁻	45877,31	9395,91
NH ₄ ⁺	208,21	156,46
Na ⁺	3199,46	2431,46
DOC	124,64	52,33

IV

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	15,06	13,16
Q2	38,33	15,01
Sloj	19,39	9,09
ML	14,98	10,46
AS	11,51	10,84
N,zdroj	0,71	0,22
Celkem	99,983	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	7094,55	2499,99
Mg ²⁺	1947,65	1020,41
Fe ²⁺	6,9	1,53
Fe ³⁺	-10,26	6,28
Cl ⁻	5774,28	1040,49
SO ₄ ²⁻	44003,87	7523,87
NH ₄ ⁺	115,25	128,19
Na ⁺	4375,49	2371,72
DOC	224,19	65,55

V

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	47,89	14,47
Q2	15,27	5,17
Sloj	4,87	3,35
ML	6,91	4,36
AS	24,59	13,97

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	2693,46	2640,15
Mg ²⁺	2068,23	940,94
Fe ²⁺	-3,93	1,49
Fe ³⁺	-258,62	140,88
Cl ⁻	2177,99	526,84

N,zdroj	0,44	0,15
Celkem	99,97	

SO ₄ ²⁻	35781,85	8384,27
NH ₄ ⁺	-4,15	107,4
Na ⁺	1248,06	2637,95
DOC	-198,68	63,09

VI

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	24,26	15,38
Q2	18,81	8,58
Sloj	23,34	8,99
ML	7,68	4,99
AS	25,03	8,98
N,zdroj	0,67	0,2
Celkem	99,79	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	3244,58	2456,71
Mg ²⁺	3987,86	1206,05
Fe ²⁺	72,84	16,38
Fe ³⁺	-494,5	239,37
Cl ⁻	2837,04	706,26
SO ₄ ²⁻	38106,29	9131,38
NH ₄ ⁺	318,74	90,83
Na ⁺	2713	2445,1
DOC	331,54	89,24

VII

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	21,24	14,6
Q2	22,81	7,65
Sloj	5,73	4,02
ML	5,06	4,08
AS	44,29	12,16
N,zdroj	0,87	0,25
Celkem	100	

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	3936,43	1750,19
Mg ²⁺	4407,51	805,2
Fe ²⁺	-10,35	4,81
Fe ³⁺	-13,67	10,34
Cl ⁻	161,3	146,03
SO ₄ ²⁻	44182,97	8604,01
NH ₄ ⁺	248,86	68,41
Na ⁺	5155,89	1576,86
DOC	220,91	57,93

VIII

Podíl zdroje		
	%	disperze
Q1	15,42	12,21
Q2	34,76	10,37
Sloj	15,76	6,72
ML	26,82	17,33

Složení neznámého zdroje		
	koncentrace (mg/l)	disperze
Ca ²⁺	2157,42	3527,21
Mg ²⁺	5794,36	1039,79
Fe ²⁺	-51,38	26,84
Fe ³⁺	84,21	21,47

AS	8,03	9,05
N _{zdroj}	0,47	0,14
Celkem	101,25	

nespolehlivé

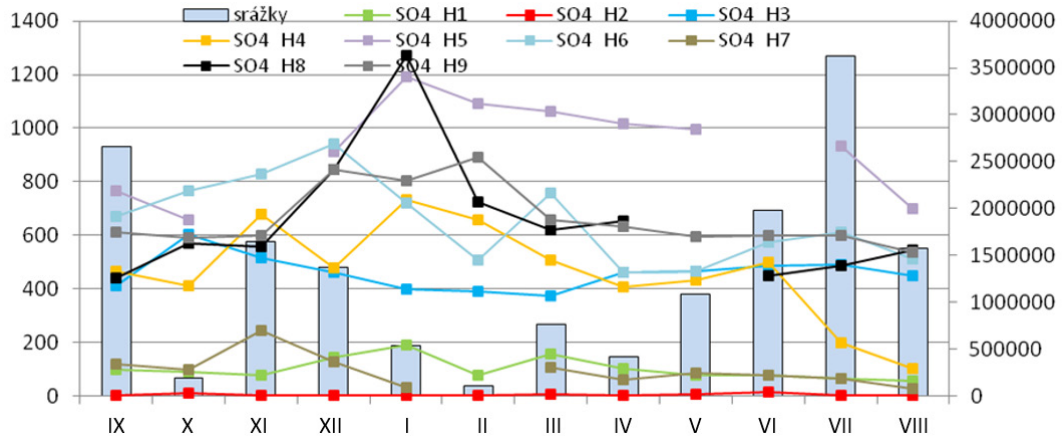
Cl ⁻	2888,75	493,19
SO ₄ ²⁻	61137,13	16394,25
NH ₄ ⁺	411,91	84,58
Na ⁺	4949,31	3184,65
DOC	321,01	133,72

Výše uvedené výsledky jsou řešením, jež nemá základ ve výpočtech geochemických rovnováh soustavy, jaký např. umožňují programové prostředky PhreeqC, MinteqA2 aj. Výpočty soustavy přeuročených rovnic v programových blocích KYBL nezohledňují geochemické reakce probíhající při míšení jednotlivých roztoků u vzniku důlních vod. Jsou pouhou matematickou konstrukcí a objektivním statistickým řešením, dávajícím výsledky s kvantifikovaným stupněm přiblížení (rozptylu) se k realitě (Grmela, Labus, Krzeszowski, 2005). Tento postup byl při tvorbě programu a jeho použití záměrný a vychází z praxe a potřeb důlní hydrogeologie. Zohledňuje proměnlivost zdrojů v čase, přírodní a technologické podmínky v provozu lomu (nestanovitelné množství tekutin a chemických látek přestupujících do důlních vod), zatížení antropogenní, zohledňuje různé nedostatky v odběru a analýze vzorků apod. Proto výsledný rozptyl výstupních hodnot je samozřejmý, ale zároveň i kritériem pro evaluaci získaných výsledků.

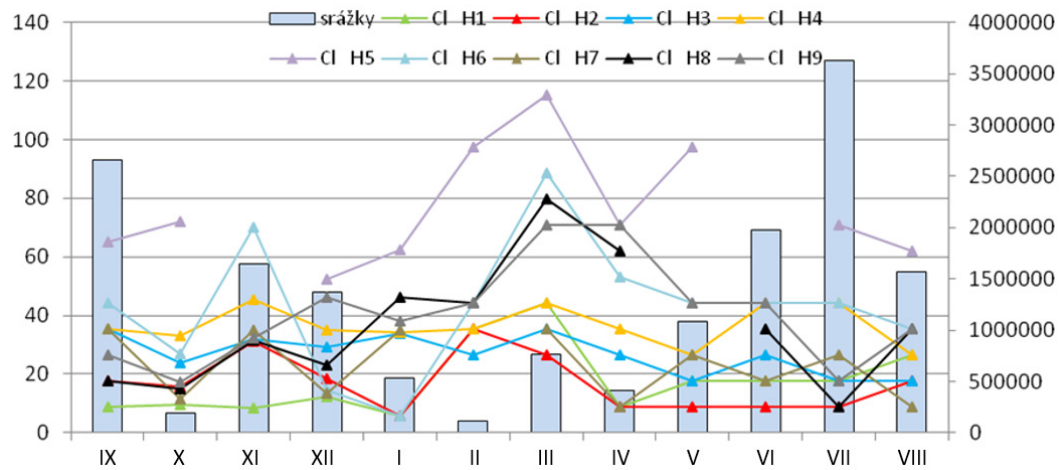
5.4.4 Režim odvodňování a chemismu důlních vod lomu J. Šverma a Vršany

Režim chemismu důlních vod na studované lokalitě představuje velmi složitý multiparametrický systém. Chemismus důlních vod sběrných jímek je závislý obecně na hydrologických a klimatických podmínkách, jež predisponují srážko-odtokový proces – rozdělení složek vodní bilance. Obecně je možno konstatovat, že v našich klimatických podmínkách dochází k doplňování zásob podzemních vod v jarních a podzimních měsících. Tento fakt dokládají i simulace provedené v modelu HYDRUS. V letním období je zvýšený srážkový úhrn zpravidla kompenzován vysokou evapotranspirací, což dokládají výstupy modelu HELP. Povrchový odtok převládá v období jarního tání.

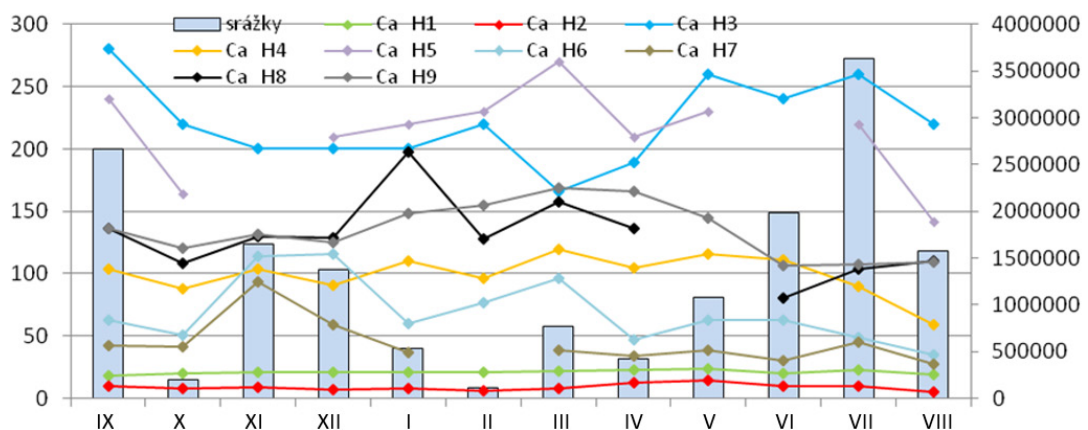
Obr. 5.65 až Obr. 5.67 prezentují vývoj obsahů vybraných iontů vztahených k srážkovým úhrnům. Nejvýraznější korelace byla pozorována v případě obsahu chloridů. Jediným zdrojem chloridů jsou na studované lokalitě srážky. Po infiltraci dochází v důsledku evapotranspirace ke zkoncentrování podzemních vod. Poměr chloridů v podzemní vodě a srážkách je označován jako evaporační faktor, jelikož chloridy představují konzervativní prvek nevstupující do reakcí. Poměr ostatních iontů, pokud nedojde k reakcím s horninovým prostředím, by měl odpovídat evaporačnímu faktoru. Pro kvartérní zdrojové vody Q1 byl stanoven průměrný evaporační faktor 5 -13 (sníh – srážky), zatímco pro vody Q2 20, pro meziložní písky 28 a sloj 33. Nárůst odpovídá prodlužující se době zdržení v horninovém prostředí. Navýšení obsahu chloridů ve sběrné jínce důlních vod v čase je důsledkem vyššího podílu přítoku vod z terciérních kolektorů. Tento nárůst je do značné míry spojen s vyšším obsahem síranů ve směsných důlních vodách, neboť i tyto ionty jsou výrazně vyšší v meziložních píscích a slojových vodách. Jelikož ovšem sírany přicházejí do směsi také z kvartérních vod po průchodu výsypkou, je korelace srážek vůči obsahu síranů mírně posunuta. Ionty, jejichž obsah v dílčích zdrojových vodách není tak silně diferencován, jeví menší závislost na srážkách, jak ukazují např. ionty Ca na Obr. 5.67. Jejich obsah ve vodách je kineticky kontrolován a při přesycení byla indikována možnost srážení ve formě CaSO₄.



Obr. 5.66: Graf obsahu iontu SO_4^{2-} ve vodách za sledované období (hlavní osa koncentrace iontů v mg/l, vedlejší osa dotace ze srážek $\text{m}^3/\text{měsíc}/\text{povodí}$)



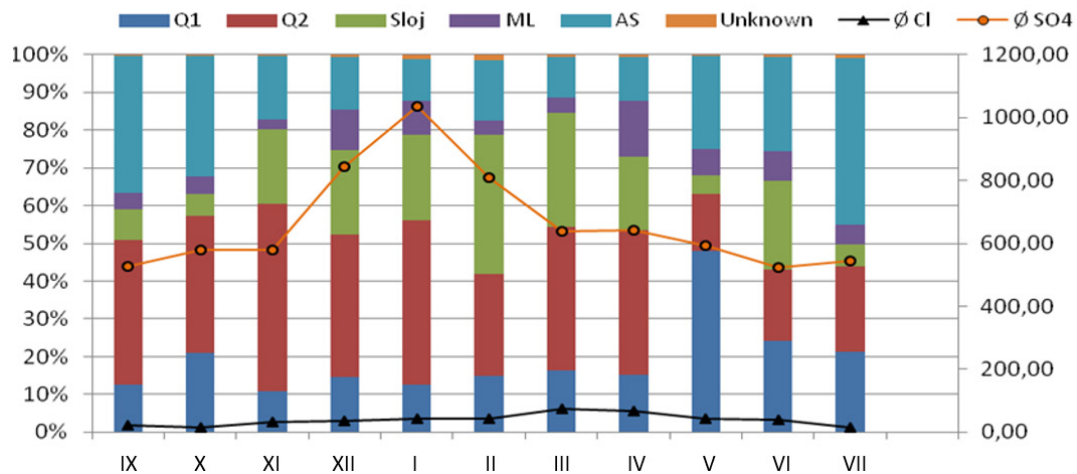
Obr. 5.67: Graf obsahu iontu Cl^- ve vodách za sledované období (hlavní osa koncentrace iontů v mg/l, vedlejší osa dotace ze srážek $\text{m}^3/\text{měsíc}/\text{povodí}$)



Obr. 5.68: Graf obsahu iontu Ca^{2+} ve vodách za sledované období (hlavní osa koncentrace iontů v mg/l, vedlejší osa dotace ze srážek $\text{m}^3/\text{měsíc}/\text{povodí}$)

V případě studované lokality je situace komplikovaná existencí více-kolektorové hydrogeologické struktury se značně diferencovaným chemismem podzemních vod. Tento charakter zdrojových vod ve směsi důlních vod byl využit pro výpočty mísení důlních vod. Jak bylo výše prezentováno, byl proveden výpočet zastoupení přítoků zdrojových vod ve směsi důlních vod pro jednotlivé měsíce ročního monitoringu. Výsledky byly zpracovány do grafů na Obr. 5.68 a Obr. 5.69.

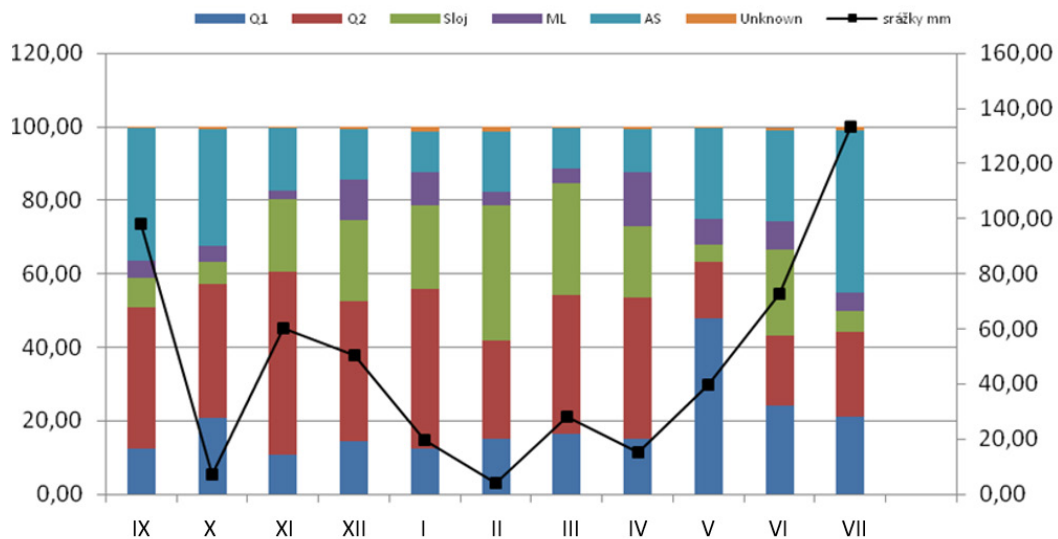
Jak vyplývá z grafu na Obr. 5.68, obsah iontů síranů velmi dobře koreluje s vyšším zastoupením slojových vod a vod alterovaných průchodem výsypkou (zdroj Q2). Obsah chloridů má výraznější vztah k zastoupení meziložních písků a slojových vod ve směsi.



Obr. 5.69: Graf zastoupení zdrojových vod ve směsi důlních vod v % na hlavní ose, obsah síranů a chloridů v mg/l na ose vedlejší

Tytéž údaje – zastoupení vod dílčích kolektorů ve směsi důlních vod v m³ (přepočtené dle intenzity odvodňování v daném měsíci) korelaci zastírají. Je evidentní, že chemismus vod není ovlivněn prostou bilancí vůči intenzitě odvodňování. Jde spíše o poměr přítoků z dílčích kolektorů, nikoliv o kvantitu vod odvodňovaných z ložiska.

Byl hodnocen také vztah objemu odvodňovaných vod vůči dotaci ze srážek, tento není konstantní. Existuje však dobrá korelace zastoupení srážkových vod ve směsi důlních vod k srážkovým úhrnům. Jistá disproporce může souviset s přesností výpočtů či retardací chování systému – zdržení srážkové vody v nenasycené zóně.



Obr. 5.70: Graf zastoupení zdrojových vod ve směsi důlních vod v % na hlavní ose, srážkové úhrny na ose vedlejší

Všechny výše uvedené grafy prezentují z důvodu možnosti vizualizace (přehlednosti) vzájemné vztahy minimálního množství parametrů, což je značně limitující faktor při hodnocení multiparametrického systému.

Závěr analýzy

Na základě ročního monitoringu zdrojů přítoků důlních vod bylo provedeno hodnocení hydrogeologického a hydrogeochemického režimu na lokalitě lomu Vršany. Z výsledků vyplývá, že průměrně 27% vod odvodňovaných na lomu Vršany infiltruje a protéká výsypkou. Chemismus této mělké kvartérní zvodně je výrazně antropogenně ovlivněn, zejména zvýšenou koncentrací síranů v podzemních vodách (oxidace akcesorického pyritu). Antropogenně přepracovaný původní rostlý horninový masív byl rozrušen a drobná kusovitost materiálu uloženého na výsypce plus zavodnění ze srážek vytváří optimální prostředí pro oxidaci minerálů původní horniny.

Průměrně 21% vod odváděných z ložiska infiltruje prostřednictvím narušené sloje, případně ze stařin. Tyto vody představují nejvýznamnější podíl kontaminační zátěže. Na druhé straně je nutno konstatovat, že pozadřové hodnoty síranů v mělkých podzemních vodách jsou na lokalitě zvýšené až na úroveň prvních stovek mg/l díky vysokému podílu síranů již ve srážkové vodě. Evapotranspirací dojde minimálně k dalšímu, cca 5násobnému zkoncentrování rozpuštěných látek ve srážkové vodě (a to bez zohlednění reakcí s horninovým prostředím).

Podíly přítoků z jednotlivých kolektorů jsou výrazně ovlivněny hydrologickým režimem. Nejnepříznivější situace z hlediska kvality důlních vod nastává v zimních měsících, kdy se redukuje intenzita vodní výměny v mělkém kvartérním kolektoru. Navyšuje se podíl vod ze sloje a meziložních písků ve směsi důlních vod. V důsledku toho se dá očekávat periodické zhoršení kvality důlních vod nárůstem zejména obsahu síranových iontů. Vzhledem ke hmotové bilanci na lokalitě se tento stav v průběhu těžby zásadním způsobem nezmění. V období po likvidaci dolu dojde ke změnám v hydrogeologickém a hydrochemickém režimu na lokalitě, který bez informací o způsobu likvidace dolu není možno predikovat. Pravděpodobně však dojde ke změně drenážní báze a směrů proudění podzemních vod. Je možno očekávat snížení intenzity vodní

výměny se zemským povrchem a tím i přechod podzemních vod do redukčního prostředí. V důsledku toho by mohlo dojít ke snížení obsahu síranů v důlních vodách vysrážením sulfidů, případně také jiných solí, jako CaSO_4 aj. Teoretické předpoklady těchto procesů jsou popsány v kapitole 5.2.

5.5. ZÁVĚRY

Kapitola 5 shrnuje teoretická východiska týkající se vývoje chemismu důlních vod v průběhu těžby a po zatopení. Chemismus důlních vod na studovaných lokalitách je ovlivněn především interakcí prosakujících vod s polohami uhelných slojí. V důsledku toho se dá očekávat periodické zhoršení kvality důlních vod nárůstem zejména obsahu síranových iontů. V období po ukončení aktivní těžby ve studované oblasti dojde ke změnám v hydrogeologickém a hydrochemickém režimu, které ale bez dalších informací např. o způsobu likvidace těžených lokalit není možno predikovat. Pravděpodobně však dojde ke změně drenážní báze a směrů proudění podzemních vod. Je možno očekávat snížení intenzity vodní výměny se zemským povrchem a tím i přechod podzemních vod do redukčního prostředí. V důsledku toho by mohlo dojít ke snížení obsahu síranů v důlních vodách vysrážením sulfidů, případně také jiných solí, jako CaSO_4 aj. Teoretické předpoklady těchto procesů jsou popsány výše.

Vzhledem k tomu, že není možno sestavit hydrogeologický model pro celou zájmovou oblast projektu, ať už z důvodu, že se zde nachází řada hydrogeologických systémů se vzájemnými nedefinovanými interakcemi, ale i z důvodu nedostatku dat, byl sestaven model vybrané oblasti povodí jezera Most, kdy bylo využito předchozích studií zpracovaných pro PKÚ s.p. Byl sestaven hydraulický a transportní model pro sírany, železo a mangan, který přináší iniciální předběžné závěry o přínosu polutantů do jezera Most především ze Střimické výsypky. Jeho validace by vyžadovala doplňkový průzkum a monitoring.

V neposlední řadě prezentujeme metodický přístup k řešení problematiky vývoje kvality důlních vod odvodňovaného činného dolu v hydrologickém roce. Tento přístup je založen na stanovení podílu přítoků z jednotlivých zdrojových kolektorů a srážek při zohlednění typického klimatického vývoje hydrologického roku. V kapitole se prezentuje, jakým způsobem se v průběhu roku může kvalita důlních vod měnit v důsledku změny podílu přítoků vod z jednotlivých zdrojových kolektorů. V případě likvidace dolu dojde v závislosti na způsobu likvidace k zásadní změně hydrogeologického režimu a tím i kvality důlních vod opuštěného ložiska. Zjevně je možno očekávat i dopady na kvalitu povrchových vod, ale ke konkrétním situacím se je možné vyjádřit až na základě plánovaného způsobu likvidace dolu.

6 DATABÁZE – METODIKA POSTUPU PRACÍ

Ing. Tomáš Peňáz, Ph.D.; Ing. Mgr. Martin Kašing, Ph.D.

Data měřená na vrtech a dále data získaná analýzami vzorků odebíraných z jednotlivých vrtů, mají prostorový charakter. Horizontální poloha vrtů je popsána souřadnicemi v S-JTSK, vertikální poloha souřadnicemi v Baltském výškovém systému. Základní podmínkou efektivní integrace, správy, analýzy, vizualizace a následné interpretace prostorových dat je uložení dat do prostorové databáze, která je součástí geografického informačního systému (GIS).

6.1 METODIKA TVORBY DATABÁZÍ A GIS

V rámci řešení projektu VODAMIN II byla sbírána především hydrochemická data. Mimo ně však bylo k dispozici velké množství dat s různou datovou strukturou. Kromě geochemických dat však bylo nutné pracovat s prostorovými daty z několika dalších zdrojů. Jednalo se především o data pro vytvoření hydrogeologického modelu, dále data popisující geologického stavbu území, výškový model terénního reliéfu, Základní mapy ČR a další referenční data.

Za účelem efektivního zpracování dat byly vytvářeny databáze v prostředí MS Excel, které umožňovaly jednoduchý import dat do prostředí GIS (geografických informačních systémů). V prostředí GIS bylo možné tato data dále efektivně zpracovávat, analyzovat, interpretovat a vizualizovat.

Konkrétně byla využita softwarová infrastruktura ArcGIS společnosti ESRI (ArcMap, ArcGIS Pro). V prostředí GIS byla zpracována pouze určitá data:

- 1) archivní a převzatá data, tj. data získaná na základě rešerší z různých zdrojů (rastrová a vektorová data, tabelární a textová data, data z WMS služeb),
- 2) časové řady různých parametrů měřených ve vrtech (měřené hladiny podzemní vody, pH, teploty vody, vodivost, obsah kyslíku, atd.).

Prostorová data, která sloužila jako vstupní data do modelů, byla poskytnuta pro řešení ve vhodném datovém formátu. Část všeobecně využitelných prostorových dat z produkce institucí veřejné správy, se publikují formou prohlížečích (WMS) nebo stahovacích (WFS, ESRI ArcGIS Server) webových služeb.

6.2 GIS SOFTWARE

Integrace, správa, analýza a vizualizace prostorových dat při řešení projektu VODAMIN II byly prováděny s využitím softwarové infrastruktury ArcGIS společnosti ESRI. Produkty ArcGIS Desktop a ArcGIS Pro, doplněné o specializované rozšiřující moduly, poskytly dostatečnou funkčnost pro požadované zpracování dat.

Produkty ArcGIS Desktop a ArcGIS Pro představují modulární software, který je možné doplnit rozšiřujícími moduly. Pro potřeby řešení projektu byly využity zejména:

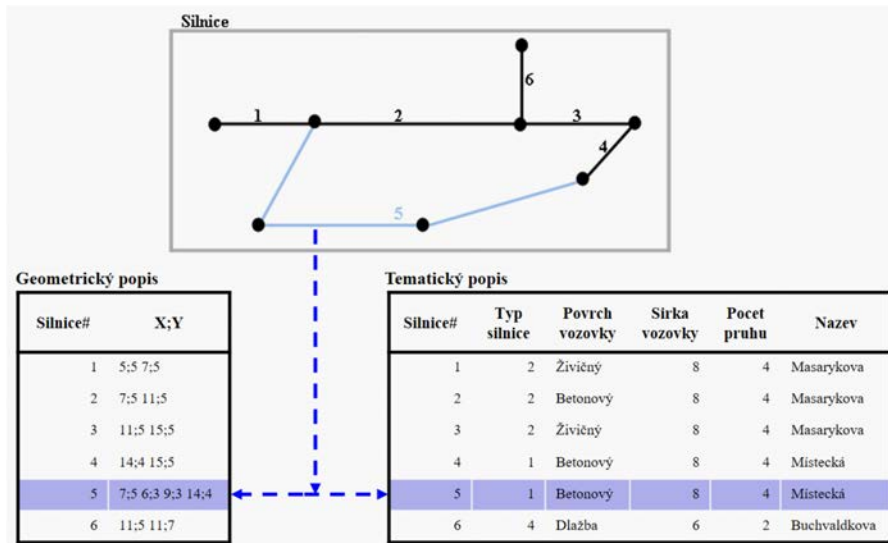
- Data Interoperability
- Spatial Analyst
- 3D Analyst

Modul Data Interoperability je určen k exportu dat, uložených ve formátech třetích stran, do datových formátů, které umožňuje zpracovat ArcGIS. Spatial Analyst je produkt, poskytující bohatou škálu funkcí a

nástrojů pro zpracování a analýzu rastrových dat. Modul 3D Analyst slouží ke zpracování dat digitálních výškových modelů typu nepravidelné trojúhelníkové sítě TIN (obr. 6.5) a pravidelné čtvercové sítě (GRID).

6.3 SPRÁVA PROSTOROVÝCH DAT

Výchozí systém řízení báze dat (SŘBD) pro ukládání a správu dat geometrické, tematické i časové složky prostorových dat, je integrován do produktů ArcGIS Desktop a ArcGIS Pro. Pro použití v prostředí obou nástrojů je navržen georelační datový model formátu ESRI File Geodatabase (obr. 6.1), který je určen pro použití v jednouživatelském prostředí. Formát ESRI File Geodatabase umožňuje ukládání vektorových dat i rastrových dat.



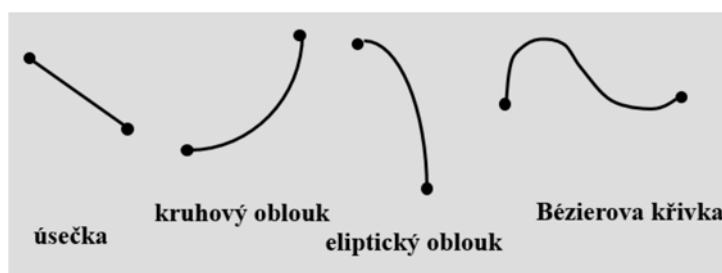
Obr. 6.1: Princip georelačního datového modelu (Peňáz, 2020)

Geometrická složka vektorového datového modelu je realizována diskrétními, homogenními geometrickými prvky (entitami). Tradičně se jedná se o dvojrozměrné body, linie, mnohoúhelníky – polygony (obr. 6.2).



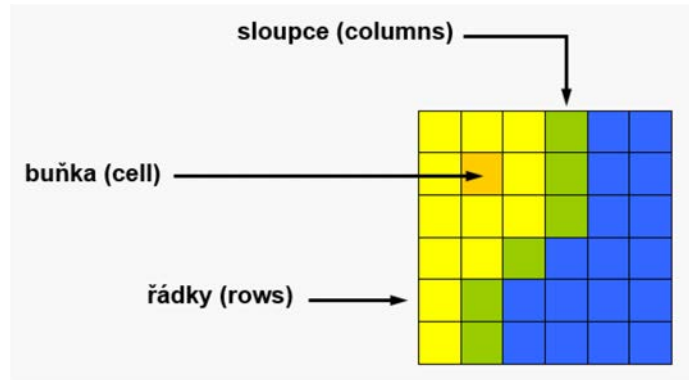
Obr. 6.2: Princip georelačního datového modelu (Peňáz, 2020)

Liniové a polygonové prvky jsou tvořeny vektorových liniovými prvky: úsečkami, eliptickými oblouky, kruhovými oblouky a Bézierovými křivkami (obr. 6.3). Každý vektorový prvek reprezentuje objekt reálného světa nebo jeho dílčí část.



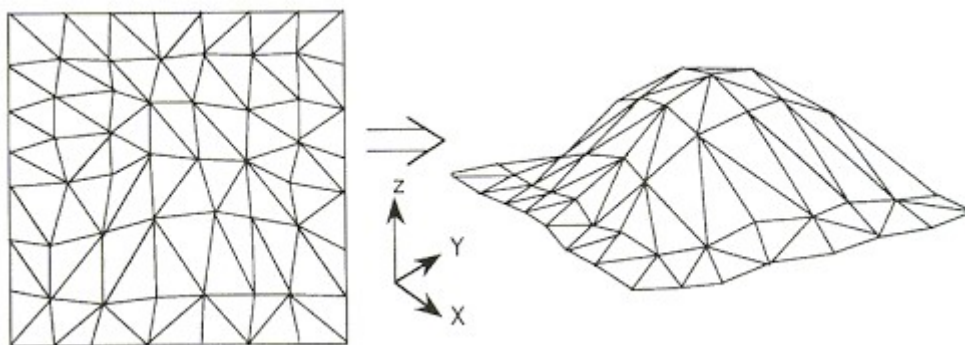
Obr. 6.3: Princip georelačního datového modelu (Peňáz, 2020)

Geometrické prvky vektorového datového modelu, které vykazují shodné znaky, především geometrický charakter, je vhodné sdružovat do skupin označovaných jako třídy prvků nebo také vrstvy. Jednu či více tříd prvků je možné zařadit do datové struktury, označované jako datová sada tříd prvků. Souřadnice definičních bodů entit v třídách prvků určité datové sady musí být vztaženy k jednomu společnému souřadnicovému systému a kartografickému zobrazení. Tematická složka popisu vektorových dat (tzv. atributy) jsou uloženy v relačních tabulkách, které jsou součástí georelačního datového modelu (obr. 6.1).



Obr. 6.4: Schéma rastrových dat (Peňáz, 2020)

Do databáze ESRI File Geodatabase je možné ukládat rastrová data (grid), která jsou tvořena pravidelnou sítí čtvercových buněk, uspořádaných do matice tvořené sloupci a řádky (obr. 6.4). Obdobně je možné do geodatabáze ukládat digitální výškový model typu TIN (obr. 6.5).



Obr. 6.5: Schéma výškového modelu terénu typu TIN (Japan Association of Remote Sensing)

7 VIZUALIZACE DAT Z MONITORINGU, MAPOVÉ VÝSTUPY

Ing. Tomáš Peňáz, Ph.D.

Důležitým krokem v procesu analýzy a interpretace prostorových dat, je vhodná metoda vizualizace. Současné možnosti programových produktů pro GIS, ale také specializovaného software pro modelování proudění podzemní vody a transportu v ní rozpuštěných látek, poskytují nástroje pro využití vhodných metod vizualizace.

Modelové území je možné představit jednak řadou Základních map České republiky v různých měřítcích a dále tematickými mapami, které poskytují zodpovědné instituce veřejné správy (Český úřad zeměměřický a katastrální, Česká geologická služba, Výzkumný ústav vodohospodářský TGM, v.v.i. a další).

7.1 VIZUALIZACE DAT Z MONITORINGU VRTŮ

Data, měřená na vrtech a dále data z rozborů odebraných vzorků, představují kvantitativní charakteristiky získávané v sérii 12 pozorování v období IX. 2019 – VIII. 2020. Přestože data vykazují významný počet chybějících hodnot pro většinu parametrů, byla využita metoda vizualizace formou spojnicového grafu (viz příloha 7.1).

7.2 INTERAKTIVNÍ MAPY

Tematické mapy, které jsou výstupem projektu, tvoří určité množství grafických znaků, reprezentujících zobrazené objekty a jejich charakteristiky. Obsah tematické mapy a metoda nebo metody kartografického znázornění jsou zvoleny podle kartografických zvyklostí a pravidel tak, aby splňovaly jak formální, tak estetické požadavky. Důležitá je i zaplněnost mapového pole, kterou má autor mapy k dispozici. Na rozdíl od mapy tištěné na papíru, nabízí elektronicky publikovaná mapa určitou míru interaktivity. Kromě map publikovaných elektronicky různými webovými technologiemi, existuje možnost využití interaktivních souborů PDF. Mapu, vytvořenou v prostředí GIS, je možné exportovat do formátu PDF, který nabízí jistou úroveň interaktivity. Čtenáři takové mapy se nabízí ovládací prvky typu přepínač (checkbox), kterými může zviditelnit nebo naopak zneviditelnit vybrané datové vrstvy, které jsou vloženy do PDF souboru. Výtisk této mapy je v příloze 7.2.

Jako výstup projektu byla vytvořena mapa, znázorňující situaci hydrogeologických vrtů umístěných v modelovém území. Mapa budou publikovat webové stránky projektu.

7.3 3D ANIMACE

Další metodou znázornění, která usnadňuje seznámení s modelovým územím a porozumění problematice řešené v projektu, je trojrozměrná vizualizace dat nad výškovým modelem terénu. Nejjednodušší trojrozměrné znázornění je možné připravit jako statický pohled na modelové území, při kterém je zohledněna perspektiva. V důsledku využití perspektivního pohledu se terénní objekty, které jsou blíže od pozorovatele, jeví jako větší než stejně rozměrné vzdálenější objekty. Bližší terénní objekty mohou úplně nebo částečně zakrývat vzdálenější objekty, neboť programové nástroje pro vizualizaci vypočítávají viditelnost z bodu A, tedy od pozorovatele, směrem do bodu B, tedy k cíli. Ukázky statické trojrozměrná vizualizace dat nad výškovým modelem terénu je v příloze 7.3.

Další metodou vizualizace je animovaný průlet nad modelovým územím. Jedná se o metodu vizualizace, která je složena z videosekvence dílčích pohledů (rámců), uspořádaných na časové ose. Na základě stanovených parametrů vytvoří animaci software a uloží ji do požadovaného formátu pro filmy vytvářené v digitálním prostředí. Vytvořený film je možné publikovat na webových stránkách projektu a zpřístupnit jej tak pro větší počet zájemců z řad veřejnosti.

Základním parametrem pro vytváření průletu je výškový model modelového území. Základem výškového modelu území je digitální model terénního reliéfu (DMR 5G) doplněný podle potřeby třírozměrným výškovým modelem povrchu (DMT 1G). Model povrchu zahrnuje objekty, které netvoří terén, avšak jsou na terénu umístěny. Jedná se například o lesní porosty a budovy. Na digitální výškový model území je možné doplnit a položit na něj další grafické datové vrstvy. Vhodně zvolené vrstvy usnadňují orientaci v terénu. Jednou z možností je využití Základní mapy ČR nebo ortofotosnímku. Na takto připravenou mapu je možné dále umístit další datové vrstvy, jako například bodovou vrstvu hydrogeologických vrtů.

Jako další parametr se specifikuje třírozměrná trajektorie pohybu, která představuje dráhu letu fiktivního letounu nad modelem terénu. Trajektorii je možné vytvořit zadáním množiny třírozměrných bodů, kterými se definují dílčí úseky takové linie.

8 VYHODNOCENÍ TERMÁLNÍHO POTENCIÁLU ÚZEMÍ A VOD

Ing. Michal Porzer, Ph.D.

Termální potenciál důlních vod je hodnocen především na podkladu dostupného množství podzemní vody a její teploty. Množství tepla E (J), které získáme ochlazením určitého objemu látky $Q \cdot t$ (m^3), kde Q ($m^3 \cdot s^{-1}$) je objemový průtok a t (s) je čas, o hustotě ρ ($kg \cdot m^{-3}$) a měrné tepelné kapacitě C_p ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) lze kvantifikovat jako:

$$E = Q \cdot \Delta T \cdot \rho \cdot C_p \cdot t$$

Získané teplo (dříve tepelná energie) je tedy úměrné změně teploty látky $\Delta T = T_{in} - T_{out}$ (K).

V praxi jsou pak jednotlivé vstupy do této rovnice závislé na přírodních a technických podmínkách. Je-li ochlazovanou látkou podzemní voda, pak je její měrná tepelná kapacita závislá na její mineralizaci, stejně tak jako její hustota. Vstupní teplota vody T_{in} je závislá především na hustotě tepelného toku q ($W \cdot m^{-2}$) na daném území a součiniteli teplotní vodivosti hornin α ($m^2 \cdot s^{-1}$), ve kterých je podzemní voda obsažena a průměrné teplotě vzduchu na daném území. Tyto parametry zpravidla definují geotermu pro dané území. Rychlost, kterou pak podzemní voda proudí k místu čerpání, pak ovlivňuje, bude-li podzemní voda ohřáta na teplotu horniny anebo bude horninu významně ochlazovat či ohřívát.

Výstupní teplota vody T_{out} po jejím ochlazení je zpravidla definována provozními, technickými a legislativními omezeními v závislosti na tom, jak budeme s touto vodou nakládat a bude-li se po zásahu jednat o vodu odpadní (zákon č. 150/2010 Sb.). Vypouštění vod, které jsou použitou technologií ochlazené, do povrchových vod, nemá v České Republice spodní hranici, jako např. 4 °C v Německu (*Böttcher et al.* 2019). Minimální teploty, na které je možné čerpanou podzemní vodu ochladit, jsou tak limitovány technologií, případně teplotou tuhnutí. Pro případ využívání čerpané podzemní vody pro účely dochlazování energeticky náročných procesů, stanovuje maximální přípustné tepelné znečištění vody nařízení vlády č. 401/2015 Sb., na 29 °C pro vody užívané pro vodárenské účely, koupání osob a lososové a kaprové vody. Potenciálně dostupný objem podzemní vody je pak řízen především rozměry zvodně, tedy jejím plošným rozsahem a její zvodnělou mocností.

8.1 VLASTNOSTI HORNIN

Objem přítomné vody pak dále podmiňuje **porozita** ϕ (-) dané horniny, kde:

$$\phi = \frac{V_p}{V_b}$$

přičemž V_p (m^3) je objem pórů v určitém celkovém objemu horniny V_b (m^3). Jednotlivé póry, které jsou tvořeny strukturou horniny, jsou do určité míry propojeny mezi sebou. Přítomnost pórů tak umožňuje existenci tekuté fáze v horninovém prostředí a jejich propojení pak umožňuje jejich proudění pórovým prostorem. Dle míry propojení se pórové prostory rozdělují na:

- otevřené,
- polouzavřené,
- uzavřené.

Uzavřené póry jsou mechanicky izolovány od okolního pórového prostoru. Hydraulická komunikace skrze tyto prostory není umožněna, dokud nedojde k porušení mechanické bariéry, která ji znemožňuje.

Polouzavřené póry mají charakter nádob, které mohou pojmout tekutiny, ale nejsou průtočné a tak komunikují s okolními póry pouze jedním kanálem. Přísun a výdej tekutin z těchto prostor je řízen především vztlakem, přírodně chemismem a silou vazech mezi tekutinou a minerální fází.

Otevřené póry jsou prostory, které mají více komunikačních kanálů s přilehlými póry a umožňují tak tok tekutiny. Jejich tvar je zpravidla konkávo konvexní „elipsoid“, krátkého válcovitého a planárního „destičkového“ charakteru. Míra hladkosti stěn pórů je pak zpravidla určena zaobleností klastů a může se pohybovat kdekoli mezi angulárním a oválním charakterem. Idealizovaný model průtočného pórového prostředí je také připodobňován sférickým prostorům, které jsou spojeny tubulárními kanály neboli hrdly pórů. Skutečný průřez póry má však zpravidla konkávní charakter s ostrými tvary kontaktů mezi klasty. Významnými pórovými prostory jsou pukliny, které, jako křehké sekundární struktury, přímo nezávisí na struktuře sedimentu. Pukliny zpravidla tvoří systémy, které jsou hydraulicky propojeny a umožňují tak pohyb tekutin, v případě, že jsou za daného napjatostního stavu otevřené a nejsou vyplněny minerální fází.

Vlastnost horniny, která umožňuje tekutinám proudit skrze její otevřený pórový prostor, se označuje jako její propustnost. Propustnost horniny je tenzorová veličina a to díky míře anizotropie prostorového rozložení pórů, jejich hrdel a dimenze těchto prvků. V závislosti na rozložení pole potenciální energie tekutiny v pórovém objemu pak ve směru jeho gradientu tekutina proudí. Určité procento otevřené propustnosti pak v tomto směru tekutinu propouští a určité procento zůstává v mrtvém prostoru za obtékanou bariérou.

Mírou propustnosti hornin je **koeficient propustnosti** k (m^2). Je konstantou úměrnosti, která udává ztrátu potenciální energie tekutiny při určité rychlosti pohybu jejích molekul. Molekuly tekutiny ztrácejí svou energii díky kolizím se stěnami pórů a se sousedními molekulami a překonáváním mezivrstevních napětí na těchto kontaktech. Ve vztahu mezi rychlostí proudění tekutiny a jejím tlakovým gradientem jeho význam vystihuje Darcyho zákon:

$$q_D = -\frac{k}{\mu} \nabla P = -K \nabla P$$

kde K je koeficient filtrace (m/s). Tento zákon vystihuje Poiseuilleův typ toku a stanovuje jeho rychlost q_D pro horninu o určitém koeficientu propustnosti k a kapalinu o dynamické viskozitě μ ($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$) pro daný tlakový gradient v pórech zvodnělé horniny ∇P ($Pa \cdot m^{-1}$). Darcyho rychlost q_D je určitou homogenizací skutečné rychlosti proudění pro model horniny jako kontinua stejně jako její objemová varianta $Q_D = S \cdot q_D$ pro objem tekutiny protékající určitou průtočnou plochou horniny S . Tento model předpokládá, že napříč každým elementárním úsekem délky této horniny a bodem průtočné plochy S vedené horninou protéká tekutina rychlostí q_D s přímoú trajektorií.

Hlavní vlastností horniny, která v neustáleném režimu ovlivňuje rychlost a míru projevu teplotního impulsu z povrchu do hloubky je koeficient teplotní vodivosti α ($m^2 \cdot s^{-1}$). Je to vlastnost materiálu, která vyjadřuje jeho schopnost vést a uchovávat teplo, kdy v materiálech s vyšší hodnotou tepelné difuzivity zaznamenáme rychlejší projev tepelného impulsu v určité vzdálenosti a naopak (*Bergman et al.* 2011). Je produktem koeficientu tepelné vodivosti λ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), měrné tepelné kapacity C_p a hustoty ρ materiálu:

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_p \cdot \rho}$$

Podobně jako koeficient propustnosti, je koeficient tepelné vodivosti λ konstantou úměrnosti mezi hustotou tepelného toku q ($W \cdot m^{-2}$) a teplotním gradientem ∇T ($K \cdot m^{-1}$) dle:

$$q = -\lambda \nabla T$$

Přestup tepla vedením pak řídí tak zvaná difuzní rovnice vedení tepla:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \alpha \Delta T = f$$

kteřá v této obecné podobě (přestože pro homogenní izotropní vlastnosti materiálu) zahrnuje také objemové zdroje tepla f ($\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$). Mimo umělé zdroje tepla, které jsou vyvolány například lidskou činností, jde z přírodních zdrojů především o radiogenní teplo A ($\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$). Radioaktivní prvky (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K), jejichž rozpad je zdrojem radiogenního tepla, jsou přítomny běžně jako stopové prvky, až na případy hydrotermálního obohacení určitých horninových partií, případně vyšší obsah organogenní složky, na kterou se tyto prvky často vážou. Největším zdrojem radiogenního tepla je izotop ^{40}K , který je na rozdíl od Uranu a Thorium poměrně běžným elementem zemské kůry ($> 1\%$). Vyšší množství radiogenního tepla produkují některé sedimenty (psamity, aleurity, pelity), felsické magmatity (granity, granodiority) a metamorfika (ruly, granulity, migmatity). Mafické a ultramafické horniny spodní části kontinentální kůry produkují o jeden až dva řády nižší radiogenní teplo (Lowrie 2007).

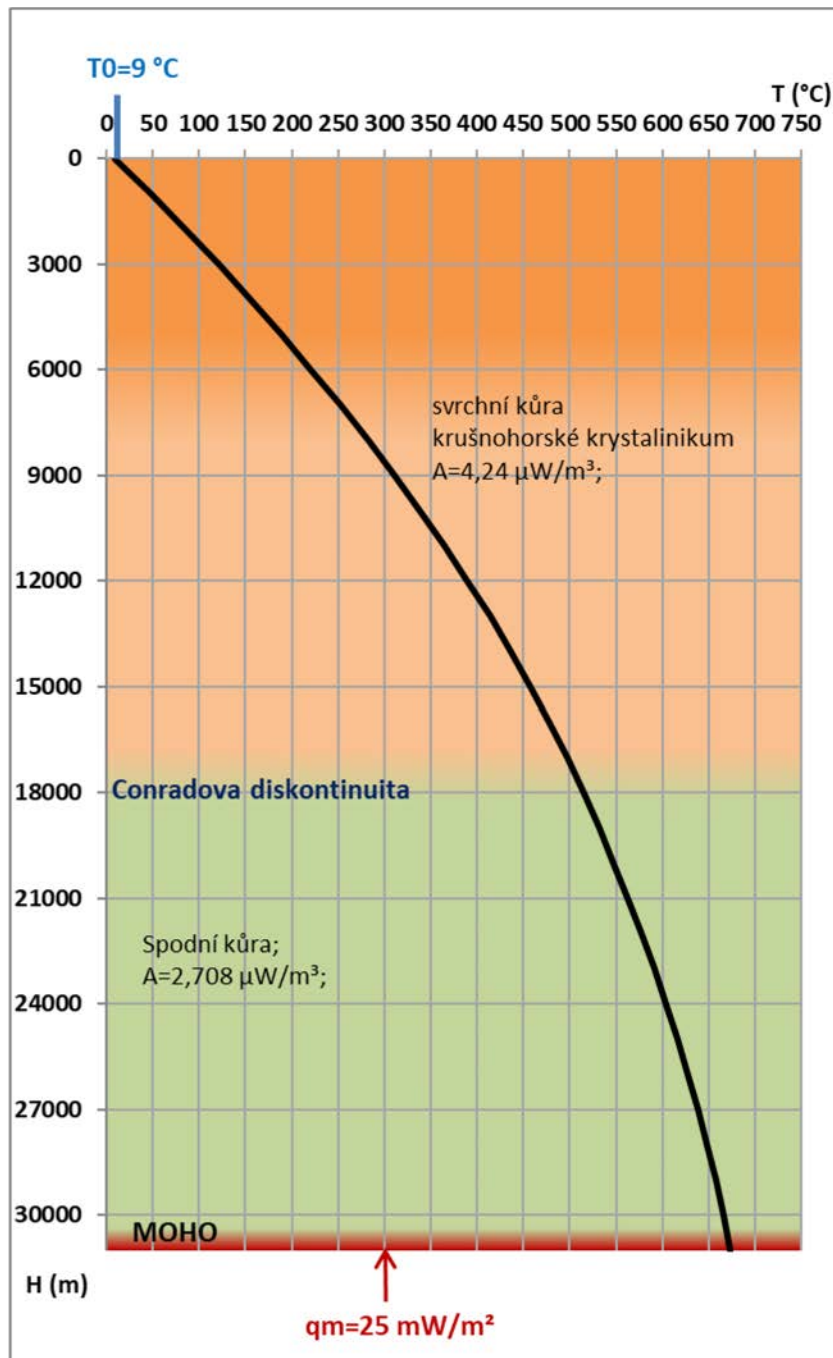
8.2 TEPLoty HORNIN V ZÁJMOVÉM REGIONU

V zájmovém území se MOHO nachází v hloubce cca 31 km a Conradova diskontinuita přibližně v hloubce 18 km pod povrchem (Ibrmajer *et al.* 1989). Hodnoty bazální hustoty tepelného toku na úrovni MOHO mohou dosahovat hodnot až $25 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-1}$ a teploty až $600 \text{ }^\circ\text{C}$ (Čermák 1976). Radiogenní teplo produkované krystalickými horninami svrchní kůry A v této oblasti dosahuje hodnot cca $4,24 \text{ } \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ (Krešl *et al.* 1978). Jedná se o jednu z nejvyšších produkcí radiogenního tepla mezi horninami Českého masivu (Matlolin 1970). Horniny mafické spodní kůry pak mohou být blízké svou koncentrací radioaktivních prvků např. krušnohorským kersantitům, které vykazují produkci radiogenního tepla cca $2,708 \text{ } \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ (Štemprok *et al.* 1999, Clauser 2011).

Řešení výše uvedené difuzní rovnice vedení tepla se smíšenými okrajovými podmínkami (Dirichletova na povrchu a Neumannova na bázi modelu) může dát teoretickou představu o průběhu geotermie na zájmovém území. Výsledný tzv. deskový model má tvar (Allen *et Allen* 2005):

$$T(y) = T_0 + \frac{(q + A \cdot y_c)}{\lambda} y - \frac{A}{2\lambda} y^2$$

kde $T(y)$ je teplota funkcí hloubkové souřadnice y . Hustota tepelného toku q je Neumannovou podmínkou na bázi modelu (zpravidla bazální tepelný tok na úrovni MOHO, kterou udává hodnota y_c). Geoterma pro studované území pak na základě výše uvedeného modelu a hodnot může nabývat přibližné podoby Obr. 8.1.



Obr. 8.1: Odhad geotermie pro zájmové území bývalé SHP

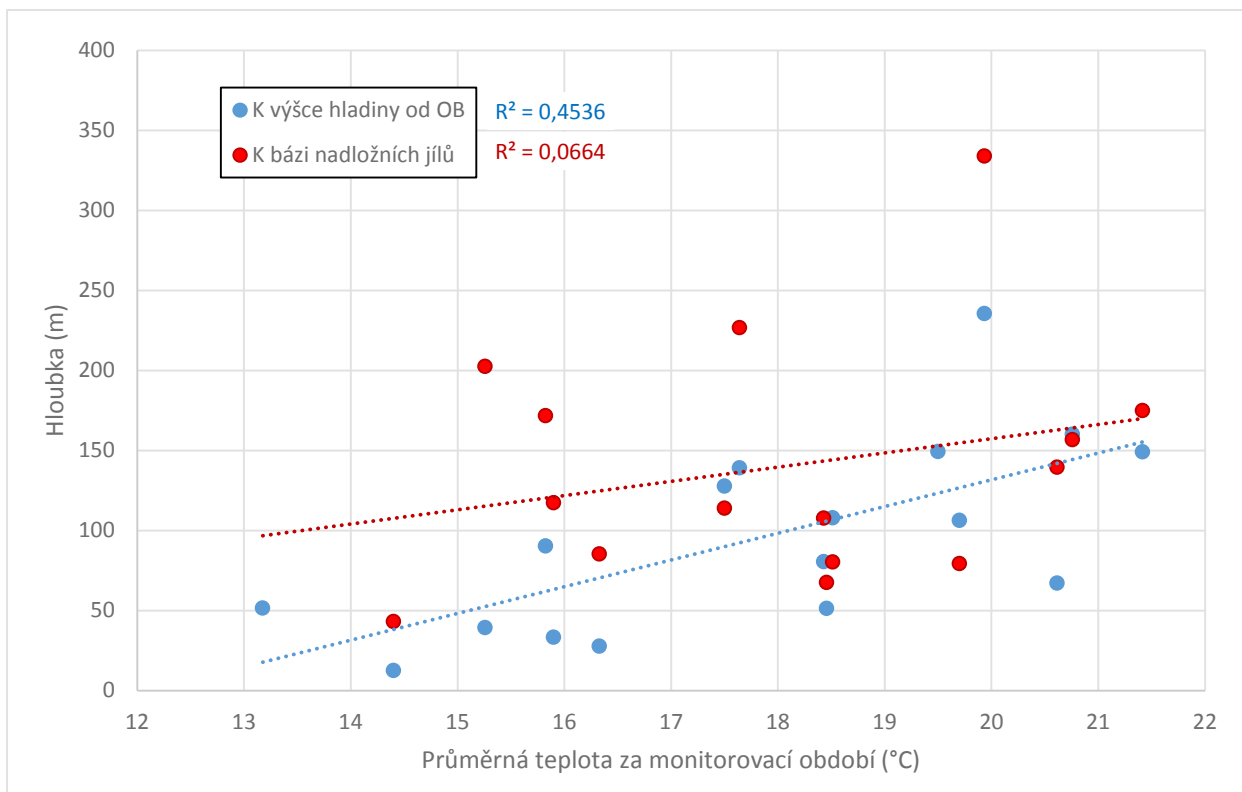
8.3 TEPLoty PODZEMNÍCH VOD

V průběhu vzorkování podzemních vod pro účely tohoto projektu, byly měřeny také jejich teploty. Odběry vzorků podzemních vod společně s měřením jejich teplot probíhaly na dvaceti vrtech spojených s projektem VODAMIN II od září 2019 do srpna 2020. Zdrojem důlních vod jsou v této oblasti především písčité polohy, tzv. *kuřavky* (Krásný *et al.* 2012). Ty jsou pak v nadloží hydraulicky izolovány tzv. souvrstvím nadložních jííl a písků a lomským souvrstvím v jezerní facii. Hlavní hydraulickým kolektorem jsou podložní písčité sedimenty a vulkanogenní souvrství, které má zdrojovou oblast v Krušných horách a na jejich úpatí. Tento zvodnělý systém má napjatou hladinu podzemní vody. Komunikaci mezi zvodněmi a zintenzivněný průtok od zdrojové

oblasti do centrální části pánve způsobily především inženýrské zásahy v důsledku odvodňování povrchových dolů pro těžbu hnědého uhlí (Malkovský et al. 1985).

Naměřené teploty podzemních vod jsou souhrnně uvedeny v příloze 8.1. Hydrogeologické režimy podzemních vod jsou v tomto výzkumu reprezentovány monitoringem výšky hladiny podzemní vody v jednotlivých monitorovacích vrtech (viz příloha 8.1). Obě zmíněné veličiny jsou vyneseny jako časové řady v níže uvedených grafech na Obr. 8.2 až Obr. 8.19. Tab. 8.1 obsahuje rozpětí hodnot těchto veličin v průběhu dvanácti měsíců monitoringu, kde teploty byly stanoveny při odběru vzorků pro analýzu chemismu podzemních vod. Monitorovací vrt 20 (Kohinoor) měl naměřenu jednu hodnotu (viz Tab. 8.1). Nejvyšší rozpětí výšky hladiny od OB byly naměřeny v monitorovacích vrtech 15 (Minerva) a 18 (Hus). Zde je hodnota tohoto variačního rozpětí ovlivněna hlavně prvními měřeními, které mohly být ovlivněny vrtnými pracemi a následnými hydrodynamickými zkouškami. Po jejich vyjmutí mají tyto monitorovací vrty variační rozpětí hodnot hladin podzemní vody od OB hodnoty 2,14 m (MV 15 Minerva) respektive 5,71 m (MV 18 Hus). Variační rozpětí teplot podzemní vody na výšce hladiny od OB nevykazuje žádnou závislost.

Pro analýzu indikace závislosti teplot podzemní vody v monitorovacích vrtech na režimu podzemních vod byl vynesen cross-plot průměrných teplot podzemní vody vůči hloubce báze nadložních jíílů a vůči průměru hladin podzemní vody pro jednotlivé monitorovací vrty (Obr. 8.2). Korelační koeficienty samy o sobě nekorelovanost těchto veličin, nicméně koeficient korelace průměrných teplot a hodnot průměrných výšek hladin od OB o hodnotě 0,45 vykazuje náznak závislosti, která je běžná pro studovaná území tohoto rozsahu. Oproti tomu koeficient korelace teplot vůči hloubce báze nadložních jíílů o hodnotě 0,07 vykazuje nekorelovanost (Obr. 8.2).

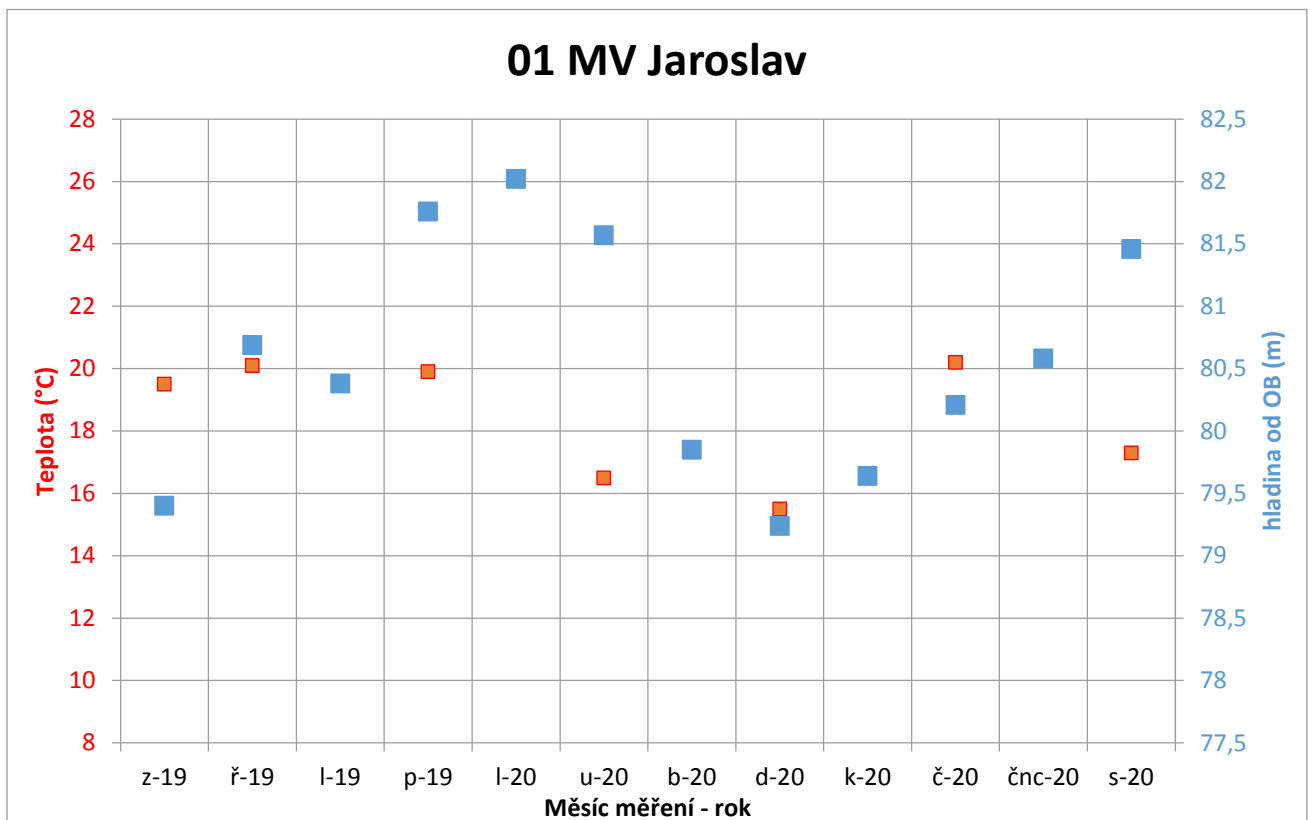


Obr. 8.2: Cross-plot průměrných teplot v jednotlivých monitorovacích vrtech projektu VODAMIN II a hloubce vzdálenosti od povrchu k hladině od OB (modře) a bázi nadložních jíílů (červeně)

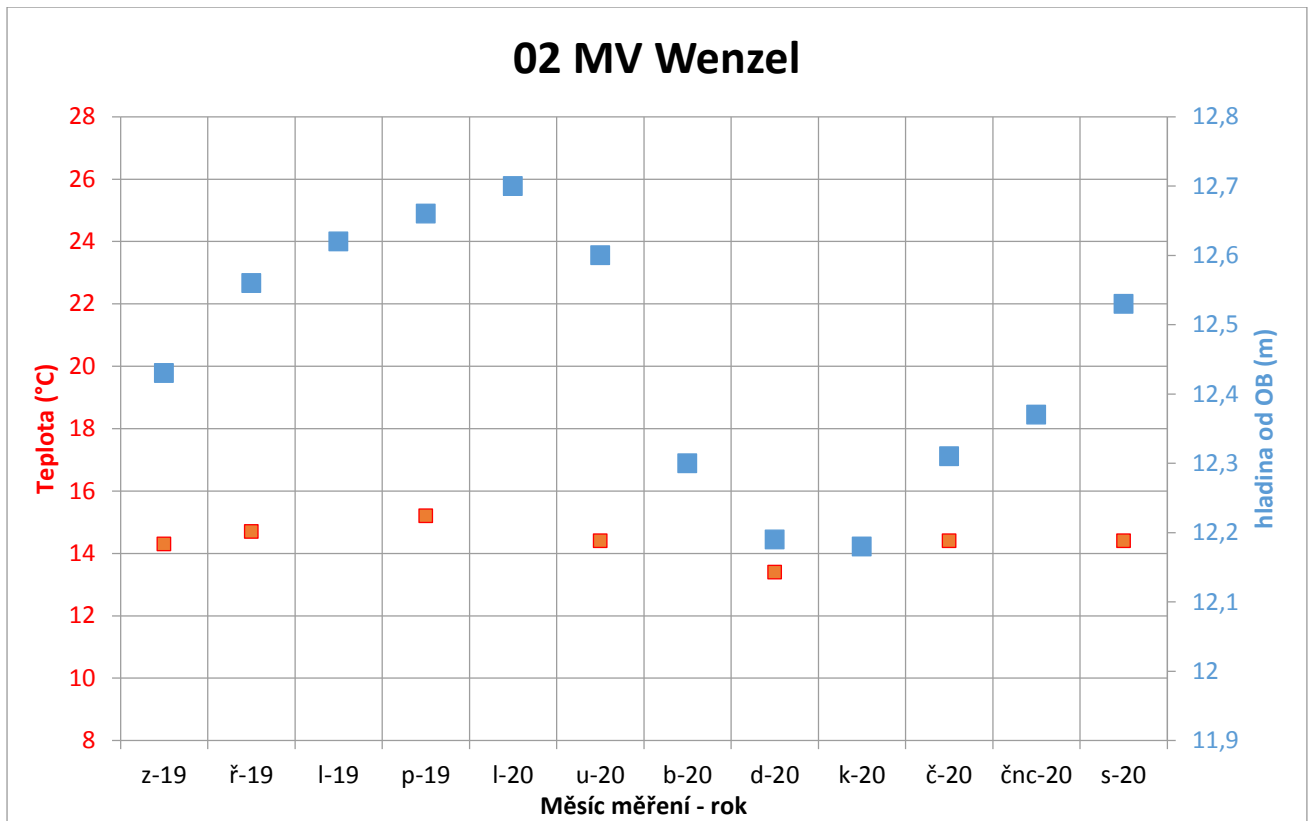
Tab. 8.1: Rozpětí výšek hladiny podzemní vody od OB a teplot měřených v průběhu monitoringu

MV	číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	název	Jaroslav	Wenzel	Žižka	Viktorin	Kolumbus	Koněv	Emerán	Nelson III	Barbora	Pluto
max-min	Hladina od OB	2.78	0.52	6.07	1.73	3.69		1.18	1.89	0.8	
	Teplota	4.7	1.8	3.3	1	6.7		1.6	9	7.5	

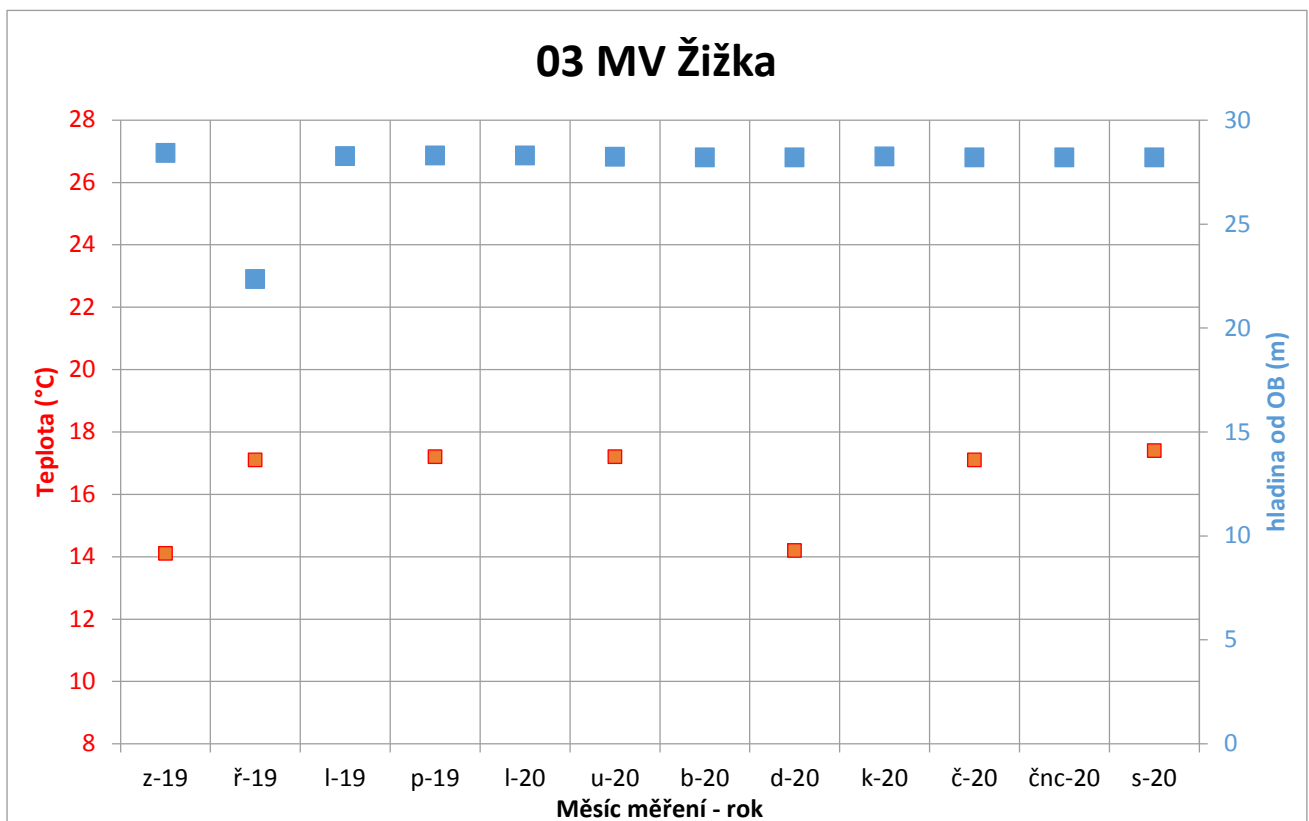
MV	číslo	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	název	Nejedlý	Julius	Centrum I	Vítězný únor	Minerva	Julius J	Jaroslav II	Hus	Anna	Kohinoor
max-min	Hladina od OB	0.2	4.33	0.85	1.51	151.35	1.75	3.64	29.16	0.43	0.87
	Teplota	7.1	8.5	1.6	3.6	9.8	4.5	10.6	4.1	4.4	0



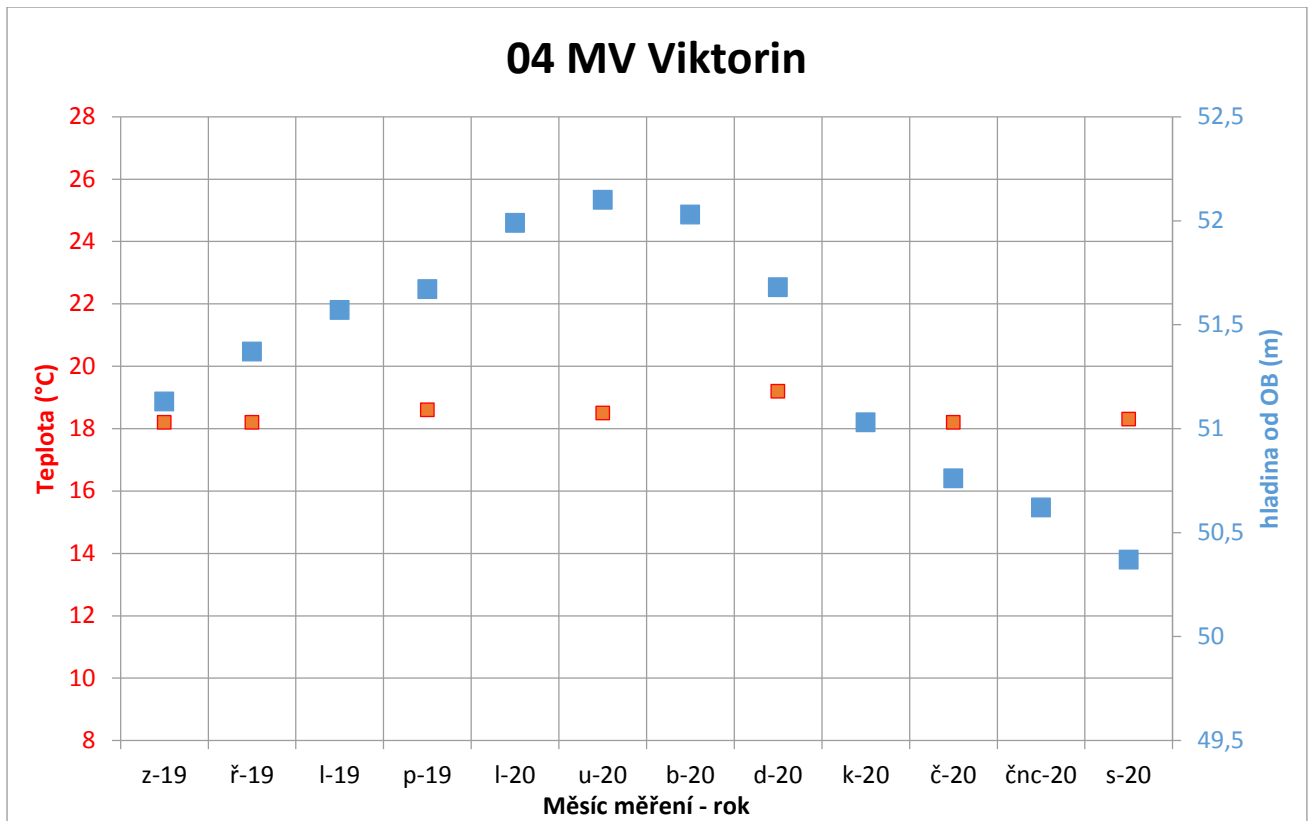
Obr. 8.3: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z-19) do srpna 2020 (s-20) na monitorovacím vrtu Jaroslav



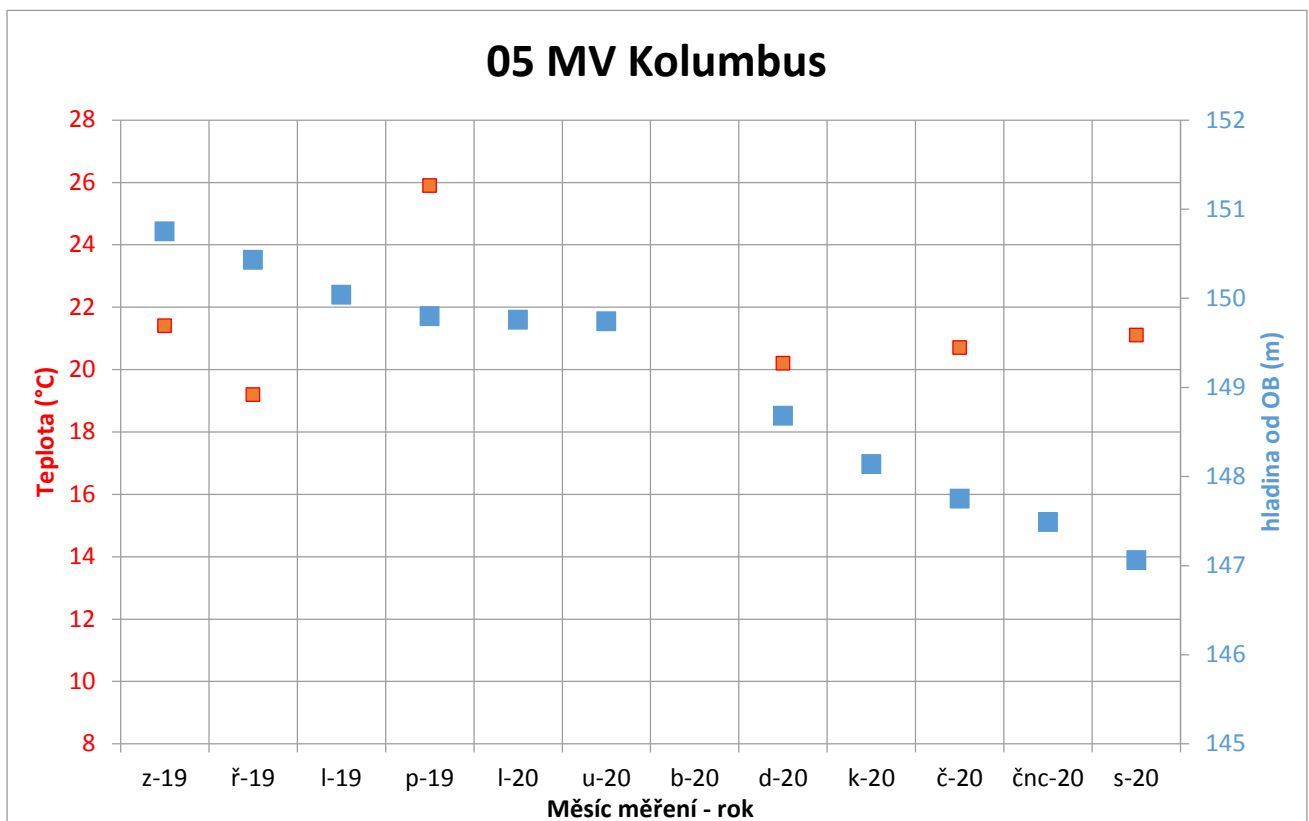
Obr. 8.4: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z-19) do srpna 2020 (s-20) na monitorovacím vrtu Wenzel



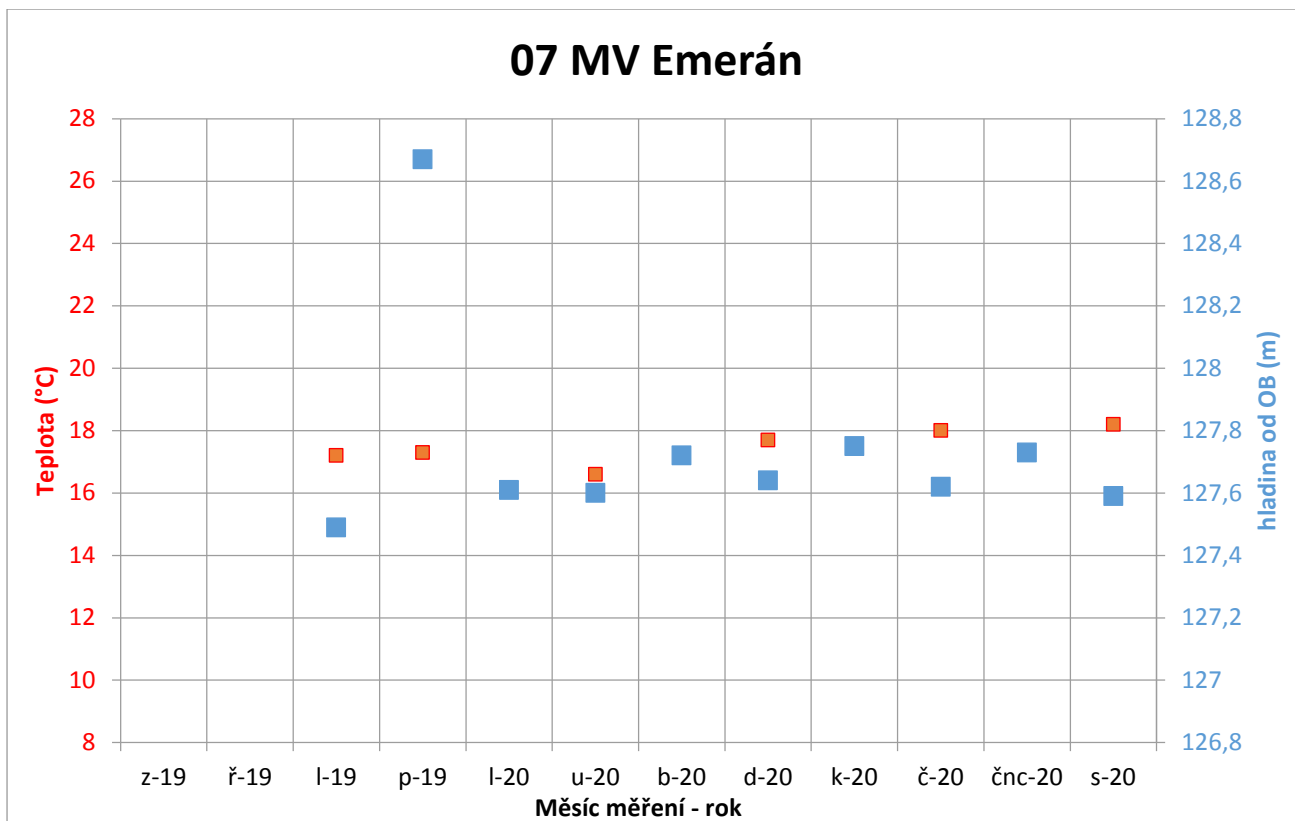
Obr. 8.5: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Žižka



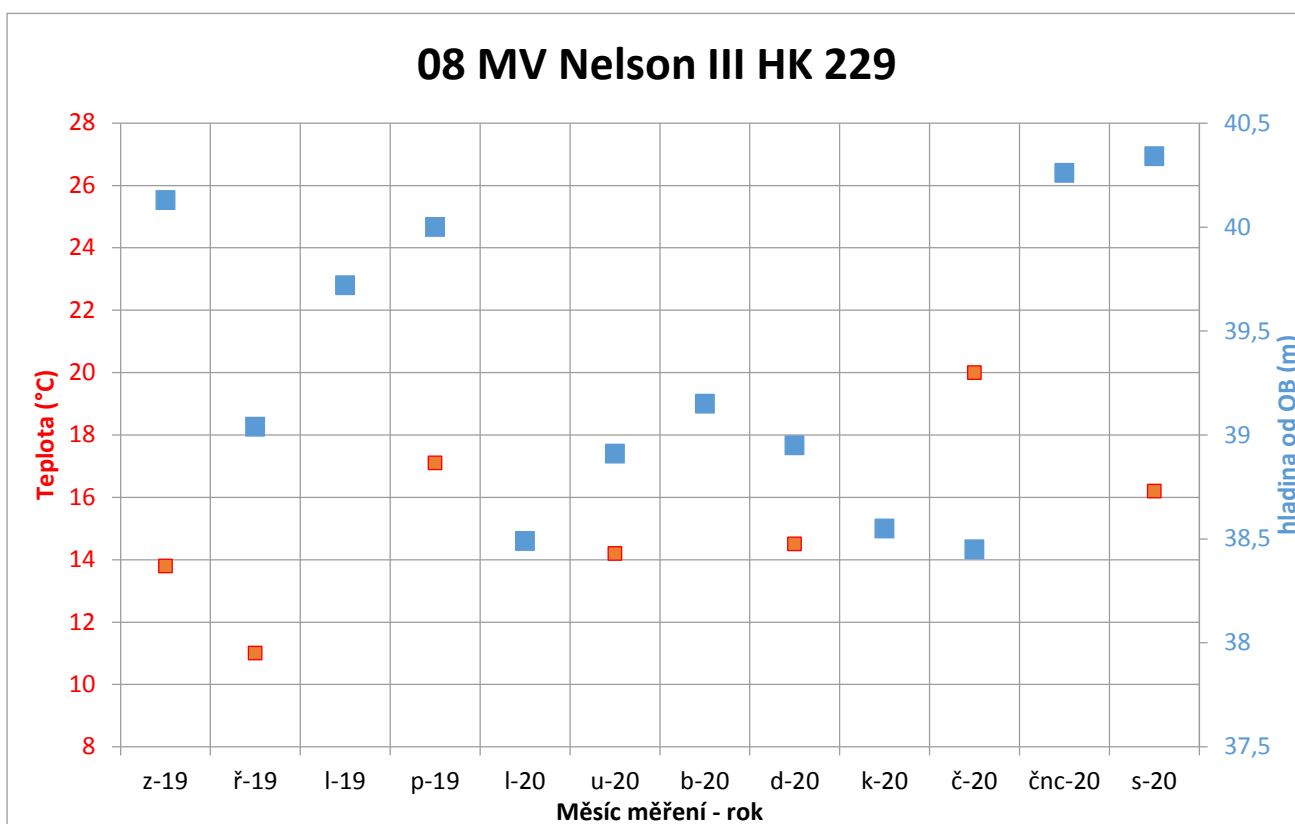
Obr. 8.6: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Viktorin



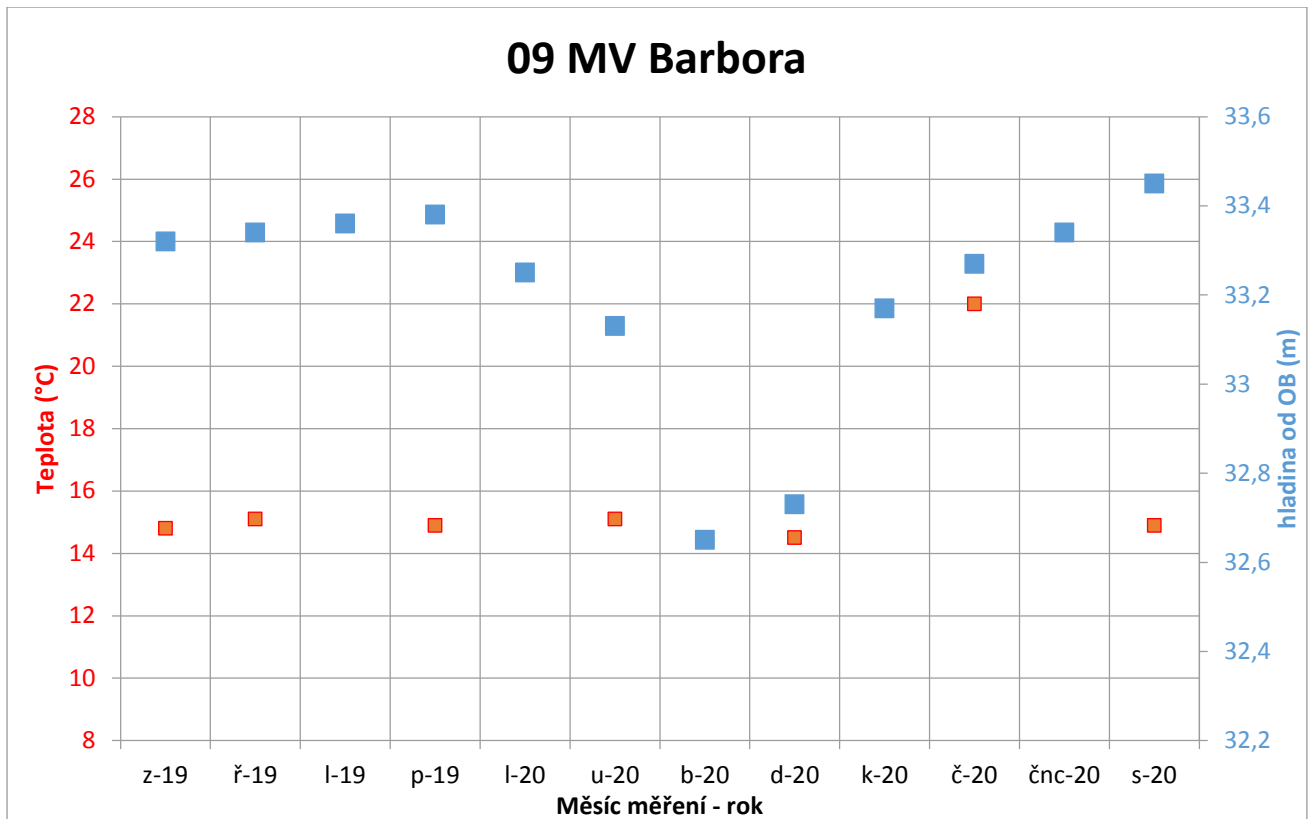
Obr. 8.7: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Kolumbus



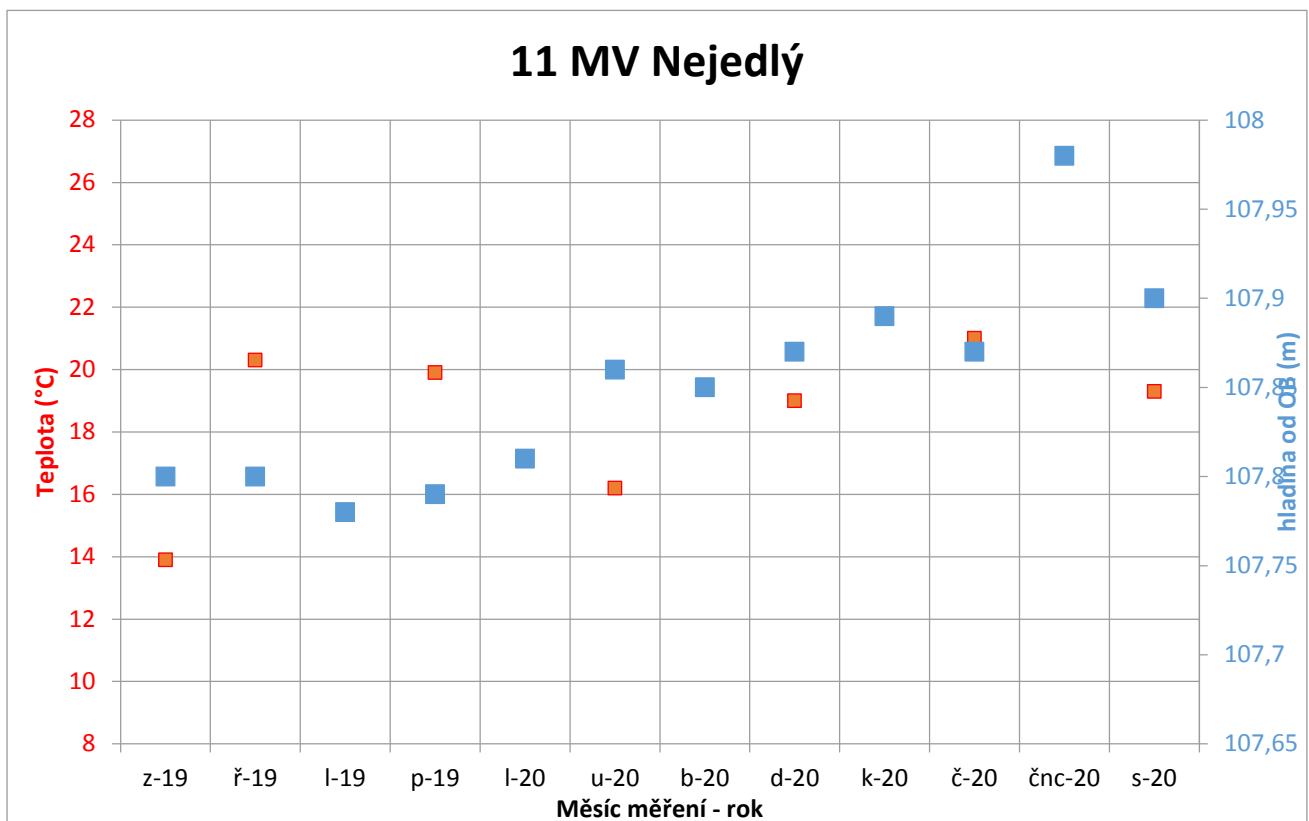
Obr. 8.8: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Emerán



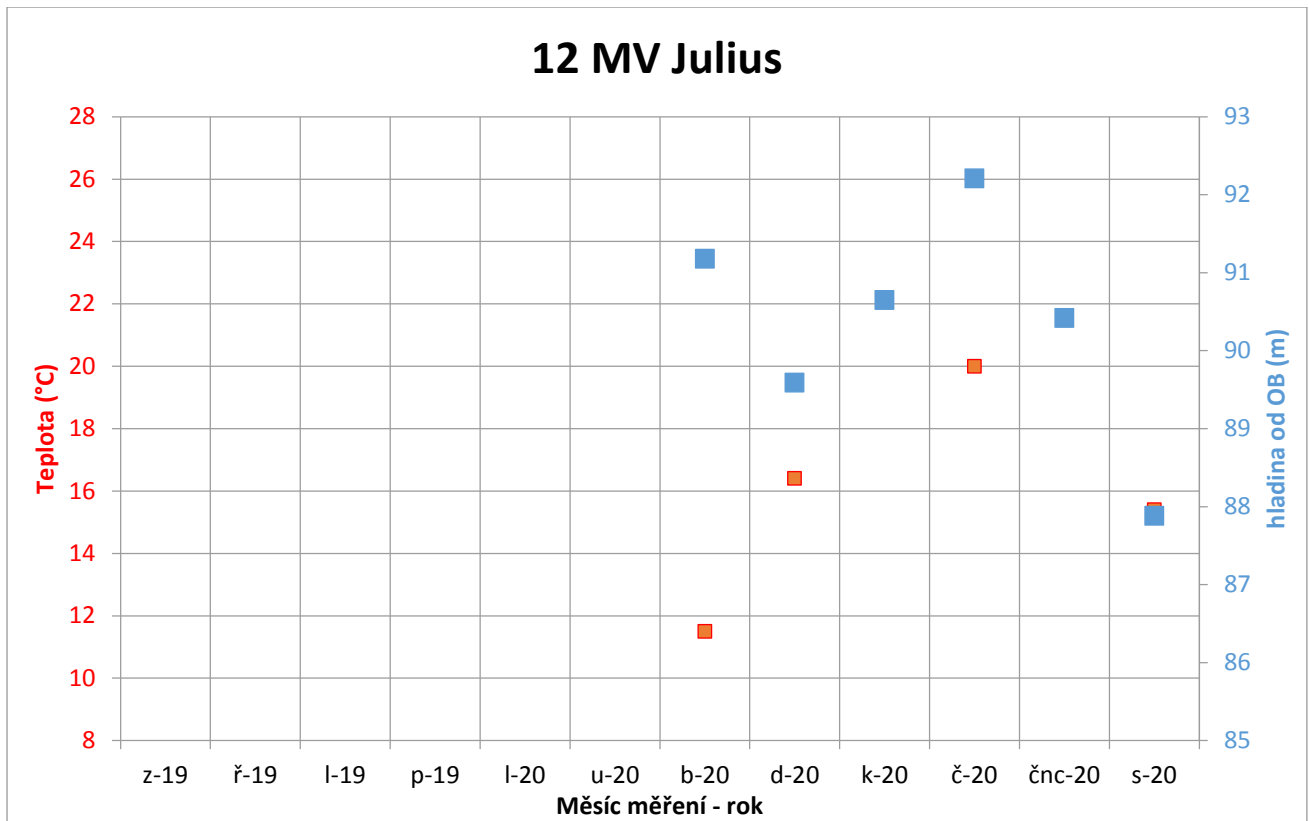
Obr. 8.9: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Nelson III HK 229



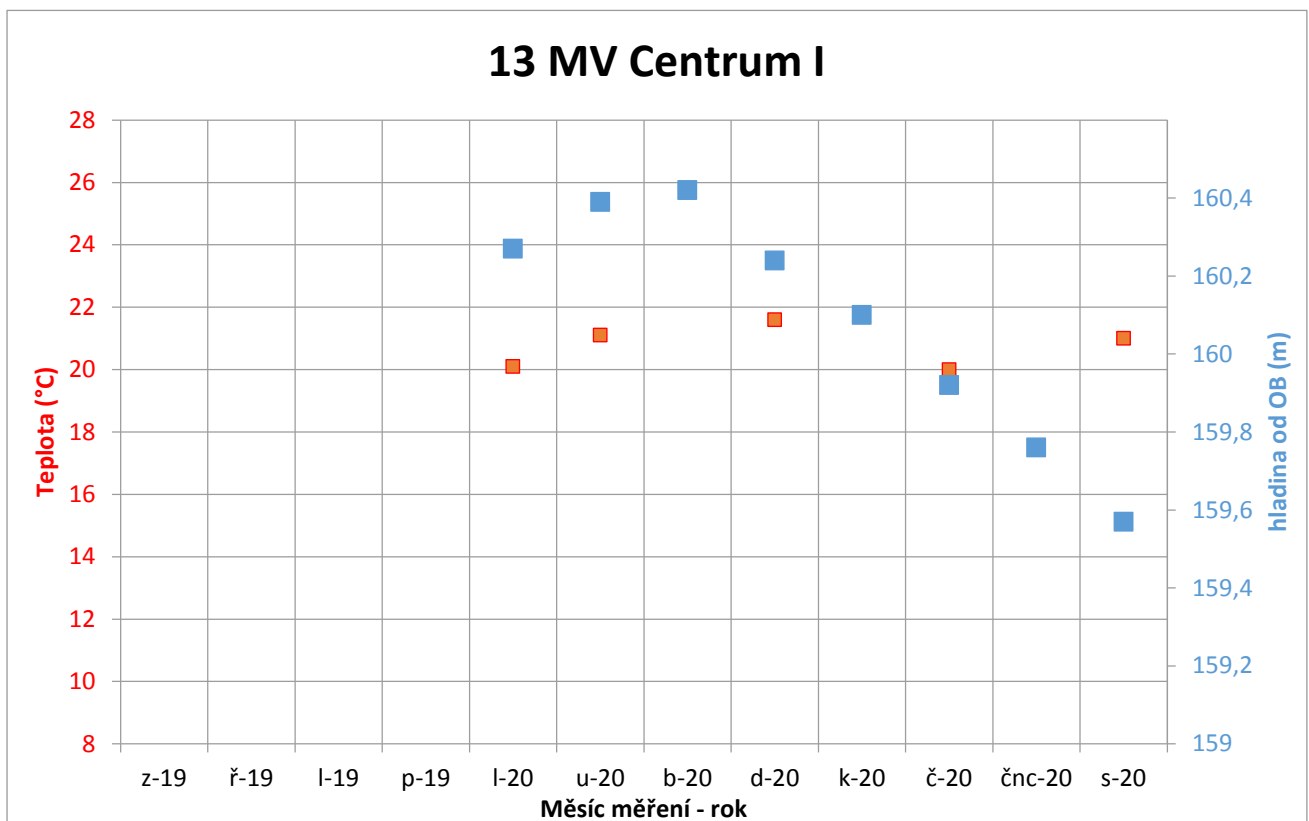
Obr. 8.710: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Barbora



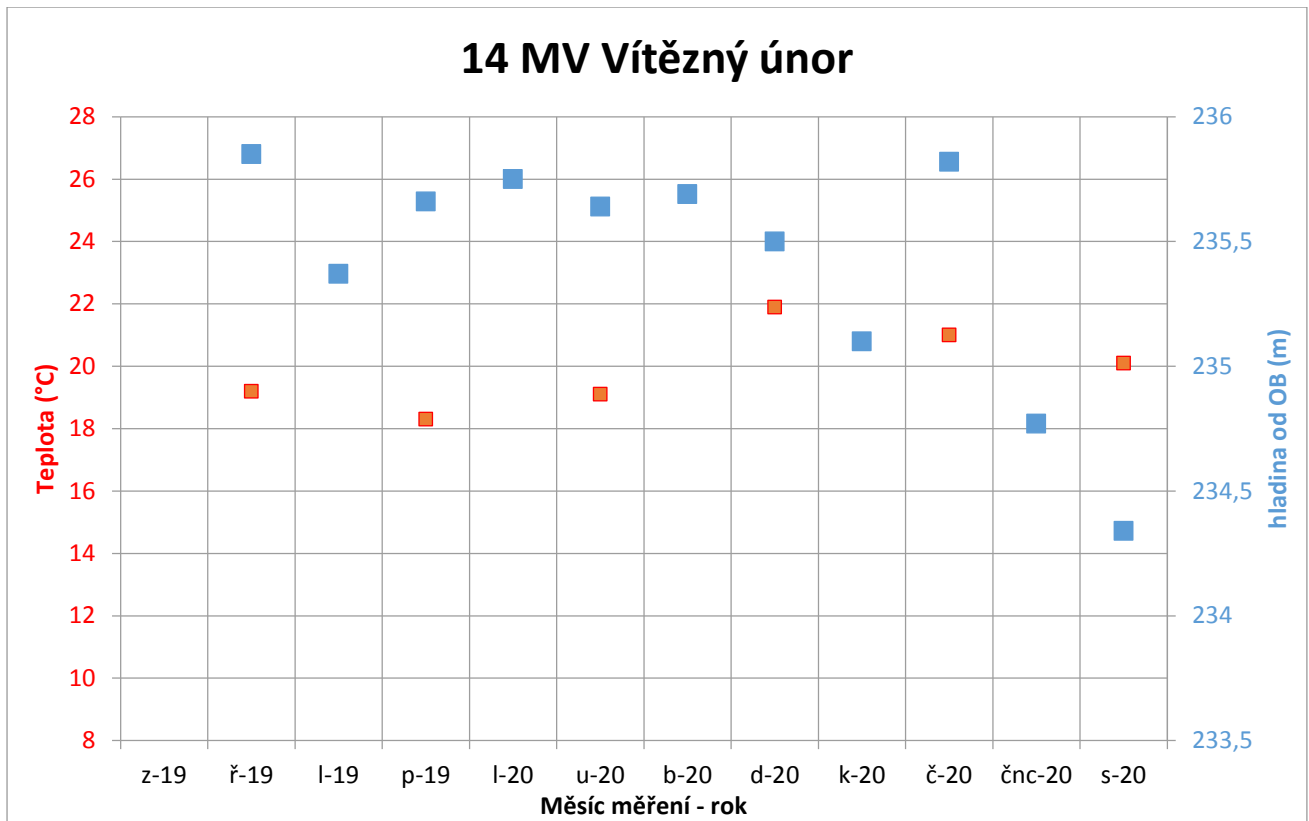
Obr. 8.11: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Nejedlý



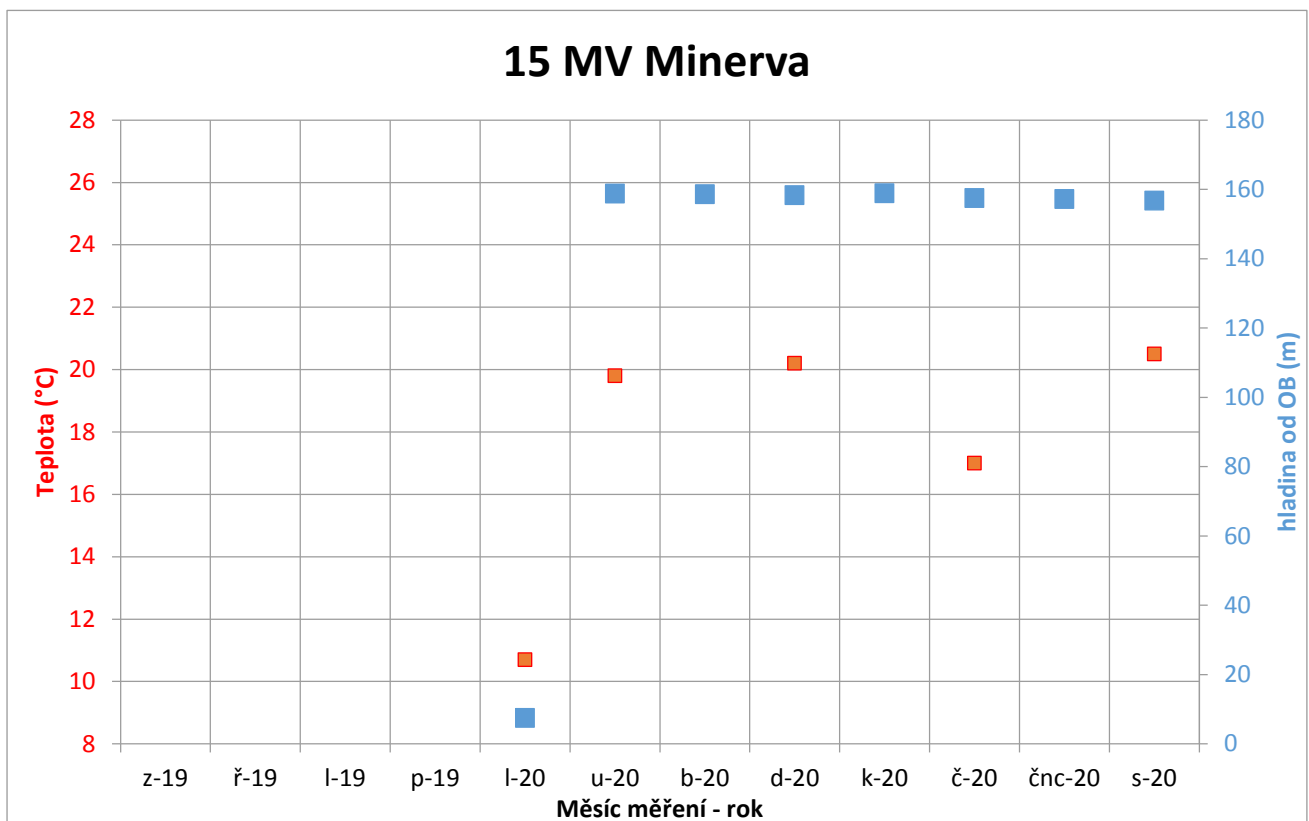
Obr. 8.12: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Julius



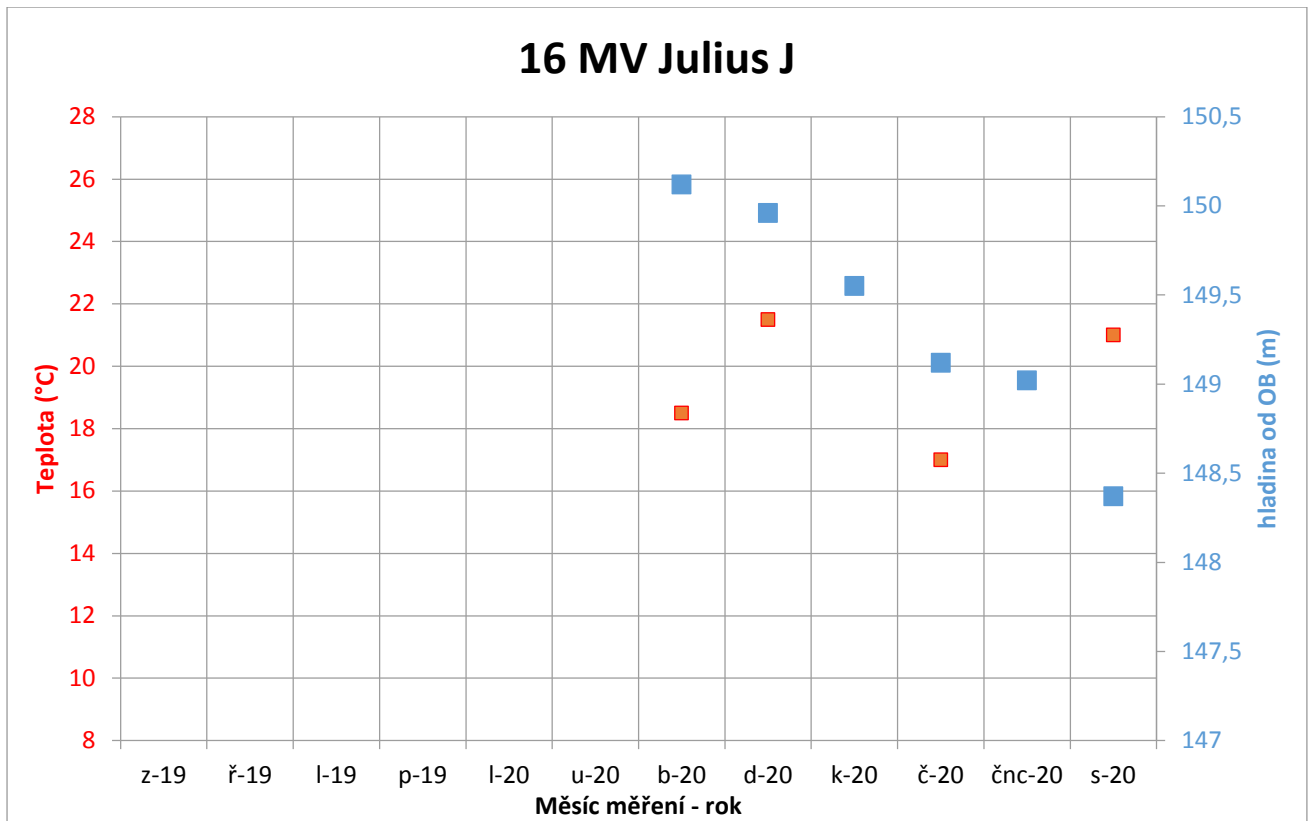
Obr. 8.13: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Centrum I



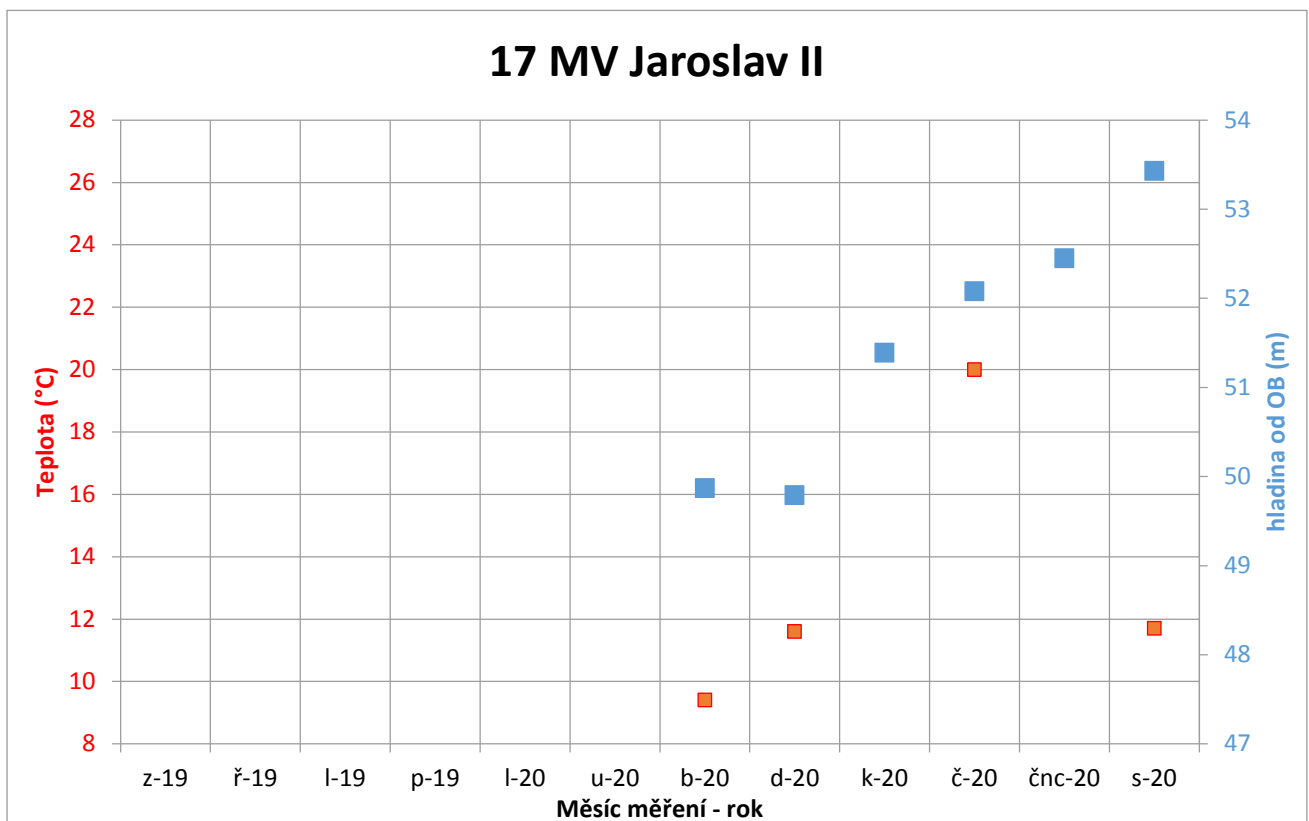
Obr. 8.14: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Vítězný únor



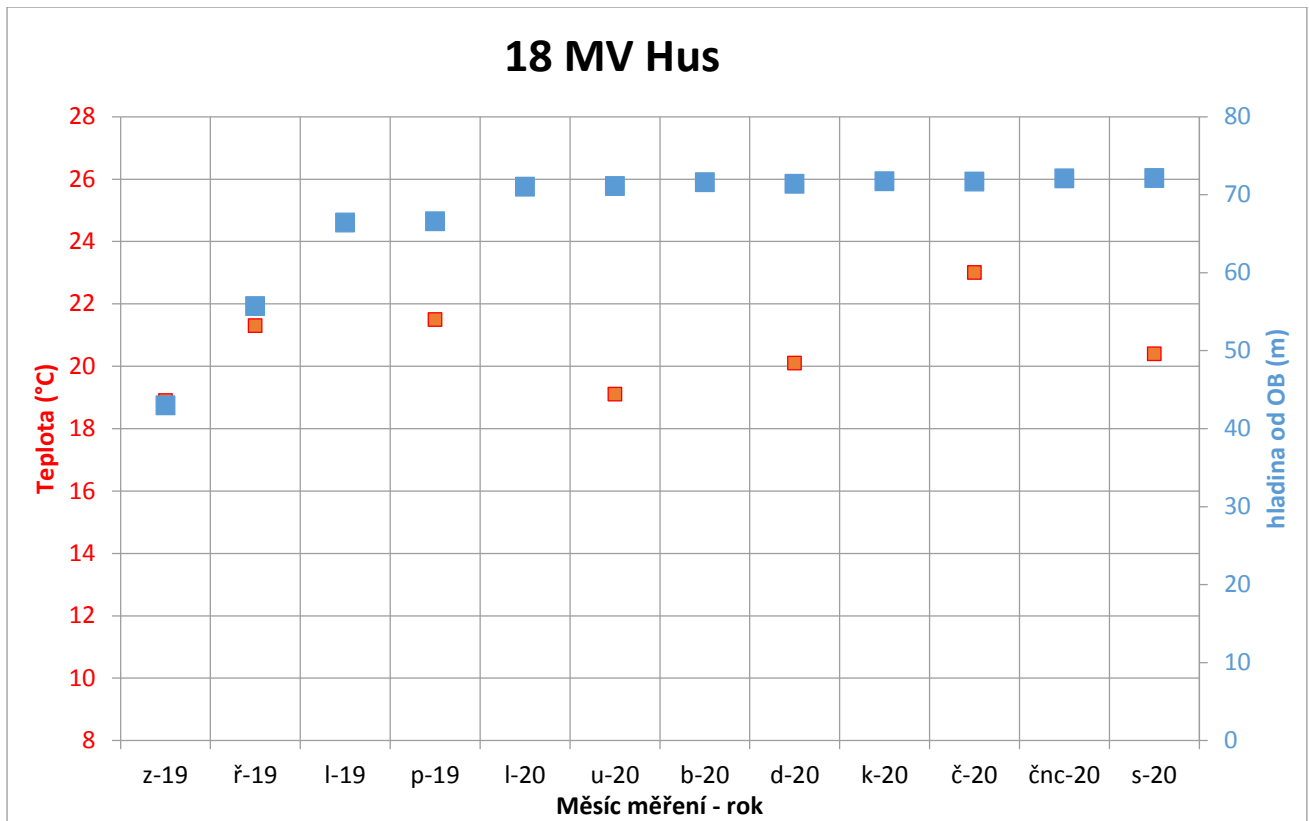
Obr. 8.15: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Minerva



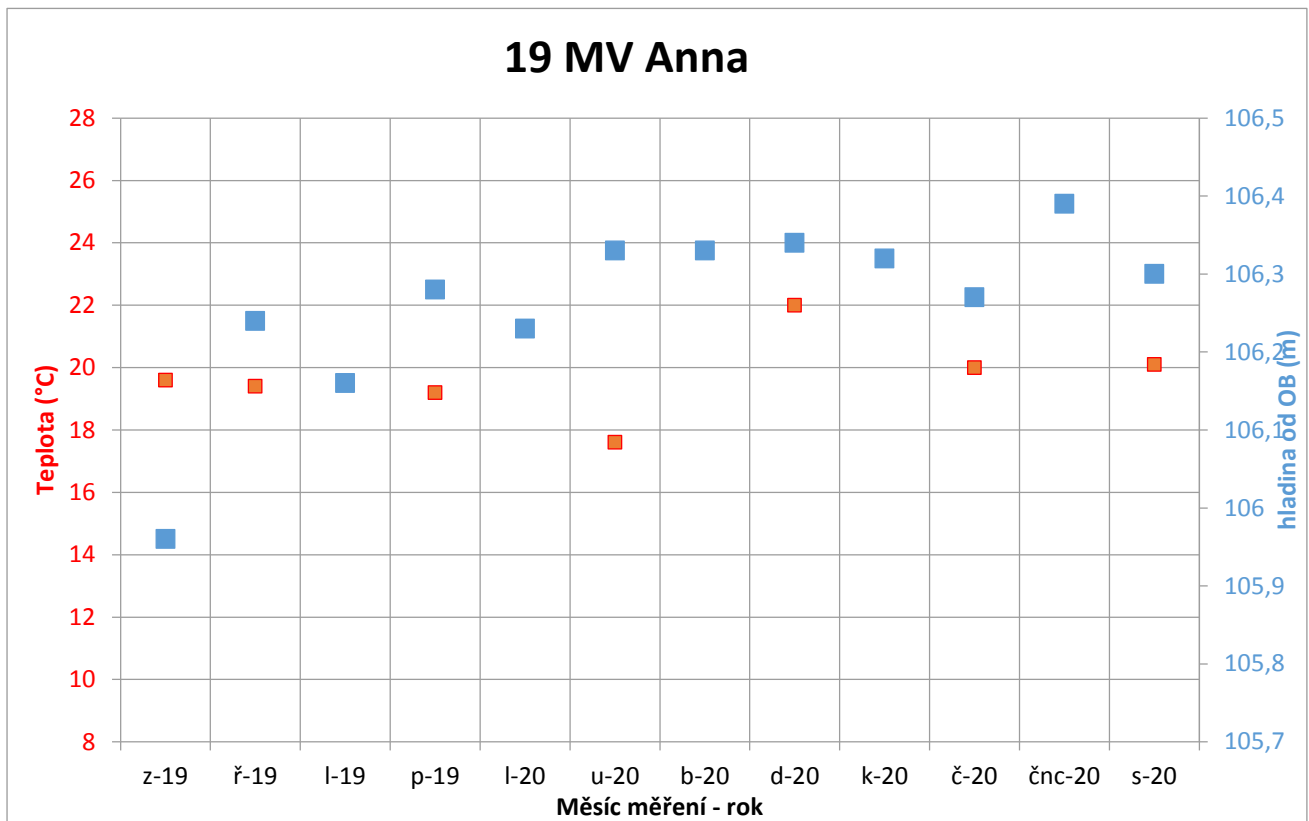
Obr. 8.16: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Julius J



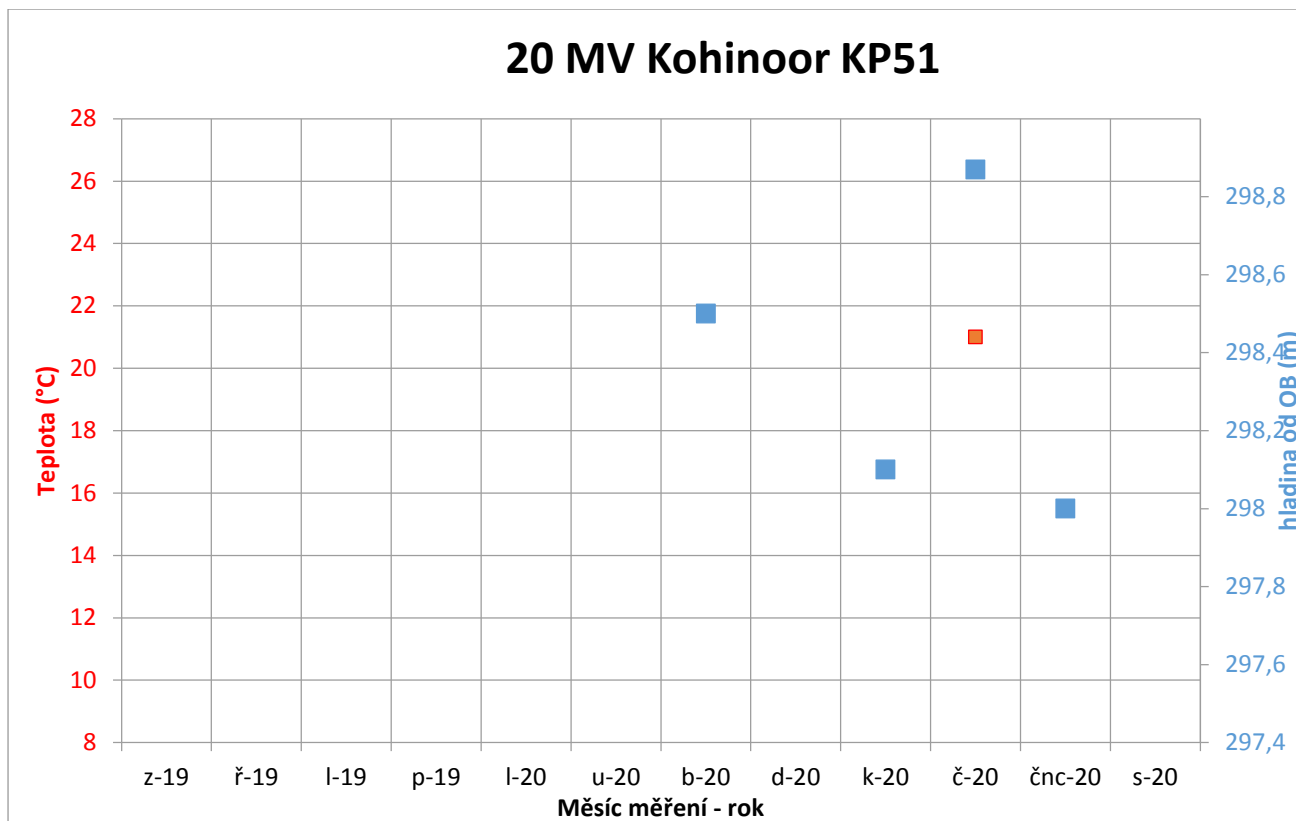
Obr. 8.17: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Jaroslav II



Obr. 8.18: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Hus



Obr. 8.19: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Anna



Obr. 8.20: Měřené hodnoty hladin podzemní vody od OB a teplot podzemní vody, měřených při odběrech vzorků podzemní vody od září 2019 (z 19) do srpna 2020 (s 20) na monitorovacím vrtu Kohinoor KP51

Prvotní analýza tedy vykazuje indikace toho, že teplotní režim podzemních vod není stabilní, tedy řízený především vedením tepla v zemské kůře, ale indikuje určitou závislost na proudění podzemní vody. Pro podrobnější ověření této hypotézy byla provedena korelace signálů monitorovaných teplot a výšek hladin s fázovým posunem. Výsledky této analýzy jsou uvedeny v Tab. 8.2. Tato analýza je založena na jednom roce monitoringu těchto veličin. Předpokladem korektnosti tohoto přístupu je, že hladiny a teploty jsou výsledkem přirozených periodických procesů, které byly v průběhu monitorovacího období dostatečně reprezentativní pro delší časový úsek. To předpokládá neovlivněnost např. extrémními klimatickými podmínkami anebo extrémní nepravidelnost v inženýrských zásazích jako čerpání podzemních vod.

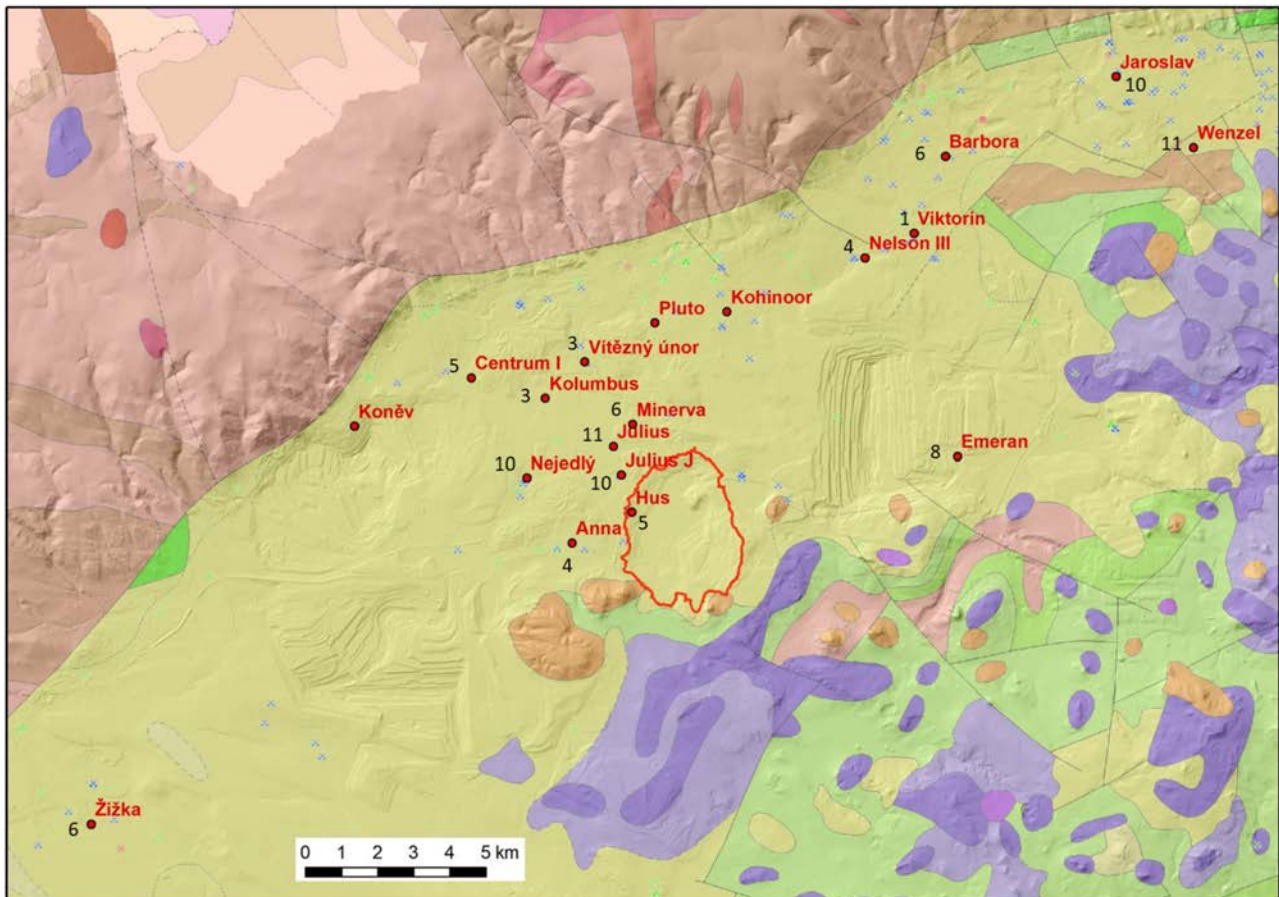
Zkoumaný zvodněný systém pracuje v režimu s napjatou hladinou podzemní vody, až na výjimky (viz Tab. 8.6). Dalším předpokladem této analýzy je, že zvýšení hodnoty proměnné „Hladina od OB“ vyústí ve snížení teplot podzemní vody v monitorovacím objektu v důsledku vyššího gradientu piezometrické úrovně a tedy vyšší rychlosti proudění podzemní vody. Proto hledáme indikátory pozitivní korelace mezi těmito veličinami.

Tab. 8.2: Korelační koeficienty pro hodnoty teplot podzemní vody a výšku hladiny podzemní vody s posunem fáze

Monitorovací vrt		Posun fáze (měsíc)											
číslo	název	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Jaroslav	0.08	-0.32	-0.53	-0.61	-0.06	0.29	-0.41	-0.01	-0.15	0.21	0.79	0.72
2	Wenzel	0.85	0.46	-0.05	-0.46	-0.25	-0.44	-0.49	-0.42	-0.44	0.02	0.54	0.85
3	Žižka	-0.24	0.48	-0.26	0.14	-0.27	0.24	0.63	-0.48	-0.23	0.23	-0.32	0.66
4	Viktorin	0.52	0.76	0.72	0.54	0.07	-0.19	-0.40	-0.60	-0.80	-0.59	-0.16	0.04

5	Kolumbus	0.13	0.14	0.67	0.74	-0.57	-0.59	-0.67	-0.97	-0.14	0.26	0.25	0.17
7	Emerán	-0.13	0.67	-0.95	0.97	-0.02	0.03	0.45	-0.73	0.73	-0.69	-0.77	-0.14
8	Nelson III	-0.09	-0.44	-0.71	-0.19	0.34	0.02	0.19	-0.05	0.14	0.52	0.12	0.26
9	Barbora	0.12	-0.03	-0.88	-0.95	-0.15	0.19	0.32	0.30	0.19	0.17	0.36	0.22
11	Nejedlý	0.20	-0.11	-0.38	0.24	0.07	0.14	-0.36	-0.50	0.06	0.00	0.38	0.33
12	Julius	0.24	-0.02									-0.56	0.80
13	Centrum I	0.12	0.39	0.17	-0.59		0.56	0.21	0.12	-0.93	-0.91	0.08	0.27
14	Vítězný únor	-0.13	-0.02	0.13	0.78	0.48	0.71	0.35	0.41	-0.59	-0.79	-0.24	-0.84
15	Minerva	0.94	-0.18	-0.31	-0.43		-0.15	0.36	-0.56	-0.95	-0.27	-0.38	-0.03
16	Julius J	-0.09	0.12									0.47	0.40
17	Jaroslav II	0.40	0.11									0.99	0.90
18	Hus	0.36	-0.26	-0.14	-0.18	0.50	0.49	-0.09	0.03	-0.71	-0.66	0.20	0.32
19	Anna	0.08	0.38	0.33	0.26	0.40	0.28	-0.45	-0.92	0.05	0.01	-0.36	-0.04

Při prostorové analýze posunu fází indikovaných vyššími hodnotami korelačních koeficientů (Obr. 8.21) je patrný určitý trend. Je patrný odlišný trend hodnot v západní a východní části lahožského hřbetu. V mostecké části kdy hodnoty blíže krušnohorského zlomu vykazují nižší posuny fází v měsících oproti centru pánve. V teplické části není patrný žádný obdobný trend, ale posuny fází jsou v podobných lokalizacích vůči krušnohorskému zlomu až dvojnásobné. Korelační koeficienty jsou také vyšší v případě monitorovacích vrtů v západní části pánve, které jsou blíže krušnohorského zlomu. V centru deprese jsou korelační koeficienty nižší ($<0,5$). To může být, při splnění výše uvedených předpokladů, indikátorem nezávislosti tepelného režimu podzemních vod v centrální části pánve na režimu podzemních vod, případně indikátorem odlišného řídicího faktoru.



Obr. 8.21: Prostorové rozložení hodnot fázového posunu signálu teploty podzemní vody a signálu výšky hladiny od OB (černá čísla u symbolů monitorovacích vrtů v měsících)

8.4 BILANCE POZDZEMNÍCH VOD

Zájmové území se nachází v dílčím povodí Ohře, Dolního Labe a ostatních přítoků labe. Z hlediska hydrogeologické bilance pak zkoumané území zahrnuje hydrogeologické rajony č. 2131 - Mostecká pánev, č. 4612 – Křída dolního Labe po Děčín - levý břeh, severní část a č. 6133 -Teplický ryolit. Tyto rajony byly z hlediska bilance v roce 2018 významně (6133) a extrémně (4612, 2131) vytiženy (Poledníček et al. 2019). V roce 2019 byly všechny tyto hydrogeologické rajony vytiženy významně (Poledníček et al. 2020). Hydrogeologický rajon 4612 je uváděn jako významný. Vytíženost je v těchto bilancích hodnocena jako poměr maximálního průměrného měsíčního odběru k minimálnímu průměrné měsíční dotaci z přírodních zdrojů v daném roce.

Odběry podzemních vod v těchto rajonech jsou uvedeny v Tab. 8.3. Směrodatným z hlediska využívání podzemních vod v zájmovém regionu jsou především rajony 6133 a 2131, ze kterých bylo v roce 2018 úhrnně odčerpáno 3725 tisíc m³ a v roce 2019 činil odběr podzemních vod 3644 tisíc m³. Tab. 5 pak uvádí průměrné odběry a průměrné přírodní zdroje podzemních vod v letech 2018 a 2019 pro zájmové hydrogeologické rajony. Otázkou zůstává, do jaké míry je metrika nastavená pro hodnocení vytiženosti jednotlivých rajonů výstižná (viz odstavec výše). Přestože zdroje podzemních vod výrazně převyšují odběry (viz Tab. 8.4), jsou rajony hodnocené jako významně (až extrémně) vytiženy. Dále se tedy budeme držet hypotézy, která pracuje s potenciálním odběrem pro energetické využití, který nepřevyší uvedené odběry.

Tab. 8.3: Celkové odběry podzemních vod v hydrogeologických rajonech zájmového území (tučně) v letech 2018 a 2019. Zvláště jsou uvedeny nejvýznamnější odběry podzemních vod v dílčích rajonech v letech 2017-19. Data převzata z (Poledníček et al. 2019, Poledníček et al. 2020)

č. rajonu	Název místa užívání vody	Odběry (tis.m ³ /rok)		
		2017	2018	2019
2131	PKÚ jáma MR1 dolu Kohinoor	2691.4	2182.9	2280.5
	VUAS - Náhrada JZB	459.6	400.6	?
	ODBĚR CELKOVÝ		3014.1	2795
4612	PKÚ Trmice – Franz Josef	1187.7	1043	896.7
	PKÚ - ČS Kateřina	758.9	621	317
	PKÚ vrt č. 9-lom Chabařovice	460.4	359	342.7
	ODBĚR CELKOVÝ		3193	2659
6133	ODBĚR CELKOVÝ		710.6	849
CELKEM za rok			6918	6303

Tab. 8.4: Bilanční hodnocení průměrných odběrů a zdrojů podzemní vody v zájmových rajonech v letech 2018 a 2019. (Poledníček et al. 2019, Poledníček et al. 2020)

č. rajonu	2018		2019	
	průměrný odběr (l/s)	Průměrné zdroje (l/s)	průměrný odběr (l/s)	Průměrné zdroje (l/s)
2131	95,6	158,0	88,6	168,3
6133	22,5	99,3	26,9	136,4

8.5 TERMÁLNÍ POTENCIÁL DŮLNÍ VODY BÝVALÉ SHP

Na základě výše obsažených dat o teplotních režimech důlních vod, jejich množstvích a teplotách bude termální potenciál hodnocen na základě dostupného množství o dané teplotě a technologických limitech pro ochlazení důlní vody. Z výše uvedených důvodů budeme uvažovat jako dostupné množství vod z hydrogeologických rajonů 2131 a 6133 jako minimum z celkového ročního odběru mezi lety 2018 a 2019. Geotermální potenciál pak bude hodnocen jako maximální energie dostupné kapaliny o dané teplotě ochlazené na 4 °C dle výše uvedené rovnice:

$$E = Q \cdot \Delta T \cdot \rho \cdot C_p \cdot t$$

Vezmeme v úvahu teoreticky dostupné množství podzemní vody pro rajon 2131 jako $2795 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ a $710,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ pro rajon 6133. Jako průměrnou teplotu čerpané vody zvolíme 17,84 °C jako průměr průměrných teplot odečtených v průběhu monitoringu. Pak je potenciálně dosažitelná tepelná energie podzemních vod bývalé SHP rovna **56,6 MW.h**, nebo-li 203,8 GJ.

Dále bude provedena analýza dostupného množství podzemních vod na monitorovacích vrtech, které sloužili projektu VODAMIN II. V rámci prací na projektu byly na monitorovacích vrtech provedeny hydrodynamické zkoušky. Na některých vrtech byly provedeny čerpací zkoušky a na některých vrtech zkoušky nálevové. V jednom případě byla k dispozici data interpretovaná, ve zbývajících případech byla surová data čerpacích zkoušek interpretována metodou Cooper-Jacob a byl tak získán koeficient filtrace K (m·s⁻¹) zvolně.

Geologický profil z vrtných prací poskytl data o mocnosti zvodně ve formě hloubky báze jílových sedimentů jezerní facie, jako nadložního izolátoru a hloubky vrtu. Jako neovlivněná hladina podzemní vody H (m) bude uvažováno minimum hladin podzemní vody měřené na jednotlivých monitorovacích objektech v rámci projektu. Pro jednotlivé vrty pak bude bráno přijatelné snížení piezometrické úrovně s (m) tak, aby neklesla pod strop nadložního izolátoru. K odhadu dosahu depresního kužele R (m) v důsledku čerpání podzemní vody je použit empirický vzorec dle Sicharda (Bear 1979):

$$R = 3000 \cdot s \cdot \sqrt{K}$$

K odhadu tohoto potenciálně dostupného objemového průtoku Q ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) pak bude použito řešení difuzní rovnice pro případ ustáleného radiálního laminárního proudění podzemní vody v subhorizontální zvodni s napjatou hladinou:

$$Q = \frac{2\pi \cdot K \cdot m \cdot (H - h)}{\ln R - \ln r}$$

Geometrické parametry zvodní jsou uvedeny v 8.5. V případě MV 7, MV 11, MV 13 a MV 19 nebyla zvodně zcela saturována. S použitím těchto dat a výše uvedených postupů bylo pro vrty, na kterých byla provedena čerpací zkouška, odhadnuto potenciálně dostupné množství podzemní vody za rok - viz Tab. 8.6.

Tab. 8.5: Modelové parametry zvodně zastižené v jednotlivých monitorovacích vrtech

MV	Název	Báze izolátoru (m)	min hladina od OB (m)	Mocnost zvodně	Neovlivněná úroveň	Přípustné snížení
				m (m)	H (m)	s (m)
1	Jaroslav	107.7	82.02	13.3	38.98	25.68
2	Wenzel	43	12.7	7	37.3	30.3
3	Žižka	85.25	28.42	4.35	61.18	56.83
4	Viktorin	67.5	52.1	14	29.4	15.4
5	Kolumbus	174.85	150.75	27.15	51.25	24.1
7	Emerán	113.9	128.67	33.1	18.33	volná
8	Nelson III	202.4	40.34	20.6	182.66	162.06
9	Barbora	117.3	33.45	25.7	109.55	83.85
10	Pluto	324.7	300	17.3	42	24.7
11	Nejedlý	80.2	107.98	35.8	8.02	volná
12	Julius	171.7	92.21	32.3	111.79	79.49
13	Centrum I	156.7	160.42	21.3	17.58	volná
14	Vítězný únor	334	235.85	?	98.15	98.15
15	Minerva	226.6	158.85	18.4	86.15	67.75
18	Hus	139.5	72.12	14.5	81.88	67.38
19	Anna	79.2	106.39	31.8	4.61	volná

Součet potenciálního průtoku za daných modelových podmínek v jednotlivých monitorovacích vrtech (Tab. 8.6) je 291,84 l/s, což odpovídá průměrným dotacím zájmových hydrogeologických rajónů v roce 2019, která činila 304,7 l/s. Udržitelnější odhad by mohla poskytnout tato analýza v případě podmínky nulové interference využívaných vrtů. Suma všech takto analyzovaných monitorovacích vrtů pak ve výsledku udává potenciál 470,17 GJ tepelné energie. Tato hodnota pak může být pozvednuta na vyšší energetickou hladinu pomocí vhodné technologie, jako např. ohřev pomocí biomasy, tepelná čerpadla typu voda-voda apod.

Tab. 8.6: Potenciál důlních vod z jednotlivých monitorovacích objektů

MV	Název	K (m/s)	H (m)	s (m)	R (m)	r (m)	Q		Prům. teplota (°C)	E (GJ)
							(m ³ /s)	(tis.m ³ /rok)		
1	Jaroslav	3.69E-05	38.98	25.68	468	0.0855	0.009	290.33	18.43	17.59
2	Wenzel	4.02E-04	37.3	30.3	1823	0.0625	0.052	1644.17	14.40	71.82
3	Žižka	2.27E-05	61.18	56.83	812	0.0625	0.004	117.30	16.33	6.07
4	Viktorin	5.16E-04	29.4	15.4	1050	0.0625	0.072	2267.20	18.46	137.66
8	Nelson III	4.32E-05	182.66	162.06	3195	0.0625	0.084	2634.31	15.26	124.55
9	Barbora	5.43E-05	109.55	83.85	1853	0.0625	0.071	2250.22	15.90	112.47

V zájmovém území dochází k čerpání vod na povrchových lomech zpravidla z odvodňovacích štol (lom Obránců míru), z vytvořených jímek (VČSA, Důl Jan Šverma), z odvodňovacích vrtů (Lom Bílina, Důl Jan Šverma) anebo ze stařin (jáma IV u Albrechtic) (zdroj: Fond národního majetku ČR). Z dostupných zdrojů tyto odběry v 90. letech činily v průměru cca 200 l/s. Zdroje těchto vod jsou atmosferické srážky a jejich průsaky do důlních děl a přítoky podzemní vody. Předpokládané teploty takto čerpaných vod dosahují průměrných atmosférických teplot v daném regionu tj. cca. 8-9 °C, což v daném objemu představuje zajímavý potenciál pro možnost dochlazování energeticky náročných procesů. Při daném maximálním ohřátí daného objemu vody na 29 °C by tak dal prostor pro chladicí výkon až 294 MW·h. Tento potenciál může být limitován způsobem utrácení těchto vod v případě vypouštění do vodoteče, a to maximálním vzrůstem teploty vody v toku na konci mísící zóny, který nesmí být vyšší než 3 °C (Nařízení vlády č. 401/2015 Sb.), případně limity technologickými. Chemismus těchto vod nemusí splňovat podmínky použití v určitých tepelných výměnících, respektive podmínky jejich ekonomického provozu.

9 MODEL VÝMĚNÍKU TEPLA

doc. Ing. Zdeněk Kadlec, Ph.D.; doc. Ing. Marian Bojko, Ph.D.

9.1 OHŘEV VODY TOPNÉHO OKRUHU STAŘINOVÝMI VODAMI VE VÝMĚNÍCÍCH

Okolí Mostecka je oblast dlouhodobě využívána k těžbě uhlí. Po ukončení těchto těžebních aktivit zde existuje řada míst, odkud je nutno stále čerpat z různých důvodů podzemní vodu, tzv. stařinovou vodu. Bez čerpání těchto vod by docházelo k ovlivnění dosud činných povrchových dolů, případně by mohly ohrozit lázeňskou vodu lázní Teplice, kde hlavním zdrojem léčebných procedur jsou termální hydrouhličitanosodné vody o teplotě 39 °C, obsahující velké množství vzácných stopových prvků.

Pro energetické využití připadá v úvahu několik lokalit, z nichž k energeticky nejzajímavějším patří Mariánské Račice, kde teplota vody v jámě dosahuje 29,0 °C až 29,3 °C, kde se denně odčerpává průměrně 10 500 m³. Čerpání je závislé na srážkách, vždy se zpožděním 2-3 týdnů. V letních měsících, kdy jsou nižší srážky, lze předpokládat, že může být pravidelná odstávka, neboť množství čerpané vody je výrazně nižší.

Množství čerpaných vody je regulováno dle postupu těžby a následné rekultivace, podle potřeb napouštění jezera Most, a na dalších vlivech. Možnost energetického využití je ve stadiu úvah. Je nutno si uvědomit, že většina zdrojů je nízkoenergetických s teplotou vody cca 16-20 °C, s nepravidelným čerpáním, kdy se čerpá několik dnů v měsíci. Navíc v oblasti, kde se nacházejí tyto zdroje tepla, je dostatek jiných energetických zdrojů.

Pokud bychom chtěli energeticky využít tyto zdroje, připadá v úvahu prakticky jen kombinace s tepelnými čerpadly. Tento výzkum není součástí tohoto projektu, proto jsme se řešením kombinace tepelný výměník a tepelné čerpadlo dále nezabývali. Součástí projektu VODAMIN II měl být proveden jen návrh tepelného výměníku.

V rámci projektu VODAMIN II, Milníku IV měl být vytvořen model výměníku pro maximalizaci transportu teplotního gradientu směrem k dalšímu využití. Model výměníku měl zahrnovat dostupné bilanční výpočty společně s vizualizací dat v programovém vybavení CFD. Výsledný 3D model výměníku měl být součástí souhrnné zprávy. Podle projektu se mělo se jednat o modifikovaný deskový tepelný výměník.

Vzhledem k tomu, že nebyly v projektu konkrétně definované parametry výměníku, ani konkrétně, které stařinové vody mají být řešeny, byly zvoleny pro řešení parametry jednoho pramene. O který pramen se jedná, není potřebné uvádět, neboť pokud by se vyskytla možnost využití konkrétního pramene, musel by se řešit projekt zřídla samostatně znovu.

Parametry zřídla, které bylo řešeno:

Množství stařinové vody	$V = 10\,600 \text{ m}^3/\text{den} = 122,69 \text{ l/s} = 122 \text{ kg/s}$ (při hustotě vody 996 kg/m ³)
Vstupní teplota primární tekutiny do výměníku	$t_1 = 29 \text{ °C}$
Výstupní teplota primární tekutiny z výměníku	$t_2 = 27 \text{ °C}$ (zde je variantní řešení)

U výměníků, které jsou zde řešeny, byla uvažována účinnost 100 %, tedy veškerá energie se transformuje do 2. media. Do výpočtu by bylo nutno zahrnout tepelné ztráty sdílením tepla do okolí. Množství ztrát by záviselo na tom, jestli výměníku budou v interiéru nebo exteriéru a jak by byly izolované. Předpokládáme, že by nebyly vyšší než 5 %.

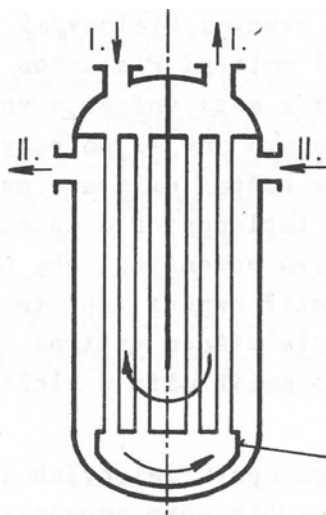
9.2 VOLBA VHODNÉHO TYPU VÝMĚNÍKU

Při návrhu výměníku je nutno počítat s tím, že stařinové vody obsahují vysoké množství minerálů jak rozpustných tak i nerozpustných. Nerozpustné složky mají tendenci sedimentovat, a s tím je nutno při navrhovaném řešení počítat. Jednalo by se dvouokruhové řešení. Kde primárním okruhem tepelného výměníku by procházely stařinové vody a ohřívala by čistou vodu sekundárního okruhu.

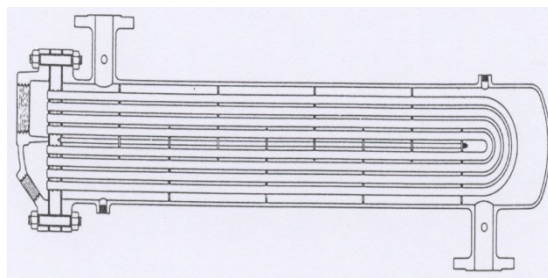
Sekundární okruh by pracoval s čistou vodou a mohl by být určen pro energetické využití, např. jako zdroj tepla pro tepelná čerpadla, přičemž by výměník mohl sloužit v dvouokruhovém systému k ohřevu čisté vody, která by mohla sloužit v druhém výměníku jako zdroj tepla.

Jiná možnost při použití jednookruhového tepelného čerpadla by místo čisté vody procházelo výměníkem přímo chladivo tepelného čerpadla. Tato varianta by byla jednodušší, jen při pravidelném čištění výměníku by se muselo nejprve, z výměníku odčerpát chladivo, případně by se muselo vyřešit, aby nedošlo k úniku chladiva z výměníku, nebo připojovacího potrubí. Při výpočtu jsme předpokládali, že se jedná o výměník stařinová voda-vody. Dále jsme předpokládali, že fyzikální vlastnosti chladiva nebudou příliš odlišné od fyzikálních vlastností vody.

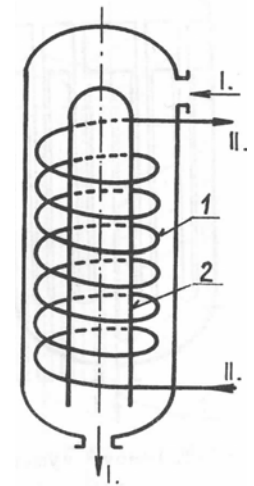
Naším úkolem tedy bylo navrhnout výměník, který splňoval tyto požadavky.



a) Výměník s U trubicemi



b) Křížový výměník kombinovaný s výměníkem U



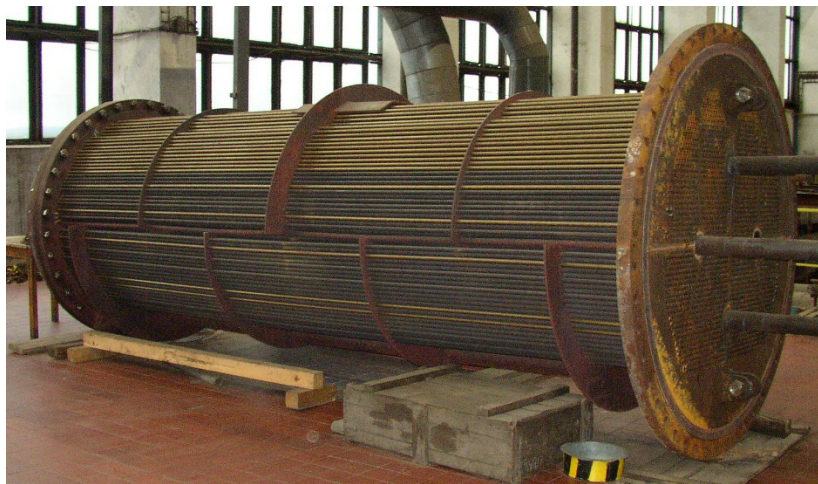
c) Výměník se šroubovitě vinutými hady

Obr. 9.1: Některé typy výměníků přicházející v úvahu

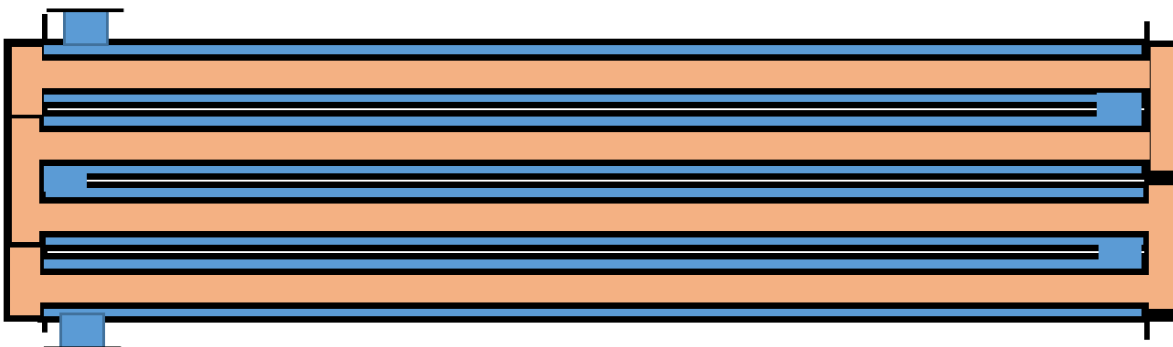
Ve většině navrhovaných případů by ohřívaná (čistá) voda nebo chladivo procházela trubkami a stařinová voda obsahující minerály by procházela mezi trubkami, ovšem všechny uvedené výměníky typu Shell & Tube by musely být konstruovány tak, aby byly snadno rozebíratelné a umožnily snadné čištění.

- Výměník typu U: Snadno rozebíratelný výměník, jednoduché konstrukce a relativně výrobně jednoduchý (obr. 9.1a). Jedná se o prostý protiproudý výměník, snadno rozebíratelný a snadno čistitelný. Realizován by byl tak, tekutina I podle obrázku by byla čistá voda (sekundár) a tekutina II by byl primár. Tento výměník by mohl být realizován i jako křížový s podélně dělenou schránkou, kterou by proudila stařinová voda (Obr. 9.1b).

- Výměník se šroubovitě vinutými hady (Obr. 9.1c): Při použití tohoto typu výměníku můžeme docílit menších stavebních rozměrů, i když výrobně se jedná o komplikovanější výměník a také údržba by byla složitější. U tohoto výměníku sekundár (čistá voda) by procházel ve šroubových trubkách II a primár by procházel tělesem výměníku.
- Svazek trubek protiproudého výměníku, kde znečištěná (stařinová) voda bude procházet trubkami a čisté médium protiproudem kolem trubek. Zde předpokládáme malou tepelnou roztažnost stěn. U malého teplotního rozdílu je možno toto předpokládat.
- Spirálový výměník tepla ALSHE firmy Alfa Laval spol. s r. o (Obr. 9.4): Spirálové výměníky mohou pracovat i s tekutinami, které by jinak způsobovaly zanášení. Používají se nejen v průmyslových aplikacích, ale také v čistírnách odpadních vod pro ohřev, chlazení, rekuperaci a pasterizaci kalů.



Obr. 9.2: Konstrukční řešení klasického křížového výměníku



Obr. 9.3: Schéma výměníku svazek trubek v tělese výměníku

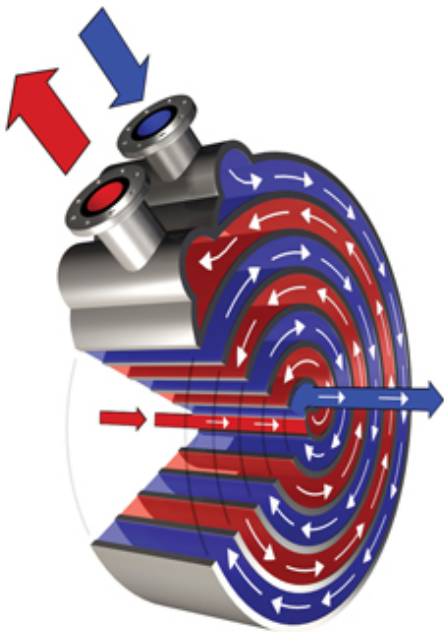
Jako vhodný výměník pro znečištěné stařinové vody je možno uvažovat typ výměníku, jehož schéma je na Obr. 9.4, kde hnědá barva představuje znečištěnou vodu, která by procházela svazkem trubek a modrá barva představuje čistou vodu, který by procházela prostorem mezi trubkami. Podle schématu se jedná o protiproudý výměník, je možno jej ale uspořádat také jako křížový výměník. Zařízení by mělo na obou stranách víka, které by bylo možno odšroubovat a trubky by bylo možno snadno čistit jakýmsi dlouhým pístem s ocelovými štětinami (jako se čistí komín). Na obrázku je znázorněno 4 svazkové těleso.

9.3 POPIS VÝMĚNÍKŮ A ORIENTAČNÍ VÝPOČET VYBRANÝCH VÝMĚNÍKŮ

9.3.1 Spirálový výměník tepla ALSHE firmy Alfa Laval spol. s r. o

Ve srovnání s tradičním trubkovým výměníkem tepla zabere pouze šestinu prostoru a vystačí s pouhou čtvrtinou čerpací energie. Tím jsou sníženy náklady na stavební práce, čerpadla, ventily, potrubí a také na celý provoz.

Protiproudý tok pomáhá vyšším hodnotám přestupu tepla a výměník je možné provozovat pouze s nízkým rozdílem teplot. Spirálový tok indukují odstředivé síly a sekundární toky, které potlačují zanášení a tím i nízké nároky na údržbu. Výklopné víko umožní snadnou inspekci a v případě potřeby i rychlé manuální čištění.



Obr. 9.4: Schéma kalového výměníku tepla ALSHE

Vzhledem k tomu, že spirálové výměníky se pro daný případ zdají jako nejvhodnější, byla oslovena firma Alfa Laval, jestli jejich výměníky jsou schopny splnit požadované přenosy tepla.

Firma Alfa Laval provedla prvotní návrh spirálového výměníku. Ani největší jednotka úplně nedodrží zadání, bylo nutno upravit teploty (jinak by bylo nutné použít dvě paralelní jednotky – stejné jako navržené, takže cena by byla dvojnásobná).

Z uváděných variant:

- 1H-L-1T obě strany je možné otevřít a mechanicky čistit
- 1H-L-1C strana čisté vody je plně uzavřená a stranu kalu je možné oboustranně otevřít pro lepší čištění

Pro náš případ je vhodnější varianta 1H-L-1C. Cena za jeden výměník je pro oba typy stejná a to 120.00,-EUR – cena je pouze hrubě orientační, nelze jí považovat za určující.

Zařízení navrhl Michal Erkl z firmy Alfa Laval spol.s.r.o.

Vstupní parametry odpovídají tepelnému výkonu 1534 kW (pro výstupní teplotu vody 26 °C, hmotové toky primární a sekundární vody jsou stejné, teplotní spád sekundární vody 24 °C- 21 °C = 3 °C).

Pro správný návrh by bylo žádoucí:

- Vypracovat detailní rozbor důlní vody
- Na základě výsledků zvolit správný materiál
- Zvážit možnost použití deskového výměníku, v závislosti na rozboru kvality vody. Deskový výměník je podstatně účinnější a dosáhlo by se lepšího přiblížení teplot nebo by došlo k redukci ceny.

Jelikož se jedná o komerční zařízení, není v projektu řešen jeho matematický model.

9.3.2 Výpočet tepelného výměníku typu U

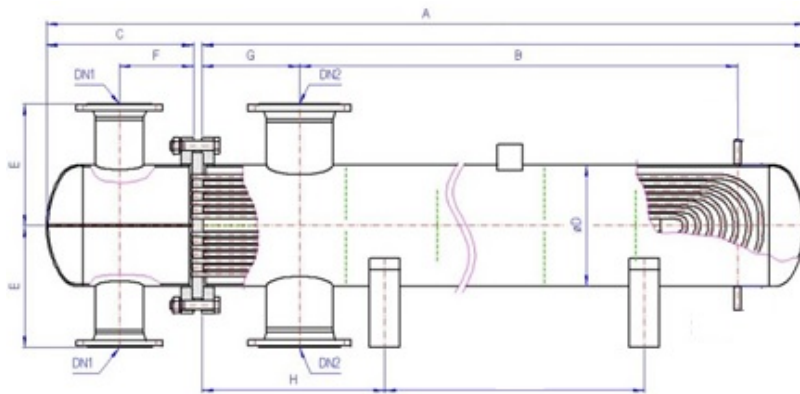
Uvedený výpočet je možno považovat za orientační. V případě skutečného řešení by si výpočet provedla firma, která by byla oslovena v rámci realizace k výrobě výměníku.

Vstupní parametry primární vody odpovídají zadání ($m = 122 \text{ kg/s}$), teplota vody na vstupu = $29 \text{ }^\circ\text{C}$

Při tomto řešení byl proveden výpočet pro 2 paralelní výměníky.

Pro bezchybný soustavný provoz by bylo nezbytné použít 3 výměníky, z nichž dva budou v činnosti a jeden bude záložní a to z důvodu, že je nutno počítat se zanášením výměníků a jejich proplachy, respektive rozložení výměníku, proplach a znovusložení. I když odstávka nemusí být dlouhodobá, je nutno s ní počítat. Snahou je převést co největší množství tepelné energie do čisté vody.

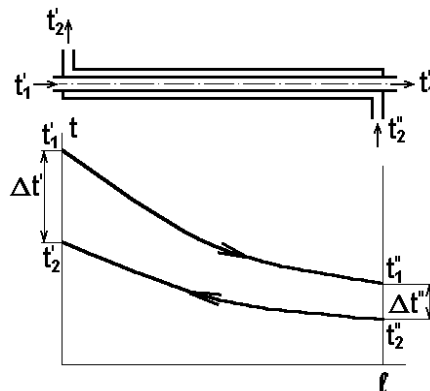
Případná teplotní roztažnost trubek ve výměníku je eliminována konstrukcí U-trubice sekundáru v tělese, kterým prochází primární voda. Konstrukční řešení výměníku představuje obr. 9.5.



Obr. 9.5: Výměník typu U, protiproudý

Jedná se o protiproudý výměník. Jelikož množství vody procházející primární částí bude stejné, jako množství vody procházející sekundárem, bude střední logaritmický teplotní spád stejný, jako je rozdíl teplot = $3 \text{ }^\circ\text{C}$.

$$\Delta t_{stř} = \frac{\Delta t' - \Delta t''}{\ln \frac{\Delta t'}{\Delta t''}}$$



Obr. 9.6: Schéma výměníku s průběhem teplot

Tab. 9.1: Tabulka vstupních hodnot výměníku typu U:

	Primár	1. verze
	množství vody (kg/s)	61,10 kg·s ⁻¹
	teplota vstup:	29 °C
	teplota výstup:	26 °C
	tep. bilance výměníku (MW):	0,766 MW
	Sekundár	
	množství vody:	61,10 kg·s ⁻¹
	teplota vstup:	21 °C
	teplota výstup:	24 °C
geometrie	ocelová trubka DN20	
	vnější průměr D1	0,0269 m
	vnitřní průměr D2	0,0216 m
	počet řad:	60
	plocha svazku	0,022 m ²
	rychlost v trubce	2,779 m/s

Výpočet rychlosti v trubce výměníku:

$$S = \frac{\pi \cdot D_2^2}{4} \cdot n = \frac{\pi \cdot 0,0216^2}{4} \cdot 60 = 0,022 \text{ m}^2$$

$$w = \frac{\dot{m}}{\rho \cdot S} = \frac{61,1}{996 \cdot 0,022} = 2,779 \text{ m/s}$$

Součinitel přestupu tepla na vnitřní straně se stanoví z Nusseltova kritéria. Fyzikální vlastnosti tekutiny bereme pro 27 °C, charakteristický rozměr je průměr trubky.

Reynoldsovo kritérium pro rychlost vody v potrubí 2,779 m·s⁻¹ Re = 62 462 (jedná se o turbulentní proudění). Pro výpočet Nusseltova kritéria použijeme opět Colburnův vztah:

$$Nu = 0,023 \cdot Re^{0,8} \cdot Pr^{0,3} = 0,023 \cdot 62\,462^{0,8} \cdot 6,61^{1/3} = 296,28$$

Odkud součinitel přestupu tepla bude:

$$\alpha = \frac{Nu \cdot D_2}{\lambda} = \frac{296 \cdot 0,0216}{0,0604} = 8\,290 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

Obdobně vypočítáme součinitel přestupu tepla na vnější straně. Fyzikální vlastnosti tekutiny bereme pro 27 °C, charakteristický rozměr je hydraulický průměr trubky (vycházím z vnějšího průměru a předpokládáme vzdálenost trubek 40 mm). $D_{\text{hydr}} = 30,2 \text{ mm}$, Nu = 133

Po vypočtení součinitel přestupu tepla na vnější straně, $\alpha_1 = 2\,690,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.

Stanovení součinitele prostupu tepla:

$$k_\ell = \frac{\pi}{\frac{1}{\alpha_1 \cdot D_1} + \frac{1}{2 \cdot \lambda} \ln \frac{D_1}{D_2} + \frac{1}{\alpha_2 \cdot D_2}} = \frac{\pi}{\frac{1}{2690 \cdot 0,0269} + \frac{1}{2 \cdot 0,40} \ln \frac{0,0269}{0,0216} + \frac{1}{8\,290 \cdot 0,0216}} = 141,9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

Zvýšit součinitel prostupu tepla není jednoduché. Žebrování na vnějším povrchu (kde je menší součinitel přestupu tepla) není možné, z důvodu rychlého zanesení žeber minerály.

Zvýšení součinitele přestupu tepla na vnější straně také nepřipadá v úvahu, protože zvětšit součinitel přestupu tepla znamená zvýšení rychlosti, což znamená snížení mezer mezi trubkami. To není možné z důvodu údržby výměníku.

Použití tenkostěnné měděné trubky obdobného průměru (22x1 mm) by taktéž nepomohlo. Odvod tepla vedení, při použití měděných trubek by se sice téměř 10 x zvýšil, ale zároveň by se zmenšila vnější plocha trubky, což by znamenalo snížení odvodu tepla.

Jediná cesta by vedla delším snižováním vnějšího průměru trubek a zvětšením počtu řad. Tuto cestu nelze ale také doporučit, neboť by to znamenalo komplikace při čištění výměníku.

9.2 Tabulka výsledků výměníku typu U:

součinitel přestupu tepla a_2	8290 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$
součinitel přestupu tepla a_1	2690,3 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$
souč.prostupu tepla k :	141,9 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
střední log.spád:	3
celková délka 1 trubky	1 800,3 m
celková délka svazku	30,0 m

Vypočtená délka potrubí:

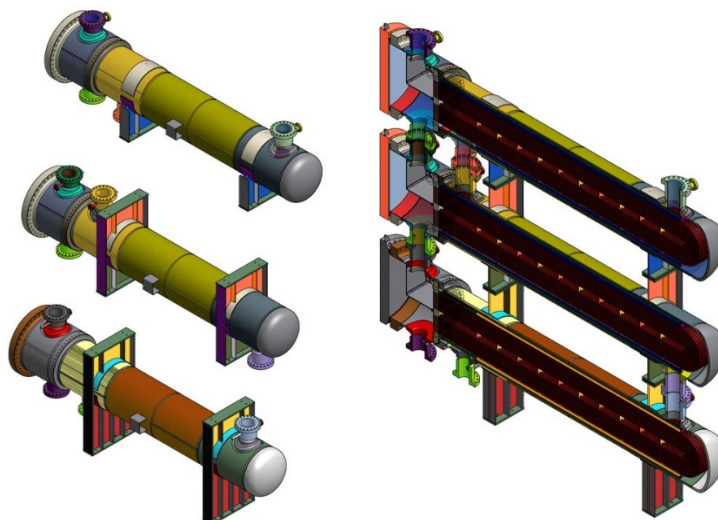
$$\ell = \frac{\dot{Q}}{k \cdot \Delta t_{stř}} = \frac{766 \cdot 1000}{141,9 \cdot 3} = 1800,3 \text{ m}$$

Při počtu trubek ve svazku $n = 60$ bude délka svazku:

$$\ell_{sv} = \frac{1800,3}{60} = 30 \text{ m}$$

Jelikož svazek tvoří smyčku, bude velikost výměníku cca 15 m. S takto rozměrným výměníkem by se velmi obtížně manipulovalo při čištění, respektive rozebírání výměníku.

Optimální by bylo výměník rozdělit na více segmentů, samostatných výměníků uspořádaných sériově. Např. 3 sériově uspořádané výměníky by tvořily celek (multipas), každý o celkové délce cca 5 m. 2 celky by byly zapojeny paralelně, jak je uvedeno v úvodu. Pátý výměník by tvořil rezervu pro čištění.

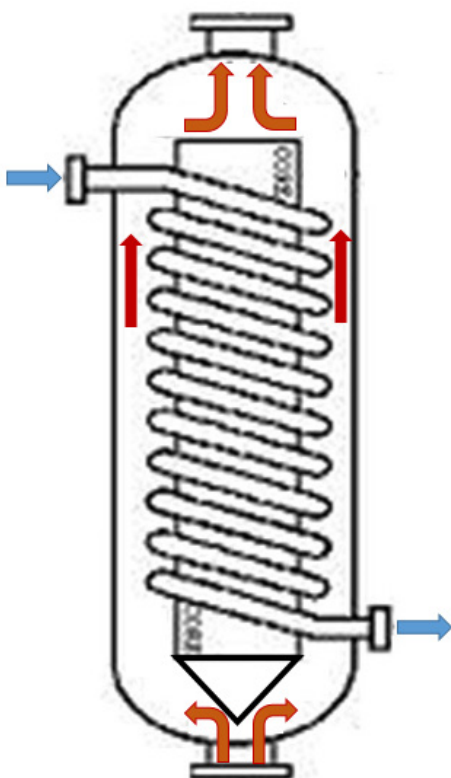


Obr. 9.7: Sériově řazené výměníky (<http://www.bronswerk.cz/cs/produkty/shell-tube>)

9.3.3 Výpočet výměníku se šroubovitě vinutými hady

Obdobně jako v předcházejícím případě by ohřívána voda vstupovala trubkami a stařinová voda obsahující minerály by procházela v mezitrubkovém prostoru. Uvnitř sady trubek by byla umístěna válcové těleso (viz obr. 9.8), která by sloužila ke zvýšení rychlosti proudění stařinové vody ve výměníku. Aby rozměr výměníku nebyl příliš velký, je uvažováno opět o paralelním uspořádání 2 výměníků a polovičním hmotovým tokem a polovičním výkonem.

Aby zařízení bylo snadno rozebíratelné, musel by být vstup i výstup čisté vody (svazku trubek) svazku trubek z jedné strany. Tedy např. vstup čisté vody by musel být podle směru uvedených šipek (svazek trubek by vstupoval do vnitřní zástavby, kterou by prošel do horní části výměníku. Celá tato horní část pláště by se mohla při čištění demontovat.



Tab. 9.3 Návrh spirálového tepelného výměníku

ocelová trubka DN32	
vnější průměr D1	0,0424 m
vnitřní průměr D2	0,0359 m
počet řad:	10
rychlost v trubce	3,018 m/s

0,2 m	vnitřní průměr válcové vestavby
1,34 m	vnější průměr výměníku
2,419 m	stř. délka obvodu trubky
0,024 m	plocha mezikruží
2,536 m/s	rychlost v mezikruží – primární tekutiny
1,82 m	délka výměníku

Obr. 9.8: Spirálový výměník

U spirálového výměníku byl proveden kontrolní výpočet pro řadu 10 trub DN32. Podle tabulky vypočtených hodnot je zřejmé, že při křížovém proudění řadou trubek je součinitel přestupu tepla do stěny trubky α_1 mnohem příznivější. Tím vychází také mnohem menší teplosměnná plocha – délka trubky. Návrh rozměrů a celkový výpočet je jen orientační.

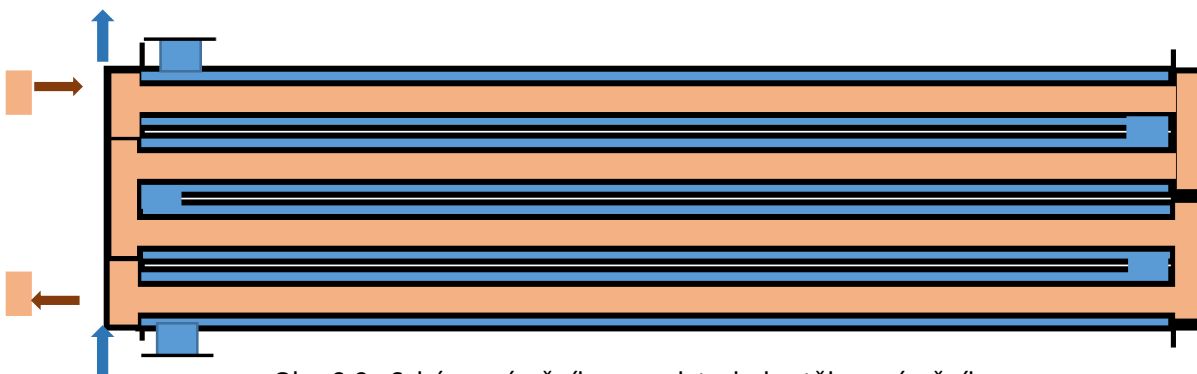
9.4 Tabulka výsledků spirálového výměníku

součinitel přestupu tepla α_2	8290 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$
součinitel přestupu tepla α_1	5830 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$
Součinitel prostupu tepla:	331,2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
střední logaritmický spád:	3
celková délka 1 trubky	771,1 M
počet spirál	31,9

9.3.4 Protiproudý výměník

Jako vhodný výměník pro znečištěné stařinové vody je možno uvažovat typ výměníku, jehož schéma je na Obr. 9.9, kde hnědá barva představuje znečištěnou vodu, která by procházela svazkem trubek a modrá barva představuje čistou vodu, která by procházela prostorem mezi trubkami. Jedná se tedy rozdíl oproti koncepci předcházejících typů výměníku, kde čistá voda procházela trubkami.

Podle schématu se jedná o klasický protiproudý výměník, kde předpokládáme, že díky malému rozdílu teplot by vznikající vnitřní pnutí neporušilo těleso výměníku. Zařízení by mělo na obou stranách víka, které by bylo možno odšroubovat a trubky by bylo možno snadno čistit jakýmsi dlouhým pístem s ocelovými štětinami (jako se čistí komín).



Obr. 9.9: Schéma výměníku svazek trubek v tělese výměníku

U tohoto typu výměníku jsme se snažili vytvořit více alternativ a pro matematický model byla pak vybrána jedna varianta.

Vstupní médium sekundáru bude mít jako i v předcházejících případech 21 °C, přičemž množství sekundáru bude odlišné v 1. variantě bylo množství stejné jako u primáru, v druhé variantě poloviční množství a ve 3. variantě třetinové množství. Geometrie výměníku se nemění.

Pro trubku

Výpočet rychlosti v trubce výměníku:

$$S = \frac{\pi \cdot D_2^2}{4} \cdot n = \frac{\pi \cdot 0,0545^2}{4} \cdot 20 = 0,047 \text{ m}^2$$

$$w = \frac{\dot{m}}{\rho \cdot S} = \frac{122,2}{996,0,047} = 2,619 \text{ m/s}$$

Součinitel přestupu tepla na vnitřní straně se stanoví z Nusseltova kritéria. Fyzikální vlastnosti tekutiny bereme pro 27 °C, charakteristický rozměr je průměr trubky.

Reynoldsovo kritérium pro rychlost vody v potrubí 2,619 m·s⁻¹ a teplotu prostředí 28 °C Re = 163 604 (pro turbulentní proudění). Pro výpočet Nusseltova kritéria použijeme opět Colburnův vztah:

$$Nu = 0,023 \cdot Re^{0,8} \cdot Pr^{0,3} = 0,023 \cdot 163\,604^{0,8} \cdot 5,94^{1/3} = 617,5$$

Odkud součinitel přestupu tepla bude:

$$\alpha_1 = \frac{Nu \cdot D_2}{\lambda} = \frac{617,5 \cdot 0,0545}{0,0613} = 6\,949 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

Pro mezikruží (vzdálenost mezi osami trubek = 75 mm, vnější průměr trubky = 60,3 mm):

$$S = \left(a * a - \frac{\pi \cdot D_1^2}{4} \right) \cdot n = \left(0,075 * 0,075 - \frac{\pi \cdot 0,0603^2}{4} \right) \cdot 20 = 0,058 \text{ m}^2$$

$$w = \frac{\dot{m}}{\rho \cdot S} = \frac{40,0}{996,0,058} = 0,722 \text{ m/s}$$

Fyzikální vlastnosti tekutiny určíme pro 22°C, charakteristický rozměr je hydraulický průměr.

Reynoldsovo kritérium pro rychlost vody v potrubí 2,619 m·s⁻¹ a teplotu prostředí 22 °C Re = 42 787 (pro turbulentní proudění). Pro výpočet Nusseltova kritéria použijeme opět Colburnův vztah:

$$Nu = 0,023 \cdot Re^{0,8} \cdot Pr^{0,3} = 0,023 \cdot 42\,787^{0,8} \cdot 5,94^{1/3} = 220,4$$

Odkud součinitel přestupu tepla na vnější straně bude:

$$\alpha_2 = \frac{Nu \cdot D_2}{\lambda} = \frac{220,4 \cdot 0,058}{0,06026} = 2\,290 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

Součinitel prostupu tepla:

$$k_\ell = \frac{\pi}{\frac{1}{\alpha_1 \cdot D_1} + \frac{1}{2 \cdot \lambda} \ln \frac{D_1}{D_2} + \frac{1}{\alpha_2 \cdot D_2}} = \frac{\pi}{\frac{1}{6948,0,0545} + \frac{1}{2,0,40} \ln \frac{0,0603}{0,0545} + \frac{1}{2290,0,0603}} = 282 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

Poznámka k metodě NTU a účinnosti výměníku:

Výpočet výměníku tepla podle metody středního logaritmického rozdílu teplot, anglicky LMTD (Logarithmic Mean Temperature Difference) používající střední logaritmický teplotní spád

je jednoduchý a spolehlivý postup, a to v případě, kdy jsou známy vstupní a výstupní teploty médií nebo mohou být snadno stanoveny, dále samozřejmě i toky teplosměnných médií.

V případě, kdy pro daný výměník mají být hodnoceny např. teploty médií, výpočet dle LMTD pak nutně vede k iteračnímu postupu.

V těchto případech je pak užitečné aplikovat způsob výpočtu založený na hodnocení efektivity (účinnosti) tepelného výměníku, zde tzv. metoda ε - NTU (Number of Transfer Unit). Metoda efektivity poskytuje mnoho

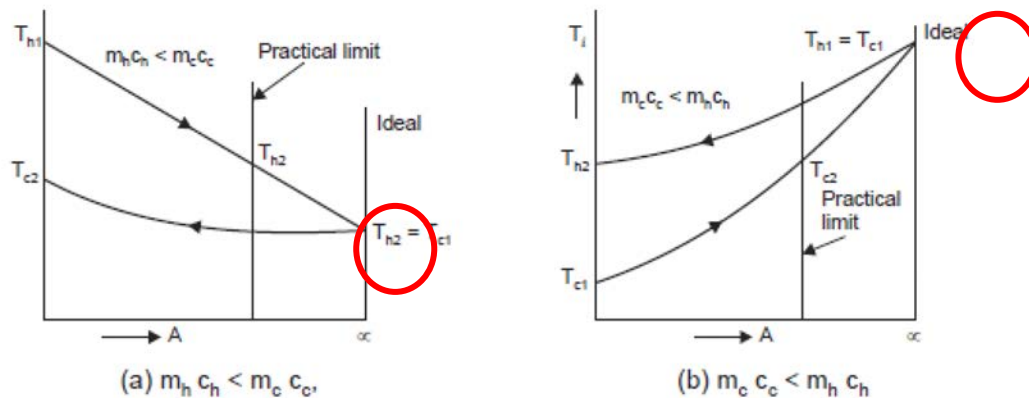
východ při analýze problematiky výměníků a to především při hodnocení ale i návrhu výměníku, srovnání a výběru typu výměníku pro dané účely.

V roce 1930 navrhnul Nusselt analýzu výměníku založenou na hodnocení efektivity výměníku. Autory metody NTU pak jsou Kays a London.

Efektivitu, účinnost ($\eta = \varepsilon$) výměníku definujeme jako poměr:

$$\varepsilon = \frac{\text{aktuální tepelný výkon}}{\text{teoreticky maximální možný tepelný výkon}}$$

Teoreticky maximální možný tepelný výkon výměníku pak lze teoreticky dosáhnout v případě, kdy tok látky s menší „tepelnou průtokovou kapacitou“ $\dot{C} = \dot{m} \cdot c_x$ využije maximálně rozdíl teplot, v protiproudém výměníku viz Obr. 9.10.



Obr. 9.10 Vysvětlující obrázek k metodě NTU

Základní výhodou této metody je jednoduchý přístup k výpočtu účinnosti výměníku v závislosti na základních parametrech výměníku a médií proudících výměníkem.

NTU popisuje výkon výměníku jako bezrozměrné číslo závislé na parametrech výměníku i provozních podmínkách, tj. s měnícími se provozními podmínkami se mění. Rovnice pro

výpočet NTU je:

$$NTU = \frac{k \cdot S}{\dot{C}_{min}} = \frac{1}{\dot{C}_{min}} \int k \cdot dS$$

k – součinitel prostupu tepla teplosměnné plochy výměníku [$W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$]

S – celková plocha teplosměnné plochy výměníku [m^2],

\dot{C}_{min} – menší z průtokových kapacit ochlazovaného C_1 a ohřívaného C_2 media [$W \cdot K^{-1}$],

\dot{C}_{mix} – větší z průtokových kapacit ochlazovaného C_1 a ohřívaného C_2 media [$W \cdot K^{-1}$],

$$\dot{C}_1 = \dot{m}_{\tau 1} \cdot c_{p1} [W \cdot K^{-1}]$$

$$\dot{C}_2 = \dot{m}_{\tau 2} \cdot c_{p2} [W \cdot K^{-1}]$$

$$\dot{C}_r [W \cdot K^{-1}]$$

\dot{m}_τ - hmotnostní průtok [$kg \cdot s^{-1}$],

c_p - měrná tepelná kapacita za stálého tlaku [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$]

Parametr NTU je nejčastěji využíván pro výpočet účinnosti, efektivity přenosu tepla, z čehož lze dále dopočítat přenesené teplo mezi medii ve výměníku, a výstupní teploty jednotlivých médií.

Případně je možné postupovat obráceně, a z požadovaného výkonu, teplotních spádů ochlazovaného a ohřívajícího média dopočítat parametr NTU a potom velikost teplosměnné plochy.

Stanovení účinnosti ε je závislé na uspořádání proudění ve výměníku:

$$\varepsilon = \frac{\dot{Q}}{\dot{Q}_{max}} = \frac{k \cdot S \cdot \Delta T_{stř.ln}}{\dot{C}_{min} \cdot (T_{max} - T_{min})}$$

T_{min}, T_{max} vstupní teploty medií a

\dot{Q} je přenesené teplo z jednoho na druhé medium.

\dot{Q}_{max} je teoreticky přenositelné množství tepla, při nekonečně velkém výměníku.

Výstupní teploty medií vypočítáme podle vztahu:

$$\Delta t_1 = \frac{\dot{Q}_{skut}}{C_1} \rightarrow t_{1,2} = t_{1,1} - \frac{\dot{Q}_{skut}}{C_1}$$

$$\Delta t_2 = \frac{\dot{Q}_{skut}}{C_2} \rightarrow t_{2,2} = t_{2,1} + \frac{\dot{Q}_{skut}}{C_2}$$

Pomocí předcházejících vztahů byla vypočítána tabulka 9.5 vpravo (NTU čísla, efektivita výměníku a dopočteny zbývající teploty.

Tab. 9.5: Tepelný řešení protiproudého výměníku

		1. verze	2. verze	3. verze	
Primár					
množství vody (kg/s)		122,20	122,20	122,20	kg.s ⁻¹
teplota vstup:		29	29	29	°C
teplota výstup:		27	27	27	°C
tep.bilance výměníku (MW):		1,02	1,02	1,02	MW
Sekundár					
množství vody:		122,20	65,00	40,00	kg.s ⁻¹
teplota vstup:		21	21	21	°C
teplota výstup:		23	24,8	27,1	°C
geometrie	ocelová trubka DN20				
	vnější průměr D1	0,0603	0,0603	0,0603	m
	vnitřní průměr D2	0,0545	0,0545	0,0545	m
	počet řad:	20	20	20	
	plocha svazku 1 m délky	0,047	0,047	0,047	m ²
	rychlost v trubce	2,619	2,619	2,619	m/s
	plocha mezikruží na 1 m délky	0,055	0,055	0,055	m ²
	hydraulický průměr	0,058	0,058	0,058	m
	rychlost v mezikruží	2,206	1,174	0,722	m/s
	součinitel přestupu tepla α_1	6948,3	6948,3	6948,3	W/(m ² .K)
	součinitel přestupu tepla α_2	6894	3378,3	2289,9	W/(m ² .K)
	souč. prostupu tepla:	497,8	356,4	281,8	W/(m ² .K)
	střední log.spád:	6	5,1	3,6	
	celková délka 1 trubky	342,0	565,4	1 018,8	m
celková délka svazku	17,1	28,3	50,9	m	
počet svazků pro 6,4 m	2,7	4,4	8,0		
počet svazků pro 4,9 m	3,5	5,8	10,4		

	1. verze	2. verze	3. verze
C1 [kW*K ⁻¹]	510,8	510,8	510,8
C2=	510,8	271,7	167,2
C =	1	0,532	0,327
Q max [kW]	4086	2174	1338
NTU [1]	0,333	0,742	1,717
dílčí:	1	0,7067	0,315
efektivita ϵ_6 = skutečný přenos:	0,25 1022	0,47 1022	0,76 1022
teplota 1,2 [°C]	27	27	27
tepl.2.2	23	24,8	27,1

9.4 CFD MODEL VÝMĚNÍKU TEPLA

CFD analýza výměníku tepla byla realizována v prostředí programu ANSYS Fluent, který využívá metodu konečných objemů (MKO), k řešení základních bilančních rovnic definujících matematický model. Při řešení přenosu tepla současně s konvekcí a kondukcí při turbulentním proudění je využito následujícího systému rovnic:

- rovnice kontinuity pro časově středované stavové veličiny

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = S_z$$

- rovnice pohybové - při turbulentním proudění Reynoldsovy pohybové rovnice pro časově středované stavové veličiny

$$\frac{\partial (\rho \vec{u})}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u} \vec{u}) = -\nabla \bar{p} + \rho \vec{a} + \nabla \cdot (\bar{\tau}_t) + S_m$$

- rovnice pro turbulentní kinetickou energii a turbulentní disipaci

$$\frac{\partial (\rho k)}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u} k) = \nabla \cdot \left(\frac{\nu_t}{\sigma_k} \nabla k \right) + \rho P - \rho \varepsilon$$

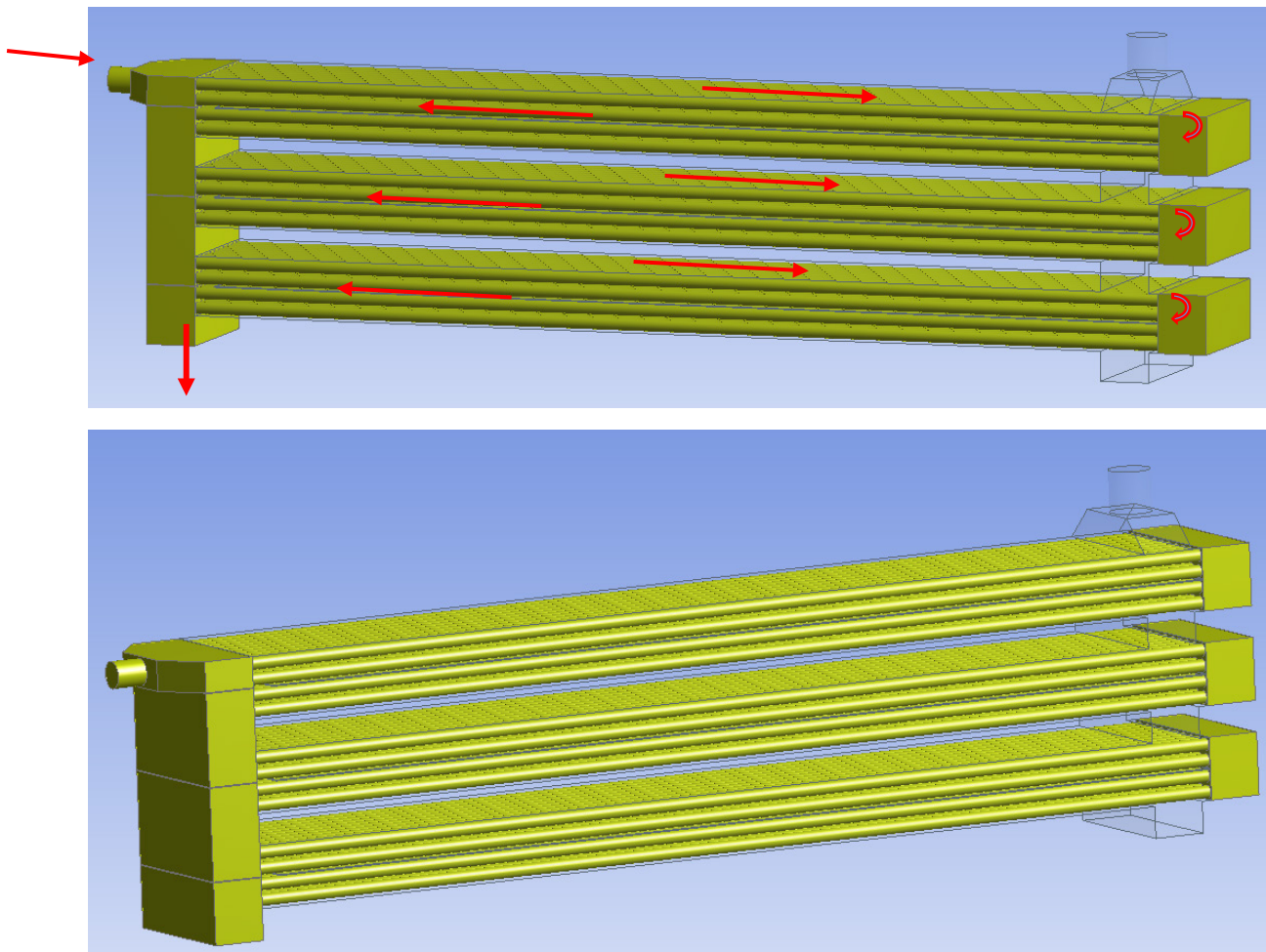
$$\frac{\partial (\rho \varepsilon)}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u} \varepsilon) = \nabla \cdot \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \nabla \varepsilon \right) + C_{1s} \rho P - C_{2s} \rho \frac{\varepsilon^2}{k}$$

- rovnice energie pro časově středované stavové veličiny

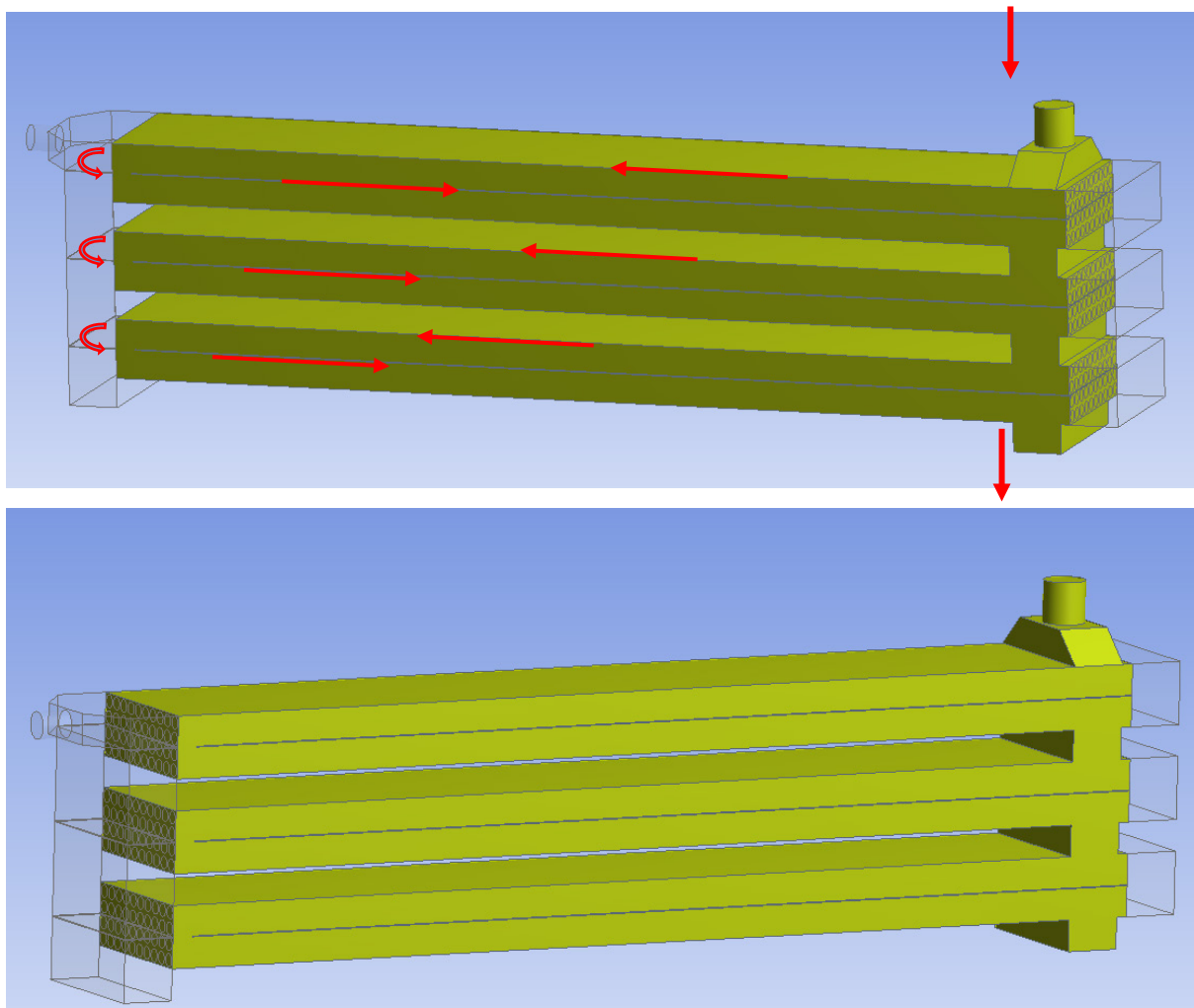
$$\frac{\partial (\rho \bar{E})}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u} (\rho \bar{E})) = \nabla \cdot (\lambda_t \nabla \bar{T}) - \nabla \cdot (\bar{\tau}_t \cdot \vec{u}) + S_h$$

CAD model výměníku byl vytvořen v programu DesignModeler

Základní charakteristikou je, že se jedná o protiproudý výměník tepla dvou oddělených médií. Primárním médiem je kal, který proudí svazkem trubek. Sekundárním médiem je voda, která obtéká systém trubek (Obr. 9.2). Charakteristika primárního okruhu je patrná z obr. 9.11. Celý výměník se skládá ze tří sekcí, které jsou vzájemně propojené. V jedné sekci je celkem 40 trubek délky 5 m. Z toho 20 trubek je pro zpětnou větev dané sekce.

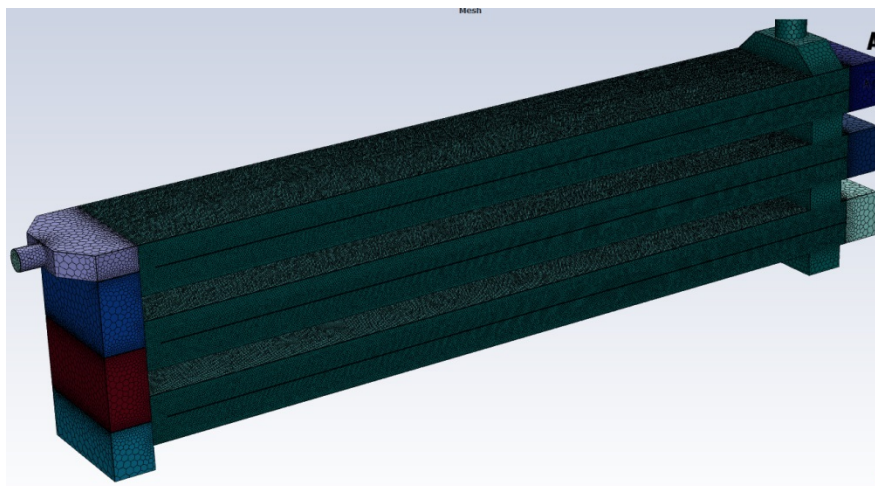


Obr. 9.11: Primární okruh (proudění kalu)

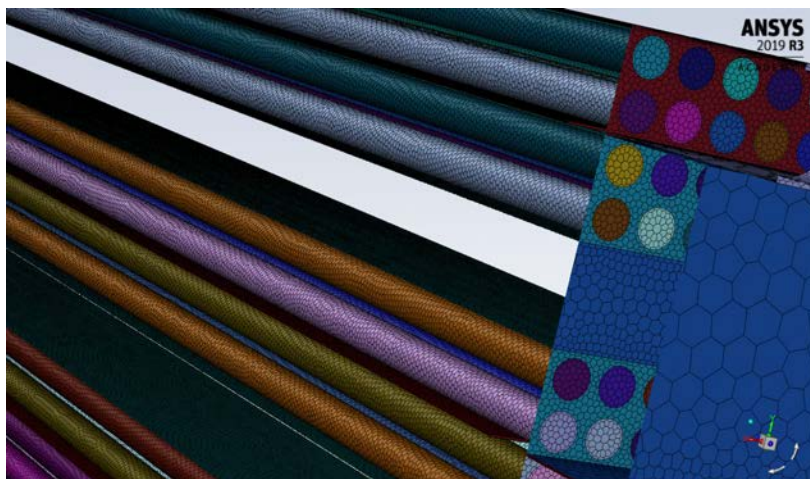


Obr. 9.12: Sekundární okruh (proudění vody)

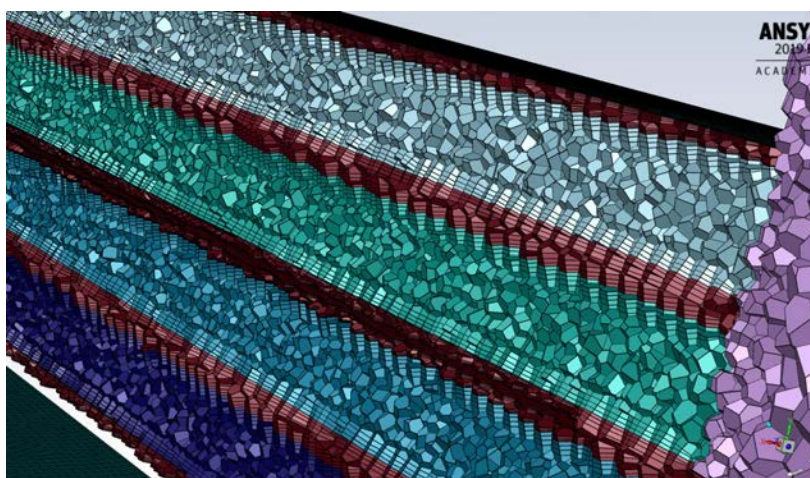
Výpočetní síť pro následnou CFD analýzu je vytvořena v programu Fluent Meshing



Obr. 9.13: Náhled na povrchovou síť



Obr. 9.14: Povrchová síť na trubkách (detail)



Obr. 9.15: Náhled na objemové prvky včetně mezní vrstvy

Výpočetní síť je tvořena kombinací polyhedrální a hexahedrální sítě. Hexahedrální síť je vygenerována v blízkosti stěn, a představuje mezní vrstvu s ohledem na přestup tepla (Obr. 9.15). Polyhedrální elementy jsou ve zbylé části geometrie (Obr. 9.15). Celkový počet elementů je 13 481 383.

CFD Analýza v prostředí ANSYS Fluent

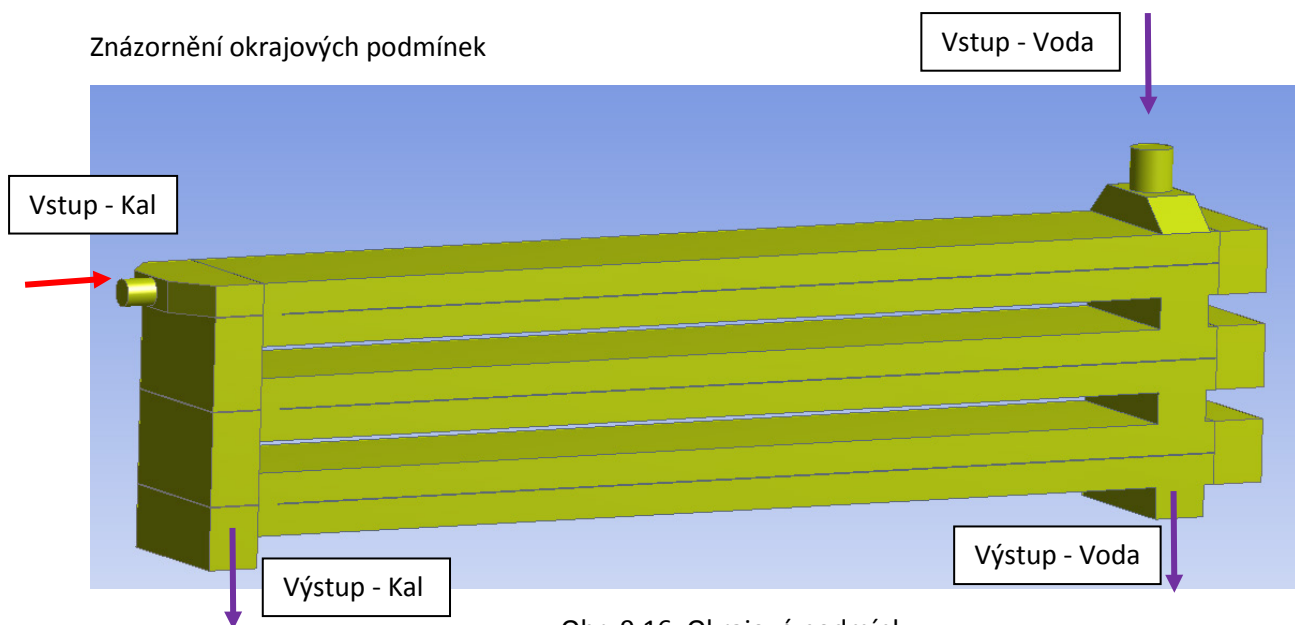
Definování okrajových podmínek:

Vstupní okrajové podmínky jsou průtokové (mass flow rate)

Primár/Kal	
Vstupní průtok (kg/s)	122,2
Vstupní teplota (°C)	29
Sekundár/Voda	
Vstupní průtok (kg/s)	65
Vstupní teplota (°C)	21

Výstupní okrajové podmínky jsou tlakové (pressure outlet)

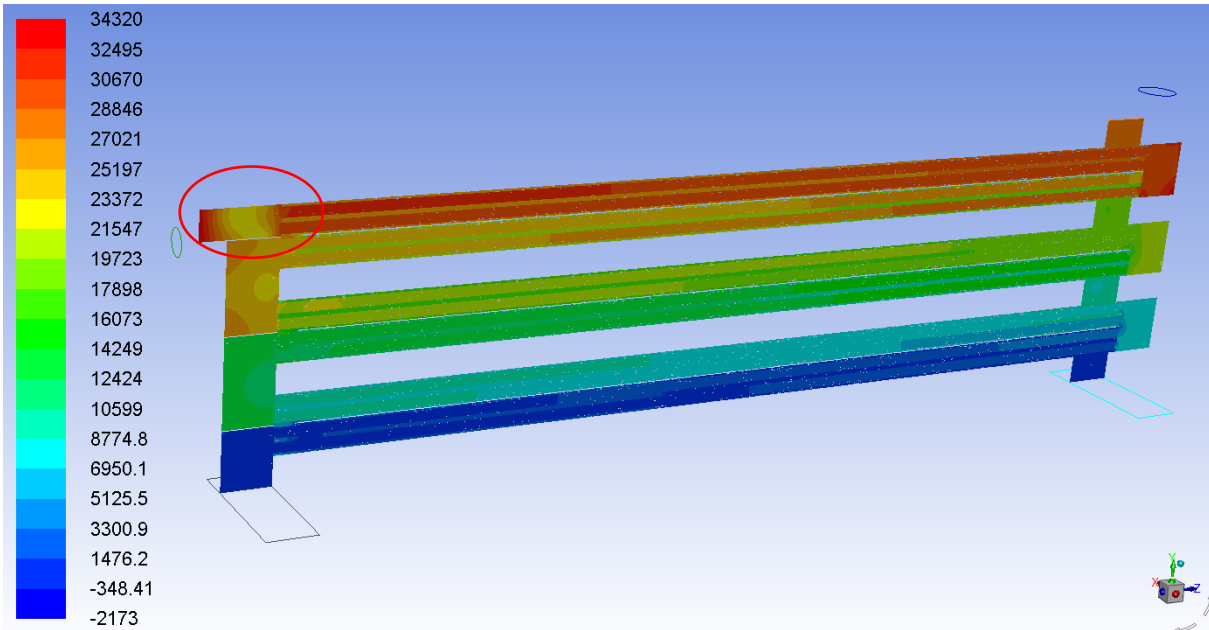
Primár/Kal	
Výstupní tlak (přetlak) (Pa)	0
Sekundár/Voda	
Výstupní tlak (přetlak) (Pa)	0



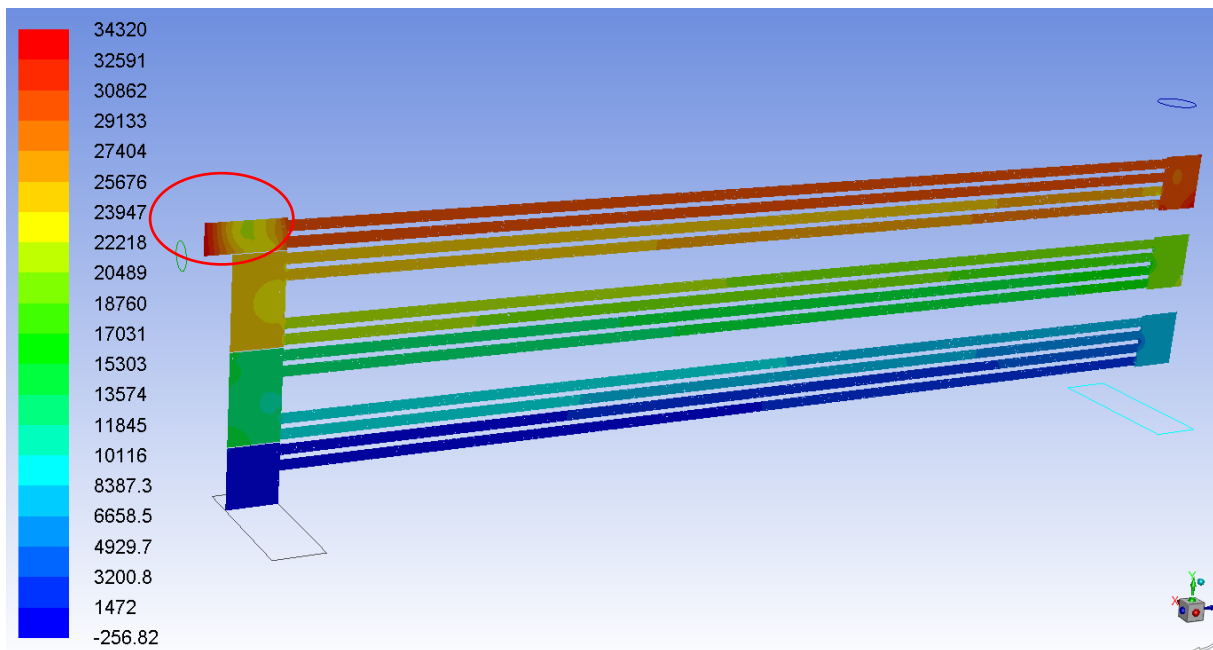
Obr. 9.16: Okrajové podmínky

Vyhodnocení numerického výpočtu

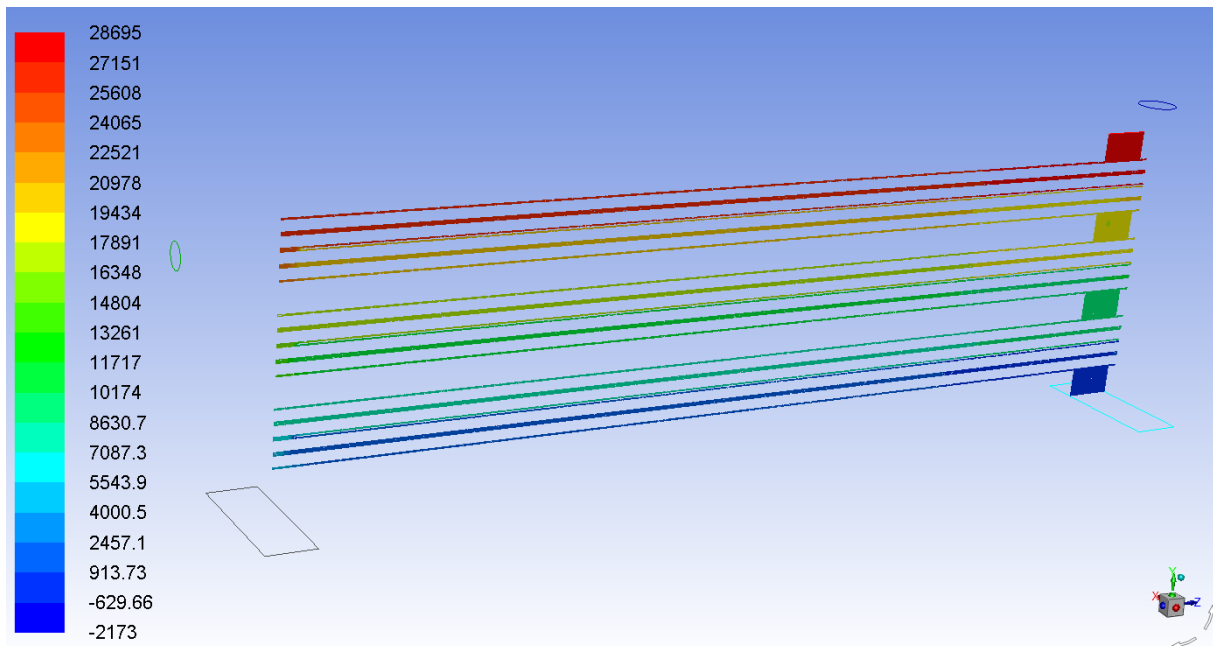
Tlakové pole



Obr. 9.17: Tlakové pole (statický tlak (Pa)) v celé oblasti



Obr. 9.18: Tlakové pole (statický tlak (Pa)) pro kal

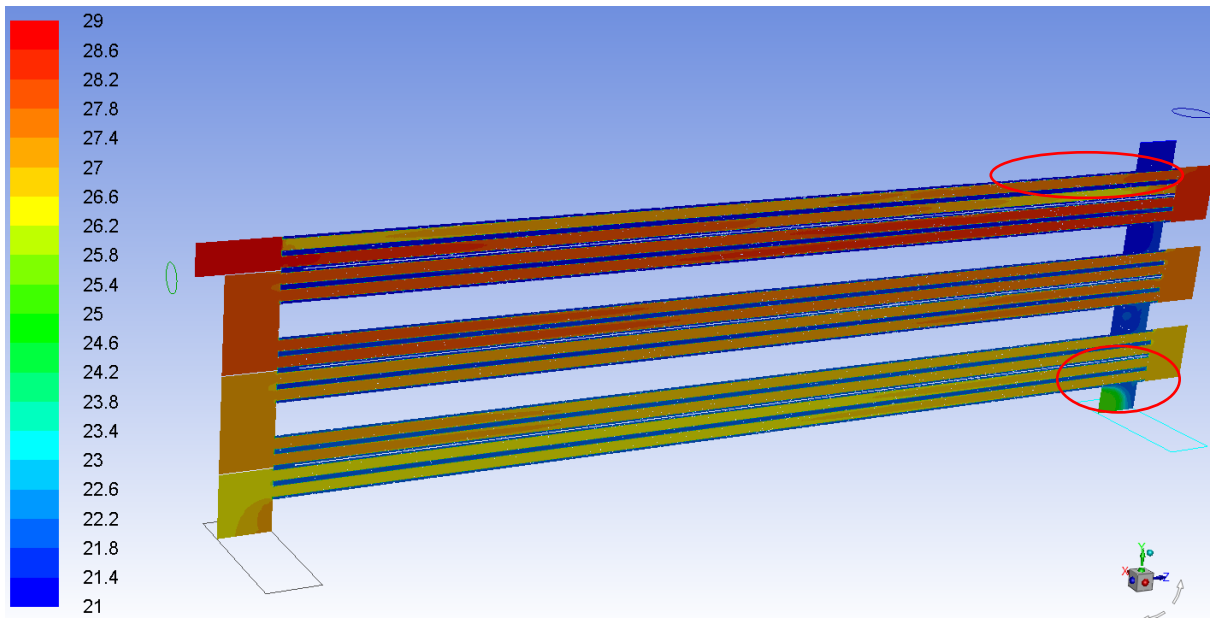


Obr. 9.19: Tlakové pole (statický tlak (Pa)) pro vodu

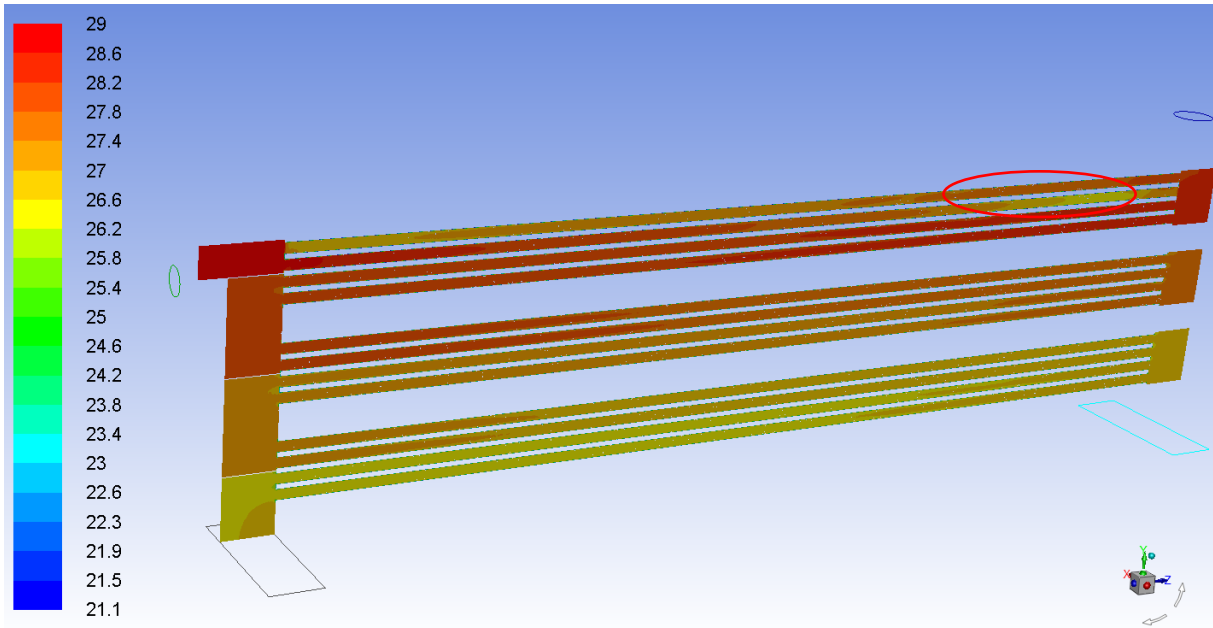
Tlakový spád $\Delta p_{kal} = 41148 \text{ Pa}$

Tlakový spád $\Delta p_{voda} = 28314 \text{ Pa}$

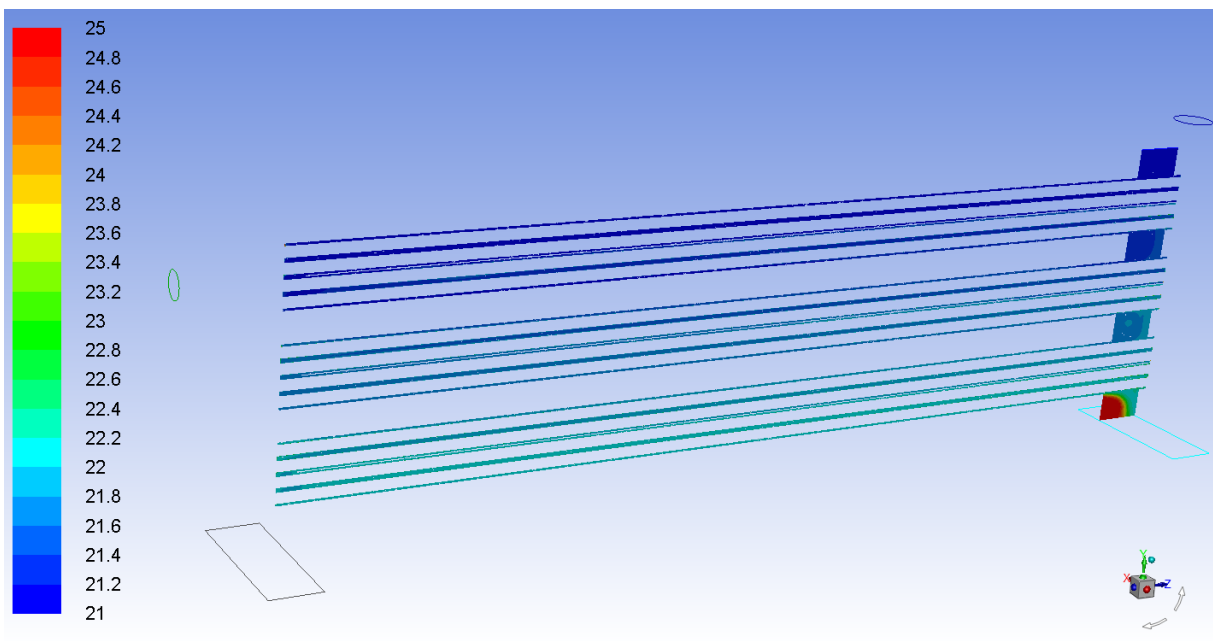
Teplotní pole



Obr. 9.20: Teplotní pole (°C) v celé oblasti



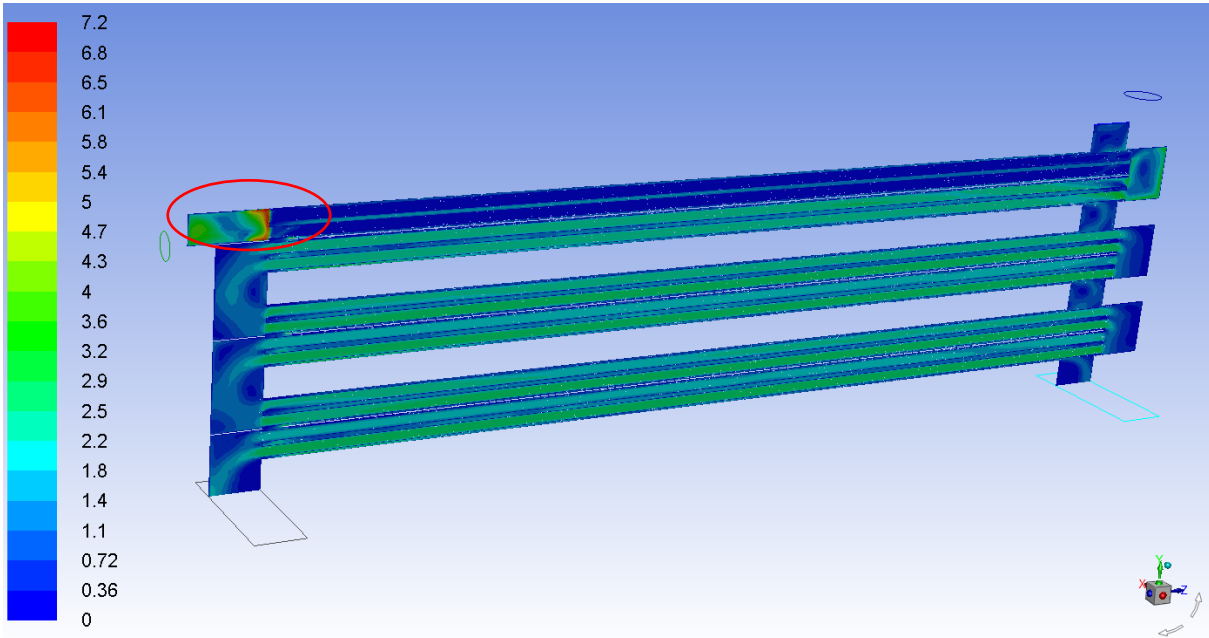
Obr. 9.21: Teplotní pole (°C) pro kal



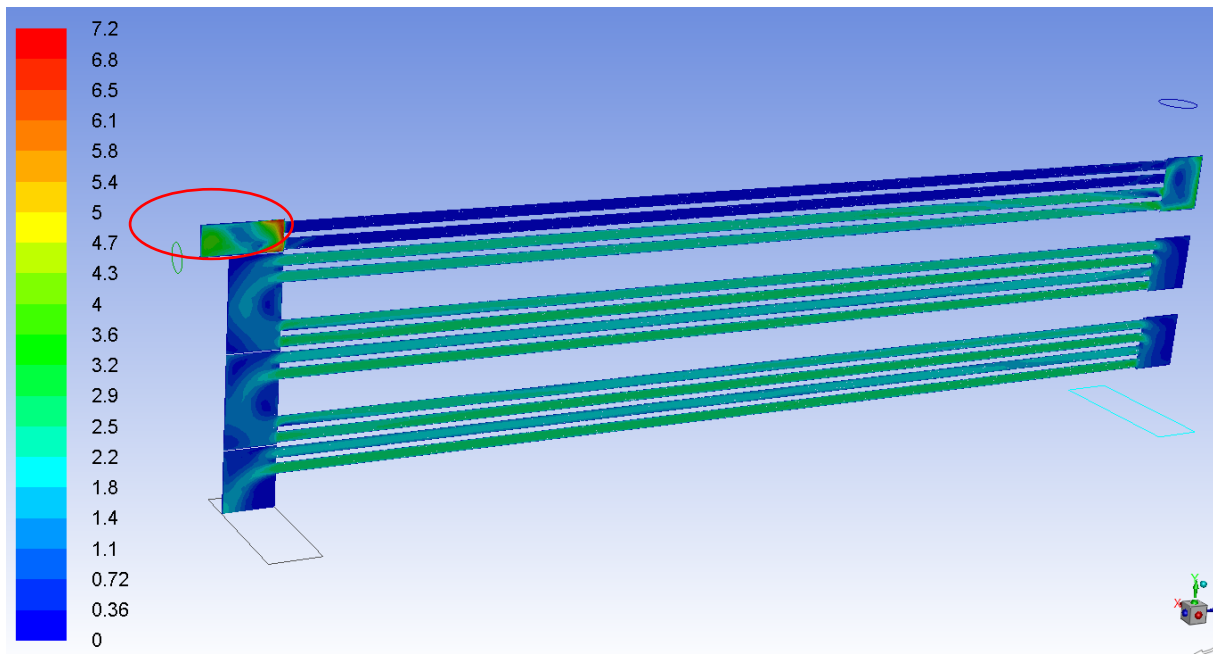
Obr. 9.22: Teplotní pole (°C) pro vodu

	Střední (integrální) hodnota teploty
Vstup _{kal}	29 °C
Výstup _{kal}	26,72 °C
Vstup _{voda}	21 °C
Výstup _{voda}	24,15 °C

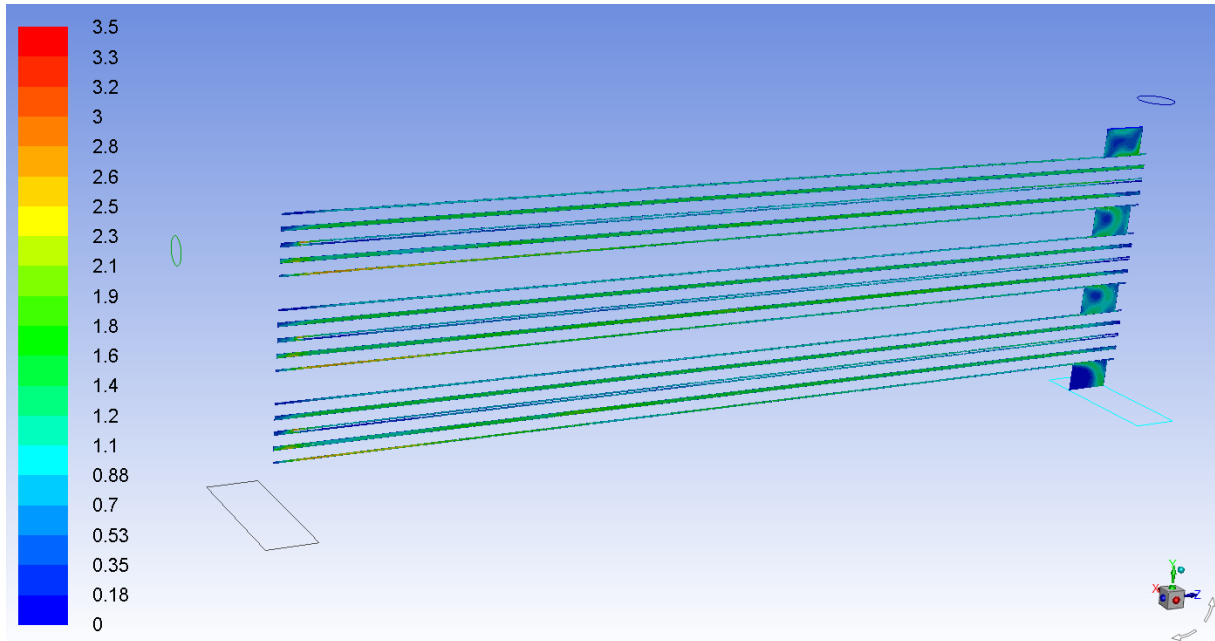
Rychlostní pole



Obr. 9.23: Rychlostní pole v (m/s) v celé oblasti



Obr. 9.24: Rychlostní pole v (m/s) v oblasti kalu



Obr. 9.25: Rychlostní pole v (m/s) v oblasti vody

Problematickým místem z hlediska charakteru proudění (zavíření/odtržení proudu) je vstup kalu do trubek. Na jednotlivých obrázcích je tato oblast zobrazena červeně. Jedná se o následující oblast:

