

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE, PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



Matematický model proudění podzemní vody v severní části polické pánve

Mathematical model of groundwater flow in the Police basin

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Marie Grecká

Vedoucí: doc. RNDr. Jiří Mls, CSc.

Praha 2015

Čestné prohlášení:

Prohlašuji, že jsem svou závěrečnou práci zpracovala samostatně a použila jsem pouze informační zdroje uvedené v seznamu literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 6. srpna 2015

Podpis:

Poděkování

Ráda bych poděkovala vedoucímu své diplomové práce panu docentu Jiřímu Mlsovi za odborné rady a trpělivost při konzultacích. Dále děkuji doktoru Tomáši Ondovčínovi za pomoc s prací v softwarech GIS a Feflow a za psychickou podporu. Také děkuji doktoru Jaromíru Šantrůčkovi za zapůjčení archivních hydrogeologických zpráv z průzkumu polické pánve, Mgr. Jiřímu Grundlochovi z České geologické služby za poskytnutí vektorových dat plošného rozsahu sedimentů polické pánve a paní Mgr. Ludmile Pacákové z Hydrofondu ČR za zaslání souboru vrtné dokumentace.

Abstrakt

Tématem této diplomové práce je matematické modelování zvodně rohovcového souvrství v severní části polické pánve. Text práce je rozdělen na řešeršní část věnující se geologickému a hydrogeologickému prostředí polické pánve, teorii matematického modelování a na samotné řešení proudění podzemní vody v křídových sedimentech výše zmíněného rohovcového souvrství. Pro modelování byl použit software Feflow, pomocí nějž jsou úlohy řešeny metodou konečných prvků. V rámci této diplomové práce byly vytvořeny dvě modelové varianty lišící se některými okrajovými podmínkami. Výsledky jsou porovnávány s modelem zpracovaným Jakešem et al. (1996) pomocí softwaru Modflow, který se od softwaru Feflow liší způsobem výpočtu úlohy, protože pracuje na základě metody sítí.

Abstract

The topic of this thesis is a groundwater modelling of the cenomanian sediments in the north area of the Police basin. The text is divided into a part of a characterization of the cretaceous sediments from geological and hydro-geological view based on literature. Another part is about a theory of the mathematical modelling in hydrogeology. The main part is related to the groundwater model of the Police basin. This part contains concept and description of the groundwater modelling in software Feflow, which is based on the finite element method. The results, (of the two variants with slightly different boundary conditions), are compared to the model of the same area from the authors Jakeš et al. (1996), who used another software (Modflow) with a different method of the calculation (the finite difference method).

Obsah

1	Úvod.....	1
2	Přírodní poměry polické pánve	1
2.1	Lokalizace a hydrogeologická rajonizace polické pánve	1
2.2	Geomorfologie polické pánve	2
2.3	Klimatické podmínky území polické pánve	2
3	Geologie polické pánve	3
3.1	Vznik sedimentačního prostoru.....	3
3.2	Podloží a nadloží křídových sedimentů.....	4
3.3	Křídové sedimenty	6
3.4	Strukturální geologie sedimentů polické pánve	12
4	Hydrogeologie polické pánve.....	15
4.1	Dosavadní hydrogeologické průzkumy v oblasti	15
4.2	Hydrogeologická tělesa polické pánve.....	16
4.3	Hydrogeologické vlastnosti prostředí polické pánve	17
4.4	Hydrogeologické systémy a subsystémy polické pánve	18
4.4.1	Severní zvodněný systém (1)	18
4.4.2	Subsystém skalních měst (1a)	20
4.4.3	Jižní zvodněný systém (2).....	21
4.5	Hydraulické parametry	22
5	Matematické modelování	24
5.1	Matematické modelování proudění podzemní vody	24
5.2	Numerické metody používané v HG modelování	24
5.3	Počáteční a okrajové podmínky	30
6	Model severní části polické pánve	33
6.1	Koncepční model.....	33
6.2	Příprava a postup modelování	37
6.2.1	Geometrie rohovcového souvrství.....	37

6.2.2	Infiltrace	39
6.2.3	Údaje o hladinách podzemní vody a čerpaných množstvích	42
6.2.4	Území drenáže	43
6.2.5	Hydraulická vodivost tektonických linií	46
6.3	Výsledky	47
6.3.1	Verifikace modelu	51
6.3.2	Porovnání obou variant (A, B) s modelem Jakeše et al. (1996)	53
7	Diskuse	58
8	Závěr	61
9	Seznam použité literatury	63

Seznam obrázků

Obrázek 1 - Lokalizace polické a křídové pánve na území ČR	1
Obrázek 2 - Geologické schéma polické pánve	8
Obrázek 3 - Skalní řízení.....	10
Obrázek 4 - Šikmé zvrstvení pískovců skalních měst.....	10
Obrázek 5 - Podzemní systém Poseidon	10
Obrázek 6 - Řez severní částí polické pánve a jeho lokalizace.....	12
Obrázek 7 - Tektonické linie v okolí Teplíc nad Metují.....	14
Obrázek 8 - Kolektory a izolátory s jejich maximálními mocnostmi	16
Obrázek 9 - Hydrogeologické systémy a subsystémy polické pánve.....	21
Obrázek 10 - Metoda konečných diferencí - 2D síť.....	25
Obrázek 11 - Diskretizace - Modflow.....	26
Obrázek 12 - Možnosti výběru elementů při modelování pomocí metody konečných prvků	27
Obrázek 13 - Metoda konečných prvků - funkce N_i	28
Obrázek 14 - Diskretizace prostoru pomocí metody konečných prvků	29
Obrázek 15 - Diskretizace pomocí a) metody sítí, b) metody konečných prvků;	29
Obrázek 16 - Neumannova okrajová podmínka.....	31
Obrázek 17 - Okrajová podmínka 3. typu	31
Obrázek 18 - Hydrogeologická mapa severní části polické pánve.....	33
Obrázek 19 - Okrajové podmínky (varianta A).....	35
Obrázek 20 - Okrajové podmínky (varianta B).....	36
Obrázek 21 - Báze kolektoru A_2	38
Obrázek 22 - Strop kolektoru A_2	38
Obrázek 23 - Geometrie rohového souvrství.....	38
Obrázek 24 - Vztah povrchových výchozů a modelované oblasti	40
Obrázek 25 - Pramen Jezírko	43
Obrázek 26 - Metuje a její přítoky	44

Obrázek 27 - Okrajové podmínky v drenážní zóně (varianta A)	45
Obrázek 28 - Tektonické linie v oblasti modelu	46
Obrázek 29 - Hladina podzemní vody (varianta A)	47
Obrázek 30 - Proudění podzemní vody v okolí pramenů Jezírko a Sokol	48
Obrázek 31 - Izolinie HPV v rohovcovém souvrství (varianta A)	49
Obrázek 32 - Izolinie HPV v rohovcovém souvrství (varianta B)	50
Obrázek 33 - Kontrola vydatnosti pramene Jezírko	51
Obrázek 34 - Porovnání modelované oblasti s rozsahem modelu Jakeše et al. (1996)	53
Obrázek 35 - Hladina kolektoru A ₂ (1996)	54
Obrázek 36 - Piezometrický povrch kolektoru A ₂ (1996)	55
Obrázek 37 - Hydraulická vodivost kolektoru A ₂	56
Obrázek 38 - Plošné rozdělení hydraulické vodivosti v kolektoru A ₂ (1996)	57

Seznam tabulek

Tabulka 1 - Permokarbonské a triasové sedimenty polické pánve.....	5
Tabulka 2 - Stratigrafický a litologický přehled sedimentů perucko-korycanského souvrství	7
Tabulka 3 - Přehled názorů na stratigrafické dělení křídových sedimentů polické pánve	11
Tabulka 4 - Báze a strop rohovcového souvrství ve vrtech severní části polické pánve	37
Tabulka 5 - Čerpání podzemní vody v severní části polické pánve	42
Tabulka 6 - Kontrolní body	52

Seznam použitých zkratk

ASGI - Automatizovaný systém geologických informací

BKK - Bazální křídový komplex

CHKO - Chráněná krajinná oblast

ČKP - Česká křídová pánev

ČGS - Česká geologická služba

GIS - Geografický informační systém

HG - Hydrogeologie

HPV - Hladina podzemní vody

S-JSTK - Systém jednotné trigonometrické sítě katastrální

VAK - Vody a kanalizace

WGS - Světový geodetický systém

1 Úvod

Polická pánev je jednou z geologických struktur křídových sedimentů, které jsou pokládány za důležité zdroje pitné vody v České republice. Na území této pánve v minulosti proběhlo několik hydrogeologických průzkumů. Jako první zde prováděl systematický výzkum profesor O. Hynie na konci 40. let 20. st. Další průzkumy byly uskutečněny v 60., 70. a 80. letech i ve spolupráci s polskými odborníky, protože část tohoto celku se rozkládá v zahraničí.

Polická pánev nebyla jako jediná významná geologická struktura zahrnuta do Hydrogeologické syntézy české křídové pánve zpracované v 90. letech hydrogeology společnosti Aquatest - Stavební geologie. Proto byl v polické pánvi v letech 1992 - 1996 řešen výzkumný úkol Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy, zabývající se optimalizací využívání a ochrany podzemních vod. V rámci tohoto úkolu byl představen i model proudění podzemní vody.

Cílem této diplomové práce je vytvořit model proudění podzemní vody rohovcového souvrství v severní části polické pánve, který je zpracován jako alternativa k výše zmíněnému modelu kolektivu autorů Jakeše et al. (1996) zveřejněného v rámci publikace Polická pánev: Optimalizace využívání a ochrany podzemních vod s ohledem na ostatní složky životního prostředí.

Model Jakeše et al. (1996) byl vytvořen v programu Modflow, v němž jsou úlohy počítány metodou sítí, zatímco v této diplomové práci je použit software Feflow, který řeší úlohy pomocí metody konečných prvků. Rozdíl obou metod je naznačen dále v textu.

Cílem práce není modelovat současný stav proudění podzemní vody v polické pánvi ani provádět praktický hydrogeologický průzkum daného území.

Pro kalibraci modelu byla využita volně dostupná data z Hydrofondu ČR, Českého hydrometeorologického ústavu a České geologické služby.

2 Přírodní poměry polické pánve

2.1 Lokalizace a hydrogeologická rajonizace polické pánve

Polická pánev leží v Broumovském výběžku v severovýchodních Čechách. Rozkládá se na ploše 214 km² a geograficky spadá do Královéhradeckého kraje. V severní části polické pánve se nacházejí Adršpašsko-teplické skály, které byly prohlášeny za Státní přírodní rezervaci.

Z hlediska hydrogeologické rajonizace je polická pánev označována číslem 4110. Rozsah tohoto rajonu je na obrázku č. 1 zvýrazněn červenou barvou, zeleně je naznačen obrys české křídové pánve.



Obrázek 1 - Lokalizace polické a křídové pánve na území ČR
(Hydrogeologický server Českého hydrometeorologického ústavu, 2005)

2.2 Geomorfologie polické pánve

Geomorfologie polické pánve je ovlivněna geologickým vývojem oblasti. Vyvinuly se zde kuesty, denudační zbytky kvádrových pískovců a rozsáhlá skalní města, která vznikla podél puklinových systémů. Zbylá část pánve, která má relativně plošší povrch, je narušena hluboce zaříznutým údolím řeky Metuje, hlavním tokem celé pánve (Krásný et al., 2002).

Většina povrchu polické pánve dosahuje nadmořských výšek 450 až 550 m. n. m. a směrem od severu k jihu a od východu k západu poklesá. V severozápadní a v (jiho)východní části pánve, v Adršpašsko-teplických skalách a také v Broumovských stěnách, se části terénu nachází ve výškách 600 i 800 m. n. m. Na Polském území přechází tyto stěny ve Stolové hory, jejichž vrcholy přesahují 900 m. n. m. Jedná se o nejvyšší nadmořské výšky křídových sedimentů Českého masivu. Nejnižší položené území polické pánve je v okolí Hronova v místě, kde Metuje odtéká z plochy pánve, a to přibližně ve 390 m. n. m. (Krásný et al., 1997).

2.3 Klimatické podmínky území polické pánve

Podnebí Adršpašských a Teplických skal lze podle Kopeckého (2011) přirovnat ke klimatickým podmínkám v horských oblastech. V porovnání s dalším okolím je chladnější. Na území Adršpachu kolísají roční srážkové úhrny od 850 mm do 1000 mm, ve zbytku pánve jsou průměrné hodnoty spadlých srážek nižší (např. cca 770 mm v Polici nad Metují a 720 mm v Hronově). V pískovcových skalních městech panuje tzv. mikroklima, které se vyznačuje klimatickou inverzí a umožňuje setrvání ledu nebo sněhu i v letních obdobích.

3 Geologie polické pánve

3.1 Vznik sedimentačního prostoru

Broumovsko se nachází v české části vnitrosudetské pánve, která se vytvořila na severovýchodě českého masivu po variském vrásnění v období mladších prvohor. Postupným poklesem vznikla tektonickými poruchami omezená deprese. Polická křídová pánev je nejmladším souborem vnitrosudetské pánve a v jejím podloží se vyskytují krystalinické horniny. Ty vystupují na povrch po obvodě a tvoří hřebeny Krkonoš, Sovích hor, Bystřických hor, Orlických hor a klenbu masivu Králického Sněžníku (Kopecký, 2011).

V období trvajícím od spodního karbonu do triasu tvořily výplň pánve suchozemské říční a jezerní sedimenty. Ve svrchní křídě došlo k obnovení tektonické aktivity na variských zlomech a zvýšila se hladina světových oceánů. Depresi zaplavilo mělké moře, ale současně se v ní ukládaly suchozemské sedimenty, které byly přinášeny vodními toky a tvořily písčité lavice. Z tohoto období pochází tři hlavní vrstvy pískovců - glaukonitické, živcové a křemenné. Mocnosti těchto pískovcových vrstev se pohybují mezi 30 a 100 m a jsou mezi sebou odděleny prachovci, písčitymi vápenci, slínovci a místy rohovci. Důkazem, že se jedná o mořské sedimenty, jsou paleontologické nálezy mořských mlžů, amonitů, jehlic mořských hub, ježovek nebo zrněk zeleného minerálu glaukonitu. Mělké moře v oblasti setrvalo přibližně 9 milionů let - od svrchního cenomanu po období koniaku (Kopecký, 2011).

Později (v třetihorách) se opět významně obnovila tektonická aktivita. Probíhalo alpské vrásnění. Svrchnokřídové vrstvy byly mírně zdeformovány a rozpukány. Tím vznikly izolované kry oddělené geologickými zlomy, podél nichž byly vyzdvihnuty nebo zaklesnuty. Území se stalo trvalou souší a podléhalo erozi, kterou ještě umocnila chladná podnebí glaciálů. Masiv byl rozrušován, vznikala kamenná moře, tvořily se suťové kužely a kamenito-hlinité půdy. Jemné částice byly odváty a usadily se jako spraše. Tektonická aktivita zvýšila výmolvou činnost řek a potoků, v jejímž důsledku byla vyhloubena údolí i napříč hřbety kuest (Kopecký, 2011).

3.2 Podloží a nadloží křídových sedimentů

Polickou pánví bývá často označována křídová výplň centrální části asymetrické vnitrosudetské (dolnoslezské) pánve o maximálních mocnostech 450-500 m, ale tvoří ji i horniny karbonského, permského a triasového stáří. V případě permokarbonských hornin v podloží křídý se jedná o až 3000 m mocný sled klastických sedimentů a vulkanitů stáří namur C až svrchní perm. Triasové horniny se na většině území polické pánve vyskytují v přímém podloží křídových sedimentů. Výjimkou jsou permské sedimenty nacházející se na jih od linie Stárkov - Vápenka - Bezděkov - Bělý na JJZ pánve. Maximální mocnost triasových sedimentů se pohybuje kolem 150 m. Stratigrafický přehled permokarbonských a triasových hornin zobrazuje tabulka č. 1, zpracovaná na základě textu Krásného et al. (2002).

Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny hlavně vápnotílovitými deluviálními hlínami o mocnostech 1-2 m, do hloubky přechází ve vápnotílovitá eluvia křídových hornin. Náplavy řeky Metuje a jejích přítoků dosahují mocnosti 5 m. Na úpatí svahů pískovcových skalních měst vznikly hlinitokamenité nebo písčítokamenité sutě (Krásný et al., 2002).

Na dnech kaňonů některých stagnujících potoků (např. ve Vlčí rokli) i v depresích mezi skalami se v nejmladším geologickém období vytvořila rašeliniště. Dále se v oblasti nachází slatiny. Slatiny jsou oproti rašelinám méně kyselé, protože obsahují vápnitou složku v důsledku rozvětrání pískovců s příměsí karbonátů. Tyto biochemické a organické uloženiny jsou důležité pro výzkum kvartéru, protože na ně lze uplatnit např. radiometrické metody zjišťování stáří pomocí uhlíku ^{14}C (Kopecký, 2011).

Tabulka 1 - Permokarbonské a triasové sedimenty polické pánve

Souvrství	Stáří	Litologie	Poznámka
Bohdašínské souvrství	Trias	Pískovce, polymiktní slepence s valouny do 10 cm (ortoruly, křemene, slepence, pískovce)	Pískovce mohou být pestře zbarvené, červenavě laminované, kaolinické, s příměsí zrn živců, živcové (arkózové), s příměsí valounků křemene do několika cm. Cykly se do nadloží zjemňují, jsou oddělené ostrými erozivními hranicemi. Mocnosti souvrství narůstají od JJZ k SSV až k 150 m.
Bohuslavické souvrství	Svrchní perm	Dolomitické arkózy, pískovce	Jedná se o nejmladší permokarbonské souvrství, jehož mocnost kolísá mezi 100 a 120 m.
Trutnovské souvrství	Saxon	Aleuopelity, pískovce, na bázi slepence a brekie	Leží diskordantně na svém podloží, jeho mocnost dosahuje 200-240 m.
Broumovské souvrství	Autun	Bazální část: komplex vulkanitů (Ignimbrity, ryolity, melafyry a tufy), podřízeně aleuopelity a pískovce; Mladší část: aleuopelity, pískovce	Vulkanity tvoří hřbet Javořích hor, které se nachází při česko-polské hranici. V pískovcích se vyskytují obzory vápenců. Tyto sedimenty tvoří povrch broumovské kotliny.
Odolovské a chvalečské souvrství	Vestfál D - Stefan B; Stefan C - Autun	Aleuopelity (místo se slojemi), pískovce, slepence, arkózy	Klastické sedimenty proměnlivé zrnitosti jsou z části cyklicky uspořádané. Svrchní části chvalečského souvrství obsahují polohy vápenců. Žaltmanské arkózy vytváří výrazný hřbet SZ-JV směru.
Žacléřské souvrství	Namur C - Westfál C	Klastika proměnlivé zrnitosti	Souvislý výstup hornin tohoto souvrství leží v úzkém pruhu poblíž hronovsko-poříčského zlomu. V šedých aleuopelitech se vyskytují i uhelné sloje. V okolí Žacléře se nachází polohy ryolitových tufů a melafyrů.

3.3 Křídové sedimenty

Krásný et al. (1997) uvádějí, že z období křídy se v polické pánvi zachovaly marinní sedimenty cenomanského až svrchnoturonského stáří, tj. perucko-korycanského až teplického souvrství. Mladší sedimenty podlehly erozi.

Krásný et al. (2002) rozdělují křídové sedimenty polické pánve do tří větších celků. Nejstarší skupina se nazývá perucko-korycanské souvrství. Jedná se o marinní sedimenty a náleží do něj tři hydrogeologická tělesa.

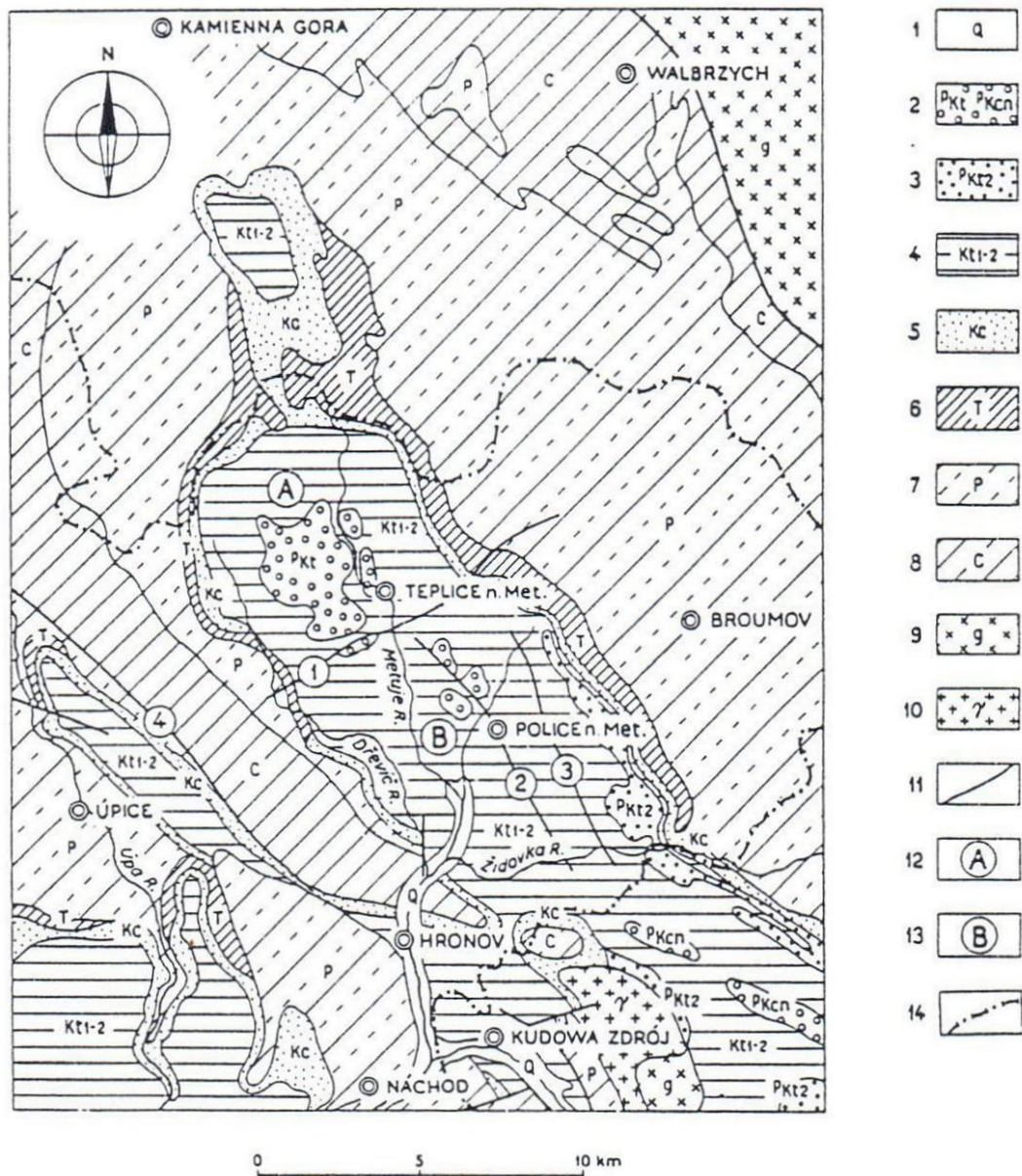
Nejspodnější jednotkou perucko-korycanského souvrství, a tedy bází křídy v polické pánvi, je psamitické souvrství (A_1). Tvoří ho převážně jemnozrné až hrubozrné pískovce o mocnosti 25-40 m s místními výskyty bazálních písčitých slepenců. Nad ním leží prachovcové souvrství (A_1/A_2), ve kterém převažují jemně písčité, silně prachovité jílovce až prachovce. Jejich mocnosti kolísají od 6-8 m do 12-14 m. Pro hydrogeologický model je nejdůležitější litologickou jednotkou rohovcové souvrství (A_2). Sedimenty, které v rohovcovém souvrství převládají, mají makroskopicky opukový ráz, aleuropsamitickou strukturu a žlutou až šedožlutou barvu. Pokud obsahují větší příměs glaukonitu, jsou zelenožluté. Základní horninou rohovcového souvrství je prachovito-písčité silicit, jenž může místy přecházet v silicifikovaný pískovec. Lze jej nazvat spongolitem, ale označení tohoto základního litotypu se u různých autorů liší. Mocnost rohovcového souvrství má tendenci narůstat směrem z JJV k SZ od 5-6 m do 15 m (Krásný et al., 1997).

Jednotlivá souvrství jsou označena velkými písmeny podle svojí hydrogeologické funkce, která je podrobněji vysvětlena v kapitole č. 4.2 - Hydrogeologická tělesa polické pánve. Stratigrafický a litologický přehled perucko-korycanského souvrství sestavený na základě publikace Krásného et al. (2002) je zobrazen v tabulce č. 2. Prostorové rozložení sedimentů polické pánve a jejího okolí znázorňuje geologická mapa na obr. č. 2.

Do druhého celku křídových sedimentů patří skupina bělohorského (A/C), jizerského (C (C_1 , C_1/C_2 , Cd , Cv)) a spodní části teplického souvrství (C/D). Na bázi tohoto komplexu se nachází 0,1-0,6 m mocný horizont, který je ostře uložen na rohovcovém souvrství. Jedná se o žlutavý až šedozelený, silně bioturbovaný, vápnný, silně glaukonitický jílovec (až slínovec) až glaukonitovec s fosfátovými konkréciemi a koprolyty (Krásný et al., 2002).

Tabulka 2 - Stratigrafický a litologický přehled sedimentů perucko-korycanského souvrství

Souvrství	Popis
<p>Rohovcové souvrství A₂</p> <p>Mocnost: Od 5-6 m do 15 m</p>	<p>Dominujícím litotypem je prachovito-písčítý silicit (spongolit) s makroskopicky opukovým rázem, aleuropsamitickou strukturou a žlutou až šedožlutou nebo zelenožlutou barvou. Podřízeně přechází v silicifikovaný pískovec.</p> <p>Hornina obsahuje jen 15-35% terigenní složky - (hlavně křemene, méně živce) - v siltové až psamitické frakci. Většinu tvoří jemnozrnný agregát autigenní křemité hmoty, ve kterém jsou v kolísavém množství (až 30 %) jehlice křemitých hub.</p> <p>S podložním souvrstvím jsou sedimenty spjaty litologickým přechodem, od nadloží jsou odděleny ostře.</p> <p>Uvnitř souvrství se nachází několik glaukonitických poloh, které někdy obsahují i fosfáty. Mocnosti těchto poloh jsou v řádu decimetrů a mají ostré spodní kontakty.</p>
<p>Prachovcové souvrství A₁/A₂</p> <p>Mocnost: Od 6-8 m do 12-14 m</p>	<p>Na bázi se nachází poloha nazelenale šedého, vápnitójílovitého glaukonitického pískovce až vápnitého prachovito-písčitého jílovce s drobnými fosfátovými konkracemi, místy s koprolyty a hojnou faunou (např. ústřicemi).</p> <p>Přechod glaukonitické polohy do nadloží je ostře nebo litologicky rychle oddělen do pevných šedých, slabě šmouhovaných, jemně písčítých, silně prachovitých jílovců až prachovců. Obsahy CaCO₃ kolísají od 5 do 20%.</p> <p>Glaukonit a jemný muskovit jsou v těchto sedimentárních horninách akcesoriemi. Ve svrchní části souvrství byla zjištěna 1-3 dm mocná glaukonitická poloha.</p>
<p>Psamitické souvrství A₁</p> <p>Mocnost: 20-50 m, (převážně 25-40 m)</p>	<p>Dominujícím litotypem jsou šedé, šmouhované až čočkovitě laminární pískovce s bioturbačními texturami, které bývají nazývány fukoidovými pískovci.</p> <p>Mají jílovitou základní hmotou, často vápnitou příměs, někdy jsou popisovány jako vápnité, protože obsahují od několika procent do 12-15% CaCO₃. Zrnitostně bývají zastoupeny v celé škále.</p> <p>Méně zastoupenými litotypy jsou bělavé až světle šedožlutavé, lépe vytříděné, středně až hrubě zrnité křemenné pískovce se světlou (kaolinitickou) příměsí, s řídkými bioturbačními texturami, které jsou místy šikmo zvrstvené a často silněji silicifikované. Dále se objevují jílovité polohy a písčité slepence decimetrových mocností s křemennými valouny - hlavně na bázi souvrství.</p> <p>Ve všech typech pískovců se běžně nachází zrna kaolinizovaných živců.</p> <p>V jílovitých pískovcích se ve vyšších obsazích objevuje glaukonit.</p>



Legenda: 1 - kvartérní fluviální sedimenty, 2 - střední až svrchní turon, částečně coniak (jizerské až teplické souvrství) převážně v pískovcovém vývoji, 3 - střední turon (jizerské souvrství) v pískovcovém vývoji, 4 - spodní až střední turon (bělohorské až jizerské souvrství) ve slínovcovém vývoji, 5 - cenoman (korycanské vrstvy) převážně v pískovcovém vývoji, 6 - trias, 7 - perm, 8 - karbon, 9 - granitoidy, 10 - metamorfity, 11 - významné tektonické poruchy: 1 - skalský zlom, 2 - polický zlom, 3 - bělský zlom, 4 - hronovsko-poříčská porucha, 12 - severní zvodněný systém polické pánve (A), 13 - jižní zvodněný systém polické pánve (B), 14 - státní hranice mezi ČR a Polskem

Obrázek 2 - Geologické schéma polické pánve
(Krásný et al., 1997)

V celém komplexu o mocnosti 240-280 m mezi stropem rohovcového souvrství a bází nejmladších pískovců skalních měst převažují slínovce až vápnité jílovce (A/C, C/D) s kolísavým obsahem prachovito-písčité složky a CaCO_3 (Krásný et al., 1996).

V textu Krásného et al. (2002) jsou dále uvedena dvě tělesa označovaná C_1 a C_2 , která jsou oddělena slínovci (C_1/C_2). V jihovýchodní části pánve je tvoří středně až hrubě zrnité živcové pískovce Broumovských (Polických) stěn.

Krásný et al. (2002) dále uvádějí těleso hrubě lavicovitých, jemně až středně zrnitých, jílovitých, často vápnitých pískovců. Jedná se o sedimenty, které jsou nazývány distální facií (Cd). V některých polohách jsou tyto pískovce silně bioturbované. Také mají vyšší obsah živcových zrn. Další odlišenou litologickou jednotkou komplexu je sekvence slínovců se zvýšenými průměrnými obsahy uhličitanu vápenatého. Místy přechází do vápenců s hojnými konkracemi biomikritických vápenců. Tato facie je považována za možný kolektor s označením Cv.

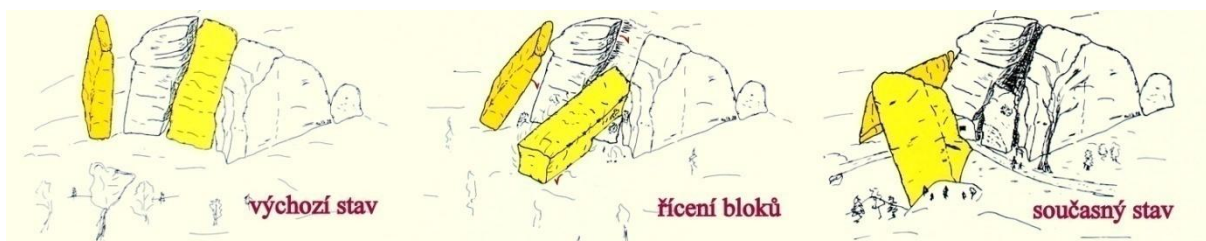
Výše zmíněná sekvence slínovců, která je někdy označována jako karbonátové souvrství, začíná obvykle 60-70 m (v adršpašské synklinále) nebo 75-96 m (ve žďárské synklinále) nad stropem rohovcového souvrství a bývá 35-50 m mocná (Krásný et al., 1997).

Třetím a nejmladším celkem křídových hornin je svrchní část teplického souvrství (D). Tyto kvádrové a obvykle hrubozrnné pískovce jsou zachovány jako denudační relikt. Tvoří skalní města u Adršpachu a Teplic nad Metují, vrcholové partie Hejdy, Ostaše, Klučku, v Polsku Szczelince a dalších. V největší ploše i mocnosti (150-180 m) se tyto pískovce zachovaly v Adršpašsko-teplických skalách (Krásný et al., 1996).

Vývoj stratigrafických názorů různých autorů na křídové období v oblasti polické pánve je naznačen v tabulce č. 3. zpracované podle Krásného et al. (2002).

Skalní města tvořená sedimenty teplického souvrství patří mezi turisticky oblíbené lokality. Skály podlehly erozi a byly vytvářeny do rozmanitých podob. Bloky hornin se vlivem gravitace překlápely a napadaly do údolí.

Příklad skalního řízení v Adršpašských skalách je načrtnut na obrázku č. 3. Jedná se o rekonstrukci vzniku skalní brány vzniklé pádem bloku o hmotnosti cca 2000 tun (CHKO Broumovsko, 2015).

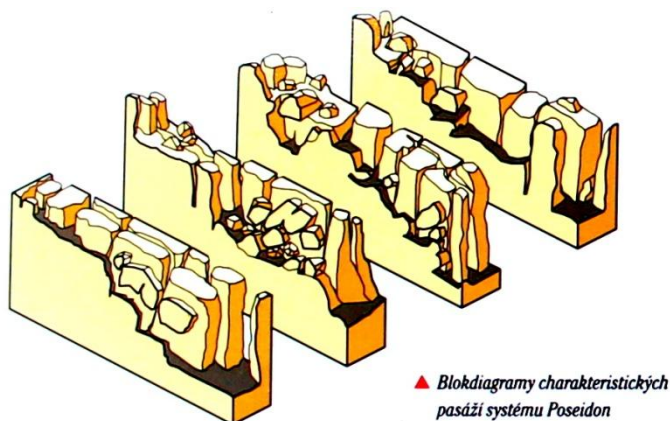


Obrázek 3 - Skalní řícení
(CHKO Broumovsko, 2015)

Kvádrové pískovce kolektoru D jsou podle Krásného et al. (2002) téměř výhradně křemenné (s malým zastoupením jílovité matrix do 5%). Obsahují kaolinizované živce od 0,5 do 3-4% a úlomky nestabilních hornin do 3%. Jsou lavicovitě uloženy. Ve většině poloh mají hrubé šikmé zvrstvení (viz obrázek č. 4). Méně obvyklé bývají polohy s masivní texturou. Hrubozrnné pískovce převládají nad středně zrnitými.



Obrázek 4 - Šikmé zvrstvení
pískovců skalních měst
(vlastní fotografie)



Obrázek 5 - Podzemní systém Poseidon
(CHKO Broumovsko, 2015)

Další geologickou zajímavostí hornin Adršpašsko-teplického skalního města je nejdelší evropský systém podzemních prostor v pískovcích. Celková délka průlezných „chodeb“ je odhadnuta v propagačních materiálech naučné stezky CHKO Broumovsko (2015) na nejméně 27,5 km. Tento labyrint puklin a propastí (viz obrázek č. 5) vznikl zvětráním mořských sedimentů z období před 95-85 miliony let.

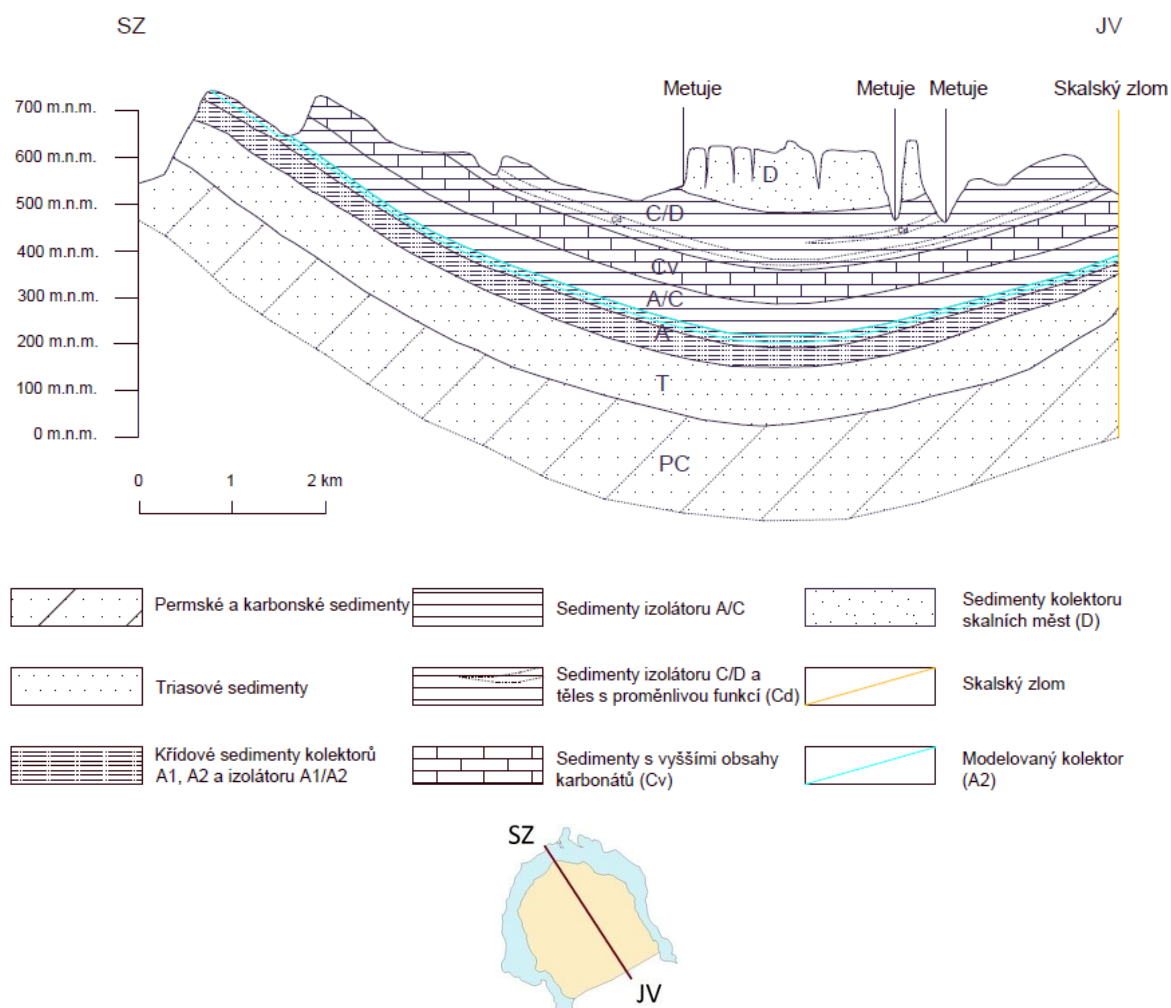
Tabulka 3 - Přehled názorů na stratigrafické dělení křídových sedimentů polické pánve
(Krásný et al., 2002)

		Petrascheck, Dathe-Petrascheck	Zahálka	Hynie	Dvořák	Klein	Tásler et al.	Vejlupek et al.	Čech- Valečka		
		1912,1913, 1934	1921	1949	1955, 1968	1959, 1961	1983	1987	1996		
Cenioman	Carinata Z.	Cenomanquader	Co 1a	II Id Iabc	I-II	Cenioman	II	Korycan- ské vrstvy	Korycan- ské vrstvy		
	Plenus Z.	Pläner u. Plänersandstein (ku)	co 1β	IIIa		Spodní turon	III spodní			IIIa	Bělohorské s.
	Labiatus Z.	Unterturoner Plänermergel (ku)	co 2a	IIIb		III svrchní	IIIb+I V			Bělohorské s.	
Turon	Brogniarti Z.	Mittelturoner Sandstein (Zwischen- sandstein) (ka)	co 2β	IV	IV	Střední turon	IV	Střední turon	Spodní část teplického souvrvství a jizerské souvrvství		
	Scaphiten Z.	Oberturoner (Oberer) Pläner (ki)								IXa VIII V-VII	V- VII
	Cuvieri Zone	Heuscheuer- Quader (ks)	co 3	IXb	IX	? Coniak	? Coniak	IX		Svrchní turon	Březen- ské s.

3.4 Strukturní geologie sedimentů polické pánve

Polická pánev, denudační relikv původně spojitěho sedimentačního prostoru české křídové pánve, náleží společně s např. vysokomýtskou, ústeckou nebo kyšperskou synklinálou do tzv. východočeských vrásových struktur. Dané území je v tomto smyslu také synklinálou, ale termín polická křídová pánev, zavedený prof. Hyniem, se používá častěji. Má rysy oboustranné brachysynklinály s dílčími antiklinálami a synklinálami nižšího řádu (Krásný et al., 1997).

Nákres geologického prostředí severní části polické pánve (viz obr. č. 6) byl vytvořen v softwaru Bricscad podle geologických řezů Čecha a Valečky přiložených k publikaci kolektivu autorů Krásného et al. (2002). Řez je orientován v SZ-JV směru.

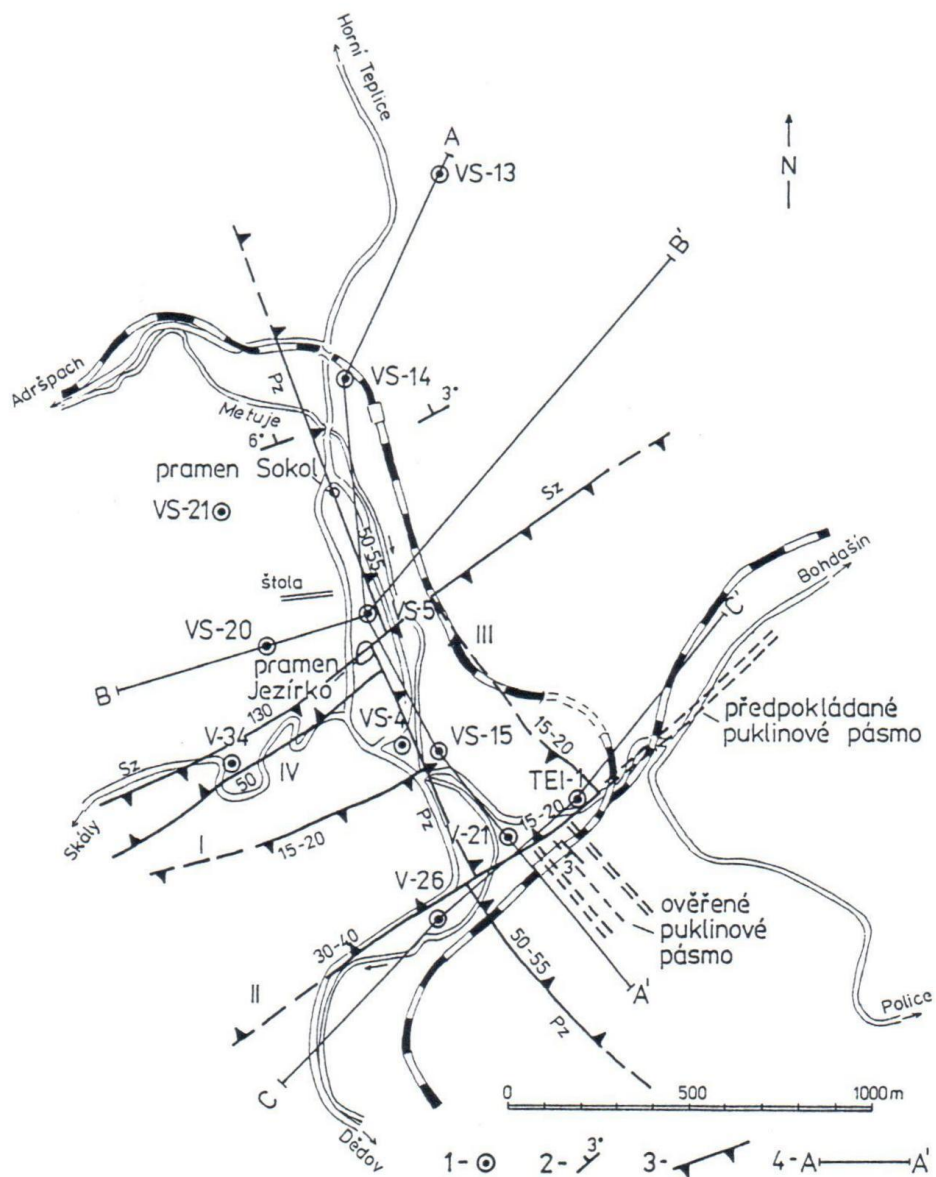


Obrázek 6 - Řez severní částí polické pánve a jeho lokalizace

Pro hydrogeologické účely je zajímavá a důležitá role tektonických linií, jež se v pánvi nachází. Jednou z nich je polický zlom, který je tvořen minimálně 60 m širokým poruchovým pásmem alespoň dvou paralelních zlomů SZ-JV směru. Jihozápadně od Police nad Metují dosahuje výškový skok podél tohoto zlomu až 100 m. Směrem na SZ se výška skoku polického zlomu snižuje, v okolí Teplic nad Metují se jedná o 50-55 m. Polický zlom pokračuje přes skalský zlom k SZ, oba se kříží v osní části pánve v údolí Metuje. Při jižní straně skalského zlomu se nachází zhruba 700 m široké složité poruchové pásmo, které je rovnoběžné jak se skalským, tak s polickým zlomem. Výškové skoky podél těchto zlomů dosahují až 50 m. U nejvíce zakleslé kry ohraničené skalským a jeho nejbližším paralelním zlomem je výškový rozdíl 130 m. Další dva paralelní zlomy porušující křídlo adršpašské brachysynklinály se vyskytují severovýchodně od Teplic nad Metují a vytváří 25 m vysoký skok (Krásný et al., 1996).

Jihovýchodní křídlo jižní části polické brachysynklinární struktury porušuje Bělský zlom. Za zmínku stojí i zlom Klučku, který ubíhá v ZSZ-VJV směru. Podle této poruchy poklesla SSV kra s kvádrovými pískovci D o 40-50 m (Krásný et al., 1997).

Hlavní tektonické linie jsou označeny v geologické mapě polické pánve číslicemi v kroužcích na obr. č. 2, jejich pokračování v blízkém okolí Teplic nad Metují je načrtnuto na obr. č. 7.



Legenda: 1 - hydrogeologický vrt, 2 - směr a sklon vrstev, 3 - zlom, 4 - linie geologických řezů

Obrázek 7 - Tektonické linie v okolí Teplic nad Metují
(Krásný et al., 1997)

4 Hydrogeologie polické pánve

4.1 Dosavadní hydrogeologické průzkumy v oblasti

Polická pánev patří podle Krásného et al. (2002) k nejintenzivněji prozkoumávaným územím české křídové tabule. První systematickou studii polické pánve se zabýval O. Hynie (1949a, 1949b). Vrtné práce se v této době soustředily jen do jižní části pánve. Další rozsáhlý výzkum proběhl v průběhu let 1961 až 1966 (Vrba, 1971). V té době byly vyhloubeny další vrty, které byly rozmístěny v celém rozsahu pánve, což potvrdilo a rozšířilo představy o regionálním proudění a významu hlavních tektonických linií. Později bylo M. Svobodou (1972) stanoveno využitelné množství podzemních vod na základě analýzy odtokových poměrů. Na počátku 70. let se vrtné práce orientovaly na provedení dlouhodobé skupinové čerpací zkoušky, vyhodnocené Kněžkem (1975), na základě jejíchž výsledků byly schváleny přírodní zásoby podzemní vody ve výši $1280 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$, z toho $640 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ využitelného množství v kategorii C₂. Od 70. let působila v oblasti skupina složená z českých a polských expertů. V letech 1986 až 1990 byl uskutečněn podrobný hydrogeologický průzkum severní části polické pánve, za účelem převedení zásob podzemní vody do kategorie B.

V období let 1992 až 1993 byla v prostoru Teplic nad Metují na pravém svahu údolí Metuje vyhloubena 124 m dlouhá štola určená k realizaci záměru jímání kvalitních podzemních vod rohovcového souvrství pro výrobu balené a kojenecké vody. Ze štoly byly vyraženy čtyři šikmé a jeden svislý vrt. Tyto objekty mají označení T-1 až T-5 (Krásný et al., 1997).

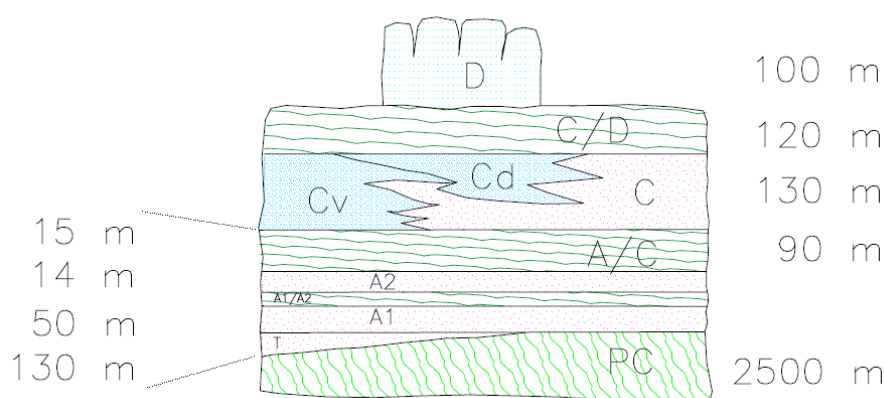
Od roku 1992 probíhal v polické pánvi výzkum Přírodovědecké fakulty UK a v návaznosti na tento úkol byl podán návrh změn pásem hygienické ochrany (Krásný et al., 2002).

V současnosti probíhá v oblasti monitoring a data jsou majetkem ministerstva životního prostředí (Kněžek, 2014 - ústní sdělení).

Výše zmíněný výzkum je součástí mezinárodního projektu. Kopecký (2011) uvádí, že oblast Adršpašska je zahrnuta do dílčího úkolu česko-polského monitoringu vod pod označením Krzeseszów - Adršpach.

4.2 Hydrogeologická tělesa polické pánve

Hydrogeologické kolektory nebo tělesa s proměnlivou funkcí jsou pojmenovány velkými písmeny A až D - viz obr. č. 8, který byl překreslen podle Krásného et al. (2012). Lomítko v názvu tělesa mezi písmeny znamená, že se jedná o hydrogeologicky méně propustné prostředí vůči svému podloží a nadloží. Toto značení bylo zavedeno v dílčích zprávách výzkumného úkolu přírodovědeckého fakulty a navazuje na principy dokumentace hydrogeologických těles české křídové tabule (Krásný et al., 1997).



Obrázek 8 - Kolektory a izolátory s jejich maximálními mocnostmi

Bazální křídový komplex (BKK), který je rozšířen v celé ploše pánve, není litologicky jednotný a jeho propustnost i transmisivita se územně liší. Zahrnuje hydraulicky vodivější polohy korycanského souvrství (A_1 , A_2) a triasové sedimenty (T). V některých zónách nelze vyloučit jeho souvislost s permokarbonskými sedimenty (PC). Horní hranici bazálního křídového komplexu tvoří téměř vždy strop rohovcového souvrství A_2 . Spodní hranicí bývá báze triasových hornin nebo báze psamitického souvrství A_1 - tedy báze křídových hornin. Dalším kolektorem je pískovcový kolektor jizerského souvrství (C). Kolektor C se nachází v území pískovců Broumovských stěn a vytváří tzv. proximální facii - dvě tělesa sledující východní okraj pánve (spodní C_1 a svrchní C_2), která do centra pánve přechází do tzv. distální facie Cd. V rámci kolektoru C jsou zvláště vymezeny také slínovce s vysokým obsahem uhličitánu vápenatého a označeny Cv. Kolektorem D je nazván pískovcový komplex svrchní části teplického souvrství. Nejvíce je rozšířen v Adršpašsko-teplických skalách, objevují se v něm často pravidelné puklinové systémy a vyvěrá z něj řada pramenů (Krásný et al., 1996).

Mezi jednotlivými kolektory se nachází izolační polohy a izolační komplexy různých mocností. Jejich vlastnosti se liší a mezi jednotlivými kolektory dochází podle Krásného et al. (1996) k vertikálnímu přetékání.

4.3 Hydrogeologické vlastnosti prostředí polické pánve

V sedimentech polické pánve převažuje puklinová porozita, v jejímž důsledku se prostředí vyznačuje určitou nehomogenitou a anizotropií. Horniny kolektorů mají tzv. dvojnou porozitu. Tvoří ji jednak spojitý systém puklin, který umožňuje relativně rychlé proudění podzemní vody, ale také horninové bloky, jež jsou odděleny puklinami regionálního významu. Je pro ně charakteristická porozita průlinová s (mikro)puklinovým systémem nižšího řádu (Krásný et al., 2002).

Krásný et al. (2002) dále uvádějí, že tělesa, která regionálně působí jako kolektory, se mohou vyznačovat nízkými propustnostmi a naopak tělesa s izolační funkcí (v regionálním měřítku) bývají v určitých místech propustnější než jejich okolí. To platí např. pro slínité komplexy A/C a C/D, které jsou v oblasti výskytu těles Cv a Cd propustnější.

Vertikální komunikaci mezi kolektory umožňují také zlomy a poruchové zóny. Ty mají z hlediska hydrogeologie dvojí funkci. První z nich je úplné nebo částečné oddělení kolektorů v důsledku vertikálního posunu hornin podél zlomu. Toto přerušování spojitosti ale nemusí zasáhnout všechny kolektory. Druhou vlastností zlomů a zlomových pásem je skutečnost, že se podél nich nachází široké zóny zvětšené hydraulické vodivosti hornin, které vznikly porušením hornin následkem jejich vertikálních pohybů. Tyto zóny tvoří preferenční zóny pohybu podzemní vody ve směru poklesu piezometrického napětí, ale nemusí bránit pohybu vody v jiných směrech - např. napříč zlomem (Krásný et al., 1996).

Pravděpodobně nejvíce tektonicky postiženým územím celé pánve je oblast Teplic nad Metují, kde se kříží polický a skalský zlom. Vznikly zde čtyři hlavní různě zapadlé kry. Skalský zlom, který probíhá příčně vůči ose polické pánve, ji rozděluje na dva samostatné tektonické i zvodněné systémy - severní a jižní (Krásný et al., 2002).

Skrz skalský zlom, zlomové pásmo tvořící hranici mezi severním a jižním systémem, není možné vyloučit přetékání velmi malého množství podzemní vody ze severního systému do jižního. K tomuto odtékání podzemní vody ze severního systému by docházelo hlavně v hlubších kolektorech A₁ a T. Nicméně přítokovou zkouškou, která byla provedena v oblasti Teplic nad Metují v roce 1994, nebyla prokázána hydraulická souvislost obou zvodněných systémů (Krásný et al., 2002).

4.4 Hydrogeologické systémy a subsystémy polické pánve

4.4.1 Severní zvodněný systém (1)

Severní zvodněný systém je tvořen převážně bazálním křídovým komplexem (BKK = A₂, A₁ + T), který se vyskytuje v celém systému. Pro kolektory BKK severního zvodněného komplexu je charakteristické regionální proudění ze všech infiltračních oblastí ze západního, severního a východního okraje pánve do zóny regionální drenáže v Teplicích nad Metují (Krásný et al., 2002).

Na okrajích pánve, kde jsou infiltrační území vyzdvižená, může docházet k tzv. stoku (rychlému proudění podzemní vody) při bázi jednotlivých kolektorů nebo ke vzniku zavěšených zvodní. Následkem tohoto jevu se v infiltračních územích nemusí tvořit zvodně velkých mocností (Krásný et al., 2002).

Řídicím kolektorem severního systému polické pánve je rohovcové souvrství (A₂). Tento kolektor je v důsledku vysokých hodnot transmisivity považován za nejlépe propustný a byla u něj prokázána regionální hydraulická spojitost. Psamitické souvrství A₁ a triasové bohdašínské souvrství v jeho podloží tvoří infiltrační oblasti lemující okraje pánve, kde se nachází výchozy těchto kolektorů. V centrální části pánve je bazální křídový komplex překryt bělohorským a jizerským souvrstvím, v některých místech také spodními částmi teplického souvrství s převážně izolační funkcí. Jedná se o tělesa A/C a C/D. V jejich nadloží je vymezen zvodněný subsystém skalních měst, u nějž se předpokládá hydraulická samostatnost vůči ostatním částem severního zvodněného systému. Stejně tak není uvažována spojitost bazálního komplexu s nadložními tělesy jizerského souvrství. Jen tělesa Cd a Cv jsou považována za kolektory s lokálním prouděním na nevelké vzdálenosti, které jsou odvodňovány do nejbližších toků. Lokální proudění v jizerském souvrství se může objevovat také v místech zvětrání a rozpukání v blízkosti zemského povrchu (Krásný et al., 2002).

Přírodní odvodnění severního zvodněného systému v Teplicích nad Metují zajišťuje, jak uvádějí Krásný et al. (2002), méně než 2 km dlouhý úsek podél řeky Metuje. Jedná se o přírny vody do řeky Metuje a o prameny Jezírko a Sokol, největší prameny polické pánve. Jejich vydatnosti byly odhadnuty na 75 L·s⁻¹ (v případě pramenu Jezírko) a 35 L·s⁻¹ (u pramene Sokol). Přírodní drenáž je podporována využíváním podzemních vod v této oblasti.

4.4.1.1 Jímací objekty severního zvodněného systému

Realizaci velkých odběrů podzemní vody ze severního systému umožňuje již zmíněná vysoká až velmi vysoká transmisivita kolektorů A_2 i příznivé hydraulické vlastnosti zbylých kolektorů BKK. Limitem pro čerpání vody z této oblasti nejsou hodnoty propustnosti kolektorů, ale velikost přírodních zdrojů podzemních vod (Krásný et al., 1997).

V severní části polické pánve se nachází několik jímacích území. Prvním je Horní Adršpach (vrt VS-1), dalšími jsou Zdoňov (vrt VS-2) a Teplice nad Metují (vrty VS-5, VS-13, VS-15 a zachycený pramen Sokol). Vrt VS-15 jako jediný z výše uvedených nenáleží severnímu zvodněnému systému, ale jižnímu systému a byl vyhlouben jižně od skalského zlomu. Na obrázku č. 7 jsou načrtnuty pozice vrtů a pramenů v okolí Teplic nad Metují.

4.4.1.1.1 Jímací území Horní Adršpach a Zdoňov

Majitelem, správcem i provozovatelem adršpašského vrtu VS-1 je akciová společnost Vodovody a kanalizace Náchod. Tento 210 m hluboký objekt z roku 1962 je situován v dolní části pravého údolního svahu Adršpašského potoka, pod železniční tratí. Za období 1983 - 1996 byla hodnota dlouhodobého průměrného odběru z tohoto vrtu $1,19 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Využitelná vydatnost vrtu byla stanovena do cca $5 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Voda z vrtu VS-1 je měkká, neutrální reakce a Ca-Mg-HCO₃ typu (Krásný et al., 1997).

320 m hluboký vrt VS-2 (podobně jako vrt VS-1) náleží akciové společnosti VAK Náchod. Nachází se na okraji obce Zdoňov na pravém břehu Zdoňovského potoka mezi potokem a silnicí. Byl zhotoven v roce 1962. S vrtem VS-1 má společnou i relativně nízkou hodnotu dlouhodobého průměrného odběru (za období 1983 - 1996) a to $2,05 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Nicméně možnosti využití vrtu jsou vyšší ($10-15 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$). Voda z tohoto vrtu je tvrdá, slabě alkalické reakce a Ca-HCO₃ až Ca-HCO₃-SO₄ typu. Vzhledem k propojení kolektorů je mineralizace vody závislá na čerpaném množství (Krásný et al., 1997).

4.4.1.1.2 Jímací území Teplice nad Metují

Kromě výše zmíněných vrtů VS-5, VS-13, VS-15 a zachyceného pramene Sokol se v Teplicích nad Metují nachází štola (vyhloubená v letech 1992 až 1993) a pramen Jezírko. Čerpaná voda podle Krásného et al. (1997) splňuje kritéria normy pro pitnou vodu. Jakost vody závisí na čerpaném

množství (snížení hladiny) a vody z různých objektů se liší tvrdostí i chemismem. Z hlediska jakosti je teplická jímací oblast kvalitní, ale ohrožená znečištěním. Mezi hlavní rizika patří kontaminace vod kolektoru A₂ vodami kvartérního kolektoru v důsledku propojení pomocí tektonicky porušených zón nebo nedostatečným těsněním vrtů, znečištěním sídlištními vodami a zemědělskou činností. Bližší údaje o čerpání z vrtů v teplické jímací oblasti jsou uvedeny v kapitole 6.2.3.

Balená voda značky Toma Natura je čerpána v Teplicích nad Metují z hloubky 70-75 m. Využívají se 4 vrty vyražené z výše zmíněné štoly, která byla vyhloubena v letech 1992 až 1993. Zvodeň má sice artézský přetlak, ale přesto je nutno ji čerpat, protože je do stáčirny vedena potrubím přes různé terénní překážky. Z hlediska kvality se jedná o dobrý zdroj pitné vody, a proto není potřeba vodu dále upravovat. Při čerpání z větší hloubky by se ve vodě objevoval zákal způsobený nadměrnými koncentracemi železa, v případě odběru z mělčích vrstev by naopak hrozil zvýšený obsah dusičnanů pocházejících ze zemědělské činnosti. Proti nečekanému znečištění z povrchu je štola chráněna cca 50 m zeminy v nadloží (Matyšek, 2015 - online).

4.4.2 Subsystem skalních měst (1a)

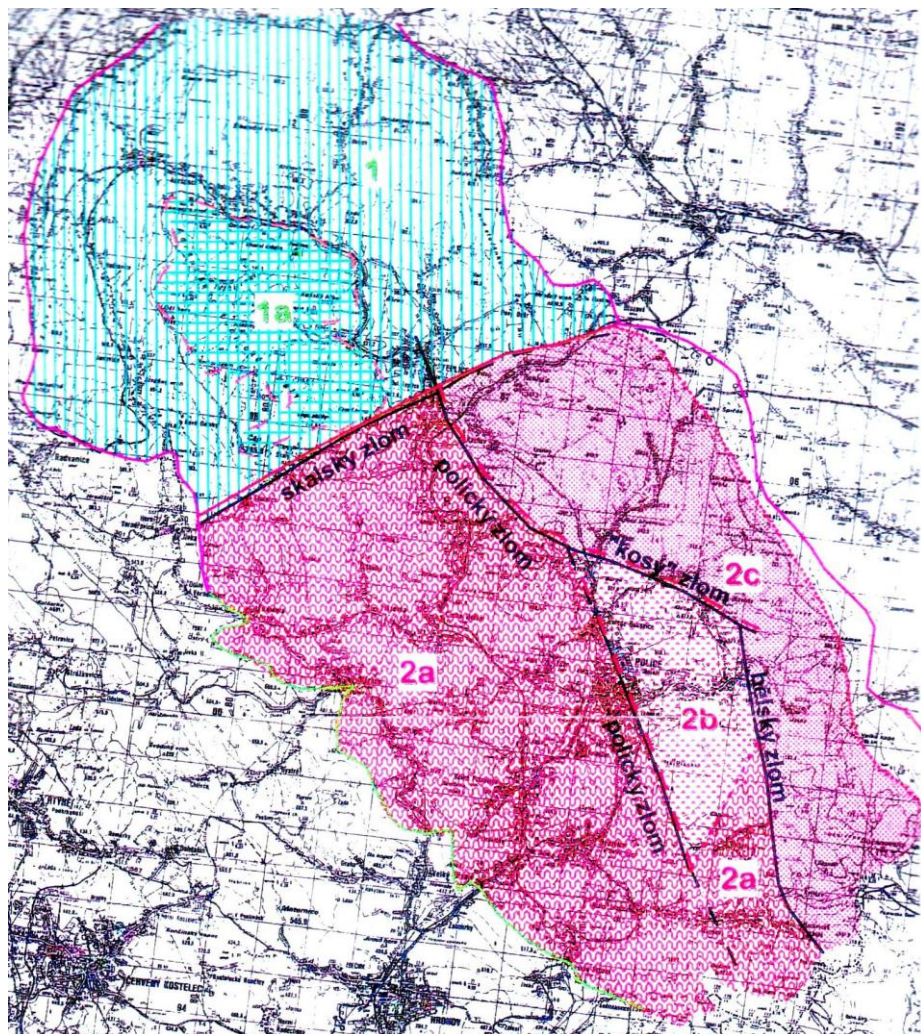
Subsystem skalních měst je označení pro nejvyšší a téměř samostatné patro v centrální části severního zvodněného systému. Jedná se o kolektor D v prostoru Adršpaško-teplického skalního města a dalších denudačních zbytků v okolí. Jeho samostatnost vůči BKK byla prokázána rozdíly v piezometrických úrovních zvodní. Od BKK je oddělen izolačními tělesy A/C a C/D. Kolektor D není překryt dalším izolátorem a k infiltraci vody do něj dochází přes celou jeho plochu. Odvodňuje se výrony do vodních toků a prameny puklinového a vrstevního typu s výškovou úrovní několik metrů nad nivou řeky Metuje (Krásný et al., 2002).

Kolektor D se nachází většinou nad úrovní erozní báze a pro vodu je spíše tranzitním prostředím. Jímání zde není doporučeno z důvodu nevhodné kvality podzemní vody, ale také protože by nebylo příliš efektivní (Krásný et al., 1997).

Plošné rozdělení hydrogeologických systémů (1, 2) a subsystemů (1a, 2a, 2b, 2c) je načrtnuto na obrázku č. 9, kde jsou patrné i tektonické linie procházející územím polické pánve.

4.4.3 Jižní zvodněný systém (2)

Jižní zvodněný systém je horizontálně rozdělen na tři zvodněné subsystémy (2a - metujský (jihozápadní) subsystém, 2b - bukovický subsystém, 2c - suchdolský (východní) subsystém). Významné hydrogeologické hranice ztělesňují polický zlom, bělský zlom a zlom Klučku, který je propojuje. Samostatný borský subsystém (2d) se nachází v nejjižnější části polické pánvi, převážně na polské straně. Podrobný hydrogeologický popis jižní části polické pánve není vzhledem k tématu této diplomové práce nutný.



Obrázek 9 - Hydrogeologické systémy a subsystémy polické pánve
(Krásný et al., 1996)

4.5 Hydraulické parametry

Hydraulické parametry hornin byly podle Krásného et al. (1997) získávány na základě přítokových zkoušek, karotážních měření a laboratorních zkoušek propustnosti. U laboratorních zkoušek se zjišťuje koeficient filtrace na malých vzorcích, na kterých nelze postihnout puklinovou porozitu. Pomocí čerpacích zkoušek se naopak hodnotí celková propustnost horninového prostředí daná jak prūlinovou, tak puklinovou porozitou. U čerpacích zkoušek se vyskytuje několik problémů, které mohou snížit věrohodnost údajů. Prvním je propojení více kolektorů nebo nedostatečná dokumentace o vystrojení vrtů. U dlouhodobých skupinových zkoušek je výhodou možnost posouzení vzájemného vlivu různých objektů. Tato data přináší průměrné hodnoty hydraulických parametrů. Na základě karotážních měření lze získat představu o stavbě hydrogeologických těles a o konkrétním rozdělení propustnosti v proměřovaných úsecích.

Krásný et al. (1997) dále naznačují, že hydrogeologické vrty bývají přednostně umíst'ovány do propustnějších zón, takže získané údaje mohou vyvolávat falešnou představu o vysoké propustnosti v regionálním měřítku.

Z dat z přítokové zkoušky v Teplicích nad Metují provedené v listopadu roku 1994 byly určeny hydraulické parametry kolektoru A_2 . Koeficienty transmisivity se, jak je uvedeno v publikaci kolektivu autorů Krásného et al. (2002), nejčastěji pohybují v rozpětí $1700-2500 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$, čemuž odpovídají hodnoty v řádu $10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Modelováním polické pánve se zabýval Cissé (2002). Autor pracoval s nástrojem „Modinv“, jež umožňuje počítat inverzní úlohu - určení parametrů např. transmisivity a hydraulické vodivosti pomocí známých údajů o výškách hladin podzemní vody a rozmístění zlomových pásem v oblasti. Jeho výsledkem bylo (mimo jiné) zjištění, že v prostředí skutečných pánví je lepší hydraulické parametry podcenit, než přecenit.

Z výsledků přítokové zkoušky (z roku 1994) bylo podle výše zmíněného kolektivu autorů také prokázáno ovlivnění téměř všech vrtů zasahujících do rohovcového souvrství (A_2) v okolí Teplic nad Metují severně od skalského zlomu. Vrty zasahující do kvartérních sedimentů a prameny Jezírko i Sokol byly také ovlivněny. Výjimku tvoří objekt VS-14 (viz obr. č. 7), který nereagoval na výrazné změny čerpání. Vrt VS-14 by mohl být součástí kry, která zapadla podél východně polického zlomu. Z vrtné dokumentace bohužel nelze jistě určit, jestli je tato východní kra hydraulicky oddělená nebo vrt VS-14 nereagoval jen proto, že možná nezasahuje až do rohovcového souvrství A_2 a končí v jeho nadloží. Je možné, že hlavním přítokem do vrtu je voda, která pochází z rozpukaneého nadloží (tělesa A/C). Dále severním směrem od Teplic nad Metují lze u polického zlomu vyloučit jeho nepropustný účinek, protože výška skoku podél zlomu se zmenšuje. Vrty VS-20 a VS-21 (viz obr. č. 7) umístěné

v západní kře reagovaly na změny čerpání z vrtu VS-13 situovaném naopak do kry východní (Krásný et al., 2002).

V letech 1974 - 1975 byla v oblasti provedena skupinová čerpací zkouška, při které nebylo vzájemné ovlivnění vrtů zaznamenáno, protože byla pravděpodobně uskutečněna převážně v období vzestupu hladin. Na základě jejích výsledků bylo stanoveno využitelné množství pro teplickou jímací oblast v rámci kategorie C₂ ve výši 240 L·s⁻¹. Tento údaj je považován v publikaci Krásného et al. (1997) za nadhodnocený a platný jen při nízkém stupni zabezpečení (75% i méně). Doporučená hodnota odběru podzemní vody ze severního systému při 95% zabezpečení je podle Krásného et al. (1997) 130-150 L·s⁻¹.

Odběry (ze severního systému) o velikosti 200 L·s⁻¹ a více mohou vyvolat v prostoru jímání vznik indukovaných zdrojů z povrchových toků a snížit kvalitu čerpané vody (Krásný et al., 1996).

5 Matematické modelování

5.1 Matematické modelování proudění podzemní vody

Řídící rovnicí procesu je vztah (1):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

Jedná se o rovnici kontinuity, ve které je vektor objemové hustoty toku vyjádřen pomocí Darcyova zákona.

V této rovnici h značí hydraulickou výšku, W záporný zdrojový člen, t čas a S_s specifickou storativitu. Kartézský souřadnicový systém je zvolen tak, že jeho osy jsou ztotožněné s hlavními osami tenzoru hydraulické vodivosti. K_x , K_y a K_z jsou složky hydraulické vodivosti ve směrech hlavních os tenzoru (x , y , z).

5.2 Numerické metody používané v HG modelování

Mezi nejčastěji používané patří metoda konečných diferencí (sítí) nebo metoda konečných prvků.

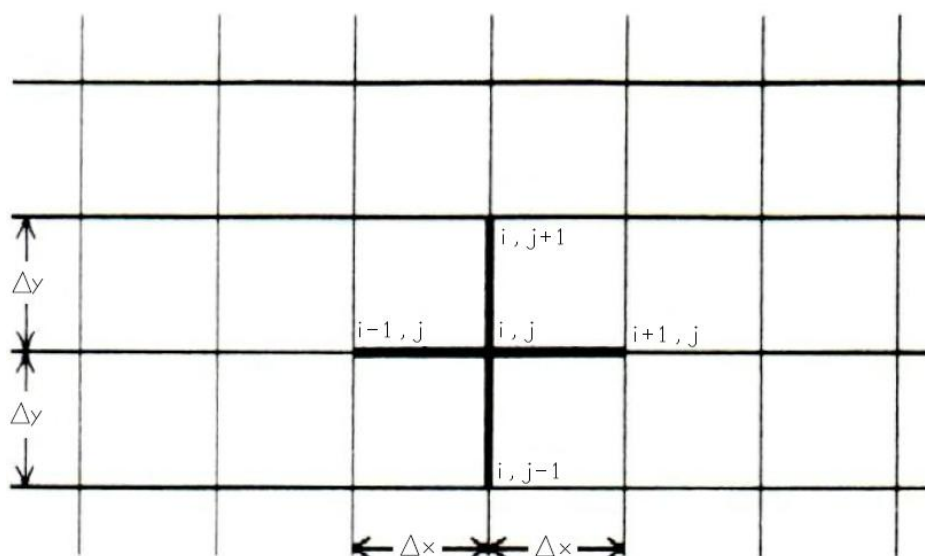
Metoda sítí byla první metodou využívanou v systematickém řešení parciálních diferenciálních rovnic. Její základy byly položeny matematiky 18. st., ale aplikována byla až ve 20. st. vědci Southwellem (v roce 1940) a v 60. letech Forsythem a Wasowem, Foxem nebo Kantorovichem a Krylovem (Bear a Verruijt, 1987).

V metodě sítí je provedena diskretizace pomocí pravoúhlé sítě. Derivace jsou aproximovány diferencemi.

Ukázkou práce s parciálními diferenciálními rovnicemi při simulaci stacionárního proudění podzemní vody je v metodě sítí aproximace prvních derivací funkce $F(x,y)$ diferencemi podle následujícího vztahu (2):

$$\frac{\partial F}{\partial x} \approx \frac{F(x + \frac{1}{2} \Delta x, y) - F(x - \frac{1}{2} \Delta x, y)}{\Delta x} \quad (2)$$

Na obrázku č. 10 je znázorněna dvourozměrná síť.



Obrázek 10 - Metoda konečných diferencí - 2D síť
(Bear a Verruijt, 1987)

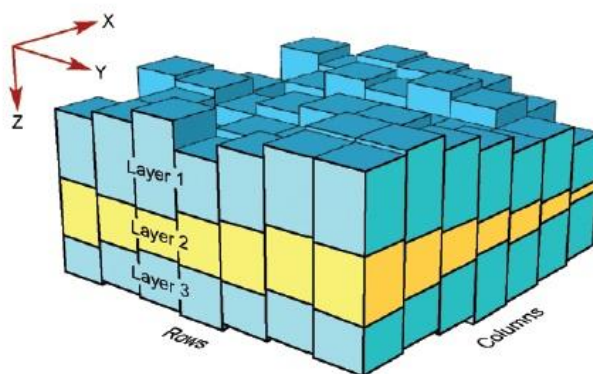
Výpočet hodnoty výšky hladiny podzemní vody (h) v určitém bodě definovaném souřadnicemi (i, j) je v metodě sítí prováděn v nejjednodušším případě, když K je konstantou, způsobem uvedeným rovnicí (3):

$$h_{i,j} = \frac{1}{4} (h_{i-1,j} + h_{i+1,j} + h_{i,j-1} + h_{i,j+1}) \quad (3)$$

Postupuje se od uzlu k uzlu a výsledná hodnota hladiny je průměrem výšek hladiny 4 sousedních bodů. Tento postup nemůže být uplatněn na hranicích. V případě Dirichletovy okrajové podmínky se hladina rovnou předepisuje, u Neumannovy okrajové podmínky lze (neznámou) výšku hladiny podzemní vody počítat z hodnoty ve vnějším (imaginárním) bodu, která je vztažena k hodnotě svého ekvivalentu uvnitř oblasti pomocí Darcyova zákona a předepsané hodnoty průtoku (Bear a Verruijt, 1987).

V evolučních problémech řešených metodou sítí jsou časovou diskretizací převedeny časové derivace na zlomky vyjadřující změnu hladiny podzemní vody (Δh) v čase (t), jak naznačuje vztah (4), kde indexy (i, j, k) značí směry v prostoru (sítě) a m aktuální časový krok (Domenico a Schwartz, 1997):

$$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \approx \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} \quad (4)$$

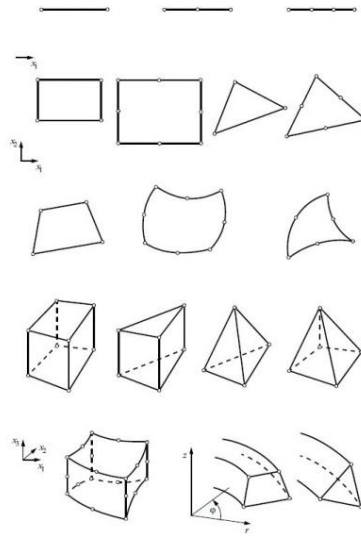


Obrázek 11 - Diskretizace - Modflow
(Kresic a Mikszewski, 2013)

Metoda konečných prvků byla rozvinuta v 50. letech původně pro potřeby leteckého inženýrství a stavitelství, později byla zobecněna pro ostatní technické problémy (Bear a Verruijt, 1987).

Metoda konečných prvků se používá ve spojení s Galerkinovou metodou a představuje v ní způsob volby bazových funkcí. Výhodou Galerkinovy metody je využití Gaussovy věty k odstranění druhých derivací z řídicí rovnice.

Při uplatnění metody konečných prvků nejsou, na rozdíl od metody konečných diferencí, podmínkou pravoúhlé elementy. Použít lze síť sestavenou z různých geometrických tvarů, např. trojúhelníků nebo šestiúhelníků a hranolů v trojdimenzionálním provedení, jak je naznačeno na obrázcích č. 12 a 14. Pravoúhlé rozdělení využívané při modelování pomocí metody sítí znázorňuje obrázek č. 11.



Obrázek 12 - Možnosti výběru elementů při modelování pomocí metody konečných prvků (Diersch, 2014)

Přírodní prostředí (a zakřivená rozhraní v něm) se dají aproximovat trojúhelníkovými elementy lépe než systémem pravouhlých přímek, který vyžaduje metoda sítě. Zpravidla se předpokládá, že výška hladiny podzemní vody se v metodě konečných prvků mezi elementy mění lineárně (Bear a Verruijt, 1987).

Výpočet výšky hladiny podzemní vody (h) znázorňuje rovnice (5), kde i označuje uzel a N_i i -tou bázovou funkcí, h_i je hodnota výšky hladiny v i -tém uzlu (Bear a Verruijt, 1987):

$$h(x, y) = \sum_{i=1}^n N_i(x, y)h_i \quad (5)$$

Funkce N_i je definována následujícím způsobem:

$$N_j = 1, \quad \text{pokud } (x, y) \text{ odpovídá } j\text{-tému uzlu.} \quad (6)$$

$$N_j = 0, \quad \text{pokud } (x, y) \text{ odpovídá jinému než } j\text{-tému uzlu.} \quad (7)$$

N_j je lineární na každém trojúhelníku sítě.

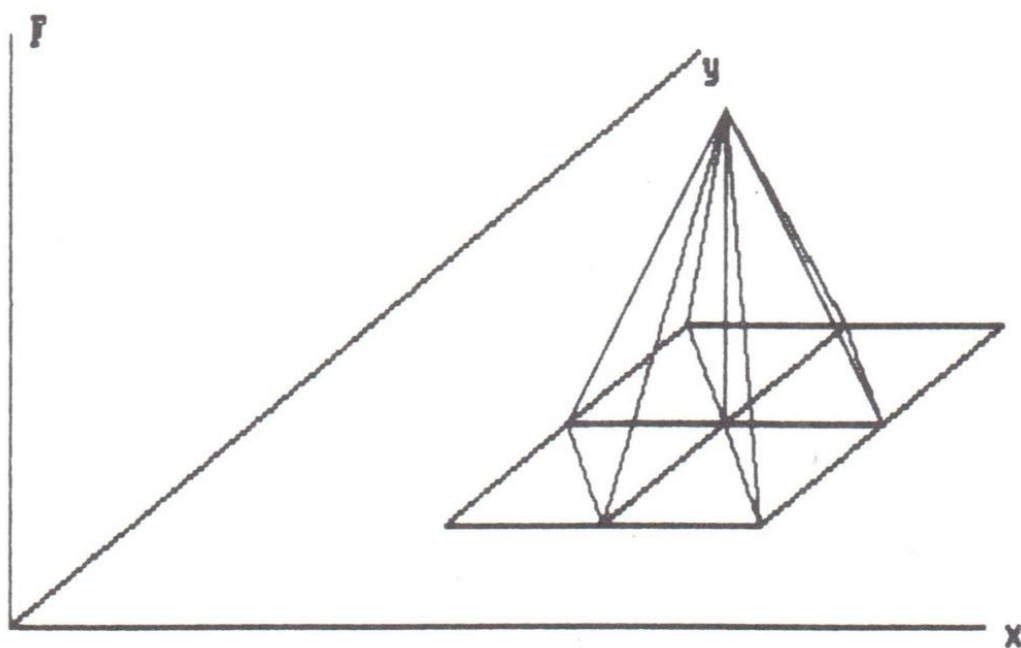
Pomocí funkce N_i (viz obr. č. 13) lze řešit i rovnici stacionárního proudění pro hydrogeologické prostředí s dvěma kolektory oddělenými poloizolátorem, viz rovnice (8):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + I - \frac{h-h'}{c} = 0, \quad (8)$$

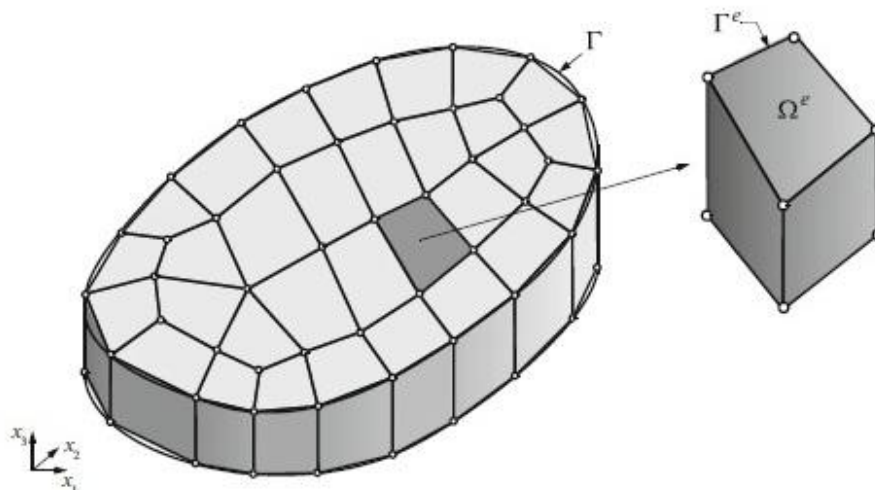
kde T je transmisivita, I infiltrace, c odpor izolátoru mezi kolektory. Písmeno h označuje hydraulickou výšku a h' výšku ve spodním kolektoru. Použití Galerkinovy metody k numerickému řešení rovnice (8) ukazuje rovnice (9):

$$\int_R \left\{ \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + I - \frac{h-h'}{c} \right] N_i \right\} dx dy = 0, \quad (9)$$

ve které R značí oblast (Bear a Verruijt, 1987).



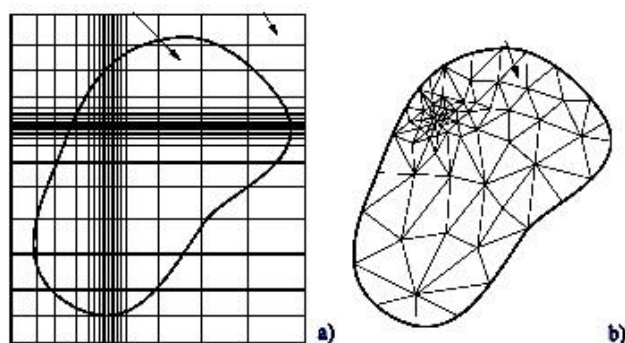
Obrázek 13 - Metoda konečných prvků - funkce N_i
(Bear a Verruijt, 1987)



Obrázek 14 - Diskretizace prostoru pomocí metody konečných prvků
(Diersch, 2014)

Kresic a Mikszewski (2013) ve své knize uvádějí, že metoda konečných prvků snáze popisuje nepravidelné okrajové podmínky a vnitřní rozhraní (např. zlomy), bodové zdroje a velké rozdíly v pozici hladiny podzemní vody. Rozdíl v diskretizaci prostoru pomocí obou metod je znázorněn na obrázku č. 15.

Na výše zmíněném obrázku je patrné, že při použití metody konečných prvků lze lokálně zjemnit síť. To je výhodnou oproti práci s metodou sítí.



Obrázek 15 - Diskretizace pomocí a) metody sítí, b) metody konečných prvků;
(Diersch, 2014)

Pro hydrogeologické modelování bylo vytvořeno několik programů řešících úlohy pomocí výše zmíněných metod. Nejznámějším z nich je Modflow, jenž při výpočtech používá metodu sítí. Právě v Modflow byl vytvořen model polické pánve Jakešem et al. (1996).

Předmětem této diplomové práce je numerické modelování proudění podzemní vody ve stejné lokalitě za použití z velké části převzatých dat, ale pomocí programu Feflow (Finite Element Modeling of Flow), který řeší úlohy metodou konečných prvků.

5.3 Počáteční a okrajové podmínky

Při modelování nestacionárních úloh se zadávají počáteční podmínky. Pro proudění podzemní vody v oblasti Ω platí rovnice (10):

$$h(x, t_0) = h_0(x), \quad (10)$$

kde h_0 je funkce definovaná v Ω vyjadřující rozložení hydraulické výšky v počátečním čase t_0 (Diersch, 2014).

Každému hraničnímu bodu oblasti proudění podzemní vody je nutno předepsat právě jednu okrajovou podmínku. Může to být Dirichletova podmínka, Neumannova podmínka nebo Newtonova podmínka. První z výše jmenovaných se uplatňuje při známé výšce hladiny podzemní vody na hranici. Druhá podmínka je používána při známé hodnotě průtoku podzemní vody skrz hranici. Podmínka třetího typu je předepisována, pokud je známa souvislost mezi průtokem hranicí a hodnotou hydraulické výšky na hranici (Domenico, 1972).

Dirichletova okrajová podmínka (1. typu)

Na hranici Γ_I je předepsána hodnota hydraulické výšky h_D (Diersch, 2014):

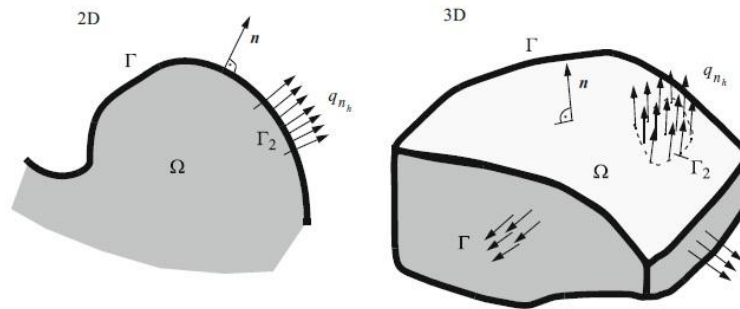
$$h(x, t_0) = h_D(t) \quad \text{pro } \Gamma_I \times [t_0, \infty) \quad (11)$$

Neumannova podmínka (2. typu)

Při modelování se tato podmínka, která je znázorněna obrázkem č. 16 a zapsána rovnicí (12), hodí při určení nepropustných hranic oblasti:

$$-K \frac{\partial h}{\partial x_i} v_i = q_{nh} \quad \text{na } \Gamma_2 \times [t_0, \infty), \quad (12)$$

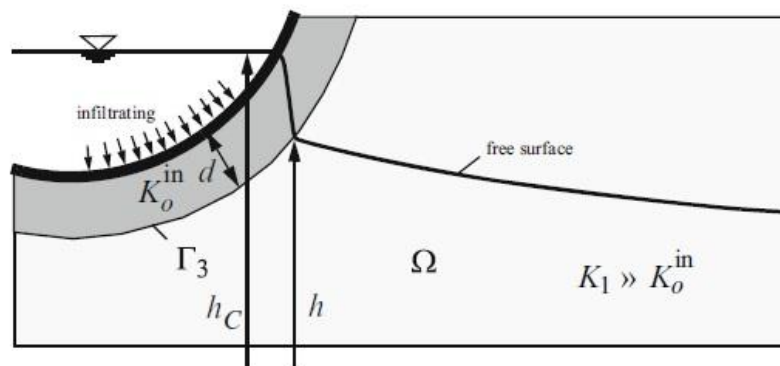
řecké písmeno v v rovnici (12) označuje jednotkový vektor a q_{nh} je známý průtok hranicí - průmět vektoru objemové hustoty toku do směru vnější normály (Diersch, 2014).



Obrázek 16 - Neumannova okrajová podmínka (Diersch, 2014)

Newtonova podmínka (3. typu)

Využívá se obvykle v případech, kdy je známá hladina vody na povrchu (např. v řece), která je hydraulicky spjatá s hladinou podzemní vody v kolektoru, jenž se pomocí této hodnoty určí. Vodní tok je od proudové oblasti Ω oddělen polopropustnou vrstvou sedimentů. Zmíněná situace je naznačena na obrázku č. 17.



Obrázek 17 - Okrajová podmínka 3. typu (Diersch, 2014)

Rovnici (13) je popsána okrajová podmínka třetího typu:

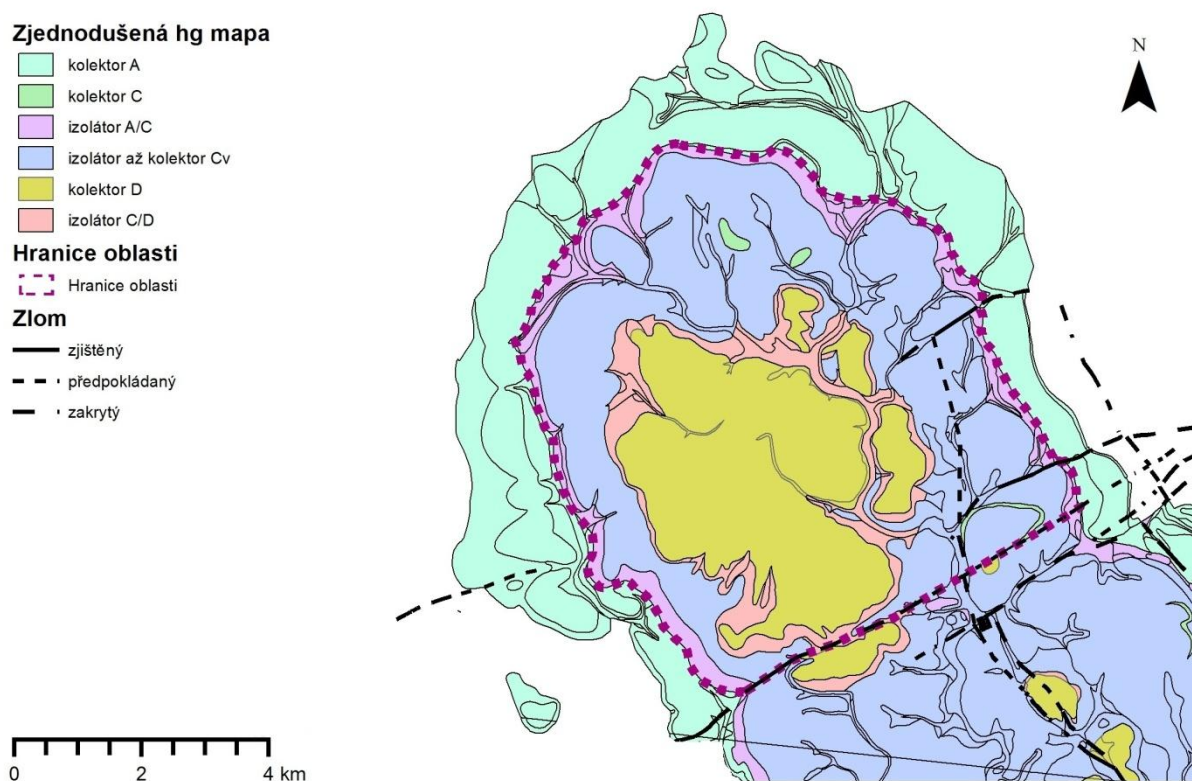
$$-K \frac{\partial h}{\partial x_i} v_i = -c(h_c - h), \quad (13)$$

h_c zde označuje výšku hladiny povrchové vody, h neznámou hodnotu hydraulické výšky v hraničním bodě a c odpor poloizolátoru (Diersch, 2014).

6 Model severní části polické pánve

6.1 Koncepční model

Jedná se o proudění podzemní vody v saturované zóně a řešena je stacionární úloha v trojdimenzionální oblasti Ω . Tato oblast Ω , zvolená k modelování kolektoru A_2 , je ohraničena plošným rozšířením nadložního izolátoru (A/C) na povrchu, protože pod tímto izolátorem je předpokládáno souvislé zvodnění kolektoru rohovcového souvrství (viz obr. č. 18).



Obrázek 18 - Hydrogeologická mapa severní části polické pánve

Hranice oblasti Ω (zvodně rohovcového souvrství v severní části pánve) je také vymezena průběhem skalského zlomu.

Na výše zmíněných hranicích je předepsána Neumannova okrajová podmínka, která má v případě přítoku vody do oblasti Ω skrz boky kolektoru hodnotu $0,046 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$. Tento údaj vychází z hodnoty infiltrace doporučené v literatuře. Bližší informace o infiltrační oblasti a výpočtu této hodnoty jsou uvedeny v kapitole 6.2.2.

V případě skalského zlomu je okrajová podmínka druhého typu nulová. Průtok z nadloží je také nulový a hladina podzemní vody kolektoru A_2 je napjatá. Předepsána je tedy opět Neumannova okrajová podmínka s nulovou hodnotou. V jižní části oblasti v okolí Teplic nad Metují je zadán přítok vody z podloží rohovcového souvrství, a to $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$. Ve zbytku pánve je tento přítok nulový.

Horninám rohovcového souvrství jsou přiřazeny různé hodnoty hydraulické vodivosti (K), která do modelu vstupuje pomocí Darcyova zákona, viz rovnice (14):

$$\mathbf{q} = -K \text{ grad } h, \quad (14)$$

písmeno \mathbf{q} zde označuje vektor objemové hustoty toku a $\text{grad } h$ gradient hydraulické výšky (Domenico, 1972).

V území křížení skalského a polického zlomu je navržena nejvyšší hodnota hydraulické vodivosti ($3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), protože sedimenty v této oblasti byly v geologické minulosti tektonicky namáhány a porušovány. Dále směrem na severozápad pánve je hydraulická vodivost postupně snižována po $7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Přímo do linie polického zlomu v blízkosti Teplic nad Metují je předepsána hodnota hydraulické vodivosti $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, v pokračování zlomového pásma směrem k severu je do tektonické poruchy zadána hodnota $10^{-9} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Předpokladem u těchto puklinových pásem je, že jsou vyplněna porézním materiálem. Uplatňuje se v nich tedy Darcyův zákon.

Drenážní oblast kolektoru rohovcového souvrství tvoří mimo jiné přibližně 1200 m dlouhý úsek řeky Metuje v Teplicích. Do jednotlivých uzlů sítě kopírujících tvar řeky Metuje je předepsána okrajová podmínka třetího typu, pomocí které je zadána klesající úroveň hladiny v řece od 468 m do 460 m a odpor ($0,007855 \text{ d}^{-1}$) vrstvy nacházející se mezi povrchovým tokem a kolektorem rohovcového souvrství.

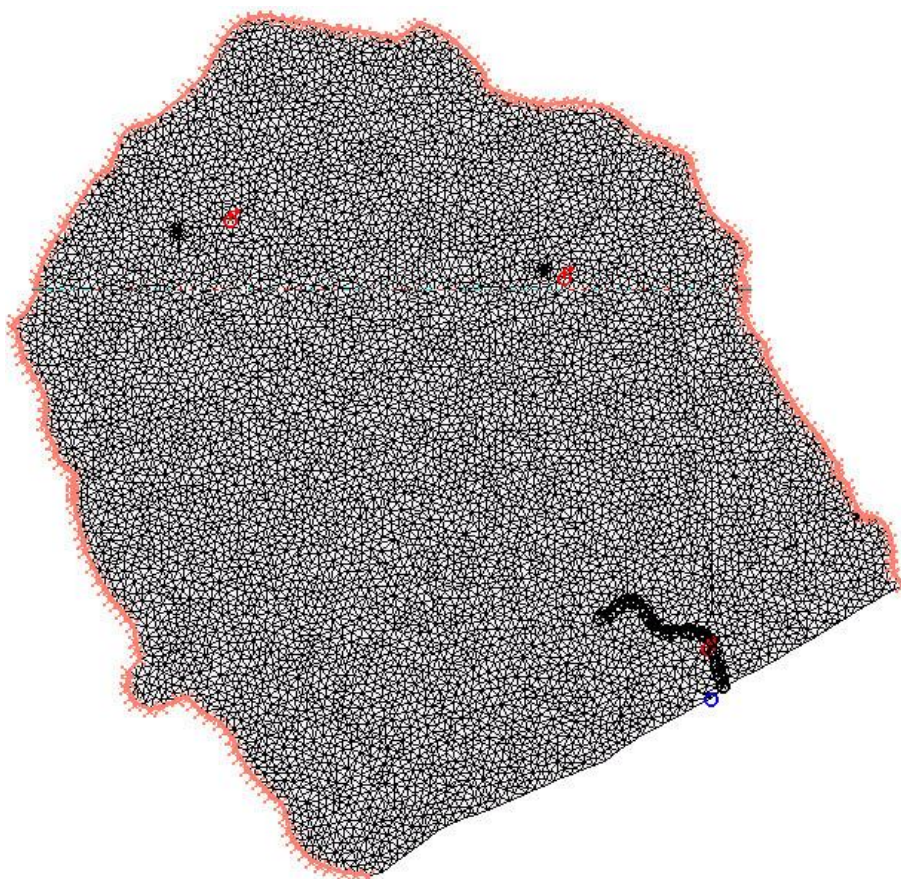
Součástí drenážní zóny jsou také prameny v Teplicích nad Metují. Tyto prameny, u nichž jsou známé úrovně hladiny i jejich vydatnosti, je možné využít jak pro zadání okrajových podmínek prvního, tak i druhého typu. V rámci této diplomové práce byly vytvořeny dvě modelové varianty rohovcového souvrství, které se liší okrajovými podmínkami zadanými v místech vývěřů výše zmíněných teplických pramenů a také na vnější hranici.

V modelové variantě A je předepsána okrajová podmínka prvního typu v místě křížení tektonických linií, kde dochází k vývěru pramene Jezírko. Hladina se v tomto případě nachází v nadmořské výšce 460 m. Pramen Sokol je definován svojí vydatností ($3024 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$), do daného uzlu sítě je tedy zadána podmínka druhého typu.

V modelové variantě B jsou v místech obou pramenů předepsány podmínky druhého typu. Jedná se o hodnotu $6480 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ v případě pramene Jezírko a $3024 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ v případě pramene Sokol.

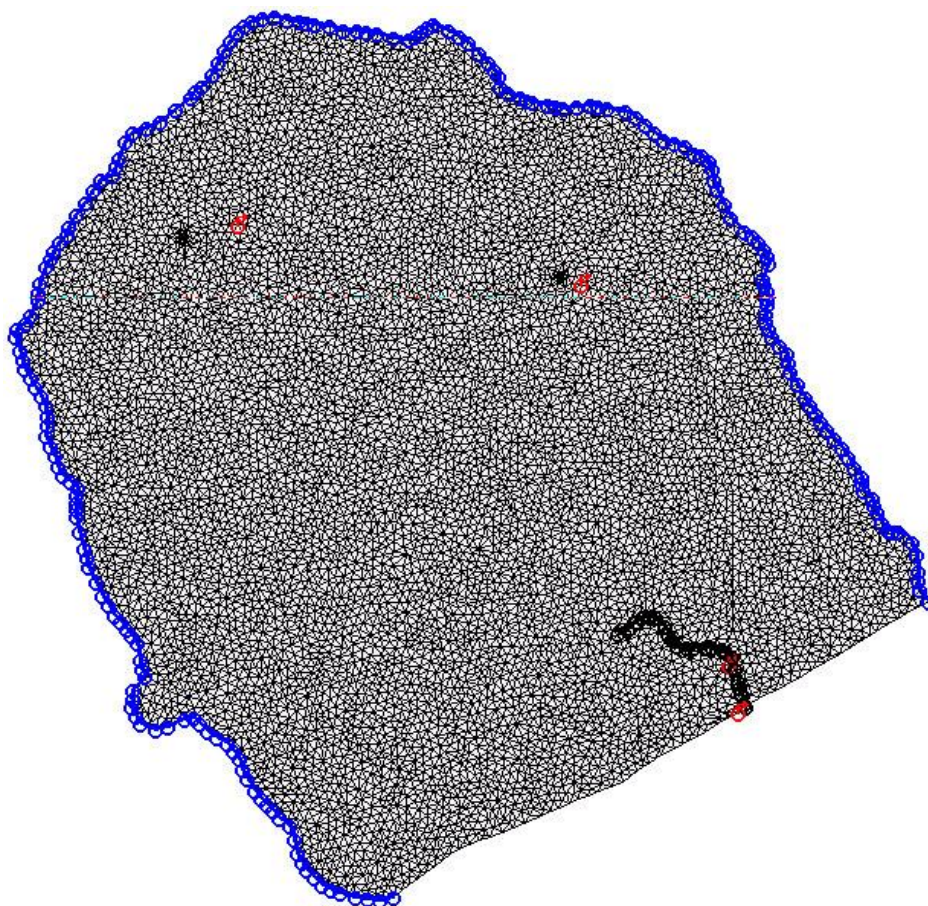
Dalším rozdílem v okrajových podmínkách obou variant je, že okrajovou podmínku druhého typu, která vyjadřuje vtok podzemní vody do oblasti ($0,046 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$) a je předepsána ve variantě A na vnější hranici, nahrazuje údaj o výšce hladiny podzemní vody po obvodu modelované oblasti formou okrajové podmínky prvního typu. Nadmořská výška hladiny podzemní vody v kolektoru není známá, proto jsou využity výsledky první modelové varianty.

Okrajové podmínky modelových variant A, B jsou načrtnuty na obrázcích č. 19. a č. 20. Vnitřní plochy oblastí jsou na obou obrázcích vyplněny trojúhelníky, které tvoří síť. Výše uvedené podmínky se předepisují do jednotlivých uzlů této sítě.



Světle růžové křížky (po obvodu) oblasti značí podmínku druhého typu. Červená kolečka lokalizují vrty, z nichž je čerpána voda. Modrá kolečka označují místa známé výšky hladiny podzemní vody tj. okrajovou podmínku prvního typu. Černými kolečky je znázorněna okrajová podmínka třetího typu.

Obrázek 19 - Okrajové podmínky (varianta A)



Modrá kolečka (po obvodové hranici) značí okrajovou podmínku prvního typu. Černá kolečka označují okrajovou podmínku třetího typu a červená kolečka lokalizují vrty, z nichž je čerpána podzemní voda.

Obrázek 20 - Okrajové podmínky (varianta B)

Na jihovýchodní hranici vymezené skalským zlomem je ve variantě B zachována Neumannova podmínka s nulovou hodnotou stejně jako u varianty A. I zbylé vstupní údaje, kterými jsou například hydraulická vodivost nebo přítok podzemní vody z podloží zůstávají stejné jako v modelové variantě A.

V modelované oblasti jsou také umístěny dva vrty (VS-1 a VS-2), z nichž je čerpáno malé množství podzemní vody. V uzlech sítě těchto vrtů byla předepsána okrajová podmínka druhého typu. U prvního zmíněného objektu se jedná o $103,68 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ (tj. $1,2 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$), u druhého vrtu o $95,04 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ (tj. $1,1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$). Toto platí pro obě varianty (A, B).

6.2 Příprava a postup modelování

6.2.1 Geometrie rohovcového souvrství

Předmětem modelování je zvoďen rohovcového souvrství (A_2), které má charakter prohlubně. Z vrtné dokumentace, poskytnuté Českou geologickou službou, byly zjištěny bodové údaje o nadmořské výšce stropu a báze kolektoru A_2 , jejichž hodnoty zobrazuje tabulka č. 4.

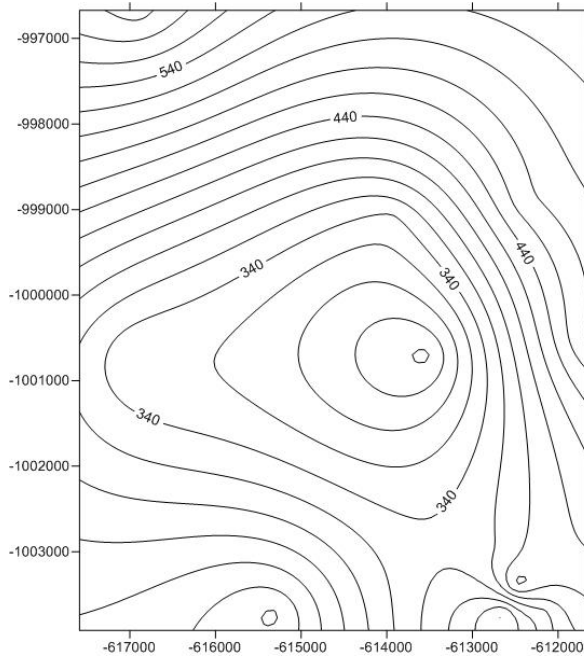
Tabulka 4 - Báze a strop rohovcového souvrství ve vrtech severní části polické pánve

Označení vrtu	VS-1	VS-2	VS-4	VS-5	VS-20	VS-21	V-26
Báze [m. n. m.]	461,94	332,54	332,06	404,97	401,26	366,77	353,24
Strop [m. n. m.]	471,94	340,54	341,76	416,97	416,26	382,77	363,24

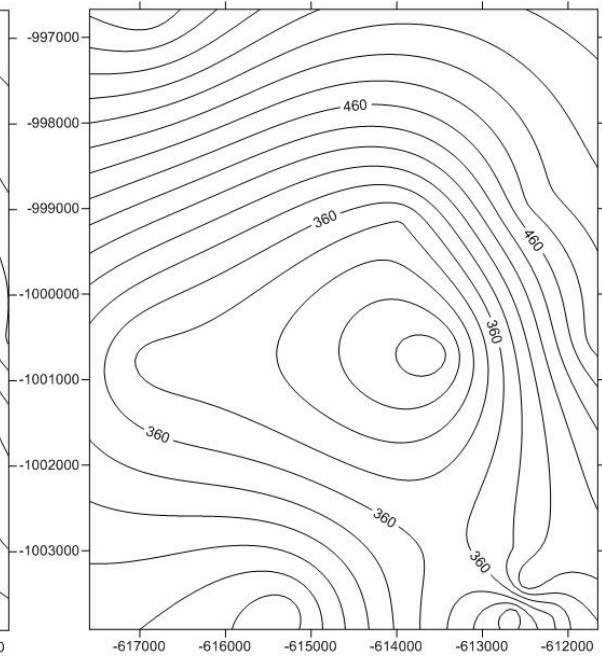
Označení vrtu	V-27	V-28	V-29	V-32a	V-33b	V-34	V-37
Báze [m. n. m.]	609,81	255,28	483,82	318,55	464,46	277	472,9
Strop [m. n. m.]	619,91	266,58	494,07	332,85	476,86	287	489,63

Hodnoty byly dále interpolovány pomocí softwaru SURFER, jehož výstup, datový soubor exportovaný z „gridu“, je možné načíst do prostředí Feflow (v nabídce „Z-coordinates“), čímž byla připravena geometrie kolektoru A_2 , která byla později rozdělena na 4 vrstvy (4 „layers“ a 5 „slices“) stejné mocnosti (2 m).

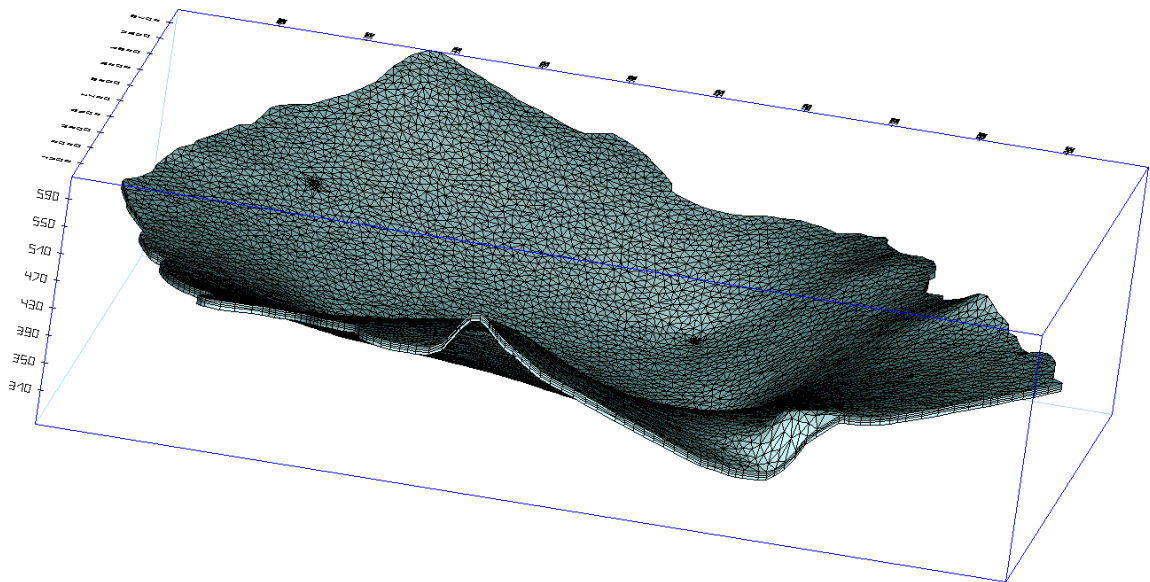
Báze i strop kolektoru znázorňují obrázky č. 21 a č. 22, které v této podobě nejsou ohraničeny rozlohou modelované oblasti, ale jen svými vstupními bodovými údaji a jejich interpolovanými hodnotami. V softwaru Feflow byly tyto údaje propojeny s vektorovými daty zájmového území, jejichž opodstatnění je naznačeno v textu níže. Pokud se v oblasti (především na její hranici) vyskytují výběžky, které příliš vybočují, není nutné opravovat soubor vstupních dat. Po vytvoření sítě lze jednotlivé uzly elementů ručně posouvat v nabídce „mesh geometry - move nodes“ a tím daná „ostrá“ místa vyhladit. Na obr. č. 23 je prostorová vizualizace rohovcového souvrství v modelované oblasti.



Souřadnice na osách: S-JSTK
 Izolinie: [m. n. m.]
 Obrázek 21 - Báze kolektoru A₂



Souřadnice na osách: S-JSTK
 Izolinie: [m. n. m.]
 Obrázek 22 - Strop kolektoru A₂



Obrázek 23 - Geometrie rohového souvrství

Po vymezení oblasti rohovcového souvrství byla vygenerována síť 62740 trojúhelníkových elementů a 39895 uzlů, které se rozprostírají na ploše 48,5 km². Dále bylo upřesněno vertikální rozdělení kolektoru na vrstvy („layers a slices“). Tyto vrstvy se uplatňují jen při modelování a nemají litologické ani stratigrafické opodstatnění. Po té byla zvolena napjatá hladina podzemní vody. Později byly předepsány okrajové podmínky a hydraulické parametry.

6.2.2 Infiltrace

Jak už bylo naznačeno v kapitole 6.1, modelovaná oblast kolektoru A₂ je ohraničena plošným rozšířením nadložního izolátoru (A/C) na povrchu, pod nímž lze předpokládat souvislé zvodnění kolektoru rohovcového souvrství. Toto území bylo určeno pomocí softwaru GIS z vektorových dat poskytnutých ČGS. Z jihu je území uzavřeno průběhem skalského zlomu, který je pokládán za nepropustný. Výstupem (viz obr. č. 18) je mimo jiné zjednodušená hydrogeologická mapa severní části polické pánve. Fialovou přerušovanou linií je ohraničena modelovaná oblast. Povrchové výchozy hornin kolektoru A₂ nejsou v prostoru modelu zahrnuty přímo, ale jejich rozloha je uvažována pro výpočet množství infiltrace (I₁) vody do pánve, které znázorňuje rovnice (15)

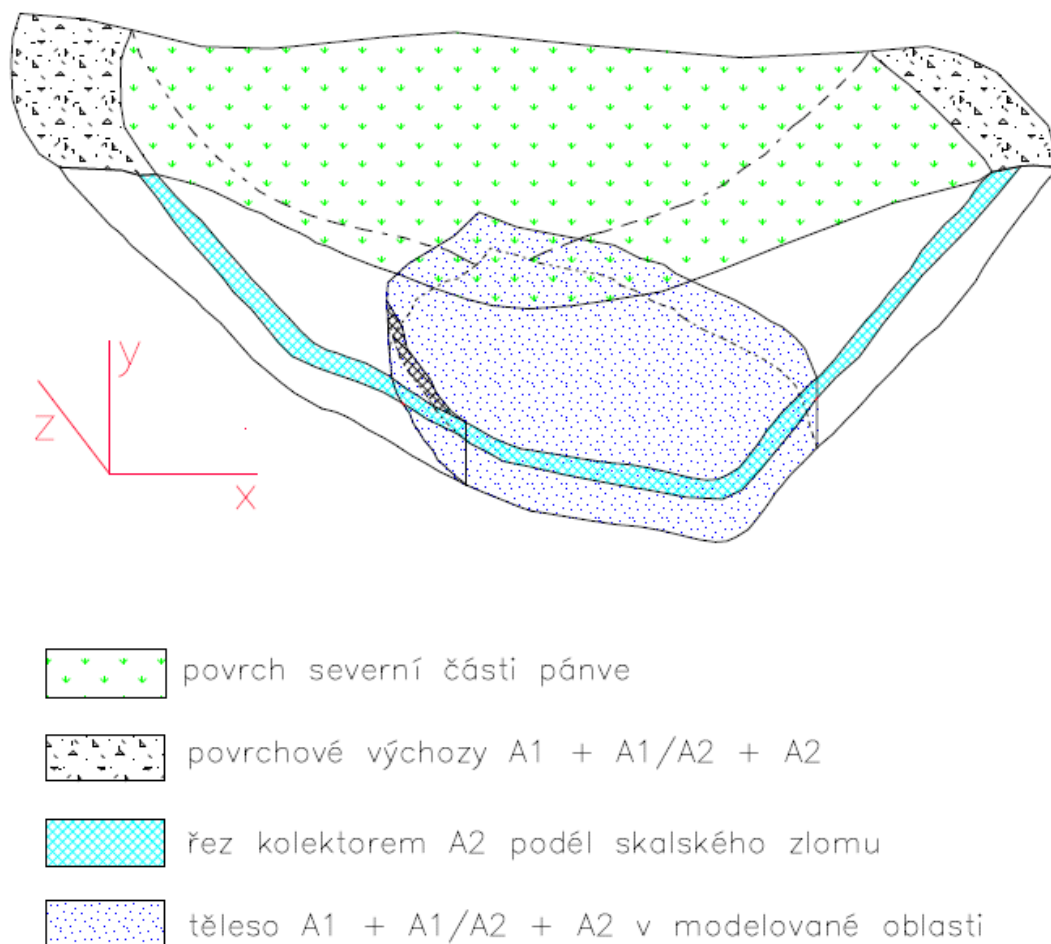
V publikaci Krásného et al. (2002) je uvedena hodnota infiltrace (Z) 5,7 L·s⁻¹·km⁻², kterou lze použít pro vstup vody do oblasti přes výchozy obou kolektorů A₁ i A₂ na povrchu území. Zmíněné výchozy zaujímají i s kvartérními sedimenty plochu (P) 26 km².

Plocha, přes kterou se infiltrovaná voda dostává do horninového prostředí, byla vypočtena v softwaru GIS z vektorových dat poskytnutých ČGS. Do modelované oblasti voda infiltrovaná skrz výchozy na povrchu proniká do kolektoru A₂, přes jeho boční plochu (B). Jedná se o 278 140 m². Mocnost boční plochy (10 m) byla odhadnuta na základě vrtné dokumentace. Infiltrace byla stanovena podle vztahu (15):

$$I_1 = \frac{Z \cdot P}{B} = 0,046 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1} \quad (15)$$

Tento výsledek vyjadřuje hodnotu maximálního množství vody, které se do oblasti rohovcového souvrství teoreticky může vsáknout skrz boční hranici z výchozů perucko-korycanských vrstev. Ty na povrchu zahrnují i kolektor A₁, (polo)izolátor (A₁/A₂) a kvartérní pokryv. Tato situace je znázorněna obrázkem č. 24, který byl vytvořen (v softwaru Bricscad) pouze pro představu a není v měřítku. Světle zeleně šrafovaná plocha ve skutečnosti odpovídá povrchovému rozsahu A/C, a tedy i plošnému rozšíření modelované oblasti, která je pro přehlednost zmenšena.

Infiltrace je předepisována jako okrajová podmínka druhého typu po obvodu oblasti se záporným znaménkem. V softwaru Feflow je průtok skrz hranici nazván „FLUX“ a záporné znaménko vyjadřuje požadovaný směr proudění do oblasti.



Obrázek 24 - Vztah povrchových výchozů a modelované oblasti

Pro modelování byla zadána hodnota infiltrace I_I ($0,046 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$), přestože výchozy patří nejenom horninám rohovcového souvrství, ale i sedimentům podložního kolektoru prachovcového souvrství. Část vody infiltrované do podložního kolektoru A_1 , který je spojen s triasovou zvodní, ale přetéká v prostoru pánve do nadloží, takže se zbylý objem do kolektoru nakonec může dostat.

Míra přetoku podzemní vody z podložních kolektorů ($A_1 + T$) není podle literatury známa. Kdyby byla zadána poloviční hodnota infiltrace s tím, že druhá polovina zasakované vody skrz výchozy připadá na přítok z podloží, do celé oblasti modelované pánve by byl předepsán přítok z podloží $1\cdot 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$.

Vzhledem k neznámému přítoku z podloží byla zadána hodnota $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$, a to pouze v území, kde se nachází piezometrický povrch nejnižší (v drenážní oblasti v Teplicích nad Metují), aby do oblasti neproudilo nereálně vysoké množství vody. Při přepočtu na plochu tohoto výseku oblasti odpovídá přítok z podloží v drenážní zóně $0,25 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$. Ve zbytku pánve není uvažován vertikální přítok vody z podloží, protože by musel být překonáván větší rozdíl v hydraulických výškách, zvláště ve vyvýšených oblastech.

Přetékání z podloží lze definovat pomocí „flow materials - (in)flow on bottom“, při práci v nejnižší vrstvě („slice“ 5).

Nadloží kolektoru A_2 , (tedy těleso A/C), je izolační komplex velké mocnosti, který odděluje rohovcové souvrství od kolektoru skalních měst (D). V textu Krásného et al. (2002) je odhadnuto vertikální přetékání z tohoto izolátoru do rohovcového souvrství $0,3 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, které lze považovat za málo významné a při přepočtu na jeho plochu vychází přibližně $2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$, což je o tři řády méně než infiltrace vody výchozy skrz boky kolektoru A_2 . V modelu je tedy plošně uvažován nulový přítok vody z nadloží.

6.2.3 Údaje o hladinách podzemní vody a čerpaných množstvích

Informace o výškách hladiny podzemní vody v jednotlivých vrtech byly získány z Hydrofondu ČR. Celkově bylo v minulosti v oblasti zhotoveno několik desítek vrtů, ale zdaleka ne všechny lze použít pro modelování kolektoru rohovcového souvrství. U některých nelze určit čerpaný akvifer, protože dochází k propojení několika zvodní, jiné byly vyvrtány jen do nadložních nebo podložních vrstev. Vrty do sedimentů perucko-korycanských vrstev jsou často perforované v rozmezí obou kolektorů A_1 i A_2 a nelze je odlišit. Nadmořské výšky hladin ve vrtech nebyly zadávány jako vstupní informace, ale pouze jako kontrolní hodnoty, které jsou uvedeny v tabulce č. 6 v kapitole 6.3.1.

Pro tuto diplomovou práci jsou podstatné údaje z konce 80. a začátku 90. let, kdy bylo v oblasti Teplic nad Metují čerpáno z několika vrtů (VS-1, VS-2, VS-5, VS-13 a VS-15). Čerpaná množství z tohoto období uvádí Krásný et al. (2002) - viz tabulka číslo 5.

Tabulka 5 - Čerpání podzemní vody v severní části polické pánve, (Krásný et al., 2002)

Označení vrtu	Souřadnice x	Souřadnice y	Čerpané množství v roce 1989 [L·s ⁻¹]	Čerpané množství v roce 1990 [L·s ⁻¹]	Čerpané množství v roce 1991 [L·s ⁻¹]	Čerpané kolektory
VS-1	-617587	-998710	1,2	1,5	1,4	$A_2 A_1 T C$
VS-2	-613953	-999129	1,1	1,3	1,2	$A_2 A_1 T C$
VS-5	-614034	-1000492	0	37,5	41,2	
VS-15	-611206	-1003592	37	43,1	36,7	$A_2 A_1? T ?$
VS-13	-611837	-1002098	0	3,4	1,3	$A_2 C/D? C?$
Celkové množství:			39,4	86,8	81,8	

Souřadnice uvedené v tabulce č. 5 v druhém a třetím sloupci se týkají souřadnicového systému S-JSTK. Pro účely kalibrace modelu byly vybrány hodnoty čerpané v roce 1989 z objektů VS-1 ($103,68 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ tj. $1,2 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$) a VS-2 ($95,04 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ tj. $1,1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$). Vrt VS-15 se nachází v blízkosti Teplic, ale náleží do jižního systému. Výběr těchto údajů je zdůvodněn dále v textu.

6.2.4 Území drenáže

6.2.4.1 Prameny Sokol a Jezírko

Teplický pramen Jezírko (viz obr. č. 25) se nachází na křížení skalského a polického zlomu. Poloha Jezírka je načrtnuta na obr. č. 7. Souřadnice tohoto pramene byly určeny pomocí www.google.cz/maps a jejich hodnotami jsou: 50°35'13,2'' (N) a 16°10'19,1'' (E). Tyto souřadnice po převodu ze systému WGS do S-JSTK získávají tvar X: -612222,424; Y: -1003437,984. Nadmořská výška hladiny pramene Jezírko je 460 m. n. m. V daném místě v modelové variantě A byla předepsána podmínka prvního typu, která je v prostředí Feflow nazvána „HEAD“. V modelové variantě B se uplatnila vydatnost pramene ($6480 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$). V softwaru Feflow byla zadána pomocí „WELL“.



Obrázek 25 - Pramen Jezírko
(vlastní fotografie)

Hladina pramene Sokol se nachází v 465 m. n. m. Tento pramen má souřadnice (S-JSTK) X: -612267,706; Y: -1002966,285. Přesné souřadnice ovšem nebylo nutné použít, protože tektonické linie jsou součástí vstupního souboru ze softwaru GIS a výše zmíněný polický zlom byl patrný ze

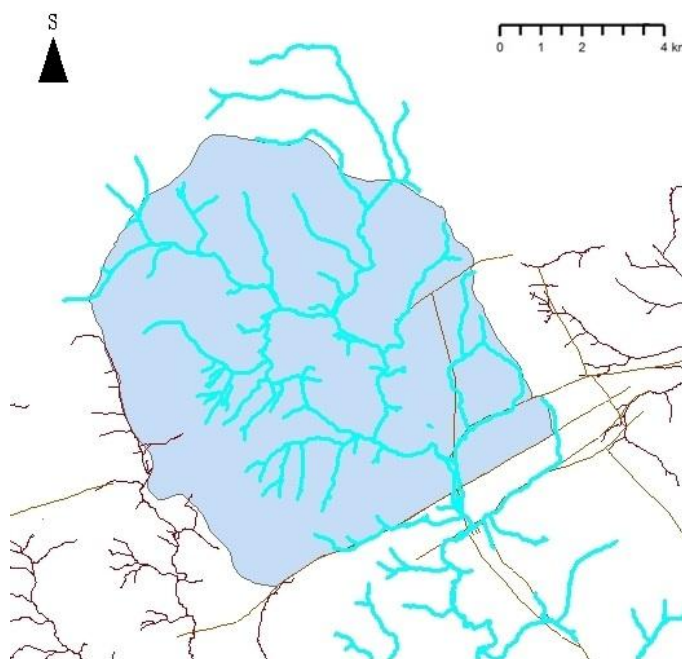
sítě, jejíž elementy byly automaticky rozloženy. Jak už bylo uvedeno v kapitole č. 6. 1., v místě vývěru pramene Sokol nebyla předepsána výška hladiny. V obou modelových variantách bylo využito známé vydatnosti pramene ($3024 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$). Předepsané podmínky jsou načrtnuty na obrázku č. 27.

6.2.4.2 Drenážní úsek řeky Metuje

Podle Krásného et. al. (2002) je voda kolektoru A₂ drénována v méně než 2 km dlouhém úseku řeky Metuje v prostoru Teplic nad Metují. V popisu koncepčního modelu již bylo zmíněno, že tato situace je předepsána Newtonovou podmínkou - neboli podmínkou třetího typu - která je v prostředí softwaru Feflow zahrnuta v nabídce „flow boundaries“ a nazývána „TRANSFER“.

Uvažuje se v ní hladina podzemní vody v kolektoru a předepisuje se hladina vody v řece. Zároveň je nutné vypočítat hodnotu tzv. odporového členu, který zahrnuje hydraulickou vodivost vrstvy, přes kterou voda „prosakuje“, a dále alespoň odhadnout její mocnost. Tento údaj je nezbytné připojit k okrajové podmínce v jednotkách d^{-1} (Diersch, 2005).

V tomto případě, kdy se jedná o část řeky, která v Teplicích nad Metují prochází nad poruchovým pásmem polického zlomu, byla zadána hodnota odporového členu $0,007855 \text{ d}^{-1}$ přímo do daného úseku zlomu.

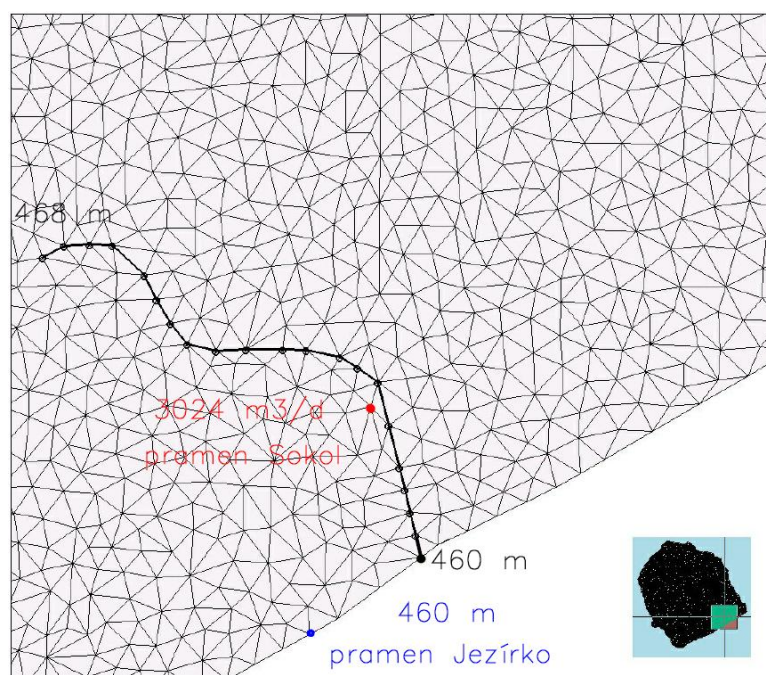


Obrázek 26 - Metuje a její přítoky

Lokalizace Metuje byla vyřešena pomocí softwaru GIS a dat stažených ze stránek Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka, kde jsou volně k dispozici uložena rastrová data povrchových vod České republiky.

Soubor obsahuje všechny vodní toky ČR a pomocí atributové tabulky je možné vybrat pouze potřebný úsek Metuje po soutok s Židovkou, který má označení 10160000. Metuje a její přítoky v severní části polické pánve jsou naznačeny modrou barvou na obrázku č. 26.

Nejschůdnější možností se při modelování řeky v prostředí Feflow jeví ručně posunout uzly geometrické sítě (v nabídce „mesh geometry“ - „move nodes“) do potřebného tvaru řeky, protože v dané verzi Feflow je pro uživatele při zadávání okrajových podmínek viditelná pouze síť uzlů, do kterých musí předepsat okrajovou podmínku. Do jednotlivých uzlů byla zadána klesající úroveň hladiny (viz černá křivka na obr. č. 27) od 468 m. n. m. do 460 m. n. m. na přibližně 1200 m dlouhém úseku řeky Metuje. Na přímce spojující posledních sedm uzlů sítě prochází řeka nad pokračováním výše zmíněného polického zlomového pásma.



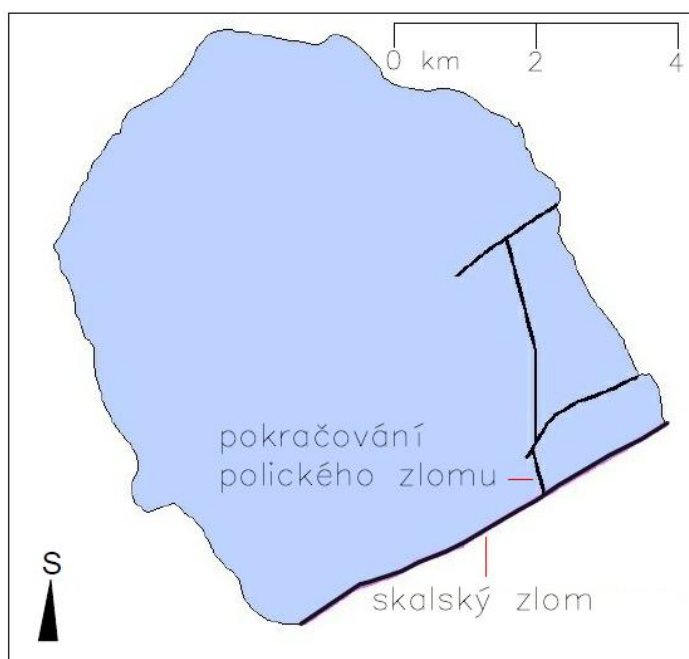
Obrázek 27 - Okrajové podmínky v drenážní zóně (varianta A)

Na obr. č. 27 jsou znázorněny okrajové podmínky předepsané v drenážní zóně v modelové variantě A. V předchozím textu již bylo zdůrazněno, že pro druhou variantu modelu (B) by byl náskres velmi podobný. U pramene Jezírko by nebyla zadána nadmořská výška hladiny (modře), ale jeho vydatnost (červeně).

6.2.5 Hydraulická vodivost tektonických linií

Přímo do linie polického zlomu v blízkosti Teplic nad Metují byla přiřazena jen o dva řády nižší hodnota hydraulické vodivosti ($10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) oproti horninám okolního prostředí, protože v publikaci Krásného et al. (2002) je zpochybněna izolační funkce polického zlomu na křížení se zlomem skalským. V pokračování zlomového pásma směrem k severu byla přímo do zlomů zadána hodnota $10^{-9} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. To je v programu Feflow umožněno přes „problem attributes - discrete feature elements“. Dále byl vybrán typ zlomu nebo pukliny - vertikální 2D. V kapitole č. 6.1. již byl čtenář informován, že se jedná o pukliny vyplněné porézním materiálem. Tato skutečnost byla určena uplatněním Darcyova zákona. Pokud by se jednalo o prázdné pukliny, byl by (pouze horninám dané linie) předepsán Hagen-Poiseuillův zákon.

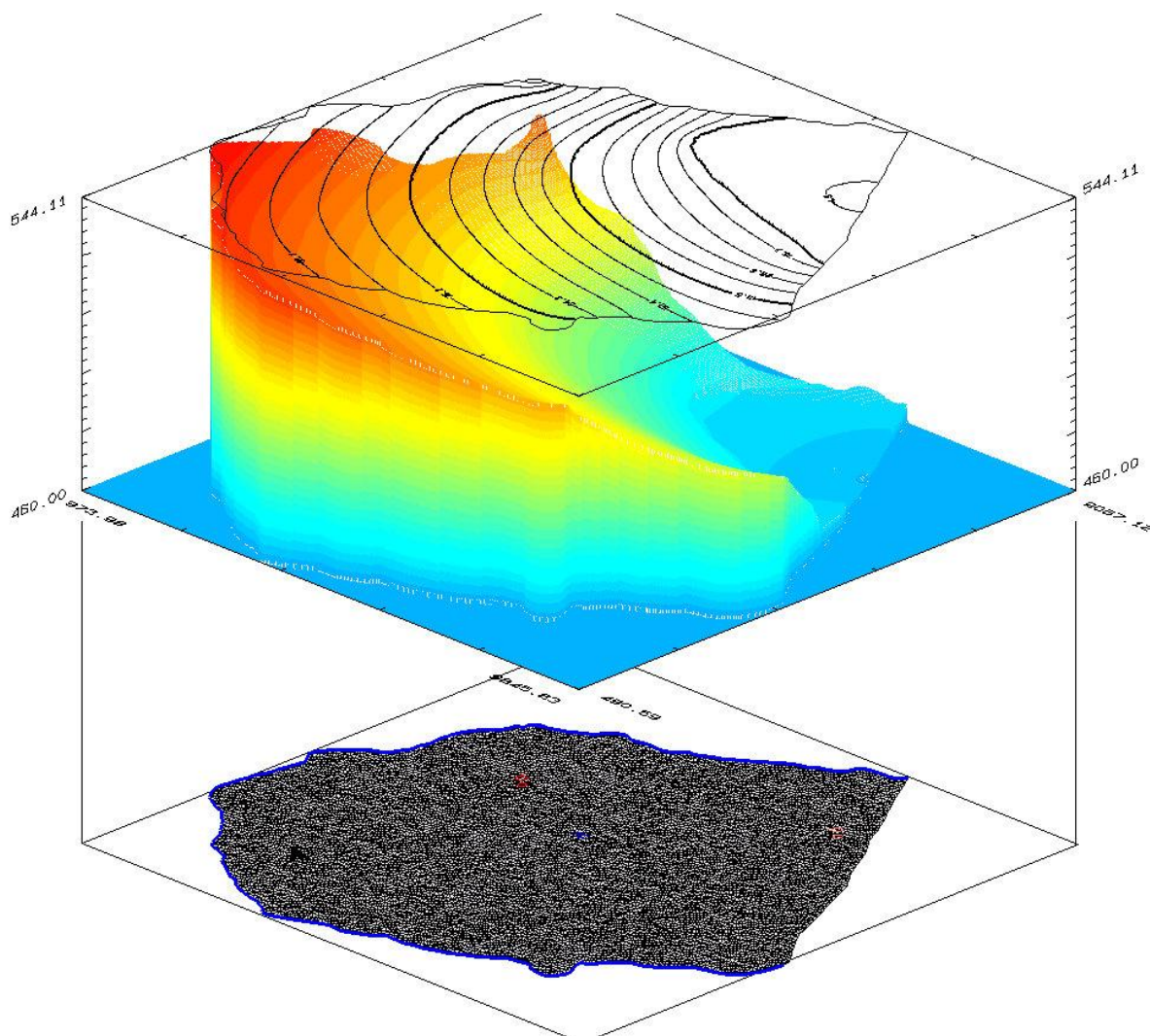
Horninám v okolí těchto poruchových zón byla předepsána naopak vyšší hodnota hydraulické vodivosti, protože dané území bylo v geologické minulosti tektonicky namáháno a porušováno. Zmíněná zlomová pásma jsou načrtnuta na obrázku č. 28.



Obrázek 28 - Tektonické linie v oblasti modelu

6.3 Výsledky

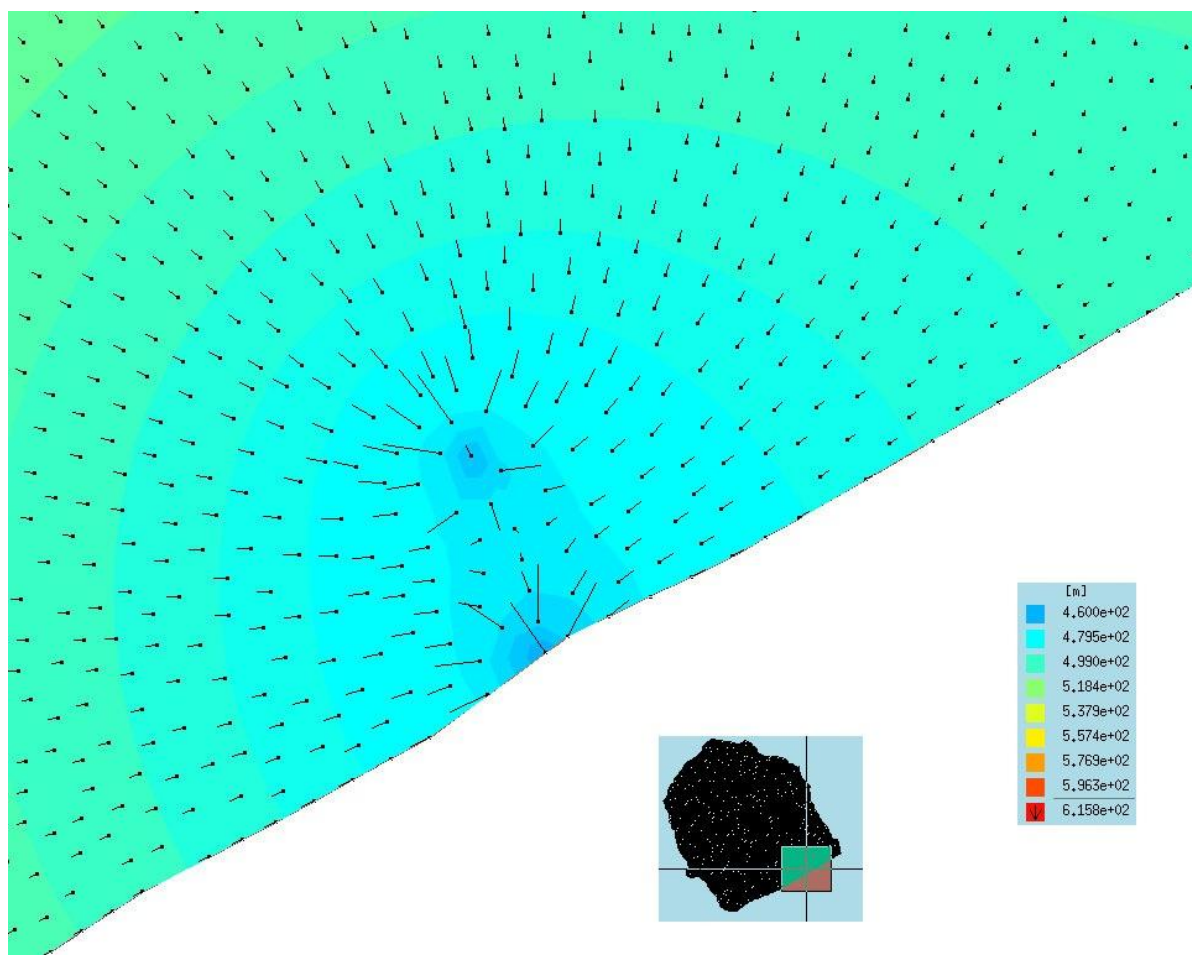
Obě varianty modelu proudění podzemní vody v prostoru severní části polické pánve byly řešeny pomocí softwaru Feflow. Na obrázku č. 29 je znázorněno rozložení hladiny podzemní vody v kolektoru A₂. Piezometrický povrch zvodně zde připomíná tvar prohlubně. Výsledky obou variant jsou si velmi podobné.



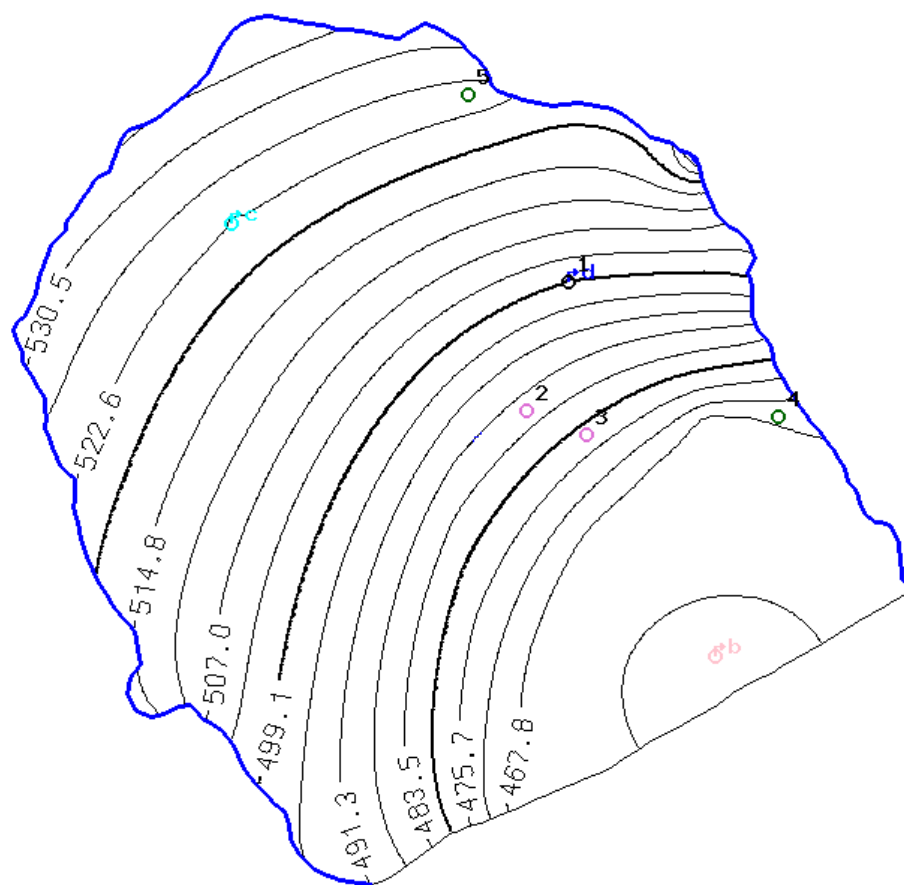
Obrázek 29 - Hladina podzemní vody (varianta A)

Nejvýše se hladina podzemní vody nachází na severním okraji oblasti, kde její úroveň dosahuje téměř 535 m. n. m. a klesá směrem k jižní části, která je v místě křížení polického a skalského zlomu považována za oblast drenáže podzemní vody. Hladina podzemní vody zde klesá až k 460 m. n. m. Tvar drenážní zóny je v simulaci také předurčen zvýšenou hydraulickou vodivostí hornin zvolenou v blízkosti polického zlomového pásma, které je naznačeno na obrázku č. 28 a z jižní části pánve pokračuje přes místo vývěru pramene Jezírko severním směrem.

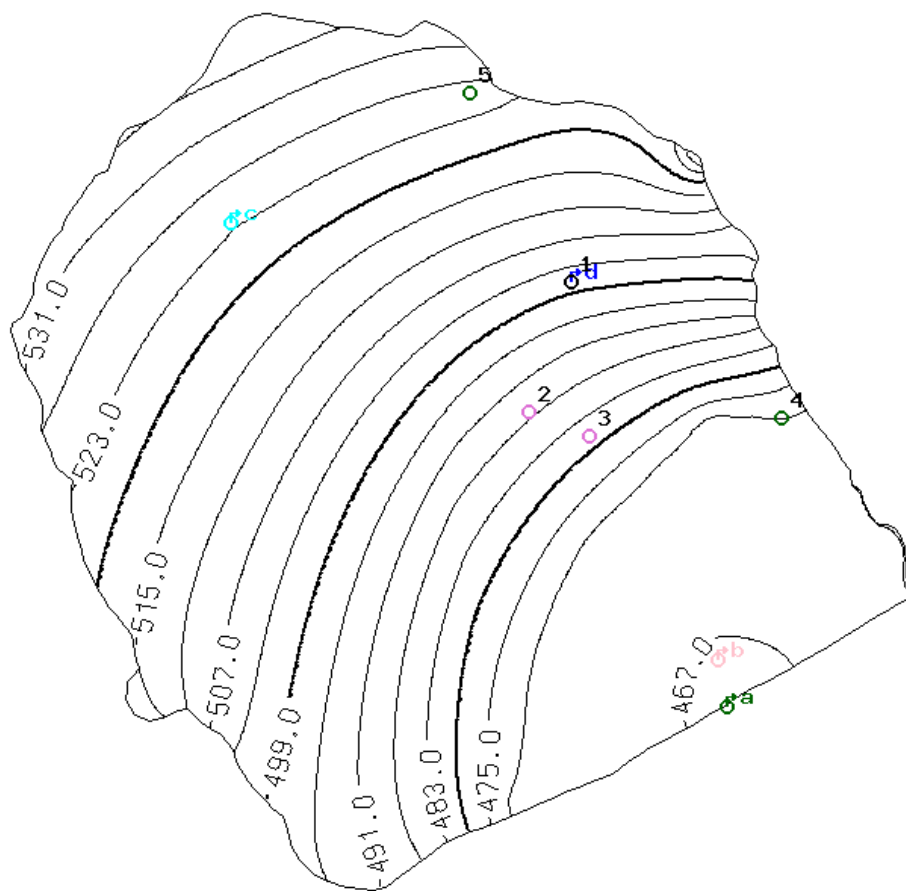
Z obrázku č. 29 je také patrný směr proudění podzemní vody z území infiltrace (po obvodu pánve) do oblasti drenáže. Drenážní účinek obou pramenů v Teplicích nad Metují je naznačen na obrázku č. 30.



Obrázek 30 - Proudění podzemní vody v okolí pramenů Jezírko a Sokol



Obrázek 31 - Izolinie HPV v rohovcovém souvrství (varianta A)



Obrázek 32 - Izolinie HPV v rohovcovém souvrství (varianta B)

Obrázky č. 31 a 32 znázorňují výsledky obou modelových variant. Na první pohled mezi nimi není patrný příliš velký rozdíl. Jejich srovnání pomocí kontrolních bodů (1-5) je mimo jiné obsahem následující kapitoly.

Barevnými písmeny a, b jsou označeny prameny Jezírko a Sokol v Teplicích nad Metují, písmenem c je lokalizován vrt VS-1. Malým d je znázorněn vrt VS-2, který je zároveň kontrolním bodem 1.

6.3.1 Verifikace modelu

Pro kontrolu správnosti modelové varianty A byla v sousedství pramene Jezírko zvolena metoda „fluid flux analyzer - normal flux through slice“ v elementech o velikosti 2023 m². Vypočítaná hodnota průtoku vzhůru 6875,6 m³·d⁻¹ (tj. 79,6 L·s⁻¹) řádově odpovídá vydatnosti pramene 75 L·s⁻¹.

Considered type of flux:	Normal flux through slice 1
Flow is computed at a section of type:	Mesh element
Continuous velocity field at time stage:	1.00000e-03 [d]
Area of element(s):	2023.63 m**2
<hr/>	
Integral flux upward (positive z-direction) . . .:	6875.611 [m3/d]
Integral flux downward (negative z-direction) . .:	0.000e+00 [m3/d]
Total integral flux (upward - downward flux)...:	6875.611 [m3/d]

Obrázek 33 - Kontrola vydatnosti pramene Jezírko

Jelikož v místě vývěru pramene Sokol byl průtok podzemní vody přímo zadán, kontrolním údajem je nadmořská výška pramene (465 m). Ze simulace hladiny podzemní vody rohovcového souvrství vytvořené v modelové variantě A byla určena nadmořská výška hladiny pramene Sokol, a to 464,3 m.

V modelové variantě B jsou kontrolními hodnotami pro oba prameny nadmořské výšky hladiny. Hladina pramene Sokol se podle výsledků modelu nachází v 465,1 m. n. m, hladina Jezírka v 463,5 m. n. m.

V okolí cca 1,2 km dlouhého úseku řeky Metuje byla pomocí „fluid flux analyzer“ spočítána míra vertikálního odtoku vody z kolektoru A₂ drenážním účinkem, a to téměř 170 L·s⁻¹.

Následující tabulka obsahuje nadmořské výšky hladiny podzemní vody ve vrtech, které nebyly v modelové variantě použity. Jedná se pouze o kontrolní body vybrané z databáze Hydrofondu ČR, které byly rozmístěny v oblasti pomocí „observation data - set at nodal points“.

Tabulka 6 - Kontrolní body

Název objektu	Číslo bodu	A - Výsledky HPV [m. n. m.]	B - Výsledky HPV [m. n. m.]	Hydrofond ČR HPV [m. n. m.]	1996 - Výsledky HPV [m. n. m.]
VS-2	1	499,6	500,4	499,99	492
VS-3	2	485,9	487,5	484,99	486
V-28	3	478,5	480,1	481,63	477
V-29	4	469,8	470,9	474,43	-
VS-19	5	525,6	526,5	526,92	-

V předchozí tabulce jsou uvedeny bodové údaje o nadmořských výškách hladiny podzemní vody modelové varianty A, B, ale i údaje vyčtené z hydrogeologické dokumentace daných objektů z databáze Hydrofondu ČR a výsledky modelu Jakeše et al. (1996). Rozdíly a shody obou variant a modelu výše zmíněných autorů jsou popsány v následujícím textu. V případě, že je ve výsledcích modelu z roku 1996 místo hodnoty uvedena pomlčka, nevyskytuje se daný vrt v modelované oblasti.

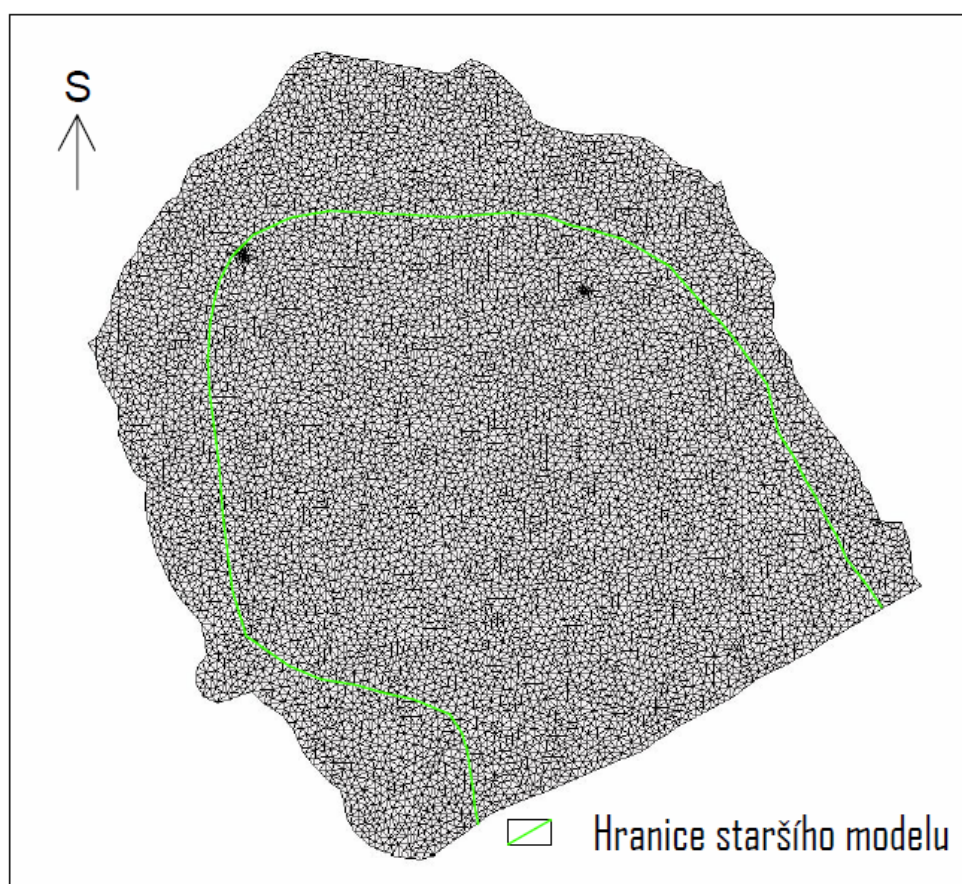
Do kontrolních bodů nadmořské výšky hladiny podzemní vody ve vrtech z databáze Hydrofondu ČR byly vybírány ustálené nebo průměrné hladiny z období nejvíce se blížíci roku 1989, pokud nebyl uveden přímo rok 1989. Přednost byla dána hodnotám režimního čerpání za časové úseky delší než 1 rok, protože nabízí srovnání průměrné, maximální a minimální úrovně hladiny podzemní vody.

Podle údajů z výše zmíněné databáze není vrtem VS-1, který je na mapách izolinií HPV označen světle modrým písmenem c, zachycen kolektor A₂. Jeho otevřený úsek se nachází v triasové zvodni. Tento vrt je v modelu uveden pouze jako kontrolní bod v oblasti pro srovnání modelových variant, proto není potřeba, aby vypovídal o skutečné hodnotě HPV v rohovcovém souvrství z databáze. Hladina podzemní vody se v okolí tohoto bodu v obou modelovaných variantách nachází přibližně v nadmořské výšce 523 m.

Ze srovnání vyplývá, že v severní části oblasti se model více shoduje s daty z databáze Hydrofondu ČR u varianty A. Nadmořská výška hladiny pramene Sokol je naopak bližší realitě ve variantě B o 0,8 m. Výška hladiny pramene Jezírko je v první modelové variantě přímo předepsána. Průtok okolím pramene je o 4,6 L·s⁻¹ vyšší než předpokládaná hodnota. Ve variantě B je výsledná hodnota nadmořské hladiny pramene Jezírka vyšší o 3,5 m oproti realitě. Možný důvod tohoto jevu v blízkosti pramene je diskutován v kapitole č. 7.

6.3.2 Porovnání obou variant (A, B) s modelem Jakeše et al. (1996)

Obě varianty modelu, které jsou výsledkem této diplomové práce, je vhodné porovnat s modelem přírodního stavu, který byl vytvořen Jakešem et al. (1996), protože hodnoty čerpání z vrtů v severní části (např. VS-1, VS-2, VS-5) jsou v roce 1989 velmi nízké, respektive nulové - viz tabulka č. 5. V této tabulce je zmíněn i vrt VS-15, který se nachází jižně od skalského zlomu (viz obr. č. 7) a nespadá do modelované oblasti. Celkový čerpaný objem je uveden jen pro představu a nebyl při modelování využit. V roce 1989 také ještě nebyl realizován projekt čerpání balené a kojenecké vody ze štoly v Teplicích nad Metují.

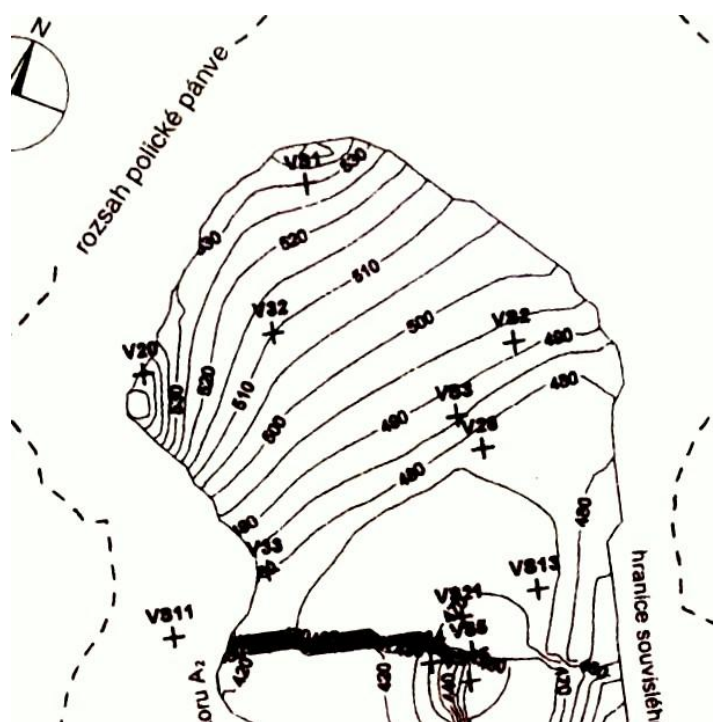


Obrázek 34 - Porovnání modelované oblasti s rozsahem modelu Jakeše et al. (1996)

Na obrázku č. 34 je zelenou linkou načrtnuta oblast modelu Jakeše et al. (1996). Při srovnání úrovně hladin podzemní vody nového modelu s hladinami staršího modelu (viz tabulka č. 6), je patrné, že jsou si výsledky velmi podobné. V severozápadním cípu, v jehož blízkosti se nachází vrt

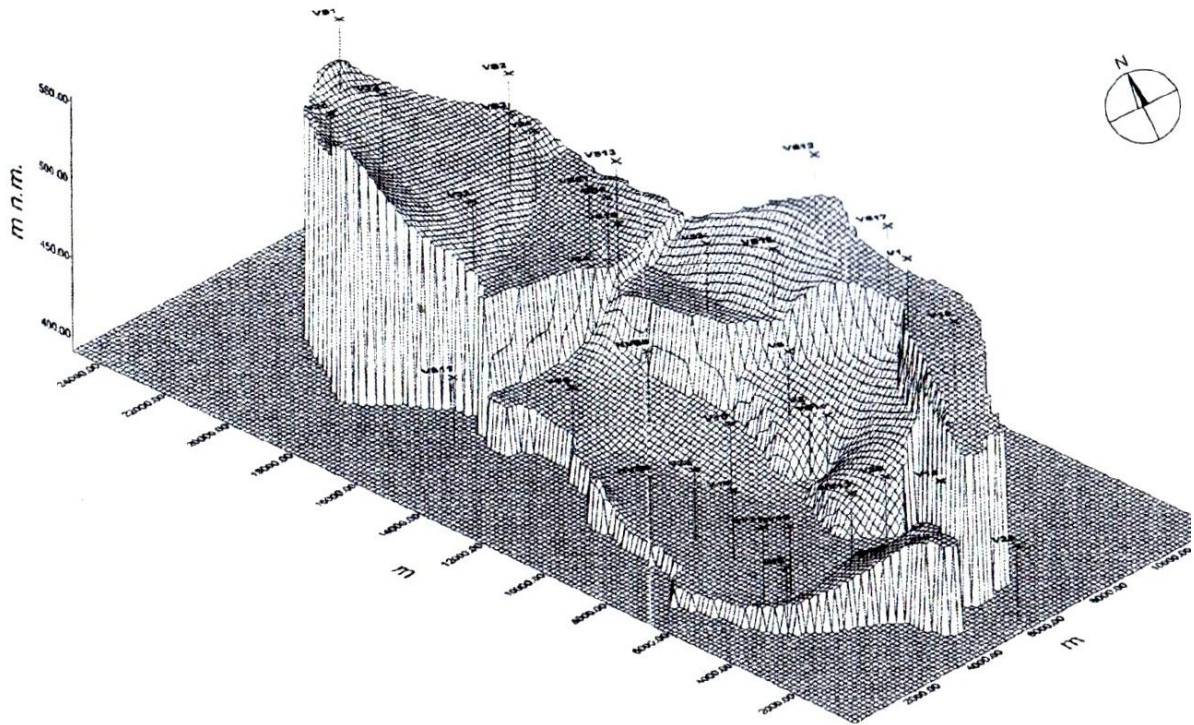
VS-1, u nějž byl použit pouze údaj o objemu čerpaného množství, a ne o nadmořské výšce hladiny podzemní vody, se u obou modelů přibližně shodují hodnoty hladiny, jež nepřesahují 530 m. Nadmořská výška území drenáže v Teplicích nad Metují vykazuje stejné výsledky u obou oblastí. Izolinie hladiny podzemní vody se v zásadě uklání v SV-JZ směru a výška hladiny podzemní vody poklesá od SZ k JV. Izolinie hladiny podzemní vody v modelu vytvořeném pomocí Feflow rychleji stoupají směrem od drenážního území. Ve starším modelu je na první pohled plošší a širší zóna hladiny úrovně do 475 m. n. m. a zhruba ve třetině oblasti se piezometrický povrch zvodně „lomí“ (viz obr. č. 35). Tento rys, který se uplatňuje i v novém modelu, je ve starší verzi vizuálně umocněn užším výběrem oblasti.

Ve starší variantě není modelováno proudění v nejsevernějším okraji pánve, ve kterém vychází ze simulace pomocí Feflow postupný pomalý nárůst výšky hladiny podzemní vody podle geometrie souvrství.



Obrázek 35 - Hladina kolektoru A₂ (1996)
(Krásný et al., 2002)

Při srovnávání izolinií hladiny podzemní vody s výsledky na obrázku č. 35 je potřeba mít na paměti, že tento obrázek není oproti ostatním orientovaný na sever a je mírně pootočený ve směru hodinových ručiček.

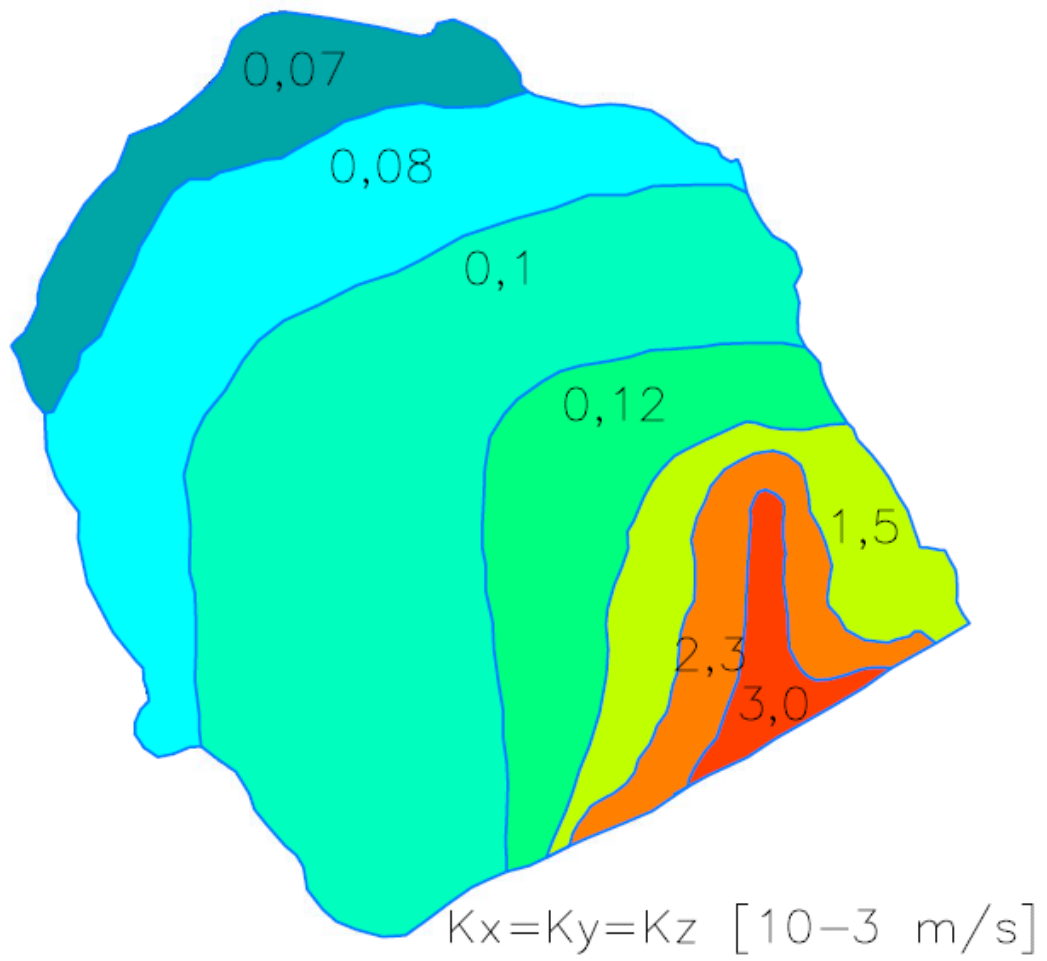


Obrázek 36 - Piezometrický povrch kolektoru A₂ (1996)
(Krásný et al., 2002)

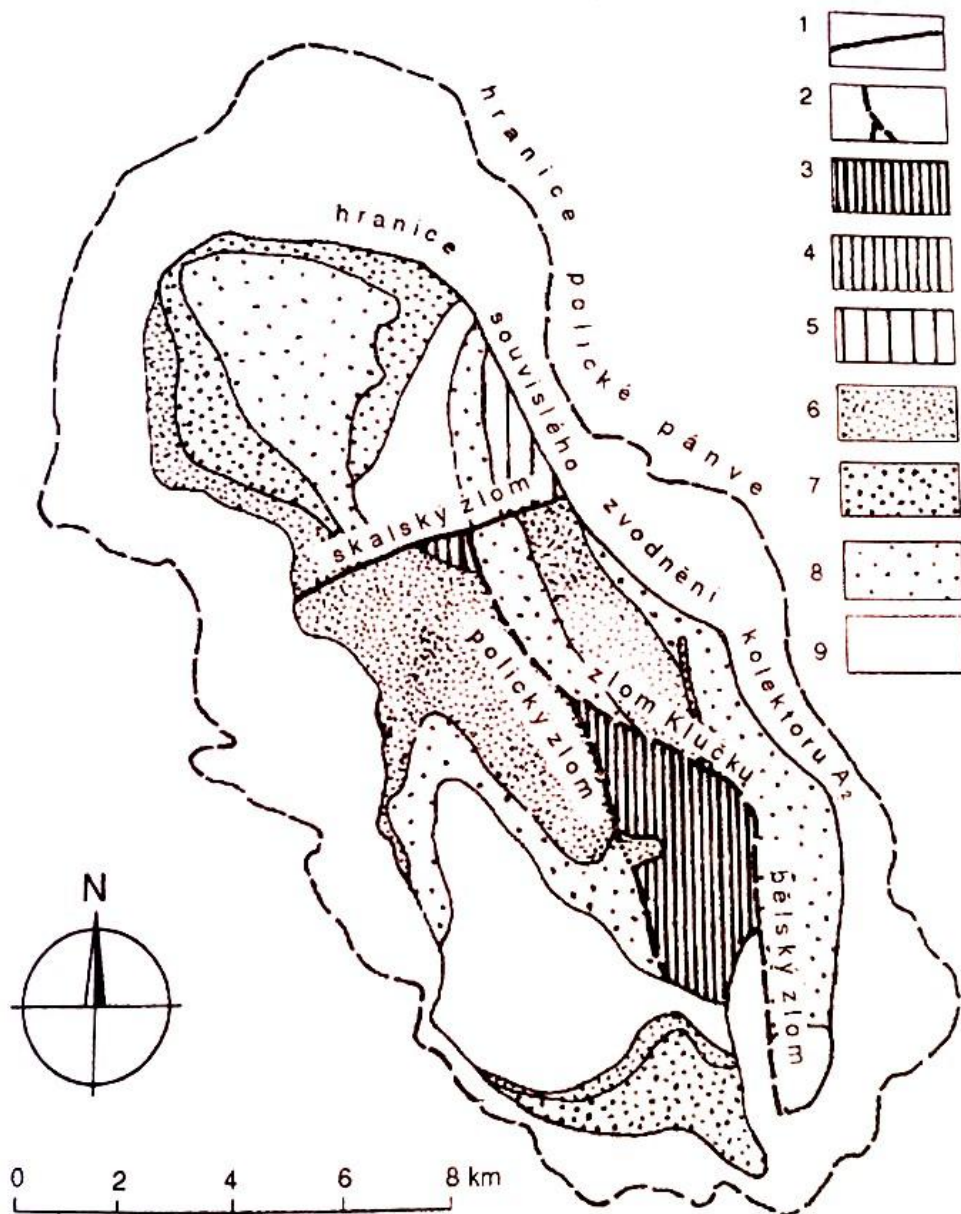
Na obrázku č. 36 je znázorněn povrch zvodně kolektoru rohovcového souvrství v celém rozsahu polické pánve. Část pánve na jih od skalského zlomu, který tvoří výrazný předěl, nebyla v této práci modelována.

Jedním z rozdílů obou modelových variant oproti modelu Jakeše et al. (1996) je volba hydraulické vodivosti. Zonalita konduktivity v modelových variantách A, B je naznačena na obrázku č. 37. Plošné rozdělení hornin, kterým byly přiřazeny různé hodnoty hydraulické vodivosti v modelu Jakeše et al. (1996), znázorňuje obr. č. 38.

V literatuře (Krásný et al., 2002) byla uvedena konstantní hodnota hydraulické vodivosti, a to $1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Nicméně ani v jednom z modelů nebylo toto doporučení důsledně dodrženo. Předepisování různých hodnot hydraulické vodivosti je zdůvodněno v následující kapitole č. 7.



Obrázek 37 - Hydraulická vodivost kolektoru A₂



Legenda: 1 - méně než $1 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 2 - $1 \cdot 10^{-8}$ až $5 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 3 - $5 \cdot 10^{-7}$ až $1 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 4 - $1 \cdot 10^{-6}$ až $5 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 5 - $5 \cdot 10^{-6}$ až $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 6 - $1 \cdot 10^{-5}$ až $5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 7 - $5 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 8 - $1 \cdot 10^{-4}$ až $5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 9 - více než $5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Obrázek 38 - Plošné rozdělení hydraulické vodivosti v kolektoru A₂ (1996)
(Krásný et al., 2002)

7 Diskuse

Modelovými variantami A i B byly nasimulovány velmi podobné výsledky, ale ve variantě B se izolinie hladiny podzemní vody více přiblížily přírodnímu stavu z roku 1989. Rok 1989 byl vybrán, protože v tomto období nebylo v severní části polické pánve čerpáno velké množství vody. Kdyby byl zvolen jiný rok s tím, že by pouze nebylo předepsáno čerpání, nesměly by se použít hodnoty hladin podzemní vody v kontrolních bodech, protože by byly ovlivněny čerpáním.

Rozdíl nadmořských výšek HPV z variant A, B oproti údajům z databáze Hydrofondu ČR v kontrolních bodech v oblasti je uveden v tabulce č. 6. Z tabulky je patrné, že v blízkém okolí vrtu VS-2 se výsledky modelu a kontrolní hodnoty téměř shodují. U vrtů VS-3, VS-19 a V-28 se nadmořské výšky hladiny liší o cca 1-3 m, u vrtu V-29 o 4 m.

V okolí vrtu V-29 je pravděpodobné, že rozdíl v hladině je způsoben blízkostí hranice oblasti. Po celé hranici (kromě linie skalského zlomu) byla předepsána ve variantě B okrajová podmínka prvního typu (výška HPV) exportovaná z modelové varianty A, jejíž výsledné hodnoty byly vytvořeny (mimo jiné) na základě přítoku infiltrované vody do oblasti touto hranicí. Míra přítoku byla vypočítána z předpokládané infiltrace a okrajová podmínka druhého typu na hranici (ve variantě A) byla předepsána konstantně. Nicméně v různých místech po obvodu pánve může docházet k většímu nebo naopak menšímu přítoku. Kontrolní body v blízkosti tedy nemají takovou vypovídající hodnotu, protože není možné tyto různé hodnoty přítoku předpovídat.

Případy, kdy jsou simulované hodnoty nižší než jejich ekvivalenty z databáze Hydrofondu ČR, mohou být vysvětleny podceněním přítoku z podloží nebo přeceněním hydraulické vodivosti v drenážní zóně v blízkosti pásma tektonických poruch, protože čím větší hodnoty hydraulické vodivosti v oblasti Teplic nad Metují (na jihu modelované oblasti) byly zadány, tím více klesala hladina podzemní vody v severnější části pánve.

Jednou z možností alespoň řádového ověření správnosti modelu jsou i přítoky vody do řeky Metuje vlivem jejího drenážního účinku v Teplicích nad Metují. V blízkosti cca 1,2 km dlouhého úseku byla určena míra přítoku z kolektoru A₂, a to necelých 170 L·s⁻¹. V literatuře (Krásný, J. et al., 2002) je v Teplicích nad Metují uveden přítok do řeky 220 L·s⁻¹. V této situaci nelze přesně zjistit, jak velká část vody pochází z rohovcového souvrství a jak velká část vody je drénována i z nadložních a podložních kolektorů. Metuje před Teplicemi navíc opouští skalní města, kde se ve větší míře vyskytují meteorologické srážky, které snadno stékají ze skal přímo do povrchových toků.

V Teplicích nad Metují se také nachází dva významné prameny odvodňující kolektor A₂. Nadmořská výška hladiny je v okolí pramene Jezírko větší (ve variantě B) o 3,5 m od předpokládané

výšky hladiny v prameni. Tato chyba může být způsobena vlivem křížení polického a skalského zlomu. V linii skalského zlomu je předepsán nulový průtok, ale ve skutečnosti je pravděpodobné, že skrz zlom dochází k odtoku určitého množství vody ze severního do jižního zvodněného systému a tím ke snížení hladiny podzemní vody v daném místě. Ve variantě A byl pramen kontrolován svou vydatností. Výsledná vydatnost byla o jednotky vteřinových litrů vyšší od předpokládané vydatnosti, což lze vysvětlit stejným způsobem jako u výšky hladiny. Rozdíl může být mimo jiné způsoben také nedostatečným počtem vstupních dat.

Bodové údaje o hladině podzemní vody nejsou nejspolehlivějšími ukazateli daného prostředí, protože popisují jen lokální stavy. U těchto údajů je také velkým problémem fakt, že v popisu bývá uveden jen rok měření, ale ne měsíc. Není tedy jisté, zda hladina podzemní vody reaguje na předešlé období sucha nebo byla naopak změřena v období zvýšeného stavu. U některých vrtů byla v hydrogeologickém popisu uvedena ustálená hladina, naražená hladina anebo hladina podzemní vody před čerpací zkouškou. Pokud to bylo možné, pro kontrolu úrovně hladiny podzemní vody byly použity průměrné nadmořské výšky hladiny podzemní vody z režimního čerpání trvajících déle než jeden rok, které se odehrávalo během roku 1989. Data o úrovni hladin z let 60., 70. a 90. nebyla brána v potaz.

Podle Ondovčina (2012) mají vliv na kolísání hladiny podzemní vody ve vrtech i slapové jevy, ale změny nadmořské výšky hladiny ve vrtu v jednotkách nebo desítkách cm nejsou v tomto modelu příliš zásadní ani rozlišitelné.

V modelu nebyly použity téměř žádné hodnoty hladiny podzemní vody ve vrtech jako vstupní údaje, sloužily pouze pro kontrolu výsledků. Nadmořské výšky hladiny podzemní vody byly použity jen v drenážní zóně u teplických pramenů. Při využití nadmořské výšky hladiny z pramenů nejistota odpadá, pokud prameny odvodňují přímo daný kolektor. Jejich vydatnost je možné průběžně sledovat.

Další potíží převzatých dat je, že v popisech hydrogeologických vrtů z databáze Hydrofondu ČR nebývá rozlišován kolektor A_2 od kolektoru A_1 a podle hloubek perforovaných částí vrtu dochází k propojení kolektorů. Rohovcové souvrství je ale řídicím kolektorem pánve, má větší transmisivitu a napjatou hladinu podzemní vody, a tak je potřeba předpokládat, že se údaje o hladinách podzemní vody v BKK týkají kolektoru A_2 .

V publikaci Krásného et al. (2002) je doporučena konstantní hodnota hydraulické vodivosti, a to $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Nicméně ve variantě modelu Jakeše et al. (1996) byla modelována oblast prostředí s nehomogenní hydraulickou vodivostí. V obou modelovaných variantách této diplomové práce byla hydraulická vodivost v řádu $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ použita v okolí zlomového pásma polického zlomu. Ve zbytku pánve byla i přes doporučení z literatury zadána nižší hydraulická vodivost (viz obr. č. 37), protože při

zachování doporučené hodnoty by bylo nutné příliš zvýšit přítok vody z podloží do kolektoru A₂. Plošně by tento přítok musel dosahovat řádu desítek až stovek vteřinových litrů.

Při simulaci proudění se ukázalo, že hodnoty hydraulické vodivosti udané přímo do zlomů mají na nadmořské výšce hladiny podzemní vody minimální vliv. Zásadní vliv mají hodnoty hydraulické vodivosti předepsané horninám v blízkém okolí tektonických linií.

Z porovnání výsledků varianty A i B s modelem z roku 1996 je patrné, že hodnoty nadmořské výšky hladin v modelovaných oblastech se navzájem blíží a izolinie mají podobný tvar a způsob poklesu od severu k jihu. Drobné odlišnosti jsou dané rozdílem metod, zadaných hydraulických parametrů a také výběrem rozsahu oblasti.

8 Závěr

Cílem této práce bylo vytvořit alternativní model zvodnění rohovcového souvrství v severní části polické pánve k modelu Jakeše et al. (1996). K simulaci proudění podzemní vody byl použit software Feflow a volně dostupná archivní data.

Z archivu Hydrofondu ČR byl pro účely této diplomové práce poskytnut soubor 97 objektů (vrtů a pramenů) vybraných pomocí aplikace ČGS. Tato webová aplikace umožňuje zobrazit na mapě geologické, báňské, hydrogeologické, ale i geofyzikální a další vrty, které byly vyhloubeny v zájmové oblasti. Zároveň poskytuje základní data o jejich hloubce, roku zhotovení nebo např. odkaz (tzv. signaturu) na geologickou zprávu, která obsahuje údaje z těchto vrtů. Archivní zprávy lze vyhledat online přes již zmíněné signatury v systému ASGI, nicméně jejich texty jsou zapůjčovány k nahlédnutí jen v budově geofondu ČR v Praze.

Určit strop a bázi rohovcového souvrství bylo možné pouze z 15 objektů, a to na základě geologického popisu vrtných jader. U největšího počtu vrtů byly uvedeny výsledky chemických analýz, které se této diplomové práce bohužel netýkaly.

Z výše zmíněných 97 objektů byl u 34 uveden údaj o nadmořské výšce hladině podzemní vody.

Pro modelování bylo nutné vyhledat informace o výškách hladiny a čerpání v severní části pánve z období konce 80. let. Většina vrtů ze souboru nezastihuje zvodnění rohovcového souvrství, čímž se počet využitelných údajů velmi snížil.

Současné údaje o hladinách podzemní vody ve vrtech pocházející z monitoringu a objemy vody čerpané společností Toma Natura nejsou volně dostupné. Pro tento model to však nepředstavuje velký problém, protože předmětem práce není rekonstrukce aktuálního stavu vod polické pánve. Ostatní data, kterými jsou např. dlouhodobé srážkové průměry a hodnoty infiltrace, geometrie kolektoru nebo hydraulické parametry prostředí (např. hydraulická vodivost), se v průběhu času výrazně nemění. Mění se hodnoty odběru vody a v návaznosti na něj i výšky hladiny podzemní vody, ale protože bylo záměrem modelovat „přírodní stav“, aby mohl být tento model srovnáván se starším modelem, byly využity údaje o HPV a velmi nízkém čerpání podzemní vody z vrtů (VS-1 a VS-2) v severní části pánve z roku 1989, kdy nebyly v provozu vrty ze štoly v Teplicích nad Metují a nebyly realizovány odběry pro balenou vodu výše zmíněné společnosti.

Pomocí GIS byly vymezeny tektonické linie a rozsah oblastí. Pomocí softwaru Surfer byla určena geometrie. Další práce modelování probíhaly pouze v prostředí Feflow. Nejprve bylo nutné vygenerovat síť trojúhelníkových elementů, dále předepsat typ hladiny podzemní vody (napjatá hladina), okrajové podmínky, hydraulické parametry atp. Vstupní údaje byly postupně

zpřesňovány, než byly výsledky optimální. Vypočítané hodnoty výšky hladiny podzemní vody byly ověřeny pomocí údajů z vrtů, které nebyly použity jako vstupní informace.

V rámci této práce byly vytvořeny dvě varianty (A, B) v softwaru Feflow lišící se typem okrajových podmínek, které byly srovnávány s modelem polické pánve vytvořeným v softwaru Modflow a publikovaným v roce 1996.

Přes všechny nejistoty vycházející z počtu a kvality vstupních údajů je výsledek modelování příznivý a cíl - vytvořit alternativní model k modelu přírodního stavu zvodně rohovcového souvrství v severní části polické pánve autorů Jakeše et al. (1996) - byl splněn.

9 Seznam použité literatury

- Bear, J., Verruijt, A. (1987): Modeling Groundwater Flow and Pollution. Netherlands
- Betancur, T. V., Palacio C. A. T., Escobar J. F. M. (2012): Conceptual Models in Hydrogeology, Methodology and Results - Hydrogeology - A Global Perspective, 203 - 222. Rijeka
- CHKO Broumovsko (2015): Naučná stezka teplickým skalním městem. Národní přírodní rezervace Adršpašsko-teplické skály
- Cissé, Y. (2002): Aquifer Parameters Estimation: Numerical experiments and Application to a Groundwater basin. Praha
- Diersch, H.-J. G. (2005): Feflow 5,2 - Users Manual. WASY. Berlin
- Diersch, H.-J. G. (2014): Feflow, Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Groundwater modeling centre. Berlin
- Domenico, P. A., Schwartz F. W. (1997): Physical and Chemical Hydrogeology. USA
- Hynie, O. (1949a): Vodárensky využitelné vydatné nádrže podzemních vod v Čechách. Geotechnica, 8.
- Hynie, O. (1949b): Zajištění vodních zdrojů skupinového vodovodu pro Hradec Králové a okolí v Polické křídové pánvi. Paliva a Voda, 29, 7.
- Kněžek, V. (1982): Závěrečná zpráva Oblasti Krzeszów - Adršpach. MS Geofond ČR. Praha.
- Kněžek, V. (1975): Závěrečné zhodnocení: Pitná voda. MS Vodní zdroje. Geofond ČR. Praha
- Kopecký, J. (2011): Adršpašsko. Nakladatelství Juko.
- Krásný, J., Buchtele, J., Čech, S., Hrkal, Z., Jakeš, P., Kobr, M., Mls, J., Šantrůček, J., Šilar, J., Valečka, J. (1996): Optimalizace využívání a ochrany podzemních vod s ohledem na ostatní složky životního prostředí: Polická pánev. Závěrečná zpráva. MS Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Praha
- Krásný, J., Buchtele, J., Čech, S., Hrkal, Z., Jakeš, P., Kobr, M., Mls, J., Šantrůček, J., Šilar, J., Valečka, J. (1997): Návrh změn pásem hygienické ochrany podzemních vodních zdrojů polické křídové pánve (pilotní projekt). MS Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Praha

Krásný, J., Buchtele, J., Čech, S., Hrkal, Z., Jakeš, P., Kobr, M., Mls, J., Šantrůček, J., Šilar, J., Valečka, J. (2002): Hydrogeologie polické křídové pánve: optimalizace využívání a ochrany podzemních vod. Sborník geologických věd, Hydrogeologie, Inženýrské geologie, 22, 5 - 100. Praha

Krásný, J., Císlerová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszalek, H., Šantrůček, J., Šilar, J. (2012): Podzemní vody České republiky: Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Česká geologická služba. Praha

Kresic, N., Mikszewski A. (2013): Hydrogeological conceptual site models. CRC Press. Florida

Ondovčín, T. (2012): Slapové jevy v hydraulice podzemní vody. Dizertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha

Svoboda, M. (1972): Hydrologická bilance povodí se zaměřením k využití podzemních vod. Kandidátská dizertační práce. MS Výzkumný ústav vodohospodářský. Praha

Vrba, J. (1966): Hydrogeologie polické pánve. MS Geofond ČR. Praha

Vrba, J. (1971): Hydrogeologie artézské pánevní struktury v české části vnitrosudetské pánve. Sborník geologických věd, Hydrogeologie, Inženýrské geologie, 8, 7 - 48. Praha

Internetové zdroje:

Český hydrometeorologický ústav (3. 2. 2015):

http://voda.chmi.cz/opzv/hg_rajony/hg_rajony_2005.htm

Česká geologická služba - Geofond ČR - ASGI (3. 2. 2015): <http://www.geofond.cz/wasgiv/#>

Česká geologická služba - Geofond ČR - vrtná prozkoumanost (20. 9. 2014):

<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/mapove-aplikace#>

Matyšek, B. - Naše Broumovsko (12. 7. 2015): <http://nase.broumovsko.cz/podniky/jak-se-podle-reditelu-firmy-a-vyrobnih-zavodu-staci-toma-vody-v-teplicich-nad-metuji.html>

Ústní sdělení:

Knežek, V. (2014). Praha