

HYDROGEOLOGICKÁ RAJONIZACE A VYUŽÍVÁNÍ PODZEMNÍCH VOD NA ÚZEMÍ LIBERECKÉHO KRAJE

Z hlediska hydrogeologických poměrů je tento kraj tím nejrozmanitějším v ČR. V daném rozsahu textu může být tudíž prezentován jen stručný přehled.

1.1 Hydrogeologická rajonizace

Hydrogeologické rajony jsou definovány jako územní jednotky s převažujícími specifickými podmínkami pro tvorbu určitého typu zvodněných kolektorů a režimu proudění podzemních vod. Rajony a jejich označení slouží pro potřeby plánování, přípravy a uskutečnění prací v oboru vodního hospodářství a k hodnocení a evidenci využitelných zdrojů podzemní vody. Podle hydrogeologické rajonizace (platné dle vyhlášky č. 5/2011Sb.; Olmer et al. 2006) se nacházejí v Libereckém kraji tyto rajony:

Tabulka č. 1: Hydrogeologické rajony v Libereckém kraji.

číslo	Název	Poznámka
Rajony svrchní vrstvy		
1410	Kvartér liberecké kotliny	
1420	Kvartér a miocén Žitavské pánve	
1430	Kvartér Frýdlantského výběžku	
4420	Jizerský coniac	Severní polovina rajonu patří do LIK
Rajony základní vrstvy		
4410	Jizerská křída pravobřežní	Severní část
4430	Jizerská křída levobřežní	Severní okraj
4522	Křída Pšovky a Liběchovky	Severní okraj
4523	Křída Obrtky a Ústěckého potoka	Severní okraj
4640	Křída horní Ploučnice	
4650	Křída dolní Ploučnice a horní Kamenice	Jihovýchodní polovina
5151	Podkrkonošský permokarbon	Západní polovina
6413	Krystalinikum Jizerských hor v povodí Lužické Nisy	
6414	Krystalinikum Jizerských hor v povodí Jizery	Západní polovina
Rajony bazálního křídového kolektoru (podložní vrstvy)		
4710	Bazální křídový kolektor na Jizeře	Severní část
4720	Bazální kolektor od Hamru po Labe	Většina rajonu

Ve zkoumané oblasti analogicky s členěním regionálně-geologickým můžeme vymezit dvě základní hydrogeologicko-strukturní jednotky:

1. Hydrogeologický masív, kam patří především vyvřeliny a metamorfity
2. Hydrogeologická pánev, pánev I. řádu, tvořenou horninami mladšího paleozoika a mesozoika a označovanou jako Česká pánev. Relikty terciérních sedimentů i pleistocénní ledovcové uloženiny mají též charakter hydrogeologické pánve.

V LIK hranice mezi jednotkami hydrogeologického masívu a hydrogeologické pánve probíhá podél lužického zlomu – na sever od něj se vyskytuje převážně hydrogeologický masív, na jih téměř výhradně hydrogeologická pánev.

Horniny na území LIK můžeme rozdělit z hlediska hydrogeologie do několika skupin:

- slatiny a rašeliny (pro využití podzemní vody nevhodné).
- spraše až hlíny (pokryvné útvary prakticky bez zvodnění).
- kvartémí štěrky, písky a sutě (průlinové kolektory)
- terciemi jíly a písky (průlinové kolektory až izolátory), puklinově propustné uhlí

- terciemi vulkanity (puklinově propustné)
- křídové pískovce (prúlinovo-puklinové kolektory)
- křídové jílovce, slínovce, prachovce (izolátory)
- permokarbonské sedimenty (střídání prúlinovo-puklinových kolektorů a izolátorů)
- metamorfované horniny, magmatity a částečně permské vulkanity (puklinově propustné - hydrogeologický masív)
- krystalické vápence (puklinová, z malé části krasovo-puklmová propustnost)

Označení velikosti transmisivity neboli průtočnosti (nízká, střední apod.) odpovídá klasifikaci hornin podle transmisivity (Krásný 1986).

Při charakterizování propustnosti hornin používáme osmistupňovou klasifikační stupnici (podle Jetela 1973). K hodnocení velikosti průtočnosti neboli transmisivity (nízká, střední apod.) používáme klasifikaci podle Krásného (Krásný 1986). Velikost průtočnosti odpovídá množství podzemní vody, které lze z příslušné zvodně jímat a tedy např. vodárenskému významu daného horninového prostředí, viz tab. 2.

Tabulka č. 2. Klasifikace hornin podle transmisivity neboli průtočnosti (upraveno dle Krásného 1986, 1990).

Index průtočnosti (transmisivity) Y Y=log(10 ⁶ q)	Specifická vydatnost q (l.s ⁻¹ .m ⁻¹)	Koefficient průtočnosti (transmisivity)		Označení průtočnosti (transmisivity) horninového prostředí	Vodohospodářský význam – výše průtočnosti (transmisivity) naznačuje prostředí s následujícími předpoklady využití podzemní vody	Přibližná vydatnost jednotlivých vrtů při snížení cca 5 m (l.s ⁻¹)
		m ² s ⁻¹	m ² .d ⁻¹			
				velmi vysoká	Velké soustředěné odběry regionálního významu (velké skupinové vodovody)	>25
6,7	5,0	6.10 ⁻³	500			
				vysoká	soustředěné odběry menšího regionálního významu (menší skupinové vodovody)	5-25
6,0	1,0	1.10 ⁻³	100			
				střední	Větší odběry pro místní zásobování (menší obce)	0,5-5
5,0	0,1	1.10 ⁻⁴	10			
				nízká	Menší odběry pro místní zásobování (jednotlivé domy)	0,05-0,5
4,0	0,01	1.10 ⁻⁵	1			
				velmi nízká	Jednotlivé malé odběry pro místní (individuální) zásobování při omezené spotřebě	0,005-0,05
3,0	0,001	1.10 ⁻⁶	0,1	nepatrná		
					Zajištění zdrojů pro individuální zásobování obyvatelstva i při velmi omezené spotřebě obtížné či nemožné	<0,005

Hydrogeologický masív je jednoetážový hydrogeologický stavební celek tvořený pouze fundamentem (krystalinickými horninami nebo silně zvrásněnými a silně zpevněnými sedimenty), překrytý nanejvýš jen málo mocným kvartérním pokryvem. Horniny hydrogeologického masívu jsou charakteristické puklinovou porozitou, se zvýšenou propustností v připovrchové zóně rozpojení a rozvolnění hornin. Tato připovrchová zóna je

snadno dosažitelná mělkými vrty a studněmi a je tedy často nejvýznamnějším zdrojem podzemní vody v oblasti hydrogeologického masívu.

1.1.1 Krystalinikum

Krystalinikum (plutonity a metamorfity) představuje hydrogeologický masív, který se vyznačuje propustností puklinovou, pouze v pásmu připovrchového rozpojení a rozvolnění hornin je kombinována s propustností průlinovou. Hlavním kolektorem v horninách krkonošsko-jizerského krystalinika je připovrchová zóna rozvolnění a rozpukání hornin spolu se zvětralinovým pláštěm. Tato zóna sahá do hloubek několika metrů až desítky metrů pod terén a probíhá více méně konformně s povrchem terénu. Vykazuje vyšší propustnost než hlubší partie hydrogeologického masívu, zpravidla bez ohledu na petrografické rozdíly.

Svory mají špatnou akumulaci schopnost. Pukliny jsou vlivem plasticity těchto hornin sevřené a při povrchu zatěsněné jílovitými produkty zvětrávání, což zhoršuje i podmínky pro infiltraci srážkových vod. Lepší hydrogeologické prostředí představují místa podrcení a většího otevření puklin.

Vlastnosti podobné svorům mají i jizerské ortoruly, které tvoří svahy Smrku. Často jsou překryty mocnými sutěmi, které mají částečnou retenční schopnost. Pro toto území jsou typické periodické suťové prameny. Z metamorfovaných hornin se zde ještě vyskytují leptynity, které jsou vlastnostmi podobné ortorulám, a erlány vyskytující se ve formě čoček. Je pro ně charakteristické, že s hloubkou rychle ztrácejí puklinovou porozitu.

V oblastech tvořených krkonošsko-jizerskou žulou jsou podmínky pro infiltraci a oběh příznivější. Tato hornina je křehká, rozpukaná řídkěji, ale rozevřenými puklinami, které zasahují do větší hloubky. Na žulách se vytváří plášť hlinitopísčitých zvětralin. Na ně je vázáno připovrchové zvodnění, které napájí i zvodnění puklinového systému.

Křemenné a doleritové žíly v žule bývají zvodnělé, čehož důkazem jsou četné prameny na ně vázané či zatopené lomy a z nich vytékající voda.

Výskyty kvarcitů, vápenato-silikátových rohovců (erlánů) a především krystalických vápenců představují zóny zvýšené propustnosti, jež slouží jako preferenční zóny infiltrace či odvodnění podzemních vod. Takovouto zónu v prostředí erlánů, vápenců a kvarcitů indukuje nápadně velké množství pramenů a studánek i poměrně vydatných (nad 1 l/s) např. v Rokytnici nad Jizerou.

Výskyty krystalických vápenců v zájmovém území jsou dostatečně rozsáhlé, aby se v nich mohly vytvořit i krasové systémy, přinejmenším v okolí Bozkova a Poniklé se lze setkat s kombinací puklinové a krasové propustnosti.

Krasový systém Bozkovských jeskyní o délce 1,1 km je veřejnosti přístupný. Nejhlubší trvale zatopené prostory tvoří nejrozsáhlejší podzemní jezero v Čechách. Celý podzemní systém je odvodňován krasovým vývěrem (Kramářova vyvěračka). Krasový systém Ponikelských jeskyní, který je objeven pouze z části, dosahuje 240 m nebo až 500 m, není volně přístupný.

V Jizerských horách i v hydrogeologickém masívu obecně lze vyčlenit mělký oběh podzemní vody vázaný na pokryvné útvary a zónu povrchového zvětrání a rozpojení puklin (s koncentrací oběhových cest v zlomových pásmech) a oběh v hlubší zóně rozpukání a zónách tektonicky predisponovaných. Lze tedy vymezit dva kolektory, jež mohou, ale nemusejí být podle místních podmínek vzájemně odděleny tzv. cementačním pásmem: 1) svrchní mělký kolektor v kvartéru a připovrchové zóně rozpukání a rozvolnění hornin, 2) spodní puklinový kolektor v hloubkách kolem 20 m a hlouběji. Hydrogeologické vrty v zájmovém území nepřesahují 100 m, výjimkou jsou vrty na Vratislavickou kyselku a Libverdskou kyselku dosahující hloubky až přes 200 m.

Nízká průměrná transmisivita metamorfovaných hornin v zájmovém území odpovídá obvyklým hodnotám krystalinika v Českém masivu. Regionálními hodnoty pro přípovrchovou zónu krkonošsko-jizerského plutonu udávají o polovinu až o řád vyšší hodnoty transmisivity než v metamorfitech - převážně střední transmisivitu. O hydraulických parametrech a proudění podzemní vody v krystalických vápencích je málo údajů - transmisivita je nízká až vysoká.

Proudění podzemní vody je lokální s infiltrací po celé ploše. Pohyb a odvodnění je v přípovrchové zóně určován především morfologií terénu, odvodňuje se převážně v terénních depresích četnými drobnými prameny, četnými rozptýlenými vývěry (prameništi) a přírony do povrchových toků. Hlubší proudění bylo v LIK zaznamenáno snad pouze v okolí Lužického zlomu (pramen Teplice).

V horském reliéfu lze vyčlenit ještě zónu velmi rychlého oběhu na svazích převážně v sutích, kdy rychlost proudění podzemní vody může být i několik stovek m za den. Na většině území rychlost proudění nepřesahuje několik m za den (Jetel 1986).

Prameny a prameniště z žul dosahují vyšších vydatností než z fylitů, což je způsobeno i vyšší nadmořskou výškou. Prameniště a prameny větších vydatností (kolem 1 l/s) jsou poměrně časté na svazích a úpatí hor (jímány zářezy, pramenními jímkami a studnami mj. Liberec, Jablonec n.N. atd. – dříve tvořily hlavní zdroj pitné vody), v podhorském reliéfu jsou vzácnější.

K označení chemického typu podzemní vody používáme klasifikace dle procentuelního zastoupení jednotlivých aniontů a kationtů, zobrazují se ty, které dosahují 20 mval%. Pro zjednodušení textu neudáváme náboj iontu nad chemickou značkou.

Celkově lze charakterizovat podzemní vody krystalinika jako vody měkké, se slabě kyselou reakcí a často s velmi nízkou celkovou mineralizací.

V podzemních vodách převažuje nízká celková mineralizace (s výjimkou kyselky a znečištěných vod na území měst), obvykle 0,1-0,3 g/l. S vyšší nadmořskou výškou logicky klesá celková mineralizace. Z kationtů vždy převažuje Ca, jako druhá složka se vyskytuje Na, méně často Mg. Z aniontů převažují SO₄, méně často HCO₃, někdy jsou ve významném podílu přítomny Cl. Ve vyšších nadmořských výškách bývá významný podíl SiO₂. Chemismus podzemní vody v přípovrchové zóně je typický velmi proměnlivou kvalitou, vody jsou kyselé, s velmi častými vyššími obsahy SO₄ (z imisí), chemického typu Ca-HCO₃, Ca-HCO₃-SO₄, CaMg-SO₄HCO₃, CaNa-SO₄HCO₃. Podzemní voda hlubší puklinové zóny má slabě kyselou až neutrální reakci, vyšší podíl Na, než mělký kolektor a poněkud vyšší mineralizaci, ale nikoli výrazně. V krystalických vápencích je typický chemický typ Ca-HCO₃, slabě alkalická reakce, nízká až střední mineralizace. Obvyklá je absence NH₄, Mn, Fe a nízké obsahy NO₃.

Z hlediska pitných účelů podzemní voda má často nedostatečné obsahy Ca+Mg, naopak zvýšené obsahy NH₄, NO₃, Fe, Mn, nízké pH. Prameny mají celkově velmi nízkou mineralizaci 0,06-0,12 g/l, a tedy nedostatečné obsahy Ca+Mg.

1.1.2 Permokarbon

Je typický nepravidelným střídáním kolektorských vrstev (pískovce a přípovrchová zóna ostatních hornin) a izolačních poloh (jílovité sedimenty a vulkanity v hloubce). Propustnost je puklinová (vulkanity) a průlinovo-puklinová (sedimenty).

Jednotlivá permokarbonská souvrství v sobě obsahují pískovce i prachovce a jílovce, případně vulkanity, nelze zde (na rozdíl od poměrů v křídě) stanovit regionálně rozšířené kolektory či izolátory. Nicméně jednotlivá souvrství se do určité míry hydrogeologicky odlišují, což

dokladuje kromě rozdílných hydraulických parametrů i nápadné množství pramenů vyvěrajících na rozhraní jednotlivých souvrství.

Celkově má podkrkonošský permokarbon střední transmisivitu, přičemž nejpříznivější hydraulické parametry vykazuje vrchlabské souvrství. Západní okraj podkrkonošského permokarbonu má zřetelně nižší transmisivitu než v ostatním území - v průměru nízká transmisivita v se dále k západu ještě snižuje až na velmi nízkou v okolí Jizery a dál na Z. Tato velmi nízká transmisivita souvisí patrně s morfologickými poměry (svah Lužického zlomu) a s jeho infiltrační funkcí (oblast stoku) pro křídovou pánev.

Proudění podzemní vody je lokální s infiltrací po celé ploše a s odvodněním do místních erozních bází. V permokarbonu má hlavní podíl na oběhu podzemních vod kolektor mělké (připovrchové) zóny.

Sedimenty permokarbonu obsahují podzemní vodu s obvyklými chemickými typy Ca- HCO₃, CaMg-HCO₃SO₄, celková mineralizace se pohybuje převážně ve středních hodnotách 0,14-0,6 g/l, často jsou zvýšené obsahy NH₄, NO₃. Prameny se sedimentů mají mineralizaci 0,21 g/l, chemický typ Ca(Na)-HCO₃SO₄. Hluběji uložené zvodně mají vyšší mineralizaci a odlišný chemický typ 2-4 g/l a chemický typ od Na-HCO₃ po NaCa-SO₄.

1.1.3 Česká křídová pánev

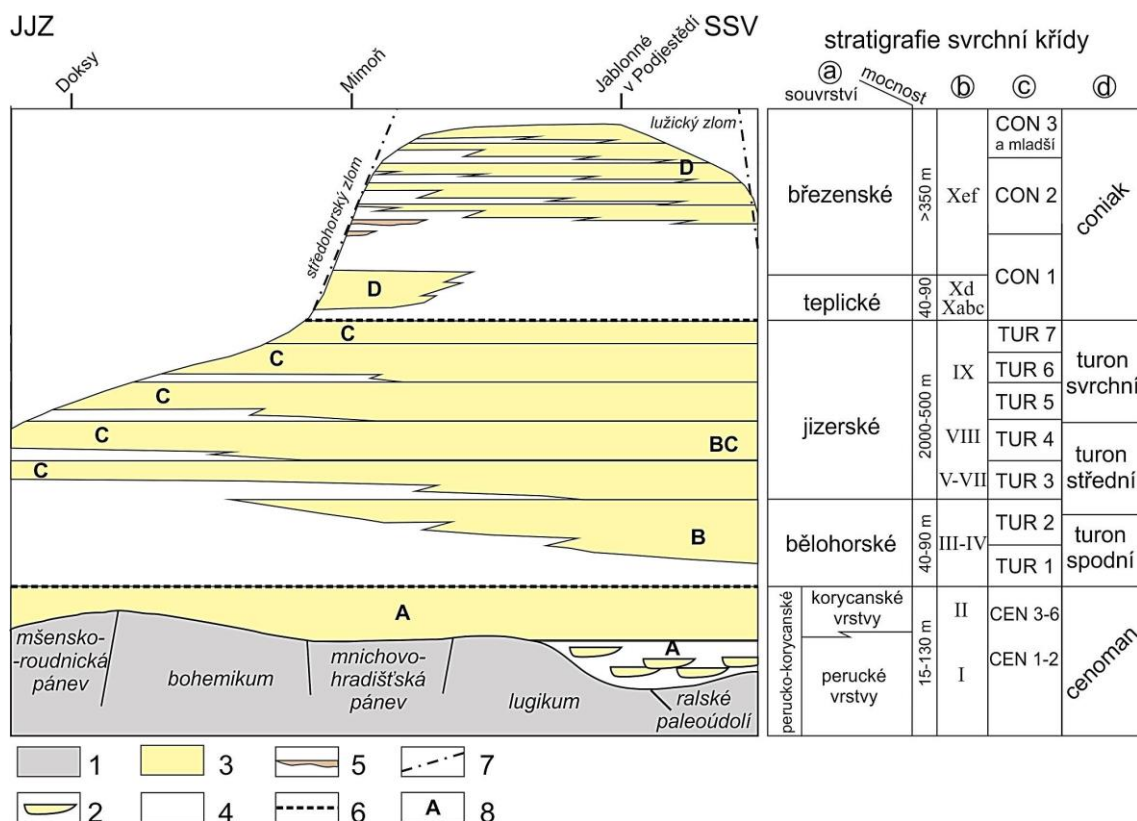
Svrchní patro české pánve – sedimenty svrchní křídy - je součástí České křídové pánve, a lze v něm rozlišit tři samostatné kolektory - A, C (resp. BC) a D. Kolektory jsou odděleny mocnými izolátory s výjimkou sv. okraje podél lužického zlomu, kde mocnost slínovců mezi kolektory C a D klesá na několik metrů až na nulu.

Česká křídová pánev je nejvýznamnější hydrogeologickou strukturou v Čechách. Pro lužickou (severočeskou) křídouje typické tektonické rozčlenění na jednotlivé bloky (kry) a subhorizontální uložení vrstev, s výjimkou území podél lužického zlomu. Kolektory tvoří pískovce, kdežto slínovce, prachovce apod. horniny tvoří izolátory. V zájmovém zemí se vyskytuje nejvýznamnější jednotný kolektor C, resp. BC.

Tabulka č. 3: Vztah litostratigrafie a hydrogeologického charakteru České křídové pánve v zájmovém území.

geologie		hydrogeologická funkce		velikost transmisivity
kvartér	údolní nivy, glaciální sedimenty	Lokálně významný průlinový kolektor		nízká až vysoká
terciér	Sedimenty, vulkanity	izolátor až nevýznamný kolektor		nízká
	Ktp-Kbz		kolektor D	nízká, střední
		izolátor D/C		
	Kj	průlinovo-puklinový kolektor C, resp. BC		střední, vysoká
křída	Kb			
		izolátor BC/A		
	Kpk	průlinovo-puklinový kolektor A		střední
	Permokarbon	Nepravidelné střídání kolektorů a izolátorů, tvoří podložní izolátor křídy		nízká – střední
	Krystalinikum	puklinový kolektor, tvoří podložní izolátor křídy		převážně nízká

velikost transmisivity - ve smyslu Krásného (1986); Kbz – březenské s.; Ktp – teplické s.; Kj - jizerské s.; Kb - bělohorské s.; Kpk - perucko-korycanské s.



Obrázek č. 1: Schéma stratigrafie, litologie a rozmístění kolektorů v české křídové pánvi v rajonu 4640. Vysvětlivky: 1 – horniny podloží křídly; 2 – pískovce ve výplni fluvialních koryt; 3 – pískovce; 4 – prachovce, jílovce, slínovce; 5 – aleuropelity s vložkami pískovců („flyšoidní facie“); 6 – glaukoniticko-fosfátový horizont na erozivní ploše; 7 – významné tektonické zóny; 8 – označení kolektoru podzemních vod; a – litostratigrafie (Čech et al. 1980); b – neformální stratigrafie (Č. Zahálka 1897a, b, 1916, Klein 1963); c – genetická stratigrafie (Uličný et al. 2009a); d – chronostratigrafie.

Na území Libereckého kraje se vyskytují tři významné hydrogeologické kolektory v různých hloubkových úrovních: bazální kolektor A (perucké a korycanské vrstvy cenomanského stáří), nad ním vodohospodářsky nejvýznamnější kolektor C, resp. BC (jízerské, resp. bělohorské a jízerské souvrství stáří spodní až svrchní turon) a v části území kolektory D (teplické a březenské souvrství stáří svrchní turon a coniak). Hydrogeologické poměry jsou výrazně ovlivněny projevy terciárního povrchového a žilného vulkanismu, které často omezují komunikaci podzemní vody.

Bazální kolektor A odděluje od kolektoru BC izolátor s prachovci a slínovci. V jihovýchodní části rajonu dochází k prudkému nárůstu mocnosti izolátorových hornin spodního turonu (až 100 m), proto bělohorské souvrství získává funkci mocného izolátoru. Kolektor BC je tudíž vyvinut pouze v severozápadní části křídly. V jihovýchodní části křídly je tedy vyvinut kolektor C. Na většině území kolektor BC respektive C není překrytý a sahá až k povrchu terénu. Mladší sedimentace je zachovaná v zakleslém tlusteckém bloku a na západě v okrajových částech středohorské kry. Nadloží kolektoru BC respektive C zde kryjí sedimenty teplického souvrství. To je tvořené jílovci a vápnitými jílovci a funguje jako izolátor mezi kolektory BC respektive C a D. Nad ním vývoj pokračuje v podobě kolektorů D (s litologickou jednotou březenské souvrství), který je místy opět od povrchu oddělený vložkami jílovců a prachovců. V okrajové části středohorské kry je kolektor D postupně denudován až na bázi. K denudaci došlo také v údolních zářezech a v tektonicky vyzdvižených krátech.

Kolektor D v oblasti skalních měst na turnovsku je vázán na pískovce v nadloží nepropustných až polopropustných jílovců a prachovců teplického souvrství.

V pruhu podél lužického zlomu v místech kde chybí jeden nebo oba izolátory, se kolektory hydraulicky propojují a vytváří kombinace jednotně zvodněných kolektorů nebo jednotný kolektor ABC.

Hlavní infiltrační území kolektoru A i kolektoru BC se soustřeďuje do prostoru podél lužického zlomu. Potoky, které přitékají z krystalinika, se bezprostředně po přechodu na níže položené území křídových sedimentárních hornin začínají vsakovat. Hladina podzemní vody je napjatá, pouze na výchozech volná. Odvodňuje se skrytě do Labe daleko za j. okrajem zájmového území. Dílčí odvodnění příkře vztyčených výchozů na Lužickém zlomu tvoří nepříliš četné prameny. Částečné odvodnění kolektoru A představuje i pramen Teplice.

Proudění podzemní vody je významně ovlivněno tektonickými prvky (hlavně různými dílčími strukturami středohorského zlomu), případně tělesy neovulkanitů. Infiltrační plochy kolektoru C resp. BC leží v ploše rajonu, velmi významnou roli hrají výchozy korektorských hornin při lužické poruše na severovýchodním okraji rajonu; významné přítoky jsou i z německé strany, kam struktura v oblasti Lužických hor ještě několik km pokračuje. Kolektor C má volnou hladinu, pod krytem Kt má hladinu napjatou. Napájení kolektoru C je infiltrací srážek v celé ploše a na V též přetékáním z nadložního kolektoru D. Odvodnění nastává do místních drenážních bází toků a horizontálním přetékáním na Z a na J mimo Liberecký kraj. Kolektor C odvodňuje především horní tok Ploučnice a Jizera. Proudění je významně ovlivňováno hydraulickými zásahy v oblasti Stráže pod Ralskem (sanace následků po těžbě uranu v tzv. strážském bloku), případně vodárenskými odběry v oblasti Českého Dubu a České Lípy.

Samostatný režim kolektoru C je předpokládán v údolí Vazoveckého potoka, kde se vytváří krasový systém. Představuje uzavřený oběh podzemních vod s odvodněním prostřednictvím velmi vydatných pramenů Bartošova Pec. Bezednice, Rohozecké prameny.

Kolektor D má volnou hladinu. Pohyb a odvodnění jsou určovány úrovní výchozů podložního izolátoru a erozních bází říční sítě. Napájí se výhradně infiltrací srážek v celé ploše výskytu kolektoru D. Odvodňuje se na bázi pískovců převážně prostřednictvím velkého množství často vydatných vrstevních a puklinových pramenů.

V současnosti přetrvává výrazný vliv sanace těžby uranu ve strážském bloku na hydrogeologický režim, což omezuje další zásahy do dané struktury. V roce 2000 byly veškeré odběry z kolektoru A realizované jako čerpání důlních vod v množství 454 l/s a na hydraulických bariérách se vtláčelo 255 l/s. Oproti neovlivněným poměrům došlo vlivem důlních děl k indukci podzemní vody z okolních rajonů. Podle současných předpokladů bude sanace trvat ještě další desítky let, proto nelze počítat s úpravou poměrů proudění podzemní vody v zasažené oblasti.

Největší jímání podzemních vod souviselo s odvodňováním ložiska Hamr, kde se z kolektoru A čerpalo v letech 1970-1996 průměrně 400 l/s, které se po složité úpravě vypouštěly do Ploučnice pod Stráží pod Ralskem; v některých obdobích až 600 l/s podzemní vody, při maximálním snížení hladiny o 170 m. Vznikla v důsledku tlakových změn velmi rozsáhlá nepravidelná tlaková deprese, s mnohametrovým snížením hladiny bazální křídové zvodně kolektoru A v rozsáhlém území, zejména ve směru k JZ a J od dolu. Např. u Doks ve vzdálenosti ca 30 km byl na vrtu HJ-30 zaznamenán v roce 1982 pokles hladiny o 14 m ve srovnání s přírodními podmínkami.

V širším okolí Stráže pod Ralskem a Hamru na Jezeře, při chemické těžbě uranu kyselými roztoky (kyselina sírová, dusičná, fluorovodíková, amoniak) v letech 1967 až 1996, byl kromě kontaminace kolektoru A ovlivněn také nadložní, hlavní křídový kolektor C, převážně nedokonalě vystrojenými vrty (celkový počet provedených průzkumných, vtláčecích a těžebních vrtů za dobu těžby se odhaduje kolem 16 tisíc) a zřejmě také z menší části

přetékáním přírodními netěsnostmi napříč mezilehlým izolátorem. Rozsah a intenzita kontaminace kolektoru C je však podstatně nižší než v případě kolektoru A.

V oblasti infiltrace srážek podél Lužického zlomu vznikají podzemní vody s velmi nízkou mineralizací 0,1 g/l typu Ca-HCO₃, CaMg-HCO₃SO₄. V kolektoru A ve směru proudění k J vzrůstají obsahy HCO₃, Ca, Na. Celková mineralizace je na severu zájmového území pod 0,2 g/l, postupně roste na obvykle 0,3-0,5 g/l, chemický typ Ca-HCO₃, Ca-HCO₃SO₄, podzemní voda má obvykle vysoký obsah Fe (v průměru 2 g/l).

Kolektor C - v oblasti s volnou hladinou vznikají infiltrací srážek podzemní vody typu Ca-HCO₃ s mineralizací kolem 0,4 g/l na severu území výskytu kolektoru C. Ve směru proudění v oblasti odvodnění vzrůstá celková mineralizace na 0,4-0,5 g/l na většině území a pod pokryvem nadložních souvrství vzrůstá mineralizace na 0,5-0,7 g/l. Chemický typ se nejčastěji pohybuje mezi Ca-HCO₃ a CaMg-HCO₃SO₄. Podzemní vody většinou nevyhovují pro kojenec zvýšenými obsahy NO₃. V podloží Kt má podzemní voda z kolektoru C vyšší mineralizaci a vyšší obsahy Na, než na výchozech.

Kolektor D v oblasti skalních měst má typickou nízkou mineralizaci 0,07-0,15 g/l s chemickým typem Ca-HCO₃SO₄ až CaMg-SO₄, pro pitné účely má často nedostatečné obsahy HCO₃ a Ca+Mg, příznivé jsou nízké obsahy NO₃. Kolektory D v březenském souvrství mají mineralizaci poněkud vyšší 0,1-0,3 g/l, výjimečně až 0,9 g/l.

1.1.4 Paleogén – neogén (terciér)

Vulkanity Českého středohoří

Hydraulické parametry neovulkanitů Českého středohoří překvapují, a to jak u nerozlišených jednotlivých těles, sopouchů a lávových příkrovů, tak u pyroklastik - tufů a tufitů, relativní shodou parametrů, tj. dosti slabou propustností (viz kategorizace Jetela 1973) a nízkou průtočností (viz klasifikace Krásného 1976). Větší rozpětí kolísání parametrů je u čedičových těles než u pyroklastik, a proto tam, kde geomorfologické a hydrologické poměry jsou příznivé, mohou některé lokality poskytovat rozptýlené a nepřiliš velké zdroje podzemní vody pro soukromá hospodářství.

Vulkanity na ostatním území

Výlevy vulkanitů představují nevýznamný puklinový kolektor. Větší propustnost předpokládáme pouze v přípovrchové zóně a v sutích kolem elevací tvořených vulkanity. Žíly čedičů a jiných vulkanitů jsou většinou zvodnělé, což dokumentují odtoky z četných čedičových lomů. Hydrogeologický význam mají vulkanity jen omezený.

Relikty jílu, písku a šterků (zachované především v podloží lávových proudů) charakterizuje střídání průlinových kolektorů a izolátorů. Relikt u Rychnova je odvodňován 19 m hlubokou studnou s průměrnou vydatností 1 l/s (musí odvodňovat i okolní krystalinikum).

Samostatnou strukturou je terciemi terasa Jizery v podloží čedičového příkrovu ve Smrčí. Předpokládá se dotace ze srážkových vod na okraji terasy a z podložního krystalinika. Odvodnění tvoří tzv. Zlatá voda (prameny jímané dvěma 50 m štolami, průměrná vydatnost 9 l/s), představuje patrně odvodnění hlubšího oběhu podzemní vody, která po tektonice sytí terciemi terasu.

V terciérních vulkanitech a sedimentech se setkáváme s podzemními vodami rozmanitých chemických typů se zvýšeným podílem alkálií, vulkanity mají vliv na zvýšení obsahu hořčíku v podzemních vodách ve svém okolí, z čehož vyplývá proměnlivý chemický typ Ca-HCO₃ až CaMgNa-HCO₃SO₄C1, s mineralizací 0,1-0,3 g/l.

1.1.5 Neogén

Žitavská pánev

Neogenní Žitavská pánev zasahuje na české území svou jv. okrajovou avšak nejhlubší částí. Hrádecká část je charakteristická mnohonásobným střídáním kolektorů, písků a štěrků s různě propustnými nedokonalými izolátory, což jsou většinou písčité jíly.

Infiltrační oblast Žitavské pánve je tvořena převážně krystalinikem na sv. svahu Lužických hor a na západním nejzazším okraji Jizerských hor. Jižní polovinu Žitavské pánve (včetně naší Hrádecké části) lze považovat za oblast akumulace. Přírodní odvodnění se předpokládá v úrovni Žitavy, není patrně příliš rozsáhlé. Hlavní odvodnění (umělé) představuje velkolom Turow, jehož dno se blíží úrovni moře. Mezi českou částí a Turowem však existuje alespoň z části nepropustná bariéra, patrně elevace (hrást') podložního krystalinika (Kautský 1986).

V infiltrační i akumulační oblasti existuje chemická zonálnost podzemních vod, různé tlakové úrovně, různý režim pohybu hladin atp., což dokazuje existenci několika odlišných zvodní. Jednotlivé zóny (zvodně) jsou od sebe jasně odděleny, jsou navzájem prakticky hydraulicky nezávislé, ale jejich fyzická rozhraní (jednotlivé izolátory a kolektory) nelze jednoznačně stanovit – většinou neodpovídají jednotlivým vrstvám a souvrstvím ani litologickým vlastnostem hornin popisovaných v jednotlivých vrtech. Dvě hlavní zvodně jsou oddělené relativním izolátorem hlavní (spodní) sloje, tento izolátor ale chybí na jz. okraji české části Žitavské pánve (Kautský 1986). Proto je v Žitavské pánvi na českém území velmi obtížná až nemožná konstrukce jednotlivých kolektorů a izolátorů. Přesto lze v Žitavské pánvi vymezit tři separátní zvodně v neogénu a dvě až tři v kvartéru.

1. podložní zvoďeň - podloží hlavní sloje.
2. nadložní zvoďeň - vlastní nadloží do 150-200 m nad strop hlavní sloje.
3. vyšší nadloží - zcela nezávislá zvoďeň, vázaná na nezpevněné sedimenty.
4. zvoďeň v kvartérním fluvio-glaciálu, je též nenápadně oddělena.
5. zvoďeň v kvartérních nivách a terasách.
6. sprašové hlíny se zanedbatelným zvodněním

Podložní zvoďeň

Podloží ložiska (hlavní sloje) tvoří tercierní sedimenty první sedimentační fáze o mocnosti převážně do 50 m a krystalinikum žulo-rulového charakteru. Krystalinikum tvoří puklinový kolektor, s místy intenzivním

rozpukáním a kaolinizací. Komplikovaná tektonická stavba pánve zapříčiňuje velmi komplikovaný charakter podložní zvodně, která má několik míst dotace a několik míst odvodnění. Její kolektorské prostředí se patrně rozpadá na 3 - 4 celky, jež spolu souvisejí jen promytými komunikačními cestami. Výtlačná úroveň je o 20 m vyšší než u nadložní zvodně, příčinou je vyšší úroveň infiltrační oblasti. Celková mineralizace 0,4-5 g/l, chemický typ Na-HCO₃, Na-HCO₃Cl, Na-HCO₃ClSO₄, pH 7-8, Na+K mají >90 ekv% zastoupení, HCO₃ 40-90 ekv%.

Nadložní zvoďeň

Do výšky 150-200 m nad strop hlavní sloje existuje jediná zvoďeň. Izolátor mezi naložní a vyšší nadložní zvodní není zřejmý. Přirozené odvodnění je k SZ pod Žitavu. Tlaková úroveň nadložní zvodně oproti stavu z r. 1984 vykazuje pokles, rozdíl převyšuje 30 cm a svědčí o dlouhodobém odvodňování v lomu Turow (5 km) (Tůma, Zikešová 1993). Mineralizace je

obvykle nižší než u podložní zvodně 0,2-3 g/l, chemický typ $\text{NaHCO}_3\text{-Cl(SO}_4\text{)}$, Na-HCO_3 , výjimečně $\text{Ca-HCO}_3\text{SO}_4$, Na+K mají 75-90 ekv% zastoupení, HCO_3 40-90 ekv%.

Vyšší nadloží

Tvoří nezávislou zvodně, s jinou infiltrační oblastí, s odlišným chemismem a s odvodněním do povrchových toků. Výtláčná úroveň byla až 2 m nad terén (vrt H2). Existovala z ní řada pramenních vývěrů většinou v současnosti zaniklých, jejím projevem je zatopený uhelný lom Kristýna. Zvodně je vázána patrně pouze na nepevněné sedimenty. Nereaguje ani na srážky ani na průtoky povrchových toků. Mineralizace 0,1-0,6, chemický typ má rozličný, převažují ionty Na nebo Ca nebo Fe, a HCO_3 nebo SO_4 .

Transmisivita neogenu žitavské pánve je nízká až střední, v průměru střední, na levém břehu Nisy nízká.

Relikt okraje Žitavské pánve se vyskytuje i na svahu Ještědu, je skryt pod kvartérními sutěmi a sprašovými hlínami. Terciér tvoří jíly, písky, šterky a uhlí (lignit). Hydraulické parametry byly ověřovány u Machnína a Janova Dolu v hloubkách 4 až 60 m. Transmisivitu má střední až vysokou a propustnost mírnou, což jsou příznivé hydraulické parametry pro vodárenské jímání u Machnína.

1.1.6 Kvartér

Holocénní fluvialní a deluviofluvialní písčitohlinité sedimenty vyplňují údolí vodních toků. Báze údolní výplně je převážně tvořena šterky. Hydrogeologicky nejvýznamnější jsou fluvialní uloženiny Jizery od j. okraje zájmového území po Malou Skálu. Hydrogeologicky významný kvartér představují údolní náplavy (niva) Lužické Nisy a Kamenice u Velkých Hamrů, menší význam mají fluvialní sedimenty na ostatním území. Propustnost kvartéru je výhradně průlinová.

Z kvartérních teras má význam terasa na pravém břehu Jizery mezi Nudvojovicemi a Příšovicemi (svrchní pleistocén).

V sutích je též pouze omezené zvodnění. V ojedinělých případech může dojít v místech většího nahromadění suťového materiálu a v příznivé morfologické pozici ke vzniku většinou značně plošně omezeného kolektoru, ve většině případů se však tento typ kvartérních sedimentů spíše uplatňuje jako regulátor odtoku srážkových vod. Podzemní vodu v různých mocných kvartérních sutích lze nejlépe jímání pomocí pramenních jímek se zářezy..

Z kvartérních sedimentů jsou též významné poměrně rozsáhlé plochy rašeliníšť. Hydrogeologický význam rašelin spočívá především v schopnosti dotace vody do připovrchové zóny krystalinika. Rašeliny mají průtočnost nepatrnou, přestože jsou nasáklé vodou. Jejich vodohospodářský význam je malý. K jímání podzemní vody jsou naprosto nevhodné po kvalitativní i kvantitativní stránce.

Hlinité kvartérní sedimenty (převážně sprašové hlíny a svahové hlíny) jsou hydrogeologicky méně významné.

Transmisivita údolní nivy Jizery až po Turnov je vysoká až velmi vysoká. Hydraulické údaje z fluvialního kvartéru ostatního území mají nanejvýš v průměru střední velikosti transmisivity.

Na kvartérní fluvialní uloženiny (šterkopísky) jsou vázány zvodně údolních, nízkých, popř. vyšších teras, často do sebe navzájem přecházející. K dotaci srážkovými vodami dochází v celé ploše rozšíření kvartérních kolektorů, ačkoli pokryv méně propustných vrstev (nivní hlíny) infiltraci podstatně snižuje. K proudění dochází při různých spádech převážně volné hladiny zvodní v závislosti na sklonu méně propustného podloží a pozici erozní báze,

všeobecně od okrajů rozšíření šterkopísků směrem k toku, kde dochází k přírodní drenáži podzemních vod. Zvodně údolních teras bývají v těsné hydraulické spojitosti s vodou povrchového toku, odkud v případě vysokých stavů povrchových vod dochází k dotaci těchto zvodní. Podzemní voda v údolních nivách obvykle vytváří jeden zvodněný systém spolu s připovrchovými partiemi podložních hornin. Kvartérní sedimenty v údolí Jizery, Ploučnice a jejich přítoků představují místo odvodnění především křídových pískovců.

Chemismus podzemní vody fluvialních sedimentů, kde je v podloží krystalinikum, vyjadřují chemické typy Ca-HCO_3 , $\text{Ca-HCO}_3\text{SO}_4$, $\text{CaMg-HCO}_3\text{SO}_4$ s nízkou až střední mineralizací 0,1-0,4 g/l. Vody jsou kyselé, měkké, často mají zvýšené obsahy Fe, Mn, NH_4 .

Podzemní vody fluvialních sedimentů, kde je v podloží křída mají chemický typ převážně Ca-HCO_3 , celková mineralizace je vyšší než v oblasti krystalinika 0,2-0,9 g/l. nejčastěji 0,4-0,6 g/l. zvýšené obsahy NO_3 , NH_4 , Fe, Mn.

V sutích je typická velmi nízká až nízká mineralizace – kolem 0,1 g/l, typická je pro pitné účely příliš nízká alkalita a příliš nízká tvrdost.

Z kvartérních hornin na severu území jsou nejdůležitější glaci-fluvialní sedimenty. Jsou tvořeny čistými písky, šterkopísky a šterky, jemnozrnné a jílovité písky se zde vyskytují v menšině. Vyplňují hluboké deprese vyhloubené ledovcem ve skalním podloží o mocnostech i několik desítek metrů. Místy vytvářejí rozměrná koryta s maximální mocností až 80 m (kolem obce Uhelná).

Glaci-fluvialní sedimenty jsou nejvýznamnějším zdrojem podzemní vody na S od Ještědského pohoří. Jejich transmisivita je převážně vysoká až velmi vysoká.

Jsou dotovány přímou infiltrací atmosférických srážek a infiltrací vody z místních vodotečí. Odvodnění glaci-fluvialu Uhelná - Václavice je převážně umělé. Glaci-fluvial Grabštejn - Bílý Kostel se odvodňuje prameny a skrytě do povrchových toků. Poměrně značné vydatnosti dosahují vrty, studny a využívaný pramen u Pekařky, kde je i perspektivní místo pro umělou infiltraci. Byl dokumentován pokles hladiny podzemních vod v glaci-fluvialu Uhelné (těžbou písku a možná i odvodněním lomem Turow - Tourková 1984).

Glaci-fluvialní sedimenty u Jablonného v Podještědí mají daleko menší hydrogeologický význam, než ty u Hrádku. V nadloží křída leží plošně rozsáhlé až 25 m mocné akumulace glaci-fluvialních uloženin, z části překryté váťými sedimenty. Váté sedimenty (spraše, sprašové hlíny, váté písky, prachovice s mocností od až do 12 m) jsou charakterizovány silně sníženou průlinovou propustností. Tvoří nesouvislý přirozený ochranný pokryv zvodnělých souvrství křída. Glaci-fluvialní sedimenty jsou litologicky i geneticky velmi pestré ve vertikálním i horizontálním směru. Jedná se převážně o šterkopísky s převahou hrubých písků. Jsou charakterizovány silnou průlinovou propustností. Vzhledem k dobře průlinově a puklinově propustným podložním křídovým pískovcům nedochází však k vytvoření zvodnělého obzoru, dochází pouze k lokálnímu zvodnění.

V glaciálních a glaci-fluvialních sedimentech se vyskytuje především nízká mineralizace 0,1-0,25 g/l, s chemickým typem $\text{Ca-HCO}_3\text{SO}_4$ a $\text{Ca-SO}_4\text{HCO}_3$. Vody s převahou hydrogenkarbonátů indikují méně propustné partie, zatímco převaha sulfátů je vázána na propustnější sedimenty

1.1.7 Lužická porucha

Z hydrogeologického hlediska nemá až tak velký význam, jak by mohlo vyplývat z jejího tektonického významu. Je totiž víceméně nepropustná, svědčí o tom drobné prameny a mokřiny sledující její průběh. Příčné dislokace doprovázející Lužickou poruchu jsou

podstatně propustnější. Proto je tektonická zóna sledující Lužickou poruchu vhodným místem pro infiltraci vod a komunikačním systémem pro sestupující podzemní vody. Výrony na Lužické poruše jsou ojedinělé, výjimečný je pramen Teplice v údolí Jizery, které je zaříznuto 130 m hluboko, v němž je pruh cenomanských pískovců příčnou dislokací přerušen a posunut.

1.2 Termominerální vody

Skutečné termální vody se v Libereckém kraji na povrch nevyvěrají, nicméně kritériím termálních vod se blíží **pramen Teplice u Malé Skály**. Pramen Teplice vyvěrá v Malé Skále na levém břehu Jizery. Celková mineralizace je nízká 0.12 g/l, chemický typ Ca-HCO₃, bez dusičnanů. Má stálou vydatnost okolo 8,5 l/s a stálou teplotu 14.5 °C, tj. o 6-8° víc než je roční průměrná teplota vzduchu, což dokazuje hlubinný původ podzemní vody z pramene. Pramen Teplice je částečně vodárensky využit (vč. koupaliště), Vyvěrá z Lužického zlomu a jeho infiltrační oblast není známa (musí být značně rozsáhlá, zřejmě v cenomanu, krystaliniku a permu podél Lužického zlomu). Dle Hyního (1961) je téhož původu (z okolí Lužického zlomu) voda sytící pliocenní terasu ve Smrči u Semil, kde se jí má štolami o vydatnosti 9 l/s (Zlatá voda) pro Železný Brod.

Ovšem v křídovém kolektoru A v hloubkách okolo 500 m byly ověřeny teploty podzemní vody 16 až 28 °C (vrt HP-1C).

1.2.1 Libverda

Přírodní léčivé zdroje představuje přírodní, prostá, železnatá kyselka hydrogenuhličitano-hořečnatá-vápenatého typu se zvýšeným obsahem kyseliny křemičité. Minerální voda je hypotonická, studená a má příjemnou svěží chuť. Voda je zcela bez zápachu se železitou příchutí. Léčivý zdroj představuje také velice příhodné podhorské klima. Vlastní prameny dnes užívané se nazývají Nová Marie (užíván k pití), Nový Kristián (užíván k pití, veřejný odběr na kolonádě), Hubert (nejnovější, tč. nevyužíván).

Onemocnění, která se v lázních Libverda tradičně léčí neboli léčené indikace, jsou jednak onemocnění srdce, cév, krevního oběhu, za druhé onemocnění pohybového aparátu a za třetí jako vedlejší léčené indikace poruchy látkové výměny (diabetes mellitus), choroby dýchacích cest a poruchy neurotické, duševní a psychosomatické.

Léčbu tvoří komplexní lázeňská léčba nemocí kardiovaskulárních, chorob pohybového ústrojí a neuróz. Minerální voda je využívána jednak k přípravě koupelí a k důležité pitné kúře, která by měla být součástí každého lázeňského pobytu.

Hydrogeologickou situaci představuje pramenní linie směru východ-západ s vývěry kyselky v údolí Libverdského potoka (v prodloužení linie jsou vývěry kyselky u Nového Města pod Smrkem), která je vázána na libverdský pokles, rovnoběžný se stykem jizerské žuly a svorových rul. Podle poruchového pásma došlo k poklesu jižní kry. K výstupu CO₂ dochází v žule po puklinách směru východ-západ, severozápad-jihovýchod; kyselka se akumuluje v albitickém křemenci v jádru svorové antiklinály překocené k jihu.

Celková mineralizace se pohybuje mezi 0,4-0,8 g/l, obsah CO₂ kolísá mezi 1,2-2,7 g/l, chemický typ (podle mval%) CaMg-HCO₃. Ochrana kyselky je zajištěna prozatímními ochrannými pásmy, v nichž je omezeno (popřípadě zakázáno) zejména hluboké vrtání a odběr podzemních vod.

1.2.2 Vratislavice

Na levém břehu Nisy, mezi řekou a železnicí zhruba v místech, kde začíná Proseč nad Nisou, je plnirna kyselky. Asi 100 m k východu jsou dnes využívané vrty HJ-8 a TV-4.

Podle Vyhlášky č. 423/01 Sb. je Vratislavická kyselka minerální voda přírodní stolní, slabě mineralizovaná hydrouhličitanová sodno-vápenatá kyselka, (železnatá), hypotonická, studená. Území je tvořeno libereckou žulou a patří k západnímu okraji krkonošsko-jizerského variského žulového masívu. Kyselka vystupuje po drcené permokarbonské melafyrové žíle, která byla odkryta ve výkopové jámě u plnirny a provrtána šikmým vrtem SV-1 (nepravá mocnost 4,25 m). Melafyrové magma vystoupilo k povrchu po tektonické linii směru ZSZ-VJV, která byla při mladších saxonských tektonických pohybech omlazena a otevřena. Opakování pohybu na poruše dokládá drcení melafyru. Hlubinný dosah tektonické poruchy, tedy možnost výstupu hlubinného CO₂, potvrzuje výskyt hydrotermálního křemene, který tmelí podcřený melafyr.

V roce 1894 byla kyselka (pramen Rudolf) úředně vyhlášena za léčivou. Původně byla využívána i pro lázeňskou léčbu, mj. roku 1907 a 1920. Asi do roku 1915 byl provozovatelem plnirny Wuddrak a spol., později Josef Weber. Kyselka se plnila pod značkou Weberovka (Weber-Quelle). V období 1945-1950 se kyselka plnila jak bez přísad, tak s přísadou sirupu. Od roku 1950 do 80. let minulého století se plnila kyselka jen s přísadou sirupu (obsah kyseliny citronové stabilizuje Fe v roztoku). Celoroční produkce byla v 70. letech 20. stol. kolem 50 000 hl, tj. kolem 7 miliónů lahví. V 90. letech minulého století provoz plnirny Vratislavické kyselky skončil, byl pouze krátce obnoven r. 2006. Kyselka se jímala z vrtů HJ-8 a TV-4 situovaných nad železnicí. HJ-8 má hloubku 221 m, otevřený úsek 92,5-216 m, vydatnost 0,3 l/s, teplotu vody 13,5 °C. Vrt TV-4 má hloubku 200 m, vydatnost 0,5 l/s, teplotu vody 12,8 °C.

Obsahy volného CO₂ kolísají mezi 2,0-2,3 g/l, obsah HCO₃ mezi 0,6-0,8 g/l (výjimečně dosahuje 1,5 g/l), obsah Fe mezi 2-3 mg/l (výjimečně 6,0 mg/l). První stanovení obsahu Co a Ni z roku 1893 ukazuje 1,132 mg/l Co(HCO₃)₂ a 1,394 mg/l Ni(HCO₃)₂. Roku 1910 bylo v kyselce 1,0 mg/l Co(HCO₃)₂ a 0,3 mg/l Ni(HCO₃)₂. Ještě v roce 1952 bylo 0,36 mg/l Co a 0,20 mg/l Ni. Proto se dříve nazývala kobaltová kyselka, jako světový unikát. V nových analýzách se však zvýšené obsahy Co a Ni nevyskytují (dle analýz z r. 1998 a 2007 má kyselka jen nepatrné obsahy Co 0,0005-0,0013 mg/l a Ni 0,0006-0,0018 mg/l). Vysvětlení, proč do 50. let 20. stol. měla Vratislavická kyselka vysoké obsahy Co a Ni a později nikoliv, může spočívat ve způsobu zachycení kyselky. Dříve mělké jímání mohlo zachycovat kyselku vyvěrající z melafyrové žíly s obsahem rudních minerálů, kdežto novější hlubší zachycení jímá kyselku z puklin v žule.

1.2.3 Nové Město pod Smrkem

Minerální prameny se nacházejí se na levém břehu Ztraceného potoka. Spodní pramen byl několikrát zastřešen, dnešní podoba pochází z roku 1937.

Kyselka je studená, hydrogenuhlíčanová-vápenato-hořečnatá, středně mineralizovaná (s obsahem rozpuštěných látek 0,5-0,9 g/l), železitá (15-20 mg/l Fe), hypotonická. Obsah volného kyslíčnicku uhličitého činí 1,7-2,6 g/l, chemický typ je stejný jako u libverdské kyselky CaMg-HCO₃.

Novoměstská kyselka vyvěrá v pruhu svorů, který se táhne východním směrem do Polska, leží na téže geologické poruše, na které vyvěrají i mnohem známější léčivé prameny minerální vody v nedalekých Lázních Libverdě a rovněž v dnešních polských lázních Czerniawa Zdrój a Swieradów Zdrój.

1.2.4 Bílý Potok

V roce 1900 byla dána do provozu místní dráha, vedoucí z Hejnic do Bílého Potoka, která se napojuje na trať z Liberce. Ze stejné doby je také první zmínka o prameni „zázračné vody“ v místě dnešního pramene slabé železité kyselky za penzionem Krakonoš v horní části Bílého Potoka na pravém břehu řeky. Vyvěrá z pukliny v žule, zachycen přízděnou trubkou, do kamenného korýtko.

1.2.5 Chotyně

Pozoruhodný je výskyt minerálního železnatého (železitého) křemičitého pramene jižně od Chotyně, kde byly v letech 1890-1926 malé lázně. V současnosti je pramen zachycen malou skruží na břehu pramenního rybníčka (slatiny). Má vysokou vydatnost dosahující několik l/s. Celková mineralizace je nízká 0,16 g/l, chemický typ je však extrémní $\text{SiO}_2\text{-FeCaMg-SO}_4\text{HCO}_3$ a obsahem Fe 18 mg/l přesahuje kritéria ČSN 868000 (Přírodní léčivé vody a přírodní minerální vody stolní). Převažující složkou je ale SiO_2 (73 mg/l; 1,21 mmol/l), které v molárních koncentracích tvoří dvě třetiny celkové mineralizace. Vyvěrá ze silně kataklasticky postiženého a zbřidličnatělého zawidovského granodioritu s pravděpodobným výskytem tercierního vulkanismu a starých strusek, mimo známé tektonické linie.

Druhý železitý vývěr se nachází jv. Václavic, vyvěrá ze slatiny a glacifluviálu. Celková mineralizace 0,15 g/l, chemický typ CaNa(Mg)-HCO_3 , obsah rozpuštěného Fe 3,5 mg/l. Vedlejší vydatný železitý potok tvoří odvodnění rekultivované skládky (3,8-8,2 mg/l Fe, s vysokými obsahy Mn, Zn, SO_4 Tupý 1992).

Na v. okraji Jablonce n. N. v **Jabloneckých Pasekách** byly lázně (Bad Schlag, roku 1893 založeno sanatorium) se 3-4 slabě radioaktivními prameny, z nichž největší radioaktivitu měl pramen Jiří, radioaktivita však nedosahovala kritéria pro minerální vody. Zánik lázní po r. 1945. Dnes je v areálu bývalého sanatoria domov důchodců. Prameny vyvěraly na zlomu v liberecké žule ve stráni nad budovou sanatoria. Dodnes se zachovala jedna studánka tvaru krápníkové jeskyně - zřejmě Grottenquelle.

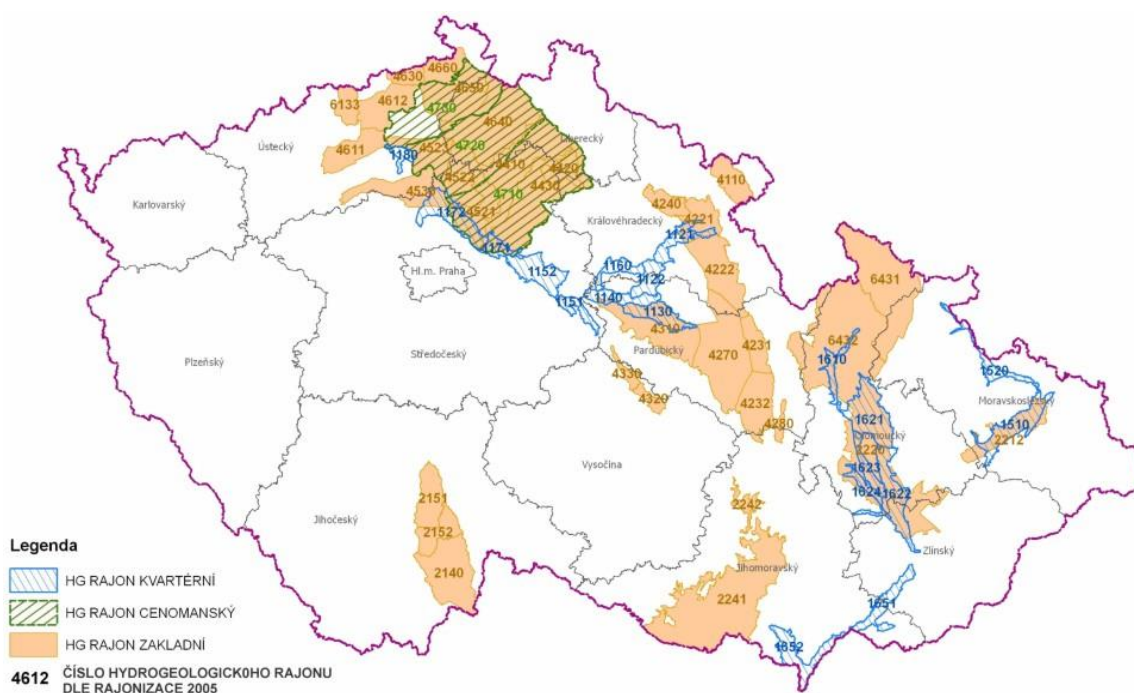
1.3 Radioaktivní vody

Před 2. světovou válkou se mnozí, převážně německy píšící autoři, zabývali radioaktivitou vod. Byl to zejména Dr. Alois Wagner (1931), který r.1927 změřil desítky pramenů v okolí Jizerských hor, s max. 141 MJ (1 MJ je přibližně 13,43 Bq/l), tj. maxima Wagnerem měřených pramenů dosahují 1300-2000 Bq/l. Tyto hodnoty však, až na 1-3 případy, nedosahují úrovně kategorie radonových (radioaktivních) minerálních vod, která je 1369 Bq/l. Radioaktivita Wagnerem změřených vod však překračuje úroveň povolenou pro pitné vody, která dosahuje 0,2 Bq/l u alfa aktivity, 0,2-1 Bq/l u beta aktivity (po odečtení příspěvku od ^{40}K) a 50 Bq/l u objemové aktivity radonu Rn222 (pro vodu ve veřejných vodovodech a balenou pitnou vodu. Pro minerální stolní vodu jsou povolené hodnoty vyšší: 1; 2 a 200 Bq/l). V současné době se (po desítkách let nezájmu) se zabývá studiem radonových vod V. Goliáš z University Karlovy s mnohými pozoruhodnými výsledky (nedávno ověřený nejradioaktivnější pramen v ČR a pod.)

Další bývalé lázně a zázračné prameny charakter minerálních vod nemají a zřejmě ani nikdy neměly - např. Zdislavina studánka v Jablonném, Hartwigův pramen ve Smržovce (s někdejšími lázněmi), Lučany n. N. (s někdejšími lázněmi), údajné minerálky ve Velkých Hamrech, Kořenov - Mléčný pramen (někdejší lázně), Krásná - zázračná studánka Dr. Kittela (studánka Sv. Josefa), Seibtova studánka pod vrcholem Slovanky (Maxovský hřbet), zázračná studánka na křížové cestě u Hašlerovy chaty, atd.

1.4 Využívání podzemních vod

S hydrogeologickou problematikou na území Libereckého kraje souvisí i výsledky projektu „Rebilance zásob podzemních vod“ řešený Českou geologickou službou (dále jen ČGS). Tento projekt probíhá dle schváleného projektu a Rozhodnutí o poskytnutí dotace vydané Ministerstvem životního prostředí ČR a Ministerstvem financí ČR ze dne 2. prosince 2010 s identifikačním číslem EDS/SMVS 115V122001275 nebo identifikačním číslem EIS 10051606-SFŽP a Smlouvy č. 10051606 o poskytnutí podpory ze Státního fondu životního prostředí v rámci Operačního programu Životní prostředí ze dne 23. listopadu 2010. Projekt je zveřejněn na webových stránkách ČGS www.geology.cz. Cílem projektu je stanovení přírodních zdrojů podzemních vod a jejich disponibilního množství v 56, resp. 58 hydrogeologických rajonech včetně stanovení podmínek za jakých lze zdroje využívat. Obrázek č. 2. ukazuje pozici hodnocených rajonů.



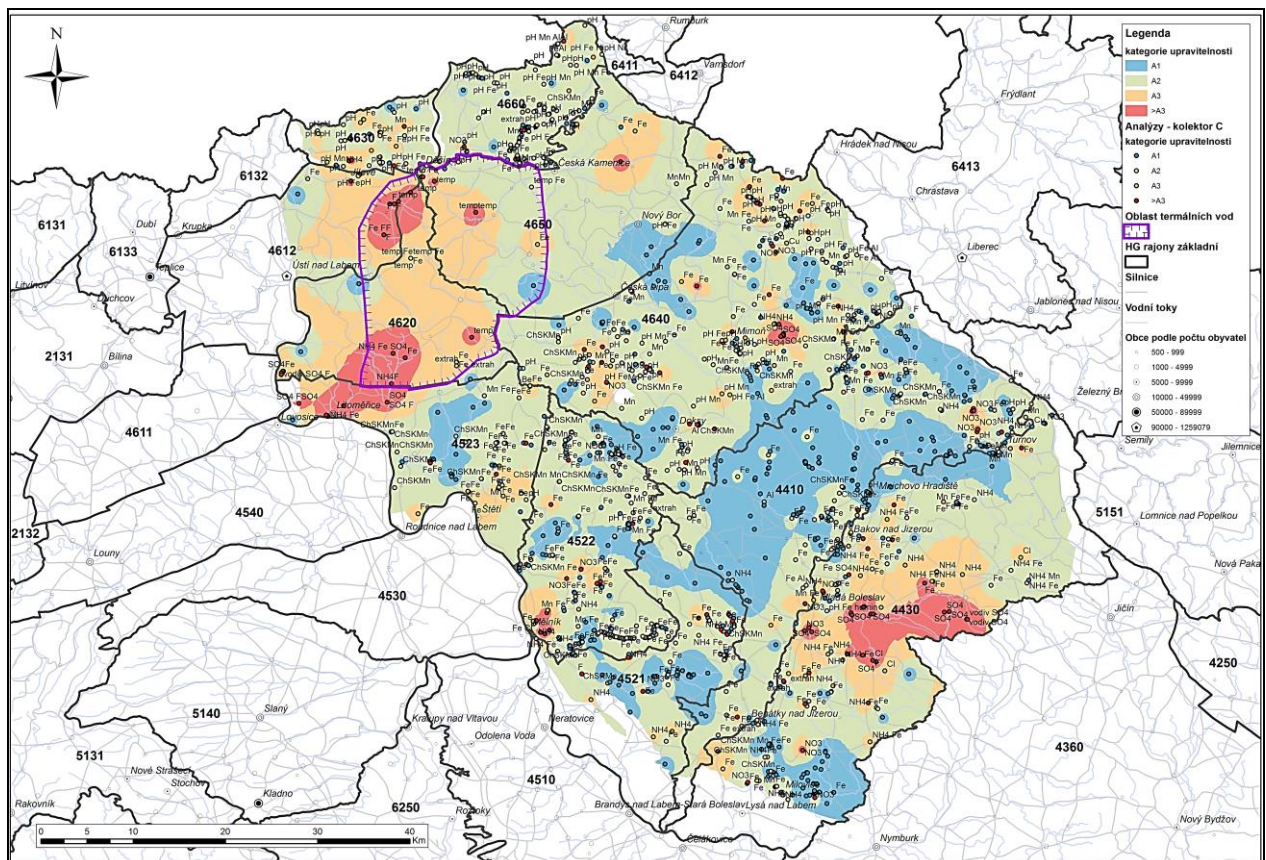
Obrázek č. 2: Pozice hodnocených rajonů.

Soubor prací realizovaných během projektu Rebilance zásob podzemních vod byl rozdělen do Aktivit 1 - 10, které na sebe bezprostředně navazovaly a zároveň se vzájemně prolínaly. V rámci Aktivitě 8 „Vyhodnocení kvalitativního stavu útvarů podzemních vod“ byl jeden z cílů aktivity sestavení map kvality podzemních vod jednotlivých kolektorů ve formě map hydrogeochemických typů, izolinií celkové mineralizace a map upravitelnosti pro vodárenské účely v prostředí GIS. Doba řešení zahrnovala období 2011 až 2015.

Chemické složení podzemních vod je důležitým indikátorem hloubky jejich oběhu a umožňuje verifikovat představy o proudění podzemních vod v hydrogeologickém rajonu. Významně ovlivňuje možnosti jejich vodohospodářského využití. Finanční nároky na úpravu podzemních vod se zvyšují s rostoucími cenami vstupů do úpravárenského procesu a také v souvislosti s legislativním zvyšováním požadavků na kvalitu pitné vody. Znalost kvality vody a její upravitelnosti je nedílnou součástí výpočtu využitelných zásob podzemní vody.

Upravitelností vody se rozumí úprava podzemní vody takovým způsobem, aby byla využitelná pro zásobování obyvatel pitnou vodou. Znalost kvality vody, tedy jejího chemismu, je nedílnou součástí výpočtu přírodních a využitelných zásob podzemní vody. Chemické složení podzemních vod je výsledkem vzájemného působení srážkových a povrchových vod, podzemní atmosféry a horninového prostředí. Při koloběhu podzemní vody se uplatňuje především půdní a horninové prostředí, které ovlivňuje kvantitu i kvalitu podzemních vod. Složení podzemních vod (celková mineralizace a zastoupení jednotlivých složek) se během cirkulace v horninovém prostředí vyvíjí s dobou cirkulace, rychlostí oběhu, parciálním tlakem CO₂ a kyslíku, teplotou, biochemickými procesy aj., postupně se ustaluje stacionární stav. Tyto změny se projeví ve změně hydrochemického typu vody.

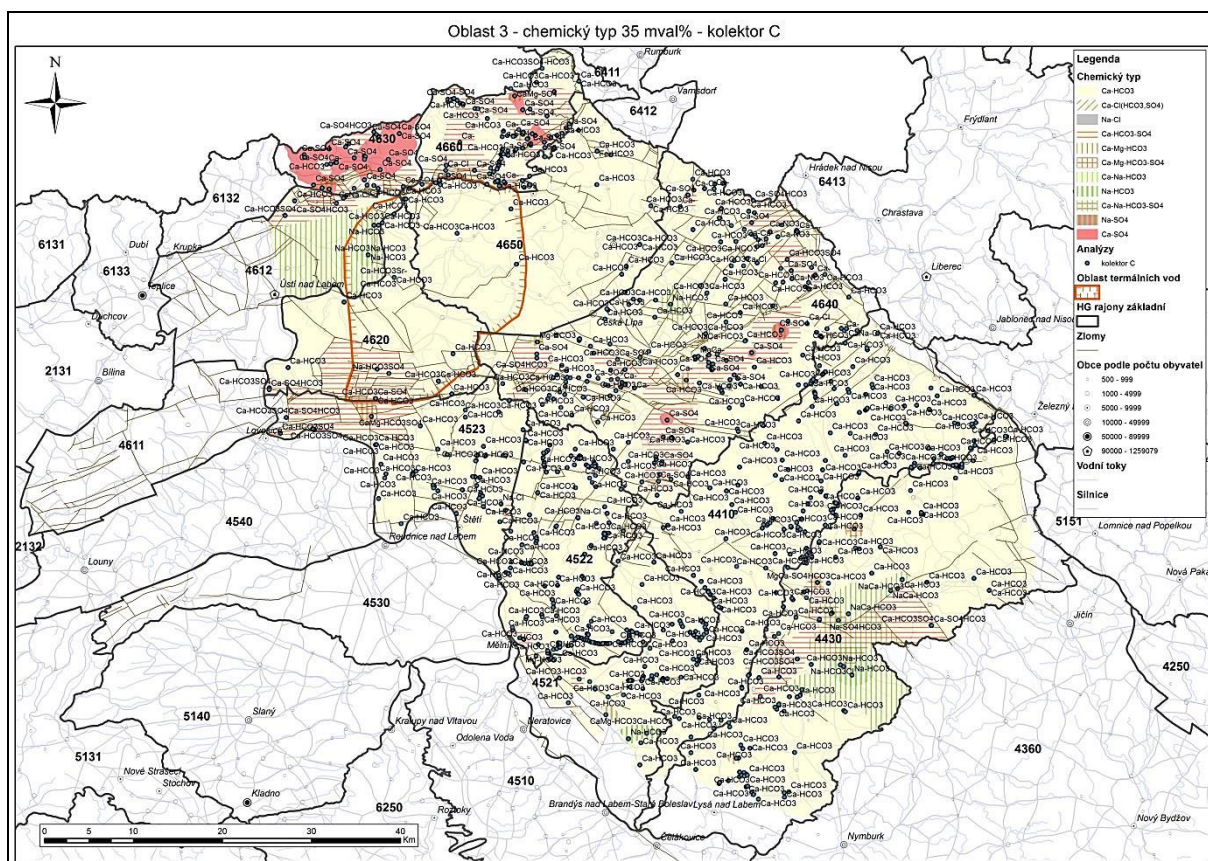
Pro potřeby regionálního hodnocení bilancovaných hydrogeologických rajonů, případně oblastí byly jako vstupní informace využity existující výsledky chemických analýz převážně z jednorázových odběrů podzemní vody z archivu České geologické služby (dále jen ČGS) do roku 2013, dále analýzy z pramenů ČHMÚ, výsledky analýz z pramenů a nových vrtů provedených v rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod za období 2013 a 2015. Hodnocení upravitelnosti podzemních vod na vodu pitnou bylo provedeno dle vyhlášky č. 120 ze dne 29. dubna 2011, kterou se mění vyhláška Ministerstva zemědělství č. 428/2001 Sb., kterou se provádí zákon č. 274/2001 Sb., o vodovodech a kanalizacích pro veřejnou potřebu a o změně některých zákonů (zákon o vodovodech a kanalizacích), ve znění pozdějších předpisů.



Obrázek č. 3: Ukázka zobrazení upravitelnosti podzemních vod kolektoru C a BC.

Z rozdílných kritérií upravitelnosti použitých v roce 1987 a 2015 vyplývá mj. že došlo k „přitvrzení“ kritérií upravitelnosti v případě obsahů dusičnanů, železa, manganu a chloridů,

dále ke „změkčení“ kritérií v případě pH, amonných iontů a kyanidů. Z rozdílných kritérií použitých v roce 1987 a 2015 vyplývá jen omezená možnost porovnání stavu upravitelnosti za uplynulých 30 let. Výše uvedená „přitvrzená“ kritéria v případě železa a dusičnanů „opticky“ zhoršují upravitelnost oproti stavu z roku 1987. Na druhé straně v současnosti zcela zmizela zhoršená upravitelnost vlivem Ca+Mg a HCO₃. Ve skutečnosti to však není pravda. U přírodní složky jakou je železo, vápník, hořčík, hydrogenuhličitany, je situace logicky víceméně stejná, kdežto u dusičnanů by došlo za použití totožných kritérií k mírnému zlepšení.



Obrázek č. 4: Ukázka zobrazení chemismu podzemních vod v nejdůležitějším kolektoru C (resp. BC).

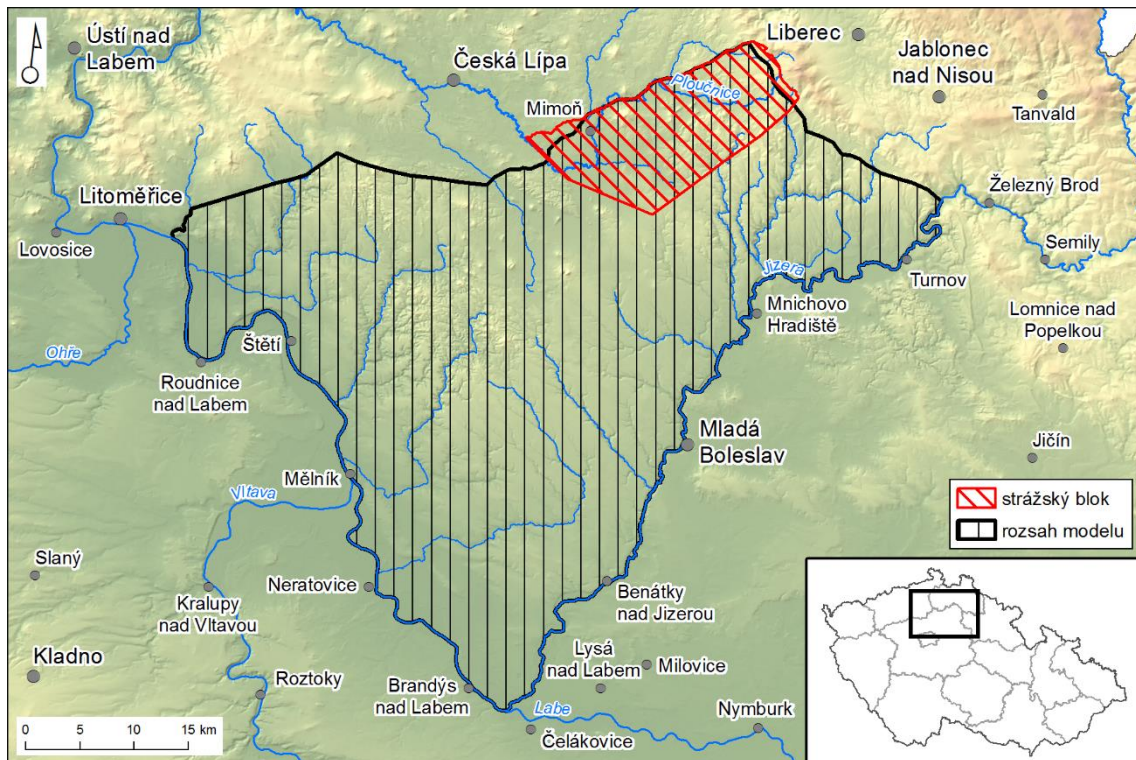
V kolektorech C převažuje chemický typ Ca-HCO₃ – tento typ zcela dominuje v HGR 4650 (s mineralizací kolem 0,2 g/l), v HGR 4410 (s mineralizací na S 0,3-0,4 g/l, na J 0,5-0,6 g/l), podobně v HGR 4521 a 4522. Síranové typy Ca-SO₄ a CaHCO₃SO₄ zcela převažují v severních rajonech 4630 a 4660 s nízkou a velmi nízkou mineralizací, též převažují uprostřed rajonu 4640, též s nízkou mineralizací. Naopak relativně vysokou až velmi vysokou mineralizaci má převaha smíšených CaHCO₃SO₄ typů na Z HGR 4523 a v přilehlé části HGR 4620 a na J až V od Mladé Boleslavi (v HGR 4430). Hodnoty velikosti celkové mineralizace mají relativně logický průběh – na SZ v infiltračních oblastech se je nízká až velmi nízká mineralizace kolem 0,1 a 0,2 g/l, která směrem k J a JZ postupně roste až na 0,4, 0,6 g/l v místech odvodnění do Labe a Jizery.

1.5 Regionální bilanční model systému zvodní strážského tektonického bloku

Od roku 2014 probíhají na o. z. TÚU DIAMO s. p. Stráž pod Ralskem práce na regionálním modelu proudění podzemních vod části severočeské křídové pánve označované jako boleslavsko-mělnický zvodnělý systém. Nejprve byly v rámci projektu „Ověřování vlastností bělohorského souvrství v oblasti Mimoň – Brenná“ zpracovány pilotní studie Vencelidese (2015a a 2015b) v nichž byla prověřena hydraulická spojitost bazálního křídového kolektoru studiem reakce tohoto kolektoru na hydraulické pulzy způsobené probíhající sanací dolu chemické těžby. Byl vymezen základní doporučený rozsah a v tomto rozsahu byly doplněny údaje o geologii a hydrogeologii v oblastech mimo působnost o. z. TÚU z dat vrtů cizích organizací a dostupných archivních údajů.

Z takto získaných informací byl sestaven numerický model proudění podzemních vod využívající k řešení proudění v saturované zóně matematický model MODFLOW. Jedná se o model pokrývající svoji rozlohou území téměř 2000 km², tj. oblast strážského bloku a přilehlých oblastí pravostranných přítoků Jizery a Labe až po hranici tvořenou středohorským zlomovým pásmem (obr. 1). Model zahrnuje všechny hlavní hydrogeologické struktury regionálního významu – tj. bazální křídovou zvodeň cenomanského stáří, poloizolátor bělohorského souvrství a hlavní křídovou zvodeň stáří turonského. Model byl detailně popsán v práci Kroupy (2016), včetně modelové koncepce, kalibrace v režimu ustáleného proudění a verifikace kalibrace výpočtem transientního stavu pro referenční historické období, charakteristické zatápěním hlubinných dolů strážského bloku.

Model byl navržen tak, že s jeho pomocí lze efektivně usadit lokální modely proudění, zabývající se např. detailní hydrogeologickou situací daného ložiska, do širšího rámce hydrogeologického systému. Tím lze zajistit realistické hodnoty celkové objemové bilance vod cenomanské zvodně takového lokálního modelu a výrazným způsobem přispět ke schopnosti predikovat budoucí stav studovaného systému.



Obrázek č. 5: Rozsah regionálního modelu proudění podzemních vod (DIAMO s. p., o. z. TÚU).