

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie



RNDr. Jiří Starý

Charakter vysoce propustné porozity v turonských kolektorech ve východní části české křídové pánve

The nature of highly permeable flowpaths in the Turonian aquifers in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin

Disertační práce

Vedoucí práce/Školitel: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2024

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Ústí nad Labem dne 14.1.2024

Jiří Starý

PODĚKOVÁNÍ

V první řadě bych rád poděkoval školiteli Jiřímu Bruthansovi za jeho ochotu, vedení práce a velmi cenné odborné i praktické rady, a také mé rodině za trpělivost, pomoc a poskytnutí potřebného prostoru k napsání práce.

Za pořízení snímků z elektronové mikrosondy děkuji Janě Schweigstilové, za cenné rady a vybrané databázové karotážní výstupy děkuji Martinovi Procházkovi a Svatoplukovi Kořalkovi ze společnosti SG Geotechnika a.s. Svatoplukovi Šedovi a Tomáši Novotnému děkuji za ochotu, poskytnutí důležitých kamerových záznamů z vrtů východočeské křídy a odborné rady týkající se studované oblasti. Zdeňkovi Štaffenovi děkuji za odbornou terénní exkurzi po výchozech křídových hornin ve studované oblasti, Danielovi Smutkovi za poskytnutí hmotné dokumentace k vrtům akce Novohradky.

Výzkum byl financován za podpory projektů Rebilance zásob podzemních vod (ID No. 155996, spolufinancováno EU), grantové agentury ČR (GA CR No. 16-19459S a 19-14082S).

ABSTRAKT

Práce se zabývá studiem vysoce propustné porozity a potenciálem ke krasovění v oblasti východočeských křídových synklinál, které mají velký význam pro vodárenské zásobování. Náchylnost hornin ke krasovění byla studována na základě odebraných jader a jejich obsahu kalcitu a loužením jader v 10 % HCl a sledování míry rozpadu horniny po vyloužení. Pro pochopení struktury a složení horniny byl využit skenovací elektronový mikroskop a mapy prvků získané z mikrosondy. Charakter přítokových zón do vrtů byl studován zhodnocením dostupných karotážních dat, zejména akustické karotáže, dat o přítocích do vrtů i loužením vzorků hornin z jader odebraných z míst, kde k přítokům docházelo.

Celkově bylo studováno 247 jader odebraných jak z archivních jádrových vrtů, tak z povrchových výchozů. Pouhých 5 % vzorků z turonských kolektorů B, Ca, Cb, které se po vyloužení se po vyloužení rozpadá z více než 50 % bude po vyloužení tvořit krasové kanály v tektonicky neporušené hornině. Toto zastoupení je mnohem nižší než v jizerském souvrství v západní části české křídové pánve. Jen malá část vzorků se z části rozpadá při obsahu kalcitu po 78 %, většina vykazuje žádný nebo velmi malý rozpad. Teprve pokud obsah kalcitu ve vzorcích překová 80 % rozpadají se vzorky zcela či z velké části. Porozita po vyloužení přesahuje u 26 % vzorků 50 %. Ani vysoký obsah kalcitu tak po jeho vyloužení nevede k rozpadu horniny ale k vzniku extrémně porézního materiálu s nízkou hustotou a tím relativně malou odolností vůči erozi. Vysoce porézní vzorky drží pohromadě mikroskopická pěnovitá struktura vysrážené křemité hmoty uvolněné zřejmě při diagenézi z jehlic mořských hub bohatých opálem. Lokalizace a charakter hlavních přítoků do vrtů byl studován na 65 vrtech. K přítokům dochází v průměru jen z 10% mocnosti kolektoru. Přítoky mají vydatnost až desítek l/s na metr přítokové zóny. Zhodnocení dat z akustické karotáže ukázalo, že převažují přítoky ze subhorizontálních kaveren a poruch (70 %).

Nově bylo popsáno několik mechanismů vzniku otevřených a silně propustných puklinových kanálů: 1) Vyloužení vrstev s $\text{CaCO}_3 \geq 80\%$ a jejich přetvoření po vymytí rezidua do subhorizontálních kaveren; 2) Vyloužení subvertikálních kalcitových žil; 3) Vyloužení kalcitem bohatých podrcených zón na svazcích subvertikálních puklin, kde jednotlivé puklinové plochy jsou od sebe vzdálené jen několik málo centimetrů. Po vzniku strmého hydraulického gradientu (např. v okolí údolí či při čerpání na vrtu) jsou úlomky silně porézního materiálu s malou hustotou vyplavovány z puklinových zón a vznikají tak subvertikální otevřené (zející) pukliny často s ostrohrannými stěnami, které budí falešný dojem vzniku tektonickým rozevřením. Na základě stopovacích zkoušek je zjevné, že otevřené pukliny tvoří rozsáhlý propojený systém, kterým rychlostí stovek metrů za den proudí podzemní voda na vzdálenost přesahující 2 km. Srovnatelné rychlosti proudění byly zjištěny v otevřených puklinách v siliciklasticko-karbonátových horninách v Minnesotě a Wisconsinu v USA i v Sherwoodském pískovci ve Velké Británii.

Nejpropustnější porozita ve východočeských křídových synklinálách má tak krasový původ, byť pro vznik kanálů na subvertikálních puklinových zónách je zároveň nutné tektonické porušení horniny. Jedná se o ghost-rock kras, kdy v první fázi dochází k pomalému vyluhování kalcitu z horniny vodou pomalu proudící v pórech a úzkých puklinách. Teprve v druhé fázi při vzniku strmého hydraulického gradientu se reziduum vyplavuje a vznikají zející i dm široké otevřené vrstevní plochy nebo subvertikální pukliny s extrémní průtočností až 90 l/s.

ABSTRACT

The thesis deals with the study of highly permeable porosity and the potential for karstification in the area of the East Bohemian Cretaceous synclines, which are of great importance for water supply. The susceptibility of the rocks to karstification was studied by taking cores and determination of their calcite content and by leaching the cores in 10 % HCl and monitoring of rock disintegration after leaching. A scanning electron microscopy and elemental mapping by microprobe were used to understand the structure and composition of the rock. The nature of the inflow zones to the boreholes was studied by evaluating available well logging data, particularly acoustic well logging, inflow data to the boreholes and by leaching rock samples from cores taken from the depth intervals where inflows occurred.

A total of 247 cores taken from both boreholes and surface outcrops were studied. Only 5% of the samples from the Turonian B, Ca, Cb aquifers that disintegrate from more than 50% after leaching will form karst conduits in tectonically intact rock. This representation is much lower than in the Jizera Formation in the western part of the Bohemian Cretaceous Basin. Only a small fraction of the samples disintegrate if calcite contents is below 78 %, the majority show no or very little disintegration. Only when the calcite content in the samples exceeds 80 % do the samples disintegrate completely or largely after leaching. The porosity after leaching exceeds 50 % in 26 % of the samples. Even a high calcite content thus does not lead to the disintegration of the rock after leaching, but to the formation of extremely porous material with low density and thus relatively low resistance to erosion. The highly porous samples are held together by a microscopic foam-like structure of precipitated siliceous matter released probably during diagenesis from opal-rich marine sponge needles. The location and character of the main inflows to the wells was studied in 65 wells. Inflows occur on average from only 10 % of the aquifer thickness. The inflows have a yield of up to tens of l/s per meter of inflow zone. Evaluation of acoustic logging data showed that inflows from subhorizontal caverns dominate (70 %).

Several mechanisms for the formation of open and highly permeable fracture-guided conduits have been newly described: 1) Calcite dissolution from layers with $\text{CaCO}_3 \geq 80\%$ and after residue washout expansion into subhorizontal caverns; 2) Calcite dissolution of subvertical calcite veins; 3) Calcite dissolution of calcite-rich fractured zones on subvertical fracture bundles where individual fracture surfaces are only a few centimeters apart. After the formation of a steep hydraulic gradient (e.g., in the vicinity of a valley or during pumping at a well), small fragments of highly porous, low-density material are washed out of the fracture zones to form subvertical open (gaping) fractures, often with sharp-edged walls, which give the false impression of having been formed by tectonic extension. Based on tracer tests, it is evident that the open fissures form a large interconnected system through which groundwater flows at a speed of hundreds of metres per day over a distance of more than 2 km. Comparable flow velocities have been found in open fractures in siliciclastic-carbonate rocks in Minnesota and Wisconsin in the USA and in the Sherwood Sandstone in the UK.

The most permeable porosity in the East Bohemian Cretaceous synclines is thus of karstic origin, although tectonic rock disturbance is also necessary for the formation of channels in subvertical fracture zones. This is a ghost-rock karst, where in the first phase the calcite is slowly leached from the rock by groundwater flowing slowly in pores and narrow fissures. It is only in the second phase, when a steep hydraulic gradient develops, that the residuum is washed away, creating gaping and dm-wide open bedding surfaces or subvertical fractures with extreme flow rates of up to 90l/s.

OBSAH

1	ÚVOD	13
2	DEFINICE HORNIN PŘECHODNÍ FACIE A ZPŮSOBY JEJICH IDENTIFIKACE A ZJIŠŤOVÁNÍ VLASTNOSTÍ POMOCÍ KAROTÁŽNÍCH METOD	18
2.1	Horniny přechodní facie	18
2.2	Karotážní metody pro hydrogeologický průzkum přechodní facie	20
3	VYMEZENÍ ZÁJMOVÉ OBLASTI	23
4	PŘÍRODNÍ POMĚRY STUDOVANÉ OBLASTI	25
4.1	Klimatické poměry	25
4.2	Hydrologické poměry	26
4.3	Geologie české křídové pánve	27
4.3.1	Česká křídová pánev	27
4.3.2	Podloží křídových sedimentů v zájmové oblasti.....	30
4.3.3	Strukturní stavba a stratigrafické členění východočeské křídy	31
4.3.4	Svrchní křída zájmové oblasti	38
4.3.4.1	Perucko-korycanské souvrství (střední až svrchní cenoman).....	38
4.3.5.2	Bělohorské souvrství (spodní - střední turon)	40
4.3.5.4	Teplické a březenské souvrství (svrchní turon - coniak).....	44
4.3.5	Kenoziikum zájmové oblasti	45
4.4	Hydrogeologie východočeské křídy	47
4.4.1	Hydrogeologický rajon 4270	49
4.4.2	Hydrogeologický rajon 4231	55
4.4.3	Hydrogeologický rajon 4232	58
4.5	Rychlost proudění podzemní vody v preferenčních cestách ve střednoturonském kolektoru 60	
4.6	Hydrokarotážní průzkum východočeské křídy	63
5	METODIKA PRACÍ	84
5.1	Zdroje vrtných jader	84
5.2	Metodika odběru vzorků	84
5.3	Metodika zpracování vzorků	85
6	VÝSLEDKY	89
6.1	Detailní rozbory vzorků a jejich pozice v rámci křídových kolektorů	89
6.1.1	Rozbory vzorků z vrtů	89
6.1.1.1	Vrt 4231_01W Dolní Libchavy	89
6.1.1.2	Vrt 4232_3W Vednolí	94

6.1.1.3 Vrt 4270_01W Kostelecké Horky.....	98
6.1.1.4 Vrt 4270_02W Janov u Litomyše	101
6.1.1.5 Vrt 4270_03W Radhošť	104
6.1.1.6 Vrt 4270_04W Příluka.....	108
6.1.1.7 Vrt 4270_05W Poříčí u Litomyše	112
6.1.1.8 Vrt 4270_06W Lubná.....	114
6.1.1.9 Vrt 4270_07W Vanice.....	117
6.1.1.10 Vrt SN-1 Doubravice	121
6.1.1.11 Vrt SN-2 Popovec.....	124
6.1.1.12 Vrt SN-4 Dobrkov.....	126
6.1.1.13 Vrt SN-5 Blansko.....	128
6.1.2 Vyhodnocení pozice a funkce poruchových systémů ve vrtech dle akustické karotáže	130
6.1.3 Rozbory vzorků z povrchových výchozů	133
6.2 Celkové výsledky kalcimetrických analýz a posouzení potenciálu pro krasovění hornin ...	159
6.2.1 Vyhodnocení vzorků z vrtů	159
6.2.2 Vyhodnocení vzorků z povrchových výchozů	166
6.3 Celkové výsledky loužících pokusů a posouzení potenciálu pro krasovění hornin	169
6.3.1 Vyhodnocení vzorků z vrtů	169
6.3.2 Vyhodnocení vzorků z povrchových výchozů	177
6.3.3 Porovnání potenciálu krasovění východočeské křídly s dalšími oblastmi české křídové pánve	178
6.4 Souvislosti mezi přítoky do vrtů určenými karotážními metodami a rozpadavostí horninového materiálu.....	179
7 SHRNU TÍ A DISKUZE.....	195
7.1 Obsah kalcitu a jeho distribuce	195
7.2 Pórovitost před a po loužení a vztahy parametrů pro dvojice puklina vs. masivní hornina	199
7.3 Přítoky do vrtů a jejich lokalizace a charakterizace.....	200
7.4 Propojenost otevřených puklin v prostoru na základě archivních stopovacích zkoušek	202
7.5 Otevřené pukliny a kanály na povrchových výchozech a konceptuální model jejich vzniku	203
8 ZÁVĚR	216
POUŽITÁ LITERATURA.....	219
PŘÍLOHA 1 – FOTODOKUMENTACE HORNINOVÝCH VZORKŮ	229
PŘÍLOHA 2 – TABULKOVÉ PŘEHLEDY SOUŘADNIC PŘEJATÝCH VZORKŮ OD JINÝCH AUTORŮ	249

SEZNAM ZKRATEK

ČGS – Česká geologická služba

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav

ČKP - česká křídlová pánev

DIBAVOD – Digitální báze vodohospodářských dat

HDZK - hydrodynamická zkouška

HGR – hydrogeologický rajon dle vyhlášky č. 5/2011 Sb.

ř. km – říční kilometr, udává kilometrickou vzdálenost, obvykle od ústí měřeného toku do jiného toku nebo vodní plochy ve směru proti proudu

SEM – skenovací elektronový mikroskop

TUR1-7, CEN1-6, CON1-2 – genetické sekvence vrstev turonského, cenomanského a coniackého stáří (Uličný et al. 2009 a,b)

ÚSMH AV ČR – Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie věd České Republiky

σ – směrodatná odchylka

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 1	Srovnání vývoje klasického krasu a ghost rock karstu (Quinif 2011).	17
Obr. 2-1	Používaná petrologická klasifikace pískovců dle Petránka et al. (1961). J - jíl, silt a slídy (tj. matrix), K+S - křemen a zrna stabilních hornin, Ž + N - živce a úlomky nestabilních hornin.	19
Obr. 3-1	Vymezení zájmové oblasti ve vztahu k hydrogeologickým rajonům (HGR) české křídové pánve. (dle vyhlášky č. 5/2011 Sb.)	23
Obr. 3-2	Přehledná situace zájmové oblasti. 1a) lokalizace studovaného areálu v rámci České republiky a české křídové pánve; 1b) topografická a geologická mapa na mapovém základě snímků Lidar. zdroj: http://geoportal.cuzk.cz/ , geologická mapa 1 : 50 000 http://mapy.geology.cz/geocr50/ ; 1c) morfostrukturní analýza puklinových systémů a zlomů křídových sedimentů na podkladu DMR 25. Podklad: Rebilance zásob podzemních vod, (podklad: Kadlecová et al. 2016c).....	24
Obr. 4-1	Situace zájmové oblasti na hydrologické mapě s říční sítí (modře) a hydrogeologickými rajony (žlutě). Podklad: DIBAVOD (2023).	26
Obr. 4-2	Mapa základního odtoku v zájmové oblasti za období 1991 – 2020 (https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)	27
Obr. 4-3	Litofaciální areály v české křídové pánvi (Herčík et al. 1999).....	28
Obr. 4-4	Litostratigrafické členění české křídové pánve dle různých hledisek: a – litostratigrafie (Čech et al. 1980); b – chronostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al. 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka 1900, Soukup 1956).	30
Obr. 4-5	Hlavní tektonické struktury a strukturní sektory ve východočeské křídě (Herčík et al. 1999). Dílčí pánve jsou zde považovány za synklinály.....	32
Obr. 4-6	Schematická strukturní skica – řez litomyšsko – vysokomýtskou pánví (v dnešním pojetí rajonem 4270 Vysokomýtská synklinála) dle Hynieho (1961). V tomto původním modelu je zřetelný podřízený význam zlomové tektoniky, převažuje stavba synklinálního a antiklinálního charakteru. Hustá šrafa – slínovce; bílá pole – převážně kvádrové pískovce; tečkovaně – horniny přechodní facie; 1,2,3 – obzory křídové vody; Pr.I. – pramenní linie; Pr.a.-přírodní artézský pramen.	32
Obr. 4-7	Schematický morfostrukturní blokdiagram hráštové stavby Javornického hřbetu (Valigurský et al. 2003 a Čech et al. 2011). Řídící vliv zde má zlomová tektonika ve formě hrástí a příkopů.....	33
Obr. 4-8	Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v HGR 4270 (Kadlecová et al. 2016c)	35
Obr. 4-9	Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v HGR 4232 (Kadlecová et al. 2016b).....	35
Obr. 4-10	Geologické řezy rajonem 4270 v linii Poříčí u Litomyšle – Semanín (příčný řez) a Týnišťko - Javorník (podélný řez) (Uličný et al. 2015)	36
Obr. 4-11	Legenda ke geologickým řežům (Uličný et al. 2015)	37
Obr. 4-12	Geologický řez rajonem 4231 v linii Němčice – Dolní Houžovec (příčný řez) (Uličný et al. 2015).....	37
Obr. 4-13	Izoliniová mapa mocnosti perucko-korycanského souvrství – kolektoru A (Kadlecová et al. 2016b).....	39
Obr. 4-14	Izolinie mocnosti bělohorského souvrství (udána v metrech, z větší části kolektor B) (Kadlecová et al. 2016c)	41
Obr. 4-15	Chemostratigrafická korelace sedimentů turonu (modře) na základě charakteristických změn obsahů karbonátu v sedimentech s převládajícím písčitém (orlicko-žďárským) vývojem (vysokomýtská synklinála, ústecká synklinála), s přechodním vývojem (oblast Vraclavského hřbetu) a s pelitickým (labským) vývojem (týnecká synklinála). Maxima	

obsahu karbonátu vykazují vzájemnou korelaci i v místech, kde je záznam z karotáže málo výrazný (vrt SN-5). Karotážní křivky vyznačeny červeně. (Štaffen 1999; Kadlecová et al. 2016c).....	43
Obr. 4-16 Výrazné horizontální tíhové gradienty (sytě červené) označují pozici neogénního koryta s jílovitou výplní (výřez, Sedlák 2013).	46
Obr. 4-17 Základní hydrogeologické členění české křídové pánve (Herčík et al. 1999).	47
Obr. 4-18 Rozsah kolektoru B s vyznačením facie vápnných pískovců s rohovci (hnědě) a spongilitických prachovců (zeleně) (Kadlecová et al. 2016c)	52
Obr. 4-19 Plošné vymezení subkolektorů Ca (šedě) a Cb (hnědě) se situací analyzovaných vrtů. (Kadlecová et al. 2016c)	54
Obr. 4-20 Rozsah subkolektoru Ca s vyznačením facie vápnných glaukonitických pískovců (fialově) a spongilitických prachovců (opuk) s puklinovou porozitou (zelená plocha) + Rozsah subkolektoru Ca (resp. C v HGR 4231 a 4232) s vyznačením jeho mocnosti v metrech. (Kadlecová et al. 2016c).....	55
Obr. 4-21 Dokumentační objekty orientační stopovací zkoušky v předpolí jímacího území brněnského vodovodu (upraveno dle Pavliš et al. 1983).	61
Obr. 4-22 Indikační křivky fluoresceinu (Pavliš et al. 1983).	62
Obr. 4-23 Šíření radioindikátoru ve střednoturonském kolektoru jímacích území brněnského vodovodu u Březové nad Svitavou (upraveno dle Pavliš et al. 1983).	63
Obr. 4-24 Karotážní měření na vrtu 4231_01C v horní části kolektoru Cb (Procházka 2015a).	64
Obr. 4-25 Karotážní měření na vrtu 4232_3W Vendolí kolektoru Cb a horní části kolektoru Ca (Jankovský 2015a).	65
Obr. 4-26 Karotážní měření na vrtu 4270_01W Kostelecké Horky – ve stropní části kolektoru B (upraveno dle Urík 2015a).	66
Obr. 4-27 Karotážní měření na vrtu 4270_02B a akustický televizor na vrtu 4270_02W na lokalitě Janov u Litomyšle – ve stropní části kolektoru B (Procházka 2015b).	67
Obr. 4-28 Karotážní měření na vrtu 4270_03W Radhošť – ve stropní a centrální části kolektoru B (upraveno dle Urík 2014a).	69
Obr. 4-29 Akustický skener na vrtu 4270_04W Příluka – ve stropní části kolektoru B (Urík 2014b).	71
Obr. 4-30 Karotážní měření na vrtu 4270_04W Příluka – ve stropní a centrální části kolektoru B (Urík 2014b).	72
Obr. 4-31 Karotážní měření na vrtu 4270_06W Lubná u Litomyšle – ve stropní části kolektoru B (Jankovský 2015b).	73
Obr. 4-32 Karotážní měření na vrtu 4270_07W Vanice – ve stropní části kolektoru B (Kořalka 2015a).	74
Obr. 4-33 Karotážní měření na vrtu SN-1 Doubravice - Luže (upraveno dle Procházka 1991).	76
Obr. 4-34 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-1 Doubravice - Luže (upraveno dle Procházka 1991).	77
Obr. 4-35 Karotážní měření na vrtu SN-2 Popovec (upraveno dle Procházka 1991).	78
Obr. 4-36 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-2 Popovec (Procházka 1991).	79
Obr. 4-37 Karotážní měření na vrtu SN-4 Dobrkov (upraveno dle Procházka 1991).	80
Obr. 4-38 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-4 Dobrkov (Procházka 1991).	81
Obr. 5-1 Odběr vzorků z vrtných jader ve skladu hmotné dokumentace v Lužné u Rakovníka	85
Obr. 5-3 Nesoudržná část vzorků (opad) po loužení v HCl	88
Obr. 6-1 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4231_01W	90
Obr. 6-2 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4231_01W - jemně písčité vápenec - hloubka odběru 86,1 m - před loužením a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou	91

Obr. 6-3	Vzorek: vrt 4231_01W - hloubka odběru 86,1 m. Nahoře foto vzorku před a po loužení. Dole snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrné keříčkovité struktury křemičitého tmelu.	91
Obr. 6-4	Vzorek vrtného jádra z vrtu 4231_01W z hloubky 238,2 m + detail na dolní části obrázku. Otevřená subvertikální puklina je sekundárně zcela vyhojena krystalickým kalcitem se zřetelnými vyvinutými krystaly ve směru do pukliny; ve vnitřní části kalcitové výplně mladší sekundární limonitová impregnace s volně plovoucími úlomky krystalického kalcitu (brekcie)	93
Obr. 6-5	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4231_01W	95
Obr. 6-6	Porušená zóna ve vrtu 4232_3W v úseku 75,6 – 84,1 m v písčitých vápencích a vápnitých pískovcích s vyznačením hlavního přítoku dle akustického skeneru (na obr. zachycen úsek 71 – 85 m, začátek úseku vlevo dole) (upraveno podle Čecha 2015i).....	97
Obr. 6-7	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4232_3W - střednězrný vápnitý pískovec - hloubka odběru 75,9 m - před loužením, během a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou. Zrna křemene jsou volně rozptýlena v kalcitovém tmelu.	97
Obr. 6-8	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_01W	99
Obr. 6-9	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_01W - jemnozrný jílovitoprachovitý pískovec - hloubka odběru 211,5 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou.	100
Obr. 6-10	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_02W	102
Obr. 6-11	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_02W - jemnozrný vápnitý pískovec - hloubka odběru 134,9 5 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou.....	103
Obr. 6-12	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_03W	105
Obr. 6-13	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_03W – jílovito-vápnitý prachovec - hloubka odběru 181,4 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou. K úplnému rozpadu vzorku došlo již při jeho saturaci ve vodě..	106
Obr. 6-14	Grafické znázornění zastoupení jednotlivých prvků – vyhodnoceno mikrosondou (EDAX) - vrt 4270_03W - jílovitovápnitý prachovec - hloubka odběru 181,4 m.	107
Obr. 6-16a	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_04W - slínovec - hloubka odběru 91,6 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražených elektronů), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou.	110
Obr. 6-16b	Vzorek: vrt 4270_04W - slínovec - hloubka odběru 91,6 m. Snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na detailních snímcích jsou dobře patrné houbovitě struktury křemičitého tmelu se zrnky křemene, muskovitu a živců. I přes vysoký obsah kalcitu a jílových minerálů si vzorek stále zachovává dostatečnou soudržnost bránící úplnému rozpadu.....	111
Obr. 6-17	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_05W	113
Obr. 6-18	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_06W	115
Obr. 6-19	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_07W	118

Obr. 6-20	Písčítý slínitý prachovec s příměsí glaukonitu a nízkou mírou silicifikace (převzato: Čech et al. 2015g).....	119
Obr. 6-21	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_07W – písčítý vápenec - hloubka odběru 213,1 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (back scattered electron) představují obraz vzorku ve zpětně odražených elektronech, na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou	119
Obr. 6-22	Vzorek: vrt 4270_07W - hloubka odběru 213,1 m. Vlevo lokalizace odběru vzorku na rozhraní porušené (kalcitem chudé) zóny, vpravo snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrná zrna křemene zapojená do struktury křemičitého tmelu, který drží vzorek i po loužení relativně soudržný.	120
Obr. 6-23	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-1	122
Obr. 6-24	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt SN-1 – písčítý prachovec - hloubka odběru 34,0 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražených elektronů), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou.	123
Obr. 6-25	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-2	125
Obr. 6-26	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-4	127
Obr. 6-27	Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-5	129
Obr. 6-28a	643 vrtů z ústecké, kyšperské a novoměstské synklinály, rozděleno podle specifické vydatnosti, na pozadí hlavních zlomů v oblasti (převzato: Lachman 2010).....	131
Obr. 6-28b	Závislost šířky a sklonu poruchových zón (kaveren, kanálů) na jejich pozici v rámci kolektorů B, Ca a Cb (nerozlišeně). Vertikální schéma kolektorů (bazální, centrální a stropní část) je zvýrazněno barevnými pruhy. Stropní částí kolektoru je míněn úsek o mocnosti max. 8 m od stropu kolektoru dolů, bazální částí kolektoru úsek o mocnosti max. 11 m od báze kolektoru nahoru. Červeně jsou znázorněny aktivní poruchové zóny (s přítoky podzemní vody), černě pasivní poruchy, kde nebyly hydrokarotážními metodami detekovány přítoky. Čísla u značek poruch zobrazují sklon/šířku poruchy. Hlavní přítoky podzemní vody jsou vázány na rozevřené pukliny subhorizontálního sklonu. (Pozn.: vertikální seřazení jednotlivých poruch v rámci jednotlivých etáží kolektorů (strop, centrum, báze) neukazuje na jejich přesnou ani relativní hloubku v rámci dané etáže kolektoru, ale pouze specifikuje jejich počet v rámci dané etáže – v grafech se jedná zejména o poruchy s nulovým rozevřením, kterých je velký počet, a proto jsou uspořádány nad sebou).....	132
Obr. 6-29	Fotodokumentace výchozu Andrlův chlum, s patrnými subvertikálními puklinami v prostoru vzorku „P“	136
Obr. 6-30	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápničných pískovců v Brtči, s intenzivním mechanickým rozpukáním kořeny stromů	137
Obr. 6-31	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápničných pískovců Končinách, s typickou lavcovitou odlučností.....	138
Obr. 6-32	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápničných pískovců u Mravína, kombinovaná hornina na přechodu pískovce a slínovce (dle ústního sdělení Štaffena) s minimální mírou soudržnosti	139
Obr. 6-33	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápničných pískovců a písčítých vápenců u Mravína, s vysokým rozdílem v obsahu kalcitu v rámci jedné sedimentární vrstvy	140
Obr. 6-34	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy: vzorek MR3, vápničný jemnozrnný pískovec se spongilitickou příměsí po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích	

	s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca a Al jsou vápník a hliník detekovány žlutou barvou. Na snímku BSE jsou patrné četné jehlice mořských hub a póry o velikosti až 0,15 mm	140
Obr. 6-35	Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy: vzorek MR4, písčité vápenec před a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou. Na snímku BSE jsou patrné četné zbytky mořské fauny a póry o velikosti až 0,15 mm.....	141
Obr. 6-36	Vzorek MR4. Vlevo lokalizace odběru vzorku na rozhraní porušené (kalcitem chudé) zóny, vpravo snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrná zrna křemene zapojená do struktury křemičitého tmelu, který drží vzorek i po loužení přes extrémní porozitu relativně soudržný.	142
Obr. 6-37	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru B u Nových Hradů. V poruchové zóně se subvertikálními i subhorizontálními puklinami (vzorek NH2) byly zjištěny nižší obsahy kalcitu a vyšší porozita	143
Obr. 6-38	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb u Radiměře. V poruchové zóně se subvertikálními puklinami (vzorek RA1) byly zjištěny vyšší obsahy kalcitu a nižší porozita	144
Obr. 6-39	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb v bývalém lomu u Řetůvky. Oba vzorky vykazovaly podobné hodnoty obsahu rozpustné složky i původní porozity	145
Obr. 6-40	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb v bývalém lomu u Sejtinky. Oba vzorky vykazovaly podobné hodnoty obsahu rozpustné složky i původní porozity.	146
Obr. 6-41	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců a slínovců rytmicky se střídajících ve výchozu izolátoru Ca/Cb. Vápencové lavice mají větší soudržnost a vytváří morfologicky vystupující vrstvy ze svahu nad obcí Střemošnice.....	146
Obr. 6-42	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců ve výchozu kolektoru Cb. Kalcitem bohaté polohy mají větší soudržnost a makroskopicky výrazně hladší povrch	147
Obr. 6-43	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců ve výchozu kolektoru Cb. Vápencové morfologicky výrazné polohy mají větší soudržnost a blokovou odlučnost, mezivrstevní kalcitem chudé polohy mají charakter zvětralých vápnitých pískovců.....	148
Obr. 6-44	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců a vápnitých pískovců ve výchozu izolátoru Ca/Cb v údolí Loučné u Trstěnic. Vápencové lavice mají větší soudržnost a vytváří morfologicky vypreparované vrstvy oproti kalcitem chudším subhorizontálně uloženým vrstvám, které svým složením již odpovídají vápnitým pískovcům.....	149
Obr. 6-45	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců ve výchozu kolektoru Ca u železniční zastávky Vendolí.	150
Obr. 6-46	Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců (dolní část profilu) a písčitých vápenců (horní část profilu) ve výchozu kolektoru B při okraji údolní nivy Novohradky v Luži. Ve spodní části profilu je patrná intenzivnější vyloužení vrstev, způsobující ochuzení horniny kalcitem a vyšší míru porozity	151
Obr. 6-47	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst hrubozrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Na Křížánkách u Hejnic.	152
Obr. 6-48	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst střednězrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Lanšperk.	152

Obr. 6-49	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst střednězrnných glaukonitických křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Skuhrov - lom.....	153
Obr. 6-50	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst hrubozrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Budislav - lom.	153
Obr. 6-51	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst jemnozrnných silně vápnitých pískovců na lokalitě lomu v Benátkách.	154
Obr. 6-52	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Vraclav – Svatý Mikuláš - VR1 vápnitý pískovec, VR2 písčité vápenec.....	155
Obr. 6-53	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Ústí nad Orlicí – nádraží. spongilitické písčité slínovce – kolektor B.....	156
Obr. 6-54	Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Choceň - Peliny. Silicity a vápnité jemnozrnné pískovce kolektoru Cb.....	157
Obr. 6-55	Snímky SEM a fotodokumentace vzorků PE1. Na snímku BSE je patrná výrazná porézni struktura silicity a na dalších snímcích SEM významný rozdíl mezi obsahy SiO ₂ a CaCO ₃ . Na fotodokumentaci výchozu je patrný zjevný makroskopický rozdíl mezi porušenou zónou postiženou dekalifikací a masivní nenarušenou horninou	157
Obr. 6-56	Porovnání snímků SEM vzorků PE1 před loužením (porušená silně dekalifikovaná zóna) a PE2 po loužení (uměle extrahovaná vápnitá složka loužením vzorku masivní horniny v HCl). Na snímcích je dobře ilustrována vzájemná podobnost obou vzorků.....	158
Obr. 6-57 a 6-58	Výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb u Brandýsa nad Orlicí, lokalita odběru vzorku V8.....	159
Obr. 6-59	Situování lokalit vzorkovaných vrtů	160
Obr. 6-60	Závislost obsahu kalcitu na situování vzorku (pukliny, masivní části horniny)	165
Obr. 6-61	Situování lokalit vzorkovaných výchozů.....	166
Obr. 6-62	Závislost obsahu kalcitu na situování vzorku (pukliny, masivní části horniny) v povrchových výchozech (vzorky s obsahem kalcitu < 1 % byly odebrány z křemenných pískovců kolektoru A).....	169
Obr. 6-63	Obsahy karbonátu ve vrtu SN-5 (předmětný vzorkovaný úsek se nachází mezi přechodem kt2/kt3 a polohou LOP – litologicky odlišného prostředí) (upraveno dle Štaffena 1992)	175
Obr. 6-64	Morfologie výchozu vzorků MR1 a MR2 zcela rozpadlých ve vodě (kolektor Ca).....	177
Obr. 6-65	Rozdělení vzorků do jednotlivých úrovní rozpadu (Balák 2015). Míra rozpadu vzorků vzrůstá od úrovně 1 do úrovně 5	178
Obr. 6-66	Grafická závislost míry rozpadu vzorků a obsahu rozpustné složky (dle loužení v HCl) z oblasti východočeské křídly. Červeně jsou zvýrazněny vzorky střednězrnných pískovců z kolektorů B a C.....	179
Obr. 6-67	Histogram podílu mocnosti přítokových zón vůči celkové mocnosti kolektorů.....	181
Obr. 6-68	Výsledky laboratorních zkoušek na vrtech LO-5 a Lo-11 (Štaffen in Žižka, 1979)	182
Obr. 6-69	Grafické závislosti původní pórovitosti a obsahu CaCO ₃ na poloze vzorků v rámci kolektorů B, Ca a Cb (nerozlišeně)	183
Obr. 6-70 a 6-71	Kaverny ve vrtu LO-15/1 v hloubce 151 – 152 m těsně pod stropem kolektoru B, s přítokem cca 30 l/s. Upraveno dle: Novotný 2017	184
Obr. 6-72 a 6-73	Kaverny a rozevřené tektonické pukliny ve vrtu LO-15/1 v centrální části kolektoru B v hloubce 173 – 183 m s přítokem cca 90 l/s. Upraveno dle: Novotný 2017 ...	184
Obr. 6-74	(vlevo) Porézni voštinová struktura silicitických rohovců v centrální části kolektoru B po rozpuštění vápnitého tmelu – vrt Lo-15/1 v hloubce 183,17 m. Upraveno dle: Novotný 2017	184

Obr. 6-75	(vpravo) Výrazná přítoková zóna v úseku vápnitých pískovců a prachovců v centrální části kolektoru B v hloubce 128,1-128,9 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5-10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021	184
Obr. 6-76	Tvorba kaveren na průsečiku subvertikálních puklin a vodorovných mezivrstevních spár v úseku vápnitých prachovců v centrální části kolektoru B v hloubce 128,8 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5 - 10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021	185
Obr. 6-77	Hlavní přítoková zóna v úseku vápnitých pískovců ve stropní části kolektoru B v hloubce 116,5 – 117,7 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5 - 10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021	185
Obr. 6-78	Karotážní záznam z vrtu Lo-15 v úseku 0 – 240 m se zjevnou kavernací v úseku 152 – 158 m a 180 m a hlavními přítoky v úsecích 152,6 – 159,2 m a 175,0 – 188,8 m (Bulínová 1978)	186
Obr. 6-79	Vertikální distribuce hlavních přítokových zón v jednotlivých kolektorech.....	187
Obr. 6-80	Četnosti přítoků vztažených ke hlavní přítokové zóně dle karotáže pro jednotlivé kolektory.....	187
Obr. 6-81	Přehledná situace hydrogeologických řezů	188
Obr. 6-82	Hydrogeologický řez dokumentačními body v centrální části rajonu Vysokomýtská synklinála (podklad: Kadlecová et al. 2016c).....	189
Obr. 6-83	Hydrogeologický řez dokumentačními body v rajonu Vysokomýtská synklinála a Chrudimská křída.....	190
	(podklad: Kadlecová et al. 2016c)	190
Obr. 6-84	Graf závislosti T na výtlačné výšce zvodně.....	191
Obr. 6-85	Graf závislosti k na výtlačné výšce zvodně.....	191
Obr. 6-86	Graf závislosti vydatnosti vrtu na výtlačné výšce zvodně.....	192
Obr. 6-87	Graf závislosti specifické vydatnosti vrtu na výtlačné výšce zvodně.....	192
Obr. 6-88	Hydroizohypsy hladiny podzemní vody ve spodnoturonské zvodni dne 11.9.2017 (modře – před zahájením čerpací zkoušky na vrtu Lo-15/1 Pekla) a dne 20.9.2017 (červeně) při odběru 47 l/s (převzato: Novotný 2017)	193
Obr. 6-89	Grafická závislost mezi obsahem rozpustné složky a porozitou po loužení n2.....	194
Obr. 6-90	Grafická závislost mezi původní porozitou n1 a změnou porozity.....	194
Obr. 7-1	Vztah mezi obsahem kalcitu z kalcimetrie a obsahem RS z loužení v HCl je těsný (Pearson 0,96; R ² =0,93).....	195
Obr. 7-2	Graf závislosti míry rozpadu vzorků na obsahu kalcitu	198
Obr. 7-4	Korozí rozšířené vertikální pukliny v kolektoru Cb. a) a b) Choceň, c) Jalový potok	203
Obr. 7-5	Příklady zcela rozvětralého a rozpadavého materiálu na vrstevních plochách, jehož vymytím mohou vznikat subhorizontální otevřené trhliny pozorované karotáží v přítokových kavernách vrtů. a), b) Choceň nad nádražím, kolektor Cb, c) Nové Hradky kolektor B	204
Obr. 7-6	Příklady několik cm mocných vertikálních kalcitových žil, jejichž rozpuštěním mohou vznikat propustné kanály. a), b) Choceň kolektor Ca, c) Nové Město nad Metují, kolektor B, d) Výplň sintrů v otevřené puklině Brandýs nad Orlicí kolektor Cb. Adekvátní pukliny vyhojené kalcitovým sintrem lze vysledovat např. ve vrtu 4231_01W Dolní Libchavy v kolektoru B v hloubce 238,2 m (Obr. 6-4)	205
Obr. 7-7	Rychlé střídání litologie (v několik cm mocných vrstvách) v kolektoru B zvláště nerovnoměrným vyvětráním odolnějších vrstev. a) Opočno, b), c) d) Nové Město nad Metují	206
Obr. 7-8	Vývěry vody z puklinových systémů. a) Pramen Bukovka u České Třebové; b) c) občasné prameny v údolí Jalového potoka.	207

Obr. 7-9 Trubicovitá dutina ve výchozu kolektoru B v Zámeckém parku v Opočnu, a) celkový pohled, b) detail	208
Obr. 7-10 Vertikálně protažené dutiny na povrchových výchozech kolektoru B u Nového Města nad Metují, a) celkový pohled, b) detail, c) celkový pohled, d) detail	209
Obr. 7-11 Vertikálně protažené dutiny v povrchových výchozech v kolektoru B u Nového Města nad Metují, a) celkový pohled, b) detail.....	210
Obr. 7-12 Trubicovité dutiny pozorované na povrchových výchozech v Přepychách a okolí v kolektoru. B	211
Obr. 7-13 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny které budí dojem že vznikly tektonickým rozevřením, ale jejich výplně jasně ukazují, že jejich rozevření před uvolněním výplně bylo zanedbatelné. a) b) Přepychy kol. B; c) Choceň nad nádražím, kolektoru Cb; d) Brandýs nad Orlicí, kolektoru Cb.	212
Obr. 7-14 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny. Nové Město nad Metují, kolektor B.....	213
Obr. 7-15 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny. Nové Město nad Metují, kolektor B.....	214
Obr. 7-16 Model vzniku vysoce propustných puklinových kanálů na základě všech získaných dat.....	215

SEZNAM TABULEK

Tab. 2-1 Pojmenování a procentuální rozhraní přechodných členů horninové řady pískovec - prachovec (Kukal, 1985)	20
Tab. 4-1 Vztah litostratigrafie a hydrogeologického charakteru (přehled kolektorů a izolátorů) v HGR 4270 (Kadlecová et al. 2016c)	50
Tab. 4-2 Vztah litostratigrafie a hydrogeologického charakteru (přehled kolektorů a izolátorů) v HGR 4232 (Kadlecová et al. 2016b)	58
Tab. 4-1 Výsledky archivních karotážních měření, hydrogeologické a hydraulické charakteristiky kolektorů (kolektor A-modře, kolektor B-červeně, kolektor C – zeleně)	83
Tab. 5-1 Seznam použitých parametrů (upraveno dle Baláka 2015).....	86
Tab. 6-1 Výsledky analytických prací z vrtu 4231_01W (karotážní data: Procházka 2015a).....	89
Tab. 6-2 Výsledky analytických prací z vrtu 4232_3W (karotážní data: Jankovský 2015a)	94
Tab. 6-3 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_01W (karotážní data: Urík 2015a)	99
Tab. 6-4 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_02W (karotážní data: Pitrák 2015a).....	101
Tab. 6-5 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_03W (karotážní data: Urík 2014a)	104
Tab. 6-6 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_04W (karotážní data: Urík 2014b)	108
Tab. 6-7 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_05W	113
Tab. 6-8 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_06W (karotážní data: Jankovský 2015b).....	114
Tab. 6-9 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_07W (karotážní data: Kořalka 2015a)	117
Tab. 6-10 Výsledky analytických prací z vrtu SN-1 (karotážní data: Procházka 1991).....	122
Tab. 6-11 Výsledky analytických prací z vrtu SN-2 (karotážní data: Procházka 1991).....	124
Tab. 6-12 Výsledky analytických prací z vrtu SN-4 (karotážní data: Procházka 1991).....	126
Tab. 6-13 Výsledky analytických prací z vrtu SN-5 (karotážní data: Procházka 1991).....	128
Tab. 6-14 Přehled vzorkovaných objektů - výchozy (P – pukliny; M – masivní hornina) a jejich hlavních charakteristik zjištěných loužením v HCl a kalcimetrií, souřadnice JTSK.	133
Tab. 6-15 Přehled přejetých vzorkovaných objektů - výchozy (Balák 2016)	135
Tab. 6-16 Přehledné výsledky kalcimetrických analýz ve vrtech (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina)	161
Tab. 6-17 Obsah kalcitu ve vrtných jádrech ve vztahu k vertikální pozici vzorků v rámci daného kolektoru	164
Tab. 6-18 Přehledné výsledky kalcimetrických měření v povrchových výchozech (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina).....	167
Tab. 6-19 Přehled vzorkovaných objektů - vrty (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina)	170
Tab. P2-1 Souřadnice (JTSK) přejetých vzorkovaných objektů - vrty (Balák 2016).....	249
Tab. P2-2 GPS souřadnice přejetých vzorkovaných objektů – výchozy (Balák 2016).....	249

1 ÚVOD

Česká křídová pánev je plošně nejrozsáhlejší sedimentární pánví platformního pokryvu Českého masivu. Jedná se o strukturu s vysokými zásobami a živým oběhem podzemních vod. Filtrační parametry přítomných kolektorů, vysoká kvalita podzemních vod a rozsah využitelných zásob podzemních vod předurčují tuto sedimentární strukturu k významným odběrům podzemních vod (Hermann et al. 1999). Vedle nejvýznamnější SZ části i východní část české křídové pánve je zásadní z hlediska hromadného zásobování významných městských aglomerací podzemní vodou (důležité zdroje zejména pro I. a II. brněnský vodovod, Svitavy, Litomyšl, Vysoké Mýto, Českou Třebovou, Ústí nad Orlicí a Hradec Králové). Obzvláště rajony vysokomýtská a ústecká synklinála mají na svém území jedny z nejvýznamnějších vodárenských zdrojů v rámci České republiky. Východní část české křídové pánve vykazuje existenci největších pramenů v ČR, s výjimkou vývěrů povrchových potoků v Moravském krasu. Petrovy prameny u Brněnce měli před svým zjištěním do vodovodu vydatnost kolísající mezi 215-1000 l/s (Hynie 1961). Hustota říční sítě je tu extrémně nízká, což ukazuje na mimořádně vysokou propustnost hornin. Základní odtok tu dosahuje dvojnásobku ve srovnání s okolním krystalinikem. Jak uvádí Hynie (1961): „Dvojnásobný odtok v moravském křídovém výběžku je vysvětlitelný jen influkcí křídových souvrství otevřenými trhlinami v povodí Svitavy. Propadání potočních vod v těchto oblastech je známo zejména ze Svitavy mezi Hradcem nad Svitavou a Muzlovem, v potoce Radiměřském aj.“ Přes obrovský vodohospodářský význam jsou značné mezery v chápání, jakou porozitu podzemní vody při svém proudění ve východočeských synklinálách využívá a jak tato porozita vznikla. První názor na typ porozity uvedl Hynie (1961):

- slabší průlinová propustnost moravského výběžku křídý přechodní facie (oproti kvádrům) je vyvážena sítí mimořádně otevřených trhlín (str. 386)

-rozpínávacími pohyby se vytvořila při vyklenování sítí rozevřených puklin a trhlín, které jsou spolu se smršťovacími puklinami vzniklými při diagenézi základem jejího zvodnění (str. 379), rozevření je dáno schopností křídových hornin reagovat buď plasticky, nebo tříštivou tektonikou.

-důsledkem saxonských pohybů je rozpad křídových vrstev a souvrství podle sítí rozevřených puklin (trhlín), které jsou hlavními oběhovými cestami křídových vod (str. 391)

-propustné trhliny prostupují napříč celých souvrství, zejména v souvrstvích rigidních vrstev písčitých slínovců a pískovců (str. 394)

-„z krasových dutin turonských vápnitých slínů u České Třebové vyvěrají prameny vaucluského typu“ (str. 388)

Další autoři již pouze přebírají a citují názory Hynieho s výjimkou jeho názoru že je zde přítomná krasová porozita. V uplynulých dekáдах byly sice jasně definovány kolektory a jejich vertikální a plošný rozsah ale v chápání charakteru a vzniku porozity dosud nenastal výrazný posun.

Protože tato práce je zaměřena na možnosti krasování siliciklasticko -karbonátových sedimentů východní části české křídové pánve, budou krátce uvedeny rysy krasu v těchto horninách. Klimchouk et al. (2000) v moderním pojetí definoval kras jako území, kde hlavní masa podzemní vody proudí krasovými kanály, jež byly sekundárně rozšířeny a vznikly rozpouštěním okolní horniny zejména podél tektonických diskontinuit a mezivrstevních puklin, které mohly být původně jen nepatrně rozevřeny. Krasové jevy obsahují širokou škálu tvarů a projevů, jež vznikly působením podzemních i povrchových vod (koroze, eroze) v oblastech, kde jsou v podloží dokumentovány

rozpuštěné horniny nebo minerály (vápence, dolomity, kalcit, sádrovec, halit, aj.). Krasové jevy však nejsou spjaty výhradně s výše uvedenými horninami, ale mohou se vyvíjet také ve mnohem soudržnějších horninách - například v křemencích.

Speciální případ krasu je krasovění psací křída (chalk), která tvoří rozsáhlé výchozy v Anglii a Francii. Jedná se o uloženiny schránek mikroskopických jednobuněčných řas, kokolitek které tvoří měkké, porézní bílé mikritické vápence s nízkou příměsí nerozpustných látek (Lacroix et al. 2002). Porozita dosahuje 30-50 % (Maurice et al. 2010). Jeskyně bývají v křídě obvykle krátké a dosahují délek obvykle nepřesahujících první stovky metrů (Maurice et al. 2010). Vyskytují se hojně závrtvy a ponory toků a vzácně i menší slepá údolí a to tam, kde je křída pokryta méně propustnými uloženinami, na nichž se může koncentrovat povrchový odtok. Prameny dosahují vydatností až 200 l/s (Maurice et al. 2006).

Zejména v Anglii jsou na tyto křídové uloženiny vázány značné zdroje podzemní vody, proto byl charakter krasovění a proudění v uloženinách křída detailně studován (Maurice et al. 2010, 2012). Intenzivnější proudění obvykle využívá rozšířené puklinové zóny, jejichž největší četnost bývá pod dny suchých údolí v zóně kolísání hladiny podzemní vody a na krasové kanály jejichž průměr obvykle kolísá mezi 10 a 1000 mm (Maurice et al. 2006). Speciálním typem krasových kanálů jsou tubuly (Lamont-Black a Mortimore, 2000). K rozpouštění ve dle půdního CO₂ přispívá i acidita z oxidace pyritu (Maurice et al. 2012). Ze stopovacích zkoušek byly zjištěny rychlosti proudění v psací křídě 0,5-7 km/den na vzdálenost až 20 km. Typická je nižší návratnost injektovaného stopovače (0,01-90%) než v běžném silně litifikovaném a mnohem méně porézním klasickém vápencovém krasu (Maurice et al. 2006, 2010). Důvodem je skutečnost, že podzemní vody nevyužívají pro své proudění pouze krasové kanály, ale část proudí drobnou intergranulární porozitou. Rozdělování proudění z jednoho ponoru do více vývěrů je velmi časté (polyfurkace; Maurice et al. 2006). Z důvodů vysoké rychlosti proudění v kanálech dochází k zakalování pramenů po výrazných srážkách a transportu koliformních bakterií (Atkinson a Smith 1974).

Velmi málo studií je zaměřeno na krasovění a hydrogeologickou charakteristiku siliciklasticko-karbonátových sekvencí. Výjimkou je spodnopaleozoická sekvence karbonáto-siliciklastických hornin v Minesotě a Wisconsinu v USA, která je značně plošně rozsáhlá a kde vzniklo několik zajímavých studií. Z této stovky metrů mocné sekvence jsou z různých souvrství popisovány krasové jevy (Runkel et al. 2003). Jedním z krasovějících souvrství je St. Lawrence kde se střídají jemné vápnitě pískovce a prachovce s písčivými dolomity. Vyskytují se zde krasové kanálky o průměru až 6 cm, rozšířené pukliny, z nichž vyvěrají prameny o vydatnosti až 6 l/s. Specifická vydatnost vrtů dosahuje až 60l/s/m (Runkel et al. 2003). Souvrství St. Lawrence je přitom ve větších hloubkách považováno za izolátor, nicméně v mělké zóně získává zřejmě díky rozpouštění charakter kolektoru (Green et al. 2012). V souvrství St. Lawrence byly zjištěny ztráty vodních toků, které ale nemizí soustředěně ale postupně se ztrácí do sedimentů v korytě. Ze stopovacích zkoušek z těchto mizejících toků byly zjištěny rychlosti proudění 35-600 m/den. Zajímavé je že proudění proniká přes mnoho desítek metrů mocnou sedimentární sekvenci se střídáním různých litologií, nejedná se tedy o proudění v nějakém litologicky specifickém horizontu. Po je rys podobný české křídové pánvi. Zatímco objevení stopovače bylo relativně rychlé, stopovací zkoušky vykazaly značnou disperzi, kdy se stopovač vymýval po dobu mnoha měsíců a v jednom případě až 3 let (Green et al. 2012). V současnosti se vede diskuse, zda se jedná o kras, nebo jen mechanické vyplavování nesoudržného materiálu (Green et al. 2012).

Podobné rychlosti proudění byly zjištěny v kambrickém souvrství Lone Rock, kde byla rychlost proudění 35-750 m/den zjištěna ze stopovacích zkoušek na vzdálenost až 5 km. Velmi běžným jevem je rozdělování vody z jednoho ponoru do více pramenů. Vymývání stopovače trvá měsíce až roky

podobně jako v souvrství St. Lawrence. Rozevření otevřených puklin paralelních s vrstvami i vertikálních nepřesahuje několik málo cm (Barry et al. 2015).

V dalších souvrstvích jako jsou Galeville a Ironton a Franconia se střídají jemnozrnné a hrubozrnné pískovce a dolomity s prachovitou a písčitou příměsí. Karbonátový cement často vyplňuje póry. Podobně jako v české křídové pánvi bývají hrubozrnné pískovce chudé na karbonáty a naopak jemnozrnné pískovce mají karbonátovou příměs. Podobně jako v české křídové pánvi se tu vyskytují systematické systémy puklin, které tvoří ortogonální síť (kvádrová odlučnost) a pukliny mají rozevření až několik cm. Zastižené otevřené pukliny mívají rozevření až 30 cm, pokud jsou paralelní s vrstvami a do 50 mm pokud jsou vertikální. Otevřené pukliny paralelní s vrstevními plochami se ve zvýšené míře koncentrují v určitých úsecích sedimentárního záznamu, zejména ve spodní části souvrství Franconia. V cca 15 m mocné přípovrchové zóně je otevření puklin největší a zvýšenou propustnost vykazují i ta souvrství, která ve větších hloubkách působí jako regionální izolátory (Rukel et al. 2006).

Existuje jen velmi málo studií, kde byl silikáto-karbonátových sedimentech studován obsah kalcitu jako hledisko možné míry zkrasovění. Mocchiatii a Maddaleni (2005) studovali obsah karbonátu ve vápnitém flyši v SV Itálii, kde se vyskytují jeskyně o délce až 7 km, závrtvy a škrapy. Obsah kalcitu zde kolísá mezi 31 a 90 %. Vedle kalcitu byl přítomen též dolomit, křemen, živce a jílové minerály. V ČKP studovali obsah CaCO_3 jako hledisko míry krasovění Balák (2015), Vojtíšek (2016, 2018) a Kůrková et al. (2019) a Kůrková (2023).

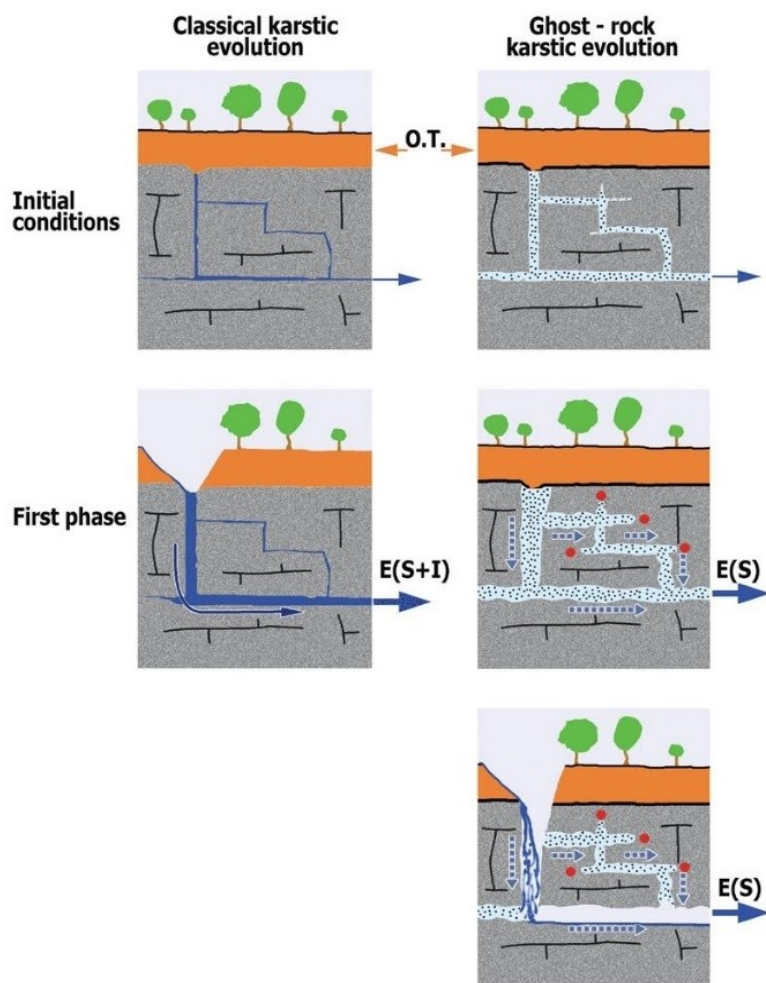
Medici et al. (2018) studovali triasový fluvialní arkózový pískovec v Cumbrii ve Velké Británii, který na křížení puklin vykazuje známky rozšíření porozity prouděním podzemní vody. V pískovci se vyskytují kalcitové žíly. Na jádrech zjistili obsah kalcitu jen do 2 %. Na záznamu televizní kamery byly patrné stratiformní pukliny (vertikální pukliny vázané na určitou vrstvu) rozšířené do kanálů, a to i v hloubkách přes 150 m pod povrchem. Nejpropustnější kanály se vyvíjely na křížení vrstevních ploch a stratiformních puklin, velké přítoky byly také z rozšířených mezivrstevních ploch. Rychlosti proudění v kanálech v tomto pískovci dosahují až 140 m/den, což je zhruba o dva řády vyšší rychlost než odhadovaná rychlost proudění v intergranulární porozitě (Barker et al. 1998). Proudění z otevřených trhlin z kolektoru tvořeného silně rozpadavým pískovcem Mt. Simon ve Wisconsinu v USA popisuje Gellash et al. (2012). Vrt má vysokou vydatnost 140 l/s. Podobně preferenční proudění pískovci na základě různých přístupů popisuje i Swanson et al. (2006).

Velmi zajímavým a specifickým fenoménem je krasovění typu ghost rock. Krasovění ghost rock je dvoufázový proces, ke kterému dochází ve vápencích, často s nerozpustnou příměsí, nebo v karbonáto - silikátových horninách (Dubois et al. 2014a). Nejprve dochází k částečnému rozpuštění horniny, zejména karbonátového tmelu a jemnějších částic za nízkých hydraulických gradientů. V druhé fázi pak při strmějších hydraulických gradientu dochází k vyplavení rozvolněné horniny (rezidua; Laverty 2012). Termín ghost rock je odvozen ze skutečnosti, že ačkoli je hornina přeměněna na nesoudržné reziduum, zachovává si původní vzhled (Bruxelles et al. 2009). Pokud by již v první fázi byl strmý hydraulický gradient a rychlé proudění vody reziduum by bylo rovnou erodováno (Bruxelles et al. 2009).

Krasověním ghost rock bývají nejčastěji postižené nečisté vápence a siliciklastika s karbonátovým tmelem (Häuselmann a Togniny 2005). Často existuje postupný přechod od nevětraleho materiálu až po zcela rozvětrale reziduum (Dubois et al. 2014a). Ghost-rock karst byl popsán z Francie a Belgie (Dubois et al. 2014b), Velké Británie (Rowberry et al. 2014), Itálie, Švýcarska (Häuselmann a Togniny 2005) i ČR (Kůrková et al. 2019) a dále z Jihoafrické republiky a Brazílie (Dubois et al. 2014a).

Reziduum horniny se obvykle nazývá alterit nebo fantom (Dubois et al. 2014). Reziduum horniny je obvykle tvořené jílovými minerály nebo klastickým materiálem (Bruxelles et al. 2009). Bývají v něm pozorovatelné původní horninové struktury jako jsou sedimentární struktury, zvrstvení, pukliny, které dokazují že jde o reziduum a ne novotvořený sediment. Vyloužením kalcitu dochází k poklesu hustoty horniny, snižuje se soudržnost, a naopak se zvyšuje propustnost (Kaufmann a Deceuster 2014; Rowberry et al. 2014). Snížení hustoty rezidua oproti původní hustotě horniny, zvýšení porozity až na 66 % a pokles pevnosti o dva řády a nárůst propustnosti o 3 řády oproti původní hornině popisuje z Pembrokeshire v Anglii Rowberry et al. (2014). V Belgii v původně vysokoprocenních vápencích (98 % CaCO_3) vzniklo reziduum, které má obsah kalcitu pod 40 %, porozitu přes 45 %, propustnost zvýšenou 10 000 krát a odporovou sílu při vrtání sníženou víc než 1000 krát (Dubois et al. 2014b). Reziduum zůstává stabilní, dokud se nachází pod hladinou vody, kde voda působí na špatně soudržné částice všesměrným pórovým tlakem a tím zvyšuje stabilitu špatně soudržného materiálu. Při poklesu hladiny podzemní vody pod úroveň rezidua dochází ke kolapsu a kompakci rezidua, čímž se uvolní otevřený prostor, umožňující rychlé proudění podzemní vody (Dubois et al. 2014b). Pokud je reziduum vyvinuto v blízkosti zemského povrchu může při kolapsu rezidua dojít i k propadu povrchu a vzniku říčených závrtů. K detekci rezidua se využívají geofyzikální metody pracující na principu značně odlišných vlastností rezidua vůči původní hornině (např. mikrogravimetrie, elektrická odporová tomografie, dipólové elektromagnetické profilování, metoda velmi dlouhých vln, georadar a seismika; Kaufmann a Deceuster 2014). Propustné reziduum v některých případech slouží za vydatný zdroj podzemní vody (Dandurand et al. 2014).

Srovnání vývoje běžného krasu s ghost rock krasem provedl Quinif (2011). V klasickém krasu dochází k úplnému odstranění horniny a tím k vytvoření krasových kanálů (Obr 1-1). Jejich vysoká propustnost do nich stahuje vodu z širokého okolí, takže do kanálů se přemění jen nepatrná část puklin. Naopak u ghost rock krasování v první fázi se propustnost horniny zvýší mnohem méně než při vytvoření otevřených kanálů. Rozpouštění (krasování) tak působí na mnohem větším počtu diskontinuit, a i v pórovém prostoru. Teprve v druhé fázi při zvýšení hydraulického gradientu se reziduum vypláchne, a to pouze z některých zvětralých zón (Quinif 2011). Druhá fáze, tj. vyplavování rezidua a tvorba jeskyní přístupných pro člověka byla přímo pozorována v lomu Soignies v Belgii (Dubois et al. 2014b). Při snížení hladiny vody v důsledku těžby zde došlo k erozi rezidua a vzniku jeskyních chodeb o délce 100 m.



Obr. 1 1 Srovnání vývoje klasického krasu a ghost rock karstu (Quinif 2011).

Po roce 2010 se začaly objevovat práce naznačující možnost krasování určitých zón v české křídové pánvi (Bruthans et al. 2011, Balák 2015, Vojtíšek 2016, 2018). Kůrková (2019, 2023) doložila existenci ghost rock krasu v jizerském souvrství v okolí Turnova a existenci velmi rychlého proudění podzemní vody v místních krasových kanálech. V oblasti východočeských křídových synklinál ale dosud prakticky chybí informace o vzniku otevřených puklin a potenciálu ke krasování hornin.

Hlavním cílem této práce je popsat silně propustnou porozitu a preferenční zóny proudění podzemní vody v oblasti přechodní facie v turonských kolektorech ve východočeské křídě a pokusit se vysvětlit, jak vznikla.

Dílčí cíle práce jsou následující:

- 1) za využití výsledků nově provedených, ale také starších odběrů z vrtných jader hydrogeologických a geologických vrtů a povrchových skalních výchozů definovat obsah karbonátu, typy hornin a míru krasování v prostoru hydrogeologických rajónů Vysokomýtská synklinála, Ústecká synklinála a části rajonu Chrudimská křída, korelovat zjištěné propustné zóny s definovanými kolektory a geologickými profily a pokusit se určit preferenční zóny vzniku krasových kanálů podle typů nehomogenit;

- 2) srovnat výše uvedené výsledky s karotážními měřeními, kamerovými záznamy a hydrodynamickými zkouškami na reprezentativní skupině geologických a hydrogeologických vrtů a provést analýzu hlavních přítokových zón v rámci jednotlivých studovaných kolektorů.

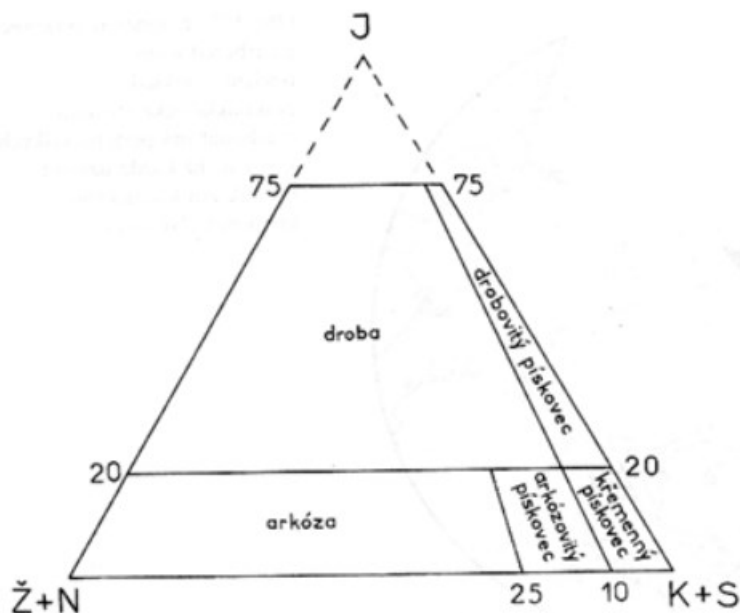
2 DEFINICE HORNIN PŘECHODNÍ FACIE A ZPŮSOBY JEJICH IDENTIFIKACE A ZJIŠŤOVÁNÍ VLASTNOSTÍ POMOCÍ KAROTÁŽNÍCH METOD

2.1 Horniny přechodní facie

Pojem „přechodní facie“ definoval ve své práci Hynie (1961), který tak v rámci studia české křídové pánve pojmenoval horninové soubory na přechodu z dobře propustných kvádrových pískovců do nepropustných pelitických sedimentů (přechod mezi pískovci a slínovci). V rámci české křídové pánve se jedná o nejrozšířenější facii, která je petrograficky velmi pestrá, vzhledem k častým faciálním změnám. Z výše uvedeného je zřejmé, že horniny přechodní facie mohou zahrnovat širokou škálu litotypů – spongilitické slínovce a pískovce, křemité spongility, rohovce, pískovce - jemnozrnné až střednězrnné vápnité pískovce, jílovité pískovce, vápence s různým podílem jemnozrnné matrix a vápnitého či křemičitého tmelu. Jedná se o horniny průlinově i puklinově propustné s různou pórovitostí. Část hornin je velmi křehká a vzniká v nich hustá síť puklin. Hlavními komunikačními kanály pro podzemní vodu jsou tyto pukliny, kde je pohyb vody mnohonásobně rychlejší oproti průlinové porozitě. Horniny přechodní facie mají také vysoce variabilní propustnost. Petrografické složení hornin ovlivňuje propustnost, ale také pevnost, hustotu horniny a její křehkost, která způsobuje větší náchylnost horniny k tektonickému porušení. Horniny přechodní facie se vyznačují variabilním obsahem vápnité složky, častými členy horninové řady s vysokým podílem karbonátu jsou vápnité slínovce a slínité až písčitojílovité vápence. Jedná se o masivní horniny s puklinovým oběhem podzemní vody.

Horniny přechodní facie jsou prostředím výskytu nejvydatnějších pramenů v české křídové pánvi a současně prostředím největšího počtu pramenních vývěrů v rámci pánve. Přechodní facie v oblasti východočeské křídvy představuje jednu z nejbohatších facií na podzemní vodu v celé české křídové pánvi. Jedná se nejen o žambereckou a ústeckou separátní pánev, ale zejména o ústřední pánev ve východních Čechách a na pomezí Moravy (zahrnuje rajony 4720 Vysokomýtská synklinála, 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice a 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy). K vydatné přírodní drenáži podzemních vod do vod povrchových dochází v osových částech struktur těchto rajonů, zejména do Loučné mezi Vysokým Mýtem a Litomyšlí, do Třebovky a Orlice mezi Českou Třebovou a Ústím nad Orlicí a do Svitavy u Březové nad Svitavou mezi Muzlovem a Brněncem. Zejména poslední jmenovaná drenážní oblast je jímacím územím brněnského vodovodu a představuje nejvydatnější pramenní skupinu celé hercynské křídvy o vydatnosti v tisících l/s. V horninách přechodní facie jsou dokumentovány sítě mimořádně otevřených poruch, které umožňují relativně rychlé proudění podzemních vod i na velké vzdálenosti (Hynie 1961).

Pro identifikaci jednotlivých litotypů přechodní facie je využívána zrnitostní a petrologická klasifikace. Pískovce jsou definovány jako sedimenty s převažujícími křemennými zrny o velikosti 0,05 – 2 mm. Klasifikace pískovců je relativně složitá a systém pojmenování a třídění není zcela jednotný (Petránek 1993). V současné době je nejvíce využívána klasifikace, kterou shrnul v Metodické příručce Kukul (1985). Pro zrnitostní klasifikaci je doporučeno využívat tříložkový diagramový systém dle Konty (1972), kdy vrcholy trojúhelníku tvoří písková zrna, prachová zrna a jílové částice. Při klasifikaci pískovců jsou považovány sedimenty mající i méně než 50 %, ale více než 25% písčité frakce ještě za pískovce (platí pro horninové řady pískovec – jílovec nebo pískovec – prachovec). Hranice mezi jemnozrnnými a střednozrnnými pískovci je stanovena na 0,25 mm, hranice mezi střednozrnnými a hrubozrnnými na 0,5 mm (Konta 1972, Petránek 1963). Pro petrologickou klasifikaci pískovců je využíván ternární diagram dle Petránka et al. (1961), kde vrcholy trojúhelníku tvoří: 1. matrix (jíl, prach a slídy); 2. křemen + úlomky stabilních hornin; 3. živce a úlomky nestabilních hornin.



Obr. 2-1 Používaná petrologická klasifikace pískovců dle Petránka et al. (1961). J - jíl, silt a slídy (tj. matrix), K+S - křemen a zrna stabilních hornin, Ž + N - živce a úlomky nestabilních hornin.

Druhotný tmel se v základní klasifikaci pískovců neuvažuje. Přítomnost tmelu v rozsahu 10 – 50 % se vyjadřuje adjektivem před základním pojmenováním pískovce (např. kalcitový, vápnitý, dolomitový, křemitý, fosfátový, apod.). Pokud obsah druhotného tmelu překročí 50 %, tyto horniny jsou již řazeny k biochemickým sedimentům (vápence, dolomity, silicity, apod.).

Mezi prachovce jsou řazeny sedimenty s převažující prachovitou frakcí 0,01 – 0,05 mm (Kukul, 1985). Při zrnitostní klasifikaci prachovců v horninové řadě prachovec – jílovec jsou považovány sedimenty mající i méně než 50 %, ale více než 25% prachovité frakce ještě za prachovce (Petránek et al. 1961). Pro horninovou řadu prachovec – pískovec je používána klasifikace pro pískovce (viz výše), kdy za pískovce jsou považovány sedimenty mající i méně než 50 %, ale více než 25% písčité frakce. Prachová zrna spolu s jílovitými částicemi často tvoří matrix pískovců, tzn., že pískovce mohou mít až 75 % obsahu základní hmoty. Pro petrologickou klasifikaci prachovců je

používána stejná klasifikace jako u pískovců (např. kalcitový, vápnitý, dolomitový, křemitý, fosfátový prachovec, apod.).

Tab. 2-1 Pojmenování a procentuální rozhraní přechodných členů horninové řady pískovec - prachovec (Kukal, 1985)

psamitové klasty (%)	100	50	25	10	0	
		pískovec	prachovitý pískovec	písčitý prachovec	prachovec	
	0	50	75	90	100	prachové klasty (%)

Velmi častým druhem prachovců či pískovců v rámci přechodní facie ve východočeské křídě jsou vápnité (karbonátové) pískovce a prachovce. Tyto horniny mívají velké množství kalcitových zrněk, které jsou součástí druhotného tmelu a jejichž obsah se v rámci dané horniny pohybuje převážně do 50 %. V některých případech jsou však dokumentovány i obsahy nad 50 % a horniny jsou již řazeny k vápencům. Vápence ve východočeské křídě vytvářejí časté horninové řady zejména s jílem, pískem nebo křemičitou substancí (Kukal 1985). Pro tyto dvousložkové směsi je nejčastěji používána klasifikace s hranicemi 10 % - 50 % - 90 % (Petránek et al. 1961, Konta 1972), nejčastěji jsou v přechodní facii dokumentovány jílovité a křemité vápence.

Z pelitických sedimentů se může v přechodní facii uplatňovat horninová řada jílu – kalcitu, kde je standardně opět používána klasifikace s hranicemi 10 % - 50 % - 90 % (Petránek et al. 1961, Konta 1972). Často používaný název „slínovec“ není součástí základní klasifikační terminologie. Slínovce představují jílovité vápence a vápnité jílovce, kde podíl kalcitu představuje 25 – 75 % (Petránek 1961). Nejčastějšími horninami tohoto typu v přechodní facii jsou slínovce s podílem písčité nebo prachovité složky, tedy písčité a prachovité slínovce. Slínovce s významným podílem zbytků hub jsou definovány jako spongilitické slínovce.

Dalším přítomným horninovým typem v přechodní facii jsou silicity, tedy sedimenty s převažující složkou ve formě autigenního (neklastického, biochemického) oxidu křemičitého (Konta 1972). Nejčastější horninové řady v přechodní facii vytváří s vápencem, prachem nebo pískem. Velmi častým horninovým členem jsou silicity s horninotvornými organismy ve formě zbytků hub – spongolity, dále mohou být přítomny konkrecionální rohovce.

2.2 Karotážní metody pro hydrogeologický průzkum přechodní facie

Při determinaci výše uvedených horninových typů a hydrogeologických charakteristik studovaných kolektorů jsou úspěšně využívány kromě fyzických popisů vrtných jader zejména hydrokarotážní metody. Jedná se o soubor metod, které umožňují ve vrtném stolu nevystrojených i

vystrojených vrtů přesně specifikovat hranice kolektorů a izolátorů, litologii vrstev, míru jejich tektonického postižení, hydraulické vlastnosti (pórovitost, koeficienty hydraulické vodivosti, transmisivitu, hlavní přítokové zóny a jejich vydatnosti, pukliny a kaverny, prostorovou orientaci puklin, směry a rychlosti vertikálního a horizontálního proudění, základní fyzikální vlastnosti (pH, Eh, konduktivita, teplota, zákal).

Karotáž umožňuje získat vertikálně kontinuální data v definovaném intervalu měření (Procházka 2016). Další nespornou výhodou karotáže je možnost získání údajů i z úseků s výskytem nesoudržných hornin, kde je často obtížné získat reprezentativní vzorek horniny (ztráta jádra, kaverny, nesoudržná hornina), které však bývají pro studium tektoniky a hydraulických parametrů kolektorů zásadní. Karotážní měření je realizováno přímo ve vrtném stvolu, tedy za teplotních a tlakových a podmínek blízcích se přirozenému stavu.

Pro identifikaci míst hlavních přítoků do vrtů jsou využívány zejména následující karotážní metody (Procházka 2016):

1. gama karotáž
2. neutron-neutron karotáž
3. elektromagnetická karotáž
4. rezistivimetrie - metoda ředění označené kapaliny
- metoda čerpání nebo nálevu označené kapaliny
5. kavernometrie
6. termometrie
7. akustický televizor
8. průtokoměry
9. fotometrie
10. TV prohlídky

1. gama karotáž – umožňuje neselektivní měření přirozené radioaktivity horninového prostředí v okolí vrtu. Zjištěná míra přirozené radioaktivity indikuje míru přítomnosti radioaktivních prvků, jedná se především o draslík ^{40}K , který je běžnou součástí alumosilikátů (živců, jílu, apod.) Gama kvanta jsou registrována ve scintilačním detektoru. Měření jsou impulsy za jednotku času a četnost impulsů je následně pomocí kalibrace převedena na expoziční příkon gama záření (jednotky $\mu\text{R}/\text{hod}$, pA/kg). Silně pelitické horniny mají vyšší hodnoty přirozené radioaktivity oproti psamitům, psefitům či vápnitým horninám. Přirozená radioaktivita rovněž závisí na míře zvětrání horniny, protože důsledkem větrání je částečný odnos draslíku.

2. neutron neutron karotáž – principem metody je zaznamenávání toku zpomalených sekundárních (tepelných) neutronů vznikajících zpomalením rychlých neutronů procházejících horninou na jádrech vodíku, který představuje ve zvodněné hornině hlavní lehký prvek. Hornina je ozařována izotopem $^{241}\text{Am}+\text{Be}$. Zjištěná četnost pulsů zaznamenávaná heliovými koronovými trubicemi je nepřímo úměrná obsahu zpomalujících prvků v hornině, které představuje zejména vodík resp. voda. Voda se nachází v horninových pórech, puklinách, jako voda adsorbční a v krystalové mřížce jílových minerálů. Nejvyšší hodnoty neutronové karotáže vykazují úseky soudržných hornin, hornin s vysokým obsahem vápníku, v bazaltech, granitech apod. Nízké hodnoty jsou registrovány v pelitických horninách a v úsecích dezintegrovaných či alterovaných hornin.

3. indukční karotáž – elektromagnetická metoda měřící sekundární elektromagnetické pole vybuzené v horninách primárním polem. Výhodou indukční karotáže je možnost měření i v úsecích nad hladinou vody a v úsecích s nevodivou plnou či perforovanou pažnicí ve vrtném stvolu. Měření probíhá se dvěma délkami uspořádání cívek v sondě (délky 50 a 80 cm). Počet výstupních impulsů sondy je přímo úměrný vodivosti hornin. Sonda dobře registruje nízké měrné elektrické odpory, což je vlastnost typická zejména pro pelity.

4. rezistivimetrie – rezistivimetrická měření umožňují přímý monitoring odporu podzemní vody ve vrtu.

Metoda ředění označené kapaliny umožňuje monitorovat proudění podzemní vody ve vrtech při ustáleném stavu. Principem metody je aplikace NaCl do vodního sloupce za účele snížení odporu a následná registrace rezistivimetrické křivky v daných časových intervalech. Analýzou série křivek lze determinovat hloubky a vertikální rozsahy propustných poloh a specifikovat podmínky během ustáleného hydrogeologického režimu. Lze dobře určit rychlosti horizontálního i vertikálního proudění, včetně objemového průtoku při přetékání vody mezi dvěma polohami s odlišnou výtlačnou úrovní.

Rezistivimetrická měření lze provádět také při konstantním nálevu nebo čerpání v režimu neustáleném. Dochází zde k přítoku vody do vrtu z nejméně propustných úseků (při čerpání) nebo k úniku zasakované vody do těchto úseků (nálev). Také zde je prováděna registrace rezistivimetrické křivky v daných časových intervalech. Výhodou této metody je možnost registrace přítokových zón, které se neprojeví během metody ředění označené kapaliny v ustáleném stavu. Podmínkou pro reprezentativní výsledky je pročištění stvolu vrtu (nejlépe během hydrodynamických zkoušek) a provádění měření ve vrtu bez výstroje nebo s perforovanou výstrojí.

5. kavernometrie – umožňuje měření reálného průměru vrtu za pomoci kavernometru. Metoda je využívána v nezapažených částech vrtů pro identifikaci kaveren, rozevřených puklin a obecně tektonicky postižených úseků vrtu.

6. termometrie – termometrická měření podzemní vody umožňují specifikovat kromě přirozeného geotermálního gradientu také přítokové zóny ve vrtu, které se většinou teplotně liší od průměrné teploty vody ve vrtu a projevují se na teplotní křivce skokovými změnami teploty. Ověření geotermálního gradientu vyžaduje delší klidové období (stacionární stav) ve vrtu před zahájením měření v délce min. několika dnů.

7. akustický televizor - sonda vysílá při rotačním pohybu ultrazvukové pulsy během plynulého průchodu vrtem a senzorem zaznamenává amplitudy odražených signálů. Výstupem jsou dva orientované snímky stěny vrtu (čas, amplituda odraženého signálu). Množství energie vracejícího se signálu závisí na charakteru stěny vrtu. Pukliny, foliace, kaverny, vrstevní spáry či měkké horniny způsobují snížení amplitudy odražených vln, vzhledem k pohlcení části energie seismických vln v těchto prostředích. Při promítnutí rozvinutého a orientovaného obrazu je možné lokalizovat pukliny, včetně jejich sklonu a směru sklonu.

8. průtokoměry - vrtulkové průtokoměry jsou využívány nejvíce, lze měřit vertikální rychlosti proudění podzemní vody nebo průtok podzemní vody vrtem v obou směrech.

9. fotometrie - umožňuje ve vrtném stvolu rozlišit úseky se zakalenou a čistou vodou. Průhlednost vody je dána intenzitou její obměny, resp. přítomností přítoků do vrtu v daném úseku.

10. TV prohlídky – k televizním prohlídkám jsou využívány podvodní kamery s optickým vláknem a výkyvnou hlavou, kamery tak umožňují snímat ve velkém detailu i boční pohledy kolmé na stěnu vrtu.

3 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉ OBLASTI

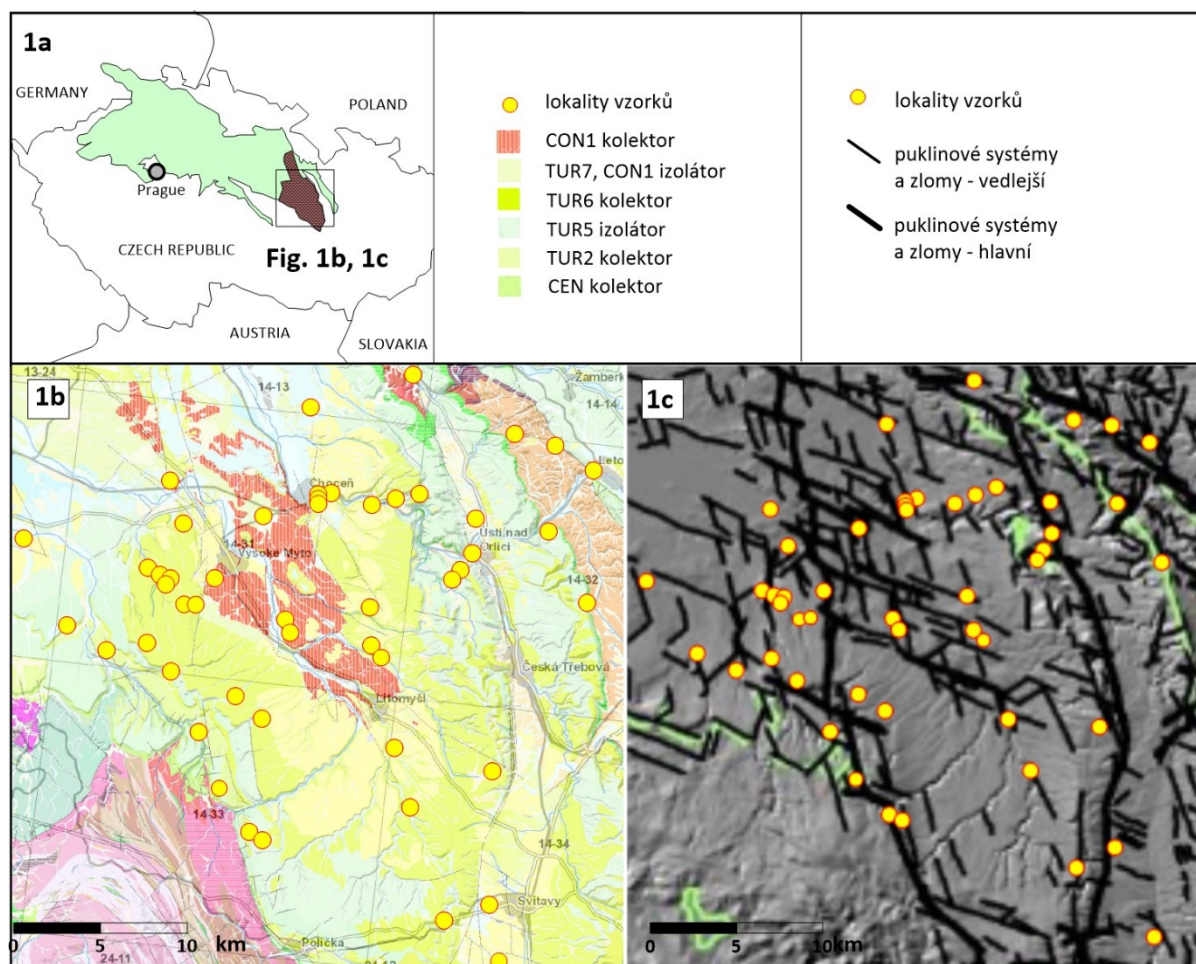
Studovaná oblast se nachází při východním okraji české křídové pánve a zahrnuje území 4 hydrogeologických rajonů – 4270 Vysokomýtská synklinála, 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy a 4310 Chrudimská křída. Svrchnokřídové sledy jsou zde vyvinuty převážně v rozsahu cenoman – coniac.



Obr. 3-1 Vymezení zájmové oblasti ve vztahu k hydrogeologickým rajonům (HGR) české křídové pánve. (dle vyhlášky č. 5/2011 Sb.)

Předmětem studia je přechodní facie v bělohorském a jizerském souvrství (turon), kde jsou dokumentovány zejména vápnité pískovce, písčité vápence, prachovce, slínovce a silicity. Zdejší sedimenty jsou vyvinuty v přechodu mezi tzv. orlicko-žďárským litofaciálním vývojem (písčité sedimenty) a labským litofaciálním vývojem (jemnozrnné jílovitovápnnité sedimenty) (např. Svoboda ed. 1964 – viz kapitola 4.3.4.) ve východní části východočeské křídý. Jedná se o rozsáhlé území v povodí řek Loučné, Novohradky, Tiché Orlice a Svitavy, které odvodňují hydrogeologické rajóny 4270 Vysokomýtská synklinála, 4310 Chrudimská křída, 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice a 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy (dle vyhlášky č. 5/2011 Sb., Obr. 3-1).

Na východě, jihu a jihozápadě je zájmová oblast vymezena denudačním okrajem křídových sedimentů rajonů 4231, 4232 a 4270, na severozápadě a severu je hranice přibližně dána horizontálním přechodem mezi orlicko-žďárským a labským litofaciálním vývojem turonských vrstev svrchní křídý. Hranice mezi oběma vývoji probíhá ve sledovaném území přibližně podle linie Jenišovice – Radhošť – Kostelecké Horky (Zahálka 1918).



Obr. 3-2 Přehledná situace zájmové oblasti. 1a) lokalizace studovaného areálu v rámci České republiky a české křídové pánve; 1b) topografická a geologická mapa na mapovém základě snímků Lidar, zdroj: <http://geoportal.cuzk.cz/>, geologická mapa 1 : 50 000 <http://mapy.geology.cz/geocr50/>; 1c) morfostrukturní analýza puklinových systémů a zlomů křídových sedimentů na podkladu DMR 25. Podklad: Rebilance zásob podzemních vod, (podklad: Kadlecová et al. 2016c)

4 PŘÍRODNÍ POMĚRY STUDOVANÉ OBLASTI

4.1 Klimatické poměry

Území rajonu **HGR 4270** náleží klimaticky k mírně teplé (MT) a teplé oblasti (T) (Quitt 1971). Průměrný dlouhodobý roční úhrn srážek zde dosahuje 700 mm. Od severozápadu až po j. okolí Vysokého Mýta zasahuje teplá oblast T2, kterou charakterizuje dlouhé teplé a suché léto, velmi krátké teplé jaro a podzim, krátká zima mírně teplá, suchá až velmi suchá. Choceň a území s. od Chocně náleží mírně teplé oblasti MT11 mající dlouhé teplé a suché léto, krátké teplé jaro a podzim, krátká zima je mírně teplá a velmi suchá. Území j. od Vysokého Mýta a Chocně patří k oblastem MT10, jež se od předchozí liší poněkud vlhčím létem, a MT9, jež má na rozdíl od předchozí poněkud chladnější jaro a podzim a vlhčí a chladnější zimu. Průměrný roční úhrn srážek stoupá od Z k V, od 660 mm v oblasti Novohradky, po více než 800 mm na potštejské a litické antiklinále. Průměrné roční teploty vzduchu na Z po Choceň a Cerekvici nad Loučnou přesahují 8°C, směrem k V a J v kopcích na S a J od Tiché Orlice na V zájmového území klesají až pod 7°C.

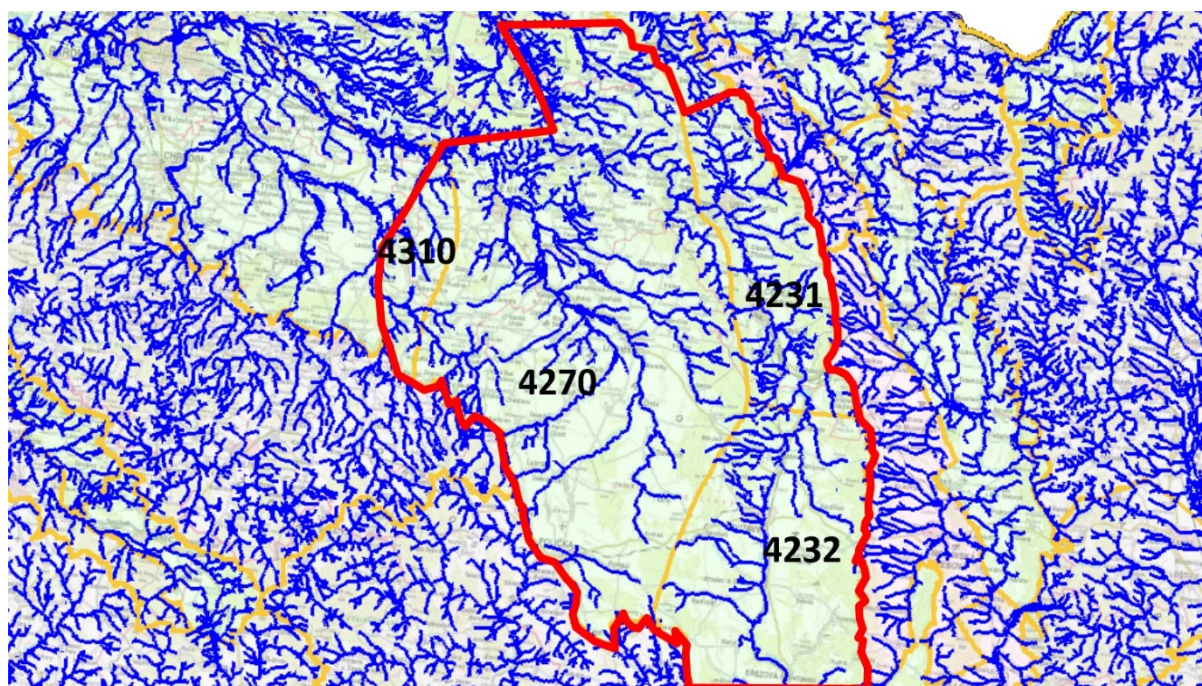
Mírně teplá oblast (MT) se vyskytuje na velké většině území **HGR 4231**. Nejteplejší je území podél Tiché Orlice k Ústí nad Orlicí, které náleží k jednotce MT9 (dlouhé léto, teplé, suché až mírně suché, přechodné období krátké s mírným až mírně teplým jarem a mírně teplým podzimem, krátká zima, mírná, suchá, s krátkým trváním sněhové pokrývky). Západ zájmového území (potštejská antiklinála) patří k jednotce MT7 (mírné, mírně suché léto, krátké přechodné období, s mírným jarem a mírně teplým podzimem, normálně dlouhá zima, mírně teplá, suchá až mírně suchá s krátkým trváním sněhové pokrývky). Největší rozsah území zabírá jednotka MT2 (v. od Ústí nad Orlicí a České Třebové), má krátké léto mírné až mírně chladné, mírně vlhké, přechodné období krátké s mírným jarem a mírným podzimem, zima normálně dlouhá s mírnými teplotami, suchá) (Quitt 1971). Průměrný roční úhrn srážek je na většině území 700 - 800 mm, na potštejské a litické antiklinále a v Č.Třebové >800 mm. Průměrná roční teplota je v údolí Orlice >7°C, na ostatním území <7°C.

V prostoru **HGR 4232** vzhledem k nevelkým výškovým rozdílům nepřesahujícím 350 m (nejvyšším bodem je na Z v ose Potštejské antiklinály - Drašarov 686 m n.m., na V na Hřebečovském hřbetu - Roh 660 m n.m.; nejnižší bod představuje hladina Svitavy na kótě přibližně 330 m n.m.) je na jeho území zastoupena pouze jediná klimatická oblast - mírně teplá oblast B. Největší část rajonu jv. od spojnice obcí Pomezí - Mikuleč - Třebovice je možno přiřadit mírně teplému, mírně vlhkému vrchovinovému okrsku B5. Údolí středního toku Svitavy až po Brněnec lze již přiřadit do mírně teplého, mírně vlhkého okrsku B3. Průměrné roční srážkové úhrny se v nížinných částech pohybují kolem 600-700 mm. Izohyeta 800 mm je překročena na Kozlovském a Hřebečovském hřbetu. Průměrné roční srážky až přes 900 mm možno očekávat ve vrcholových polohách návětrného sz. úbočí Hřebečovského hřbetu. Z hlediska průměrných ročních teplot vzduchu spadá celé území mezi izotermy 6,5 a 7,5 °C. Nejbližší stanice s měřením teploty byly Litomyšl 7,8 °C, Banín-vodárna 6,6 °C (nečekaně nízká teplota) a Jevíčko 7,6 °C. Srážkové úhrny ve vegetačním období (duben-září) v dlouhodobém průměru převyšují úhrny za období vegetačního klidu (říjen-březen). Roční kolísání srážek je také patrné ve srovnání maximálních a minimálních průměrných měsíčních úhrnů srážek. Nejvíce srážek spadne v letních měsících (VI-VIII) nejméně srážek je v dlouhodobém průměru

pozorováno v březnu. S tímto rozložením srážkových úhrnů a ročním kolísáním průměrných teplot vzduchu souvisí úzce i vysoká hodnota průměrného ročního výparu mezi 460 a 480 mm.

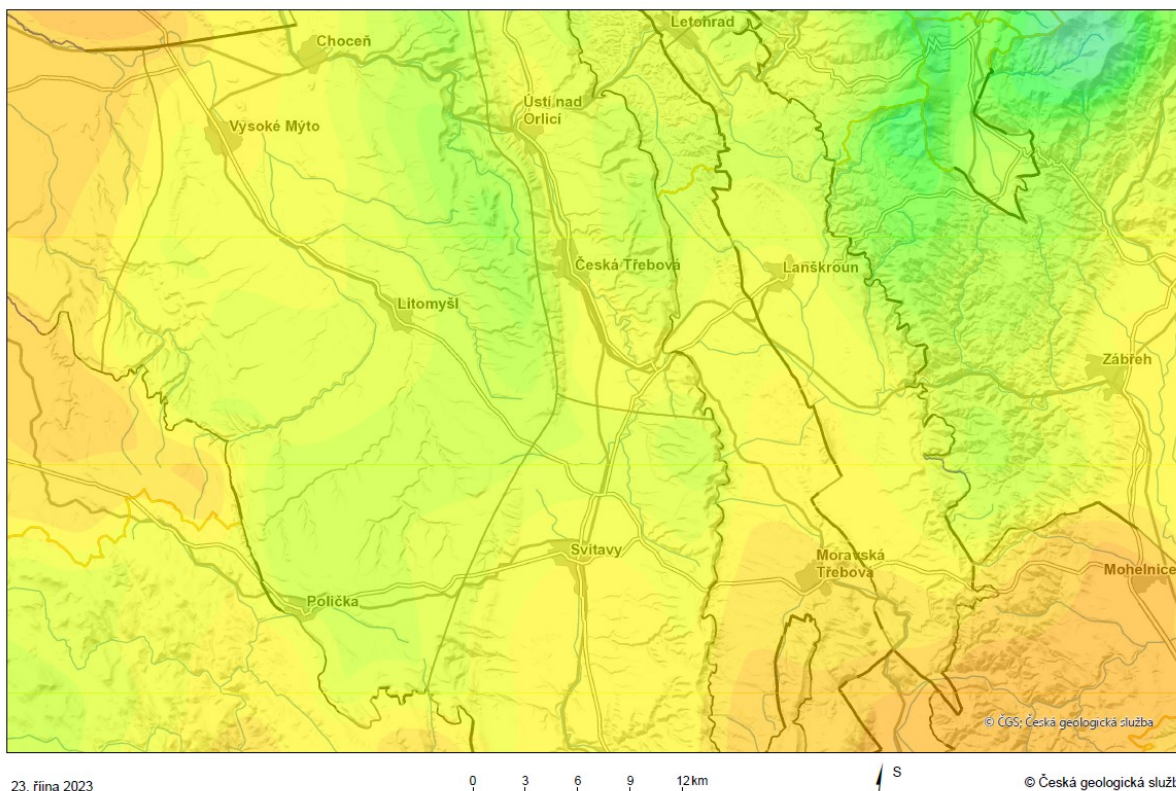
4.2 Hydrologické poměry

V zájmovém území je dokumentována výrazně nízká hustota říční sítě oproti sousedním rajónům (Obr. 4-1), velmi vydatné vývěry podzemních vod (Nové Hrady - Nadymač, Cerekvice n.L. – Pekla I a II, Končiny – Pod kaplí, Vysoké Mýto – V korytech, Vračovice – Vývařisko, Litomyšl – Nedošín – Sv. Antonín, Ústí nad Orlicí – vodárna, Březová nad Svitavou – Petrovy prameny, Banínské prameny, Tunelový pramen, Hladové prameny) a lokality s významnými soustředěnými vodárenskými odběry podzemních vod z pramenišť či hlubokých jímacích vrtů často exploatujících vysoce propustné horniny přechodní facie vázané na kolektory v jizerském či bělohorském souvrství (Cerekvice n.L. – Pekla – studna S1, vrty řady Lo-15, Březová nad Svitavou – Banínské a Petrovy prameny, Česká Třebová – Vrbovka, vrty CT1, CT2b, CT5, Sebranice – V1, V5a, Čistá -vrt CL-1, Nedošín – vrt Li-2, Ústí nad Orlicí – vrty Perla 06, UO-2, Luže – vrty KO-2, KO-3).

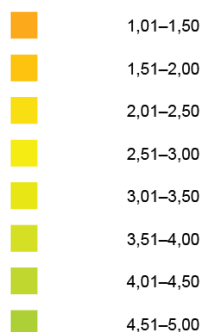


Obr. 4-1 Situace zájmové oblasti na hydrologické mapě s říční sítí (modře) a hydrogeologickými rajony (žlutě). Podklad: DIBAVOD (2023).

Dlouhodobý specifický odtok podzemní vody je v zájmovém území zvýšený až vysoký a pohybuje se mezi 3 až 7 l/s/km² (Krásný et al. 1982). Dle aktualizovaných údajů (https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/) se pohybuje základní odtok v zájmové oblasti mezi 2,5 – 5 l/s/km², zejména v závislosti na nadmořské výšce dané lokality. Ve výše situovaných částech rajónů, představující zejména východní vyzdvižená křídla studovaných rajónů, činí základní odtok 4 – 5 l/s/km².



Základní průměrný odtok za období 1991-2020 (l/s/km²)



Obr. 4-2 Mapa základního odtoku v zájmové oblasti za období 1991 – 2020 (https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

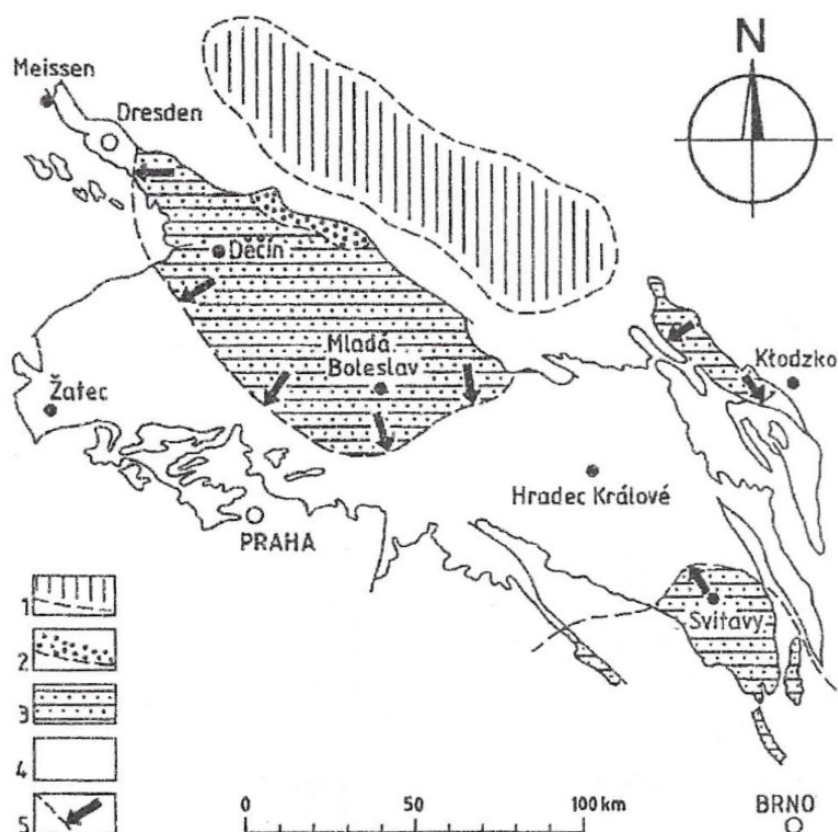
4.3 Geologie české křídové pánve

4.3.1 Česká křídová pánev

Česká křídová pánev je sedimentační pánví nacházející se při okraji západoevropské platformy, která byla v období svrchní křídý zaplavena mělkým epikontinentálním mořem. Postupné vyplňování sedimenty probíhalo prostřednictvím materiálu z mělkomořských i hlubokomořských facií, s dominantním zastoupením písčitých, jílovitých a vápnitých sedimentů. Geomorfologicky lze území pánve charakterizovat jako mořskou úžinu o orientaci SZ-JV, tektonicky predisponovanou labskou tektonickou zónou. Tato zóna, reaktivovaná ve zkoumaném období (viz Uličný et al., 2009b), fungovala jako spojnice mezi mělkým mořem v dnešním Německu a Polsku a hlubokovodním

oceánem Tethys na jihu a jihovýchodě od Českého masivu (Wiese et al. 2004). Sedimentační procesy, trvající přibližně 13-15 milionů let od cenomanu do santonu (Čech et al. 1980), se inicializovaly v sladkovodním prostředí, postupně přecházející přes brakické až k mořskému prostředí.

V okolí české křídové pánve se nachází další menší druhohorní pánve, které byly v sedimentačním období vzájemně propojeny (pánve opolská, severosudetská, bavorská, dolnorakousko-jihomoravská) a v současnosti jsou vlivem následné tektonické aktivity a eroze rozděleny do několika samostatných sedimentárních struktur. Hlavní zdroj siliciklastického materiálu, který postupně vyplnil mořský průliv, byla oblast západosudetského ostrova vzniklého vyzdvižením Lužického bloku na severu území (Uličný 2001). Zdrojovou oblastí malé části české křídové pánve na JV bylo krystalinikum v širším území okolo dnešního Brněnce. Litologie materiálu svrchnokřídové výplně jednotlivých pánví je určována vzdáleností konkrétní zdrojové oblasti siliciklastického materiálu. Rozlišujeme 2 hlavní faciální areály (Obr. 4-3): areál progradační, který obsahuje především siliciklastický materiál hrubší frakce a pánevní, kde převažují karbonáty a slínovce (Herčík et al. 1999).



Obr. 4-3 Litofaciální areály v české křídové pánvi (Herčík et al. 1999)

1 – situace západosudetského ostrova (dle paleogeografických analýz Tröger 1969, Valečka 1979, Klein et al. 1979, Skoček et al. 1983, Milewicz 1997); 2 – přízdrojový areál; 3 – progradační areál; 4 – pánevní areál; 5 - směry progradace pískovcových těles

Celková plocha české křídové pánve činí 14 600 km², z toho 12 490 km² se nachází na území České republiky. Délka pánve v její ose dosahuje 290 km, šířka činí až 100 km. Mocnost křídových vrstev se pohybuje převážně v intervalu mezi 200 až 400 m. V okolí Děčína však byly zjištěny i

mocnosti dosahující 1 100 m (Čech et al. 1987, Valečka 1979). Hranice pánve jsou převážně denudační, méně pak tektonického charakteru. V okolí pánve vystupují k povrchu podložní jednotky, tvořené z větší části krystalinikem proterozoického stáří. Menší část podloží pánve představuje starší paleozoikum a svrchní proterozoikum, které může být metamorfované různou měrou, případně je pouze mírně metamorfované. Pod velkou částí české křídové pánve jsou také dokumentovány kontinentální pánve permokarbonského stáří. Na povrchu pánve jsou dokumentovány kvartérní uloženiny s nesouvislým rozšířením a proměnlivou mocností. Jedná se zejména o terasové říční sedimenty, spraše a deluviální sedimenty. Západní okraj pánve je překryt vulkanosedimentárními terciárními formacemi (oblast Českého středohoří a Mostecké pánve), na východním okraji pánve jsou doloženy mořské sedimenty neogenního stáří.

Sedimentační procesy v prostoru české křídové pánve probíhaly po dobu 13 – 15 mil. Let, v období od spodního cenomanu do santonu (Čech et al. 1991, Pražák et al. 1994). Zrnitostní složení sedimentů zahrnuje širokou škálu hornin od pelitických až po slepence, včetně karbonátových hornin. V menší míře jsou dokumentovány také silicity či uhelné sedimenty. Bazální perucko – korycanské souvrství cenomanského stáří dosahující mocnosti až 100 – 120 m tvoří zejména psamity typické pro rannou fázi vývoje sedimentačních pánví. Ve zbývajícím výplni perucko – korycanského souvrství se uplatňují dvě základní facie, které jsou proměnlivé v čase i prostoru: přízdrojová a pánevní. Přízdrojová facie je tvořena především psamity s variabilním zrnitostním složením a proměnlivým podílem matrix a tmelu.

Nad bazálním souvrstvím probíhala sedimentace bělohorského a jizerského souvrství, které řadíme ke spodnímu a střednímu turonu. Tato souvrství sedimentovala ve 3 faciálních areálech: progradačním, přízdrojovém a pánevním (Obr. 4-3). Největší plošný rozsah má pánevní areál, který se rozprostírá od moravského pomezí na V až k Praze na JZ a Drážďanům na SZ. Do pánevního areálu zasahují ze třech směrů progradační areály, které se ve svém profilu střídají se sedimenty pánevního areálu a vytváří tak litologicky a zrnitostně různorodá souvrství. Hrubší psamitické sedimenty progradačního areálu prstovitě vyклиňují ve směru do centra pánve a mají proměnlivý rozsah ve vertikálním i horizontálním směru. Zrnitostní a litologické složení sedimentů progradačního areálu závisí zejména na míře subsidence mořského dna, transgresních a regresních obdobích, na množství detritického materiálu přinášeného z pevniny a na systému proudění mořské vody v svrchnokřídovém moři. Největší plošnou rozlohu má SZ progradační areál, rozkládající se od Českosaského Švýcarska na SZ až po Český ráj ve střední části české křídové pánve. V tomto areálu se uplatňuje především jizerský a lužický litofaciální vývoj sedimentů (Čech et al. 1994). Litologicky se jedná o pískovce střednězrné až hrubozrné frakce o mocnosti až několik set metrů, které jsou označovány jako kvádrové pískovce. Plošně menší progradační areál se nachází v okolí Svitav a Litomyšle, zde se uplatňuje především orlicko-žďárský litofaciální vývoj, který je charakterizován výskytem 2 až 4 vrstev jemnozrných až střednězrných pískovců o mocnosti do několika desítek metrů, ve kterých je přítomen vyšší podíl tmelu či základní hmoty. Nejmenší plochu zaujímá progradační areál v oblasti broumovského výběžku a v okolí Klodzka, ve kterém je dokumentován hejšovinský litofaciální vývoj (Čech et al. 1994). Jedná se o dvě souvrství křemenných a arkózových pískovců, na našem území se jedná zejména o polickou křídovou pánev. Přízdrojový areál je v české křídové pánvi dokumentován SV od Děčína, v úzkém pruhu při okraji pánve. Z litologického hlediska jsou zde přítomny zejména střednězrné až hrubozrné pískovce s vložkami slepenců, o celkové mocnosti do 700 m.

Z hlediska stratigrafického členění je pro oblast české křídové pánve v současné době využíváno několika rozdílných systémů. Litostratigrafického členění dle Čecha (1980) je využíváno pro popis litofaciálního vývoje (v rozsahu od peruckých vrstev po merboltické souvrství), genetické členění na jednotlivé sekvence dle Uličného et al. (2015) bylo vypracováno na základě interpretačních a korelačních schémat karotážních křivek v jednotlivých vrtech (v rozsahu CEN1 až CON2). Starším litostratigrafickým neformálním členěním, které je stále hojně využíváno v geologických, ale také hydrogeologických popisech, je členění dle Zahálky (1900) a Soukupa (1956), a to v rozsahu od pásma I do pásma Xef. V neposlední řadě je využíváno mezinárodně platné chronostratigrafické členění založené na vytvoření chronostratigrafických jednotek dle vybraných celosvětových stratotypů (v rozsahu cenoman – santon). Vzájemné pozice jednotlivých jednotek jsou zachyceny na Obr. 4-4.

a		b	c	d
merboltické				santon
březenské		Xef	CON 2 a mladší	coniak
rohatecké v. teplické		Xd Xabc	CON 1	
jizerské		IX	TUR 7 TUR 6 TUR 5	turon svrchní
		VIII	TUR 4	turon střední
		V-VII	TUR 3	turon spodní
bělohorské		III-IV	TUR 2 TUR 1	
perucko-korycanské	korycanské vrstvy	II	CEN 3-6	cenoman
	perucké vrstvy	I	CEN 1-2	

Obr. 4-4 Litostratigrafické členění české křídové pánve dle různých hledisek: a – litostratigrafie (Čech et al. 1980); b – chronostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al. 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka 1900, Soukup 1956).

4.3.2 Podloží křídových sedimentů v zájmové oblasti

Podloží křídý HGR 4270 má poměrně komplikovanou geologickou stavbu (Kadlecová et al. 2016c). Z jihu zasahuje do podloží centrální části HGR 4270 komplex hornin poličského krystalinika. Ze západní strany je HGR 4270 lemován hlinskou zónou, zasahující do HGR 4310 z V letovického krystalinikem, odděleným tzv. svojanovskou mylonitovou zónou (Mísař et al. 1983). Jádro poličského krystalinika je – podle znalostí především z výchozové části – tvořeno biotitickými pararulami. Je doloženo i z vrtů, ale mnohdy jsou popisy jejich profilů nedostatečné a jsou uváděny ruly, migmatity, kvarcity a též fylity. Z jihu zasahuje do podloží HGR 4270 budislavský pluton, podle vrtných profilů maximálně jen po spojnici obcí Sebranice – Dolní Újezd – Nové Hrady. Další menší granitoidní tělesa byla zastižena několika vrty v podloží křídý. Při západním okraji HGR 4270 byly z několika vrtů

popsány fylity, kvarcity a břidlice, které prostorově odpovídají rozsahu hlinské zóny. Dno deprese v s. části HGR 4270 mezi Borohrádkem a Potštejnem je tvořeno migmatity a granitoidy, které pravděpodobně možno řadit již lugi. Na východním okraji HGR 4270, v oblasti Kozlovského hřbetu, je doložen v podloží cenomanu permokarbon poorlické brázdy v nadloží okraje poličského krystalinika na jeho pravděpodobném styku s letovickým krystalinikem.

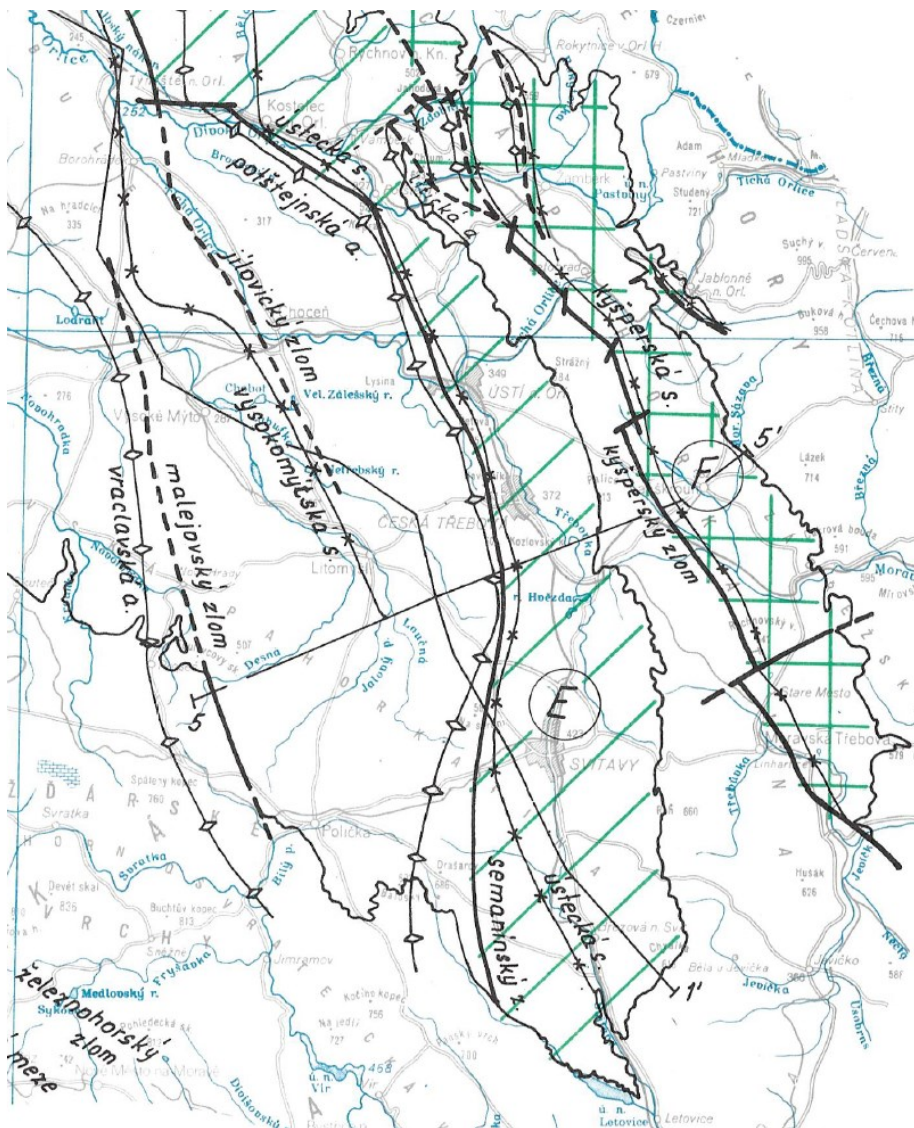
Podloží ústecké synklinály - HGR 4231 - tvoří z převážné většiny permské sedimenty orlické pánve. Z hornin jsou z přímého podloží křídly popisovány arkózovité pískovce, méně konglomeráty a jen ojediněle jílovce (Kadlecová et al. 2016a). Při jz. okraji HGR 4231, v okolí Semanína, byly ložiskovými vrty v podloží křídly zastíženy grafitické břidlice (Vybíral 1983). V Dolních Libchavách byly v podloží křídových sedimentů zastíženy mylonitizované biotitické ruly s granátem, původně granát-biotitické pararuly, náležící pravděpodobně východnímu okraji poličského krystalinika.

Podloží HGR 4232 tvoří z převážné většiny krystalinikum, ve v. části pak permokarbonské sedimenty poorlického permu (Kadlecová et al. 2016b). Z jihu pokračuje do podloží HGR 4232 letovické krystalinikum zastoupené bazickými a ultrabazickými horninami. Těleso serpentinitů bylo navrtáno j. od Svitav. Severněji jsou ve vrtech popsány fylity, břidlice a ruly, které zčásti patří letovickému krystaliniku, ale především v západnější části krystaliniku poličskému (Verner et al 2009). Permokarbon nasedá na krystalinikum ze z. strany v úrovni kolem 240 m n. m. a směrem k v. okraji ústecké synklinály se zvedá plynule až na 500 m n. m. V přímém podloží křídly jsou z vrtů popisovány pískovce a konglomeráty.

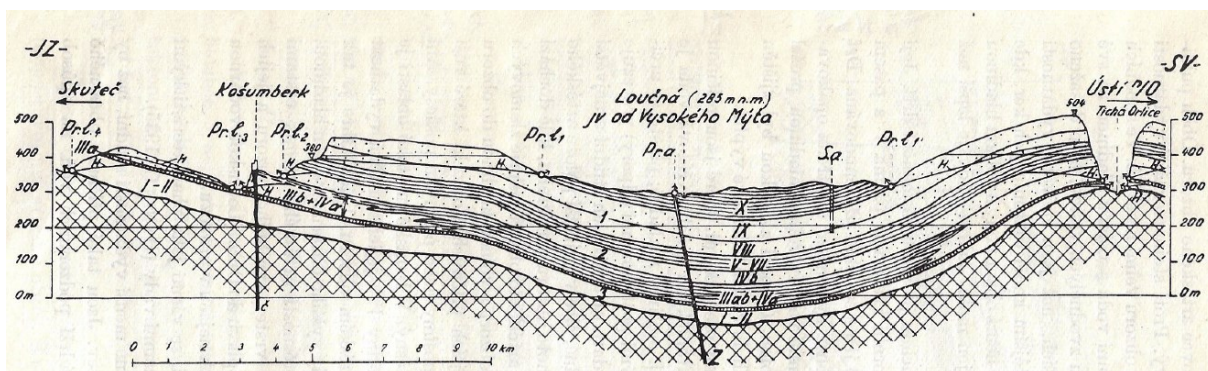
Podloží rajonu 4310 v zájmové oblasti tvoří chrudimské spodní paleozoikum a železnohorské proterozoikum (Mísař et al. 1983, Verner et al. 2009). Jedná se zejména o břidlice, fylity, granitoidy a migmatity.

4.3.3 Strukturní stavba a stratigrafické členění východočeské křídly

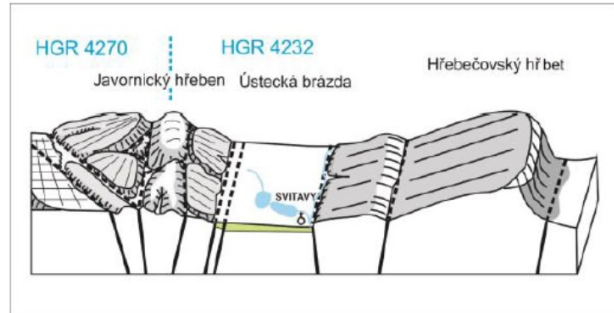
Původní studie mnoha autorů (Zahálka 1918, Pauk 1932, Zahálka 1955, Svoboda 1964, Malkovský ed. 1974, Herčík et al. 1999) předpokládaly, že hlavním mechanismem vzniku východočeských geologických struktur je vrásnění spojené s tvorbou antiklinálních a synklinálních struktur, s četnými flexurami (Obr. 4-6). Zlomová tektonika zde byla předpokládána jako podřízený strukturní faktor. Hlavní určující směr os vrásových struktur v této části české křídové pánve je sudetský, tedy SSZ – JJV (Obr. 4-5). Vysokomýtská synklinála byla považována za téměř symetrickou, s výraznými antiklinálními strukturami na okrajích jejích křídel, které ohýbají okraje brachysynklinálního uzávěru (vraclavská antiklinála na Z a potštejnská antiklinála na V). Některé části těchto antiklinál byly považovány za flexury – například V část vraclavské antiklinály jako poličská či malejovská flexura a V část potštejnské antiklinály jako orlicko-ústecká nebo radiměřská flexura (Soukup 1962, Fajst 1969). Podle názoru Herčíka et al. (1999) byla východní ramena flexur porušena zlomy (semanínským a malejovským), s výškou skoku až 300 m. V okolí Zámrsku byla též autory popsána zámrská hrástovitá struktura, ohraničená v oblasti Zámrsku malejovským zlomem, jílovickým zlomem a menšími příčnými zámrskými zlomy ZJZ – VSV směru. Tato tektonická kra byla situována o 80 m výše oproti okolním a může souviset s morfologií předkřídové zámrské elevace, na které je situována.



Obr. 4-5 Hlavní tektonické struktury a strukturální sektory ve východočeské křídě (Herčík et al. 1999). Dílčí pánve jsou zde považovány za synklinály.



Obr. 4-6 Schematická strukturální skica – řez litomyšlsko – vysokomýtskou pánví (v dnešním pojetí rajonem 4270 Vysokomýtská synklinála) dle Hynieho (1961). V tomto původním modelu je zřetelný podřízený význam zlomové tektoniky, převažuje stavba synklinálního a antiklinálního charakteru. Hustá šrafo – slínovce; bílá pole – převážně kvádrové pískovce; tečkovaně – horniny přechodní facie; 1,2,3 – obzory křídové vody; Pr.l. – pramenní linie; Pr.a.-přírodní artézský pramen.



V tradiční české terminologii by se jednalo o „automorfni hrást“, v kontextu horizontálních posunů je v anglické terminologii vžitý pojem „pop-up“, případně „push-up“.

Obr. 4-7 Schematický morfostrukturní blokdigram hráštové stavby Javornického hřbetu (Valigurský et al. 2003 a Čech et al. 2011). Řídící vliv zde má zlomová tektonika ve formě hrástí a příkopů.

Historické pojetí strukturního uspořádání východní části české křídové pánve, vnímané jako komplex východočeských vrás (Zahálka 1918, Pauk 1932, Zahálka 1955, Svoboda 1964, Malkovský ed. 1974, Herčík et al. 1999), bylo nově upraveno na základě nedávných geologických výzkumů provedených v rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová et al. 2016a-d). Práce v oblasti seismiky (Günther – Karp 2014), morfostrukturní analýzy (Grygar 2015), geologického modelování (Čech 2015a-i), a interpretace seismických profilů s konstrukcí geologických řezů (Uličný et al. 2015) přinesly zcela nový pohled na strukturní složení studovaných hydrogeologických rajonů. Morfostrukturní analýza odhalila křehké porušení křídového pokryvu, manifestující se ve formě puklin a zlomů, s dominujícím směřováním podél labské (SZ-JV) a sudetské, resp. orlické (SSZ-JJV) linie, což odráží nejnovější saxonskou fázi tektonického porušení. Na Obr. 4-6 je prezentováno původní pojetí hydrogeologické struktury s dominantním prvkem ve formě synklinály (Hynie 1961), kde zlomová tektonika hraje podřízenou roli. Naopak na Obr. 4-7 je zachyceno moderní tektonické pojetí studovaných struktur východočeské křídvy s převažující zlomovou tektonikou ve formě hrástí a příkopů. Níže je popsána tektonická geneze těchto struktur dle nového pojetí, podpořeného nejnovějšími průzkumnými pracemi.

Hydrogeologická struktura rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála je západním směrem ohraničena tektonickou hrástí Vraclavského hřbetu s monoklinálním ukloněním k SSZ (Kadlecová et al. 2016c). Na východě je hrást vymezena průběhem tektonické zóny vanického zlomu a malejovské flexury, dále na jih pak navazujícím tektonickým pásmem poličského zlomu. Na severovýchodě a východě rajon ohraničuje soubor nezávislých hráštových struktur Potštejnského, Kozlovského a Javornického hřbetu, které jsou charakteristické flexurním ohybem v prostoru tektonické zóny semanínského zlomu. Choceňská flexura je zřetelná v okolí Chocně, ale dále k SZ a JV ztrácí morfologickou výraznost a zlom, který ji provází, je výškově nepatrný. Tím pádem nelze tuto strukturu považovat za kontinuitu jílovického zlomu. Centrální část rajonu je tvořena relativně plochými až mírně prohnutými křídovými sedimenty s drobnými tektonickými poruchami. Lokální hráštová struktura byla potvrzena také v prostoru jímacího území Cerekvice – Pekla.

Hydrogeologickou strukturu Ústecké synklinály v rajonu 4231, ležící v povodí Orlice, na západě ohraničují hráštové elevace Potštejnského a Kozlovského hřbetu, které na východní straně přecházejí do flexury. Centrální část rajonu zahrnuje ústeckou brázdu, dříve interpretovanou jako osní část ústecké synklinály, nyní je vnímána jako klínovitý segment jihovýchodně od Třebové,

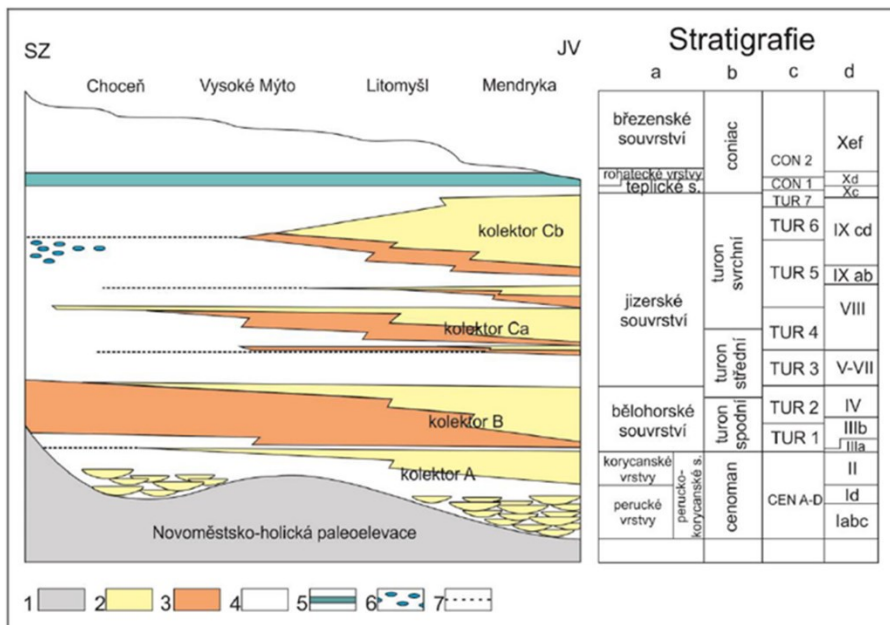
stísněný semanínský zlomovým pásmem a třebovickým zlomem. V oblasti Lhotky a přilehlé části Kozlovského hřbetu je patrná příčná hrást, která dělí struktury českořebovskou a ústeckou na dvě části. V severní oblasti mezi Ústím nad Orlicí a Českými Libchavami se předpokládá přítomnost příkopové struktury omezené zlomem (ústní sdělení S. Šedy 2014). Východní část rajonu tvoří mírně ukloněná a plošně široká kra kvesty Hřebečovského hřbetu (Obr. 4-12).

V rajonu 4232 tvoří západní část autonomní soustava hrástí Kozlovského, Javornického a Stašovského hřbetu (Kadlecová et al. 2016b), zatímco východní část je charakterizována k V ukloněnými křídovými vrstvami – radiměřskou flexurou, v oblasti kozlovského hřbetu orlicko-ústeckou flexurou (Soukup in Svoboda ed. 1962). Svitavský příkop má Z ohraničení tektonickou zónou semanínského zlomu a V ohraničení svitavským zlomem, přičemž je tektonicky limitován i z jižní a severní strany. Na východ od svitavského příkopu se zvedá další hrástovitá struktura, která je však jen částečně zachovaná v důsledku kenozoické inverze reliéfu.

V rámci východočeské křídy lze vydělit několik stratigrafických horizontů. Bazální křídové členy zahrnují perucké a korycanské vrstvy. Pro tyto vrstvy je charakteristická postupná transgrese a přechod z kontinentálního k mělkomořskému sedimentačnímu režimu (Kadlecová et al. 2016c). Na perucko-korycanské vrstvy navazuje několik dalších souvrství - bělohorské, jizerské, teplické a březenské, které se vyznačují marinním vývojem (Obrázek 4-8 a 4-9). Tyto souvrství byla litostatigraficky rozdělena na základě práce Čecha et al. (1980), v tabulkách na obrázcích jsou uvedena také stratigrafická členění dle dalších hledisek (viz kap. 4.3.1). Významnou roli v regionálním geologickém členění hraje kenozoická inverze reliéfu a následná denudace, z tohoto důvodu se nezachovala žádná další mladší souvrství.

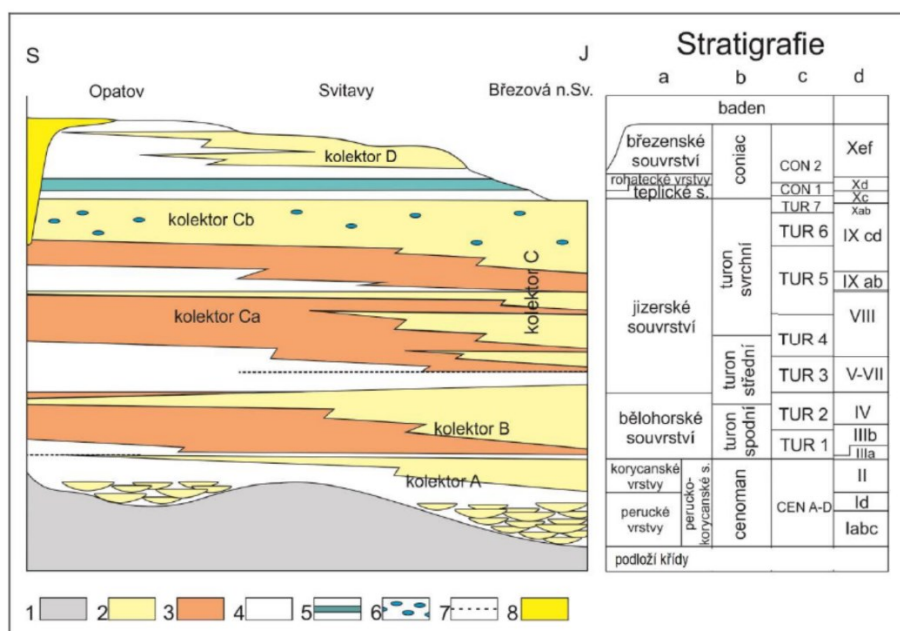
Jako reprezentativní stratigrafická schémata pro studovanou oblast jsou níže prezentovány průběhy vrstevních sledů v centrální oblasti vysokomyštské synklinály ve směru JV – SZ (tedy ve směru od proximální do distální části struktury – Obr. 4-8) a jižní části ústecké synklinály v oblasti proximální části struktury (Obr. 4-9). V kompletním stratigrafickém sledu křídových sedimentů (cenoman až coniac) jsou byly stanoveny genetické sekvence CEN A – CON 2 na základě interpretace a korelace karotážních křivek ve vrtech (Uličný et al. 2015). V hydrogeologické praxi lze také dobře využívat rozdělení křídových vrstev na pásma (I až X) podle Zahálky (1900) a Soukupa (1956).

Na obrázcích 4-10 až 4-12 jsou zachyceny řezy zájmovým územím v pojetí Uličného (2015) podle korelace karotážních křivek ve vybraných vrtech. Tyto řezy již zohledňují nové genetické pojetí východočeských křídových struktur, ve smyslu jejich stavby založené zejména na působení zlomové tektoniky ve formě hrástí a příkopů.



1 – hominy podloží křídý; 2 – pískovce; 3 – slinovce spongiilitické (opuky); 4 – slinovce, jílovce; 5 – silicifikované vápnité jílovce; 6 – polohy vápenců; 7 – glaukoniticko-fosfátový horizont na erozivní ploše; a – litostratigrafie (Čech et al. 1980); b – chronostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al. 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka 1900, Soukup 1956).

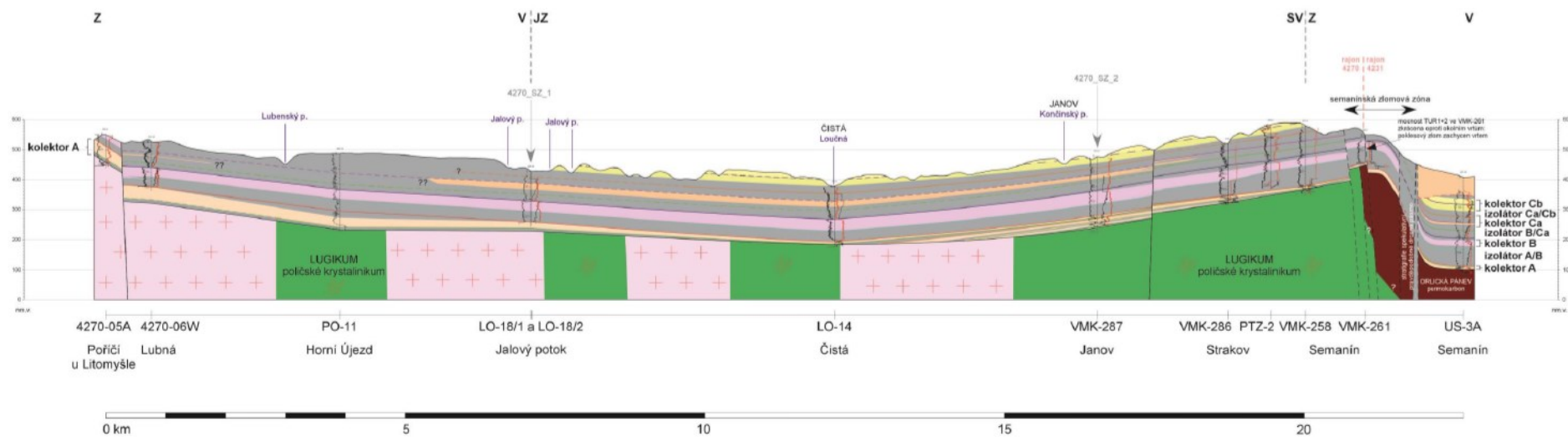
Obr. 4-8 Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v HGR 4270 (Kadlecová et al. 2016c)



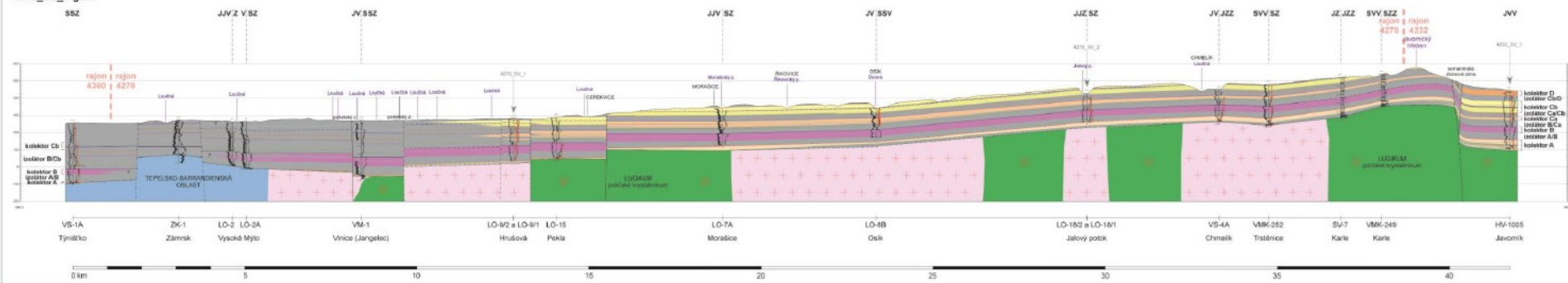
1 – hominy podloží křídý; 2 – pískovce; 3 – slinovce spongiilitické (opuky); 4 – slinovce, jílovce; 5 – silicifikované vápnité jílovce; 6 – polohy vápenců; 7 – glaukoniticko-fosfátový horizont na erozivní ploše; 8 – jíly neogénu (baden); a – litostratigrafie (Čech et al. 1980); b – chronostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al. 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka 1900, Soukup 1956).

Obr. 4-9 Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v HGR 4232 (Kadlecová et al. 2016b)

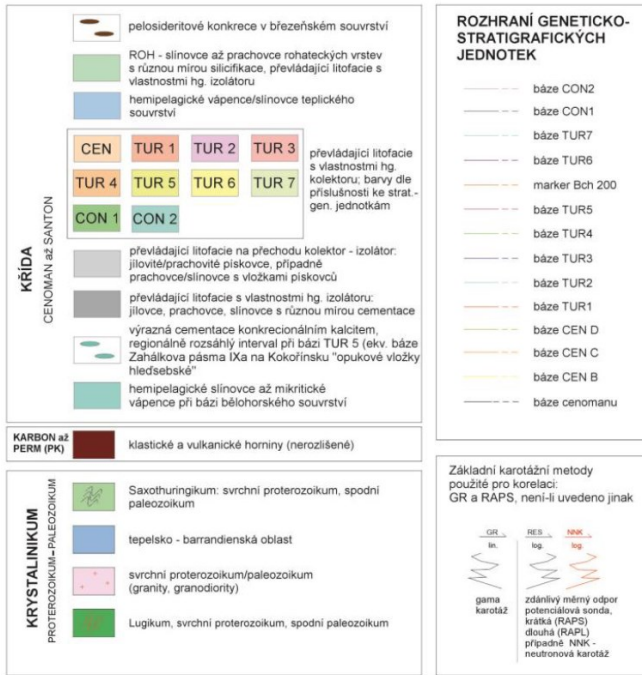
4270_SV_2 geol



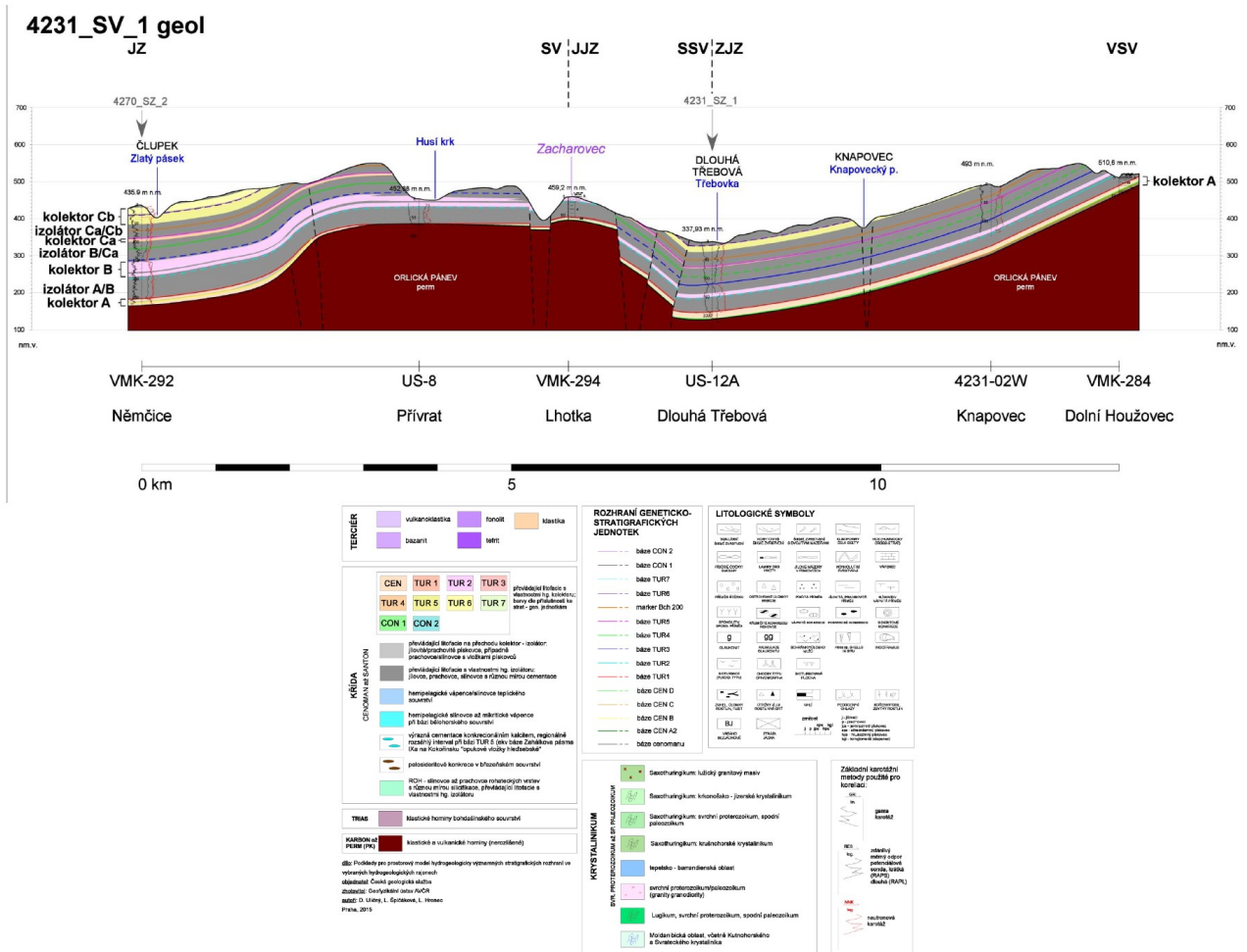
4270_SZ_1 geol



Obr. 4-10 Geologické řezy rajonem 4270 v linii Poříčí u Litomyšle – Semanín (příčný řez) a Týništko - Javorník (podélný řez) (Uličný et al. 2015)



Obr. 4-11 Legenda ke geologickým řežům (Uličný et al. 2015)



Obr. 4-12 Geologický řež rajonem 4231 v linii Němčice – Dolní Houžovec (příčný řež) (Uličný et al. 2015)

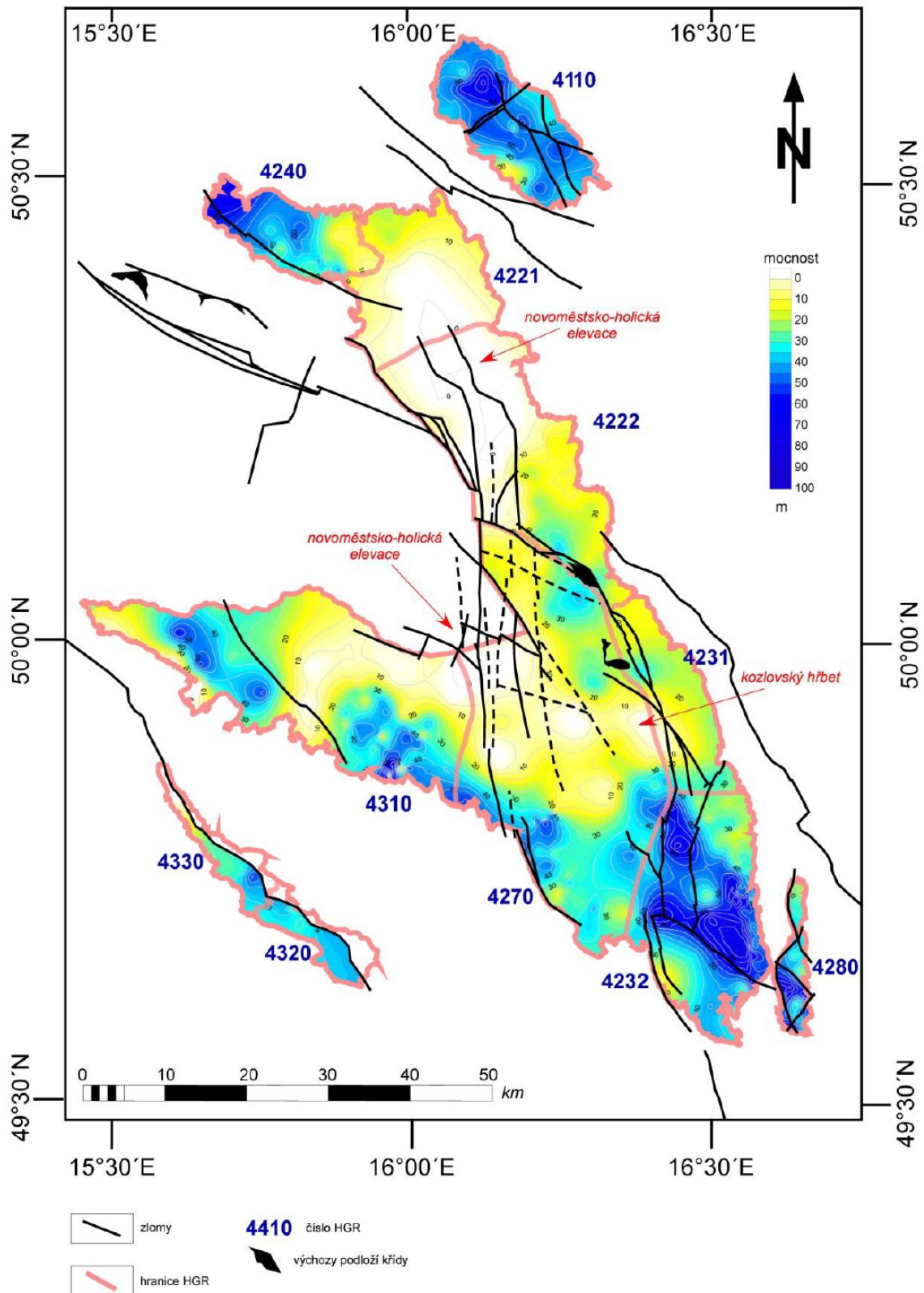
4.3.4 Svrchní křída zájmové oblasti

Podle litologického charakteru lze ve studovaném území vyčlenit dva litofaciální vývoje (např. Svoboda ed. 1964): orlicko-žďárský a labský. Orlicko-žďárský vývoj charakterizuje písčité sedimentace v turonu, naopak labský vývoj charakterizuje převaha jílovitovápničných a vápničných sedimentů v turonu až coniaku. Dělicí linie mezi těmito vývoji probíhá ve sledovaném území přibližně na spojnici Jenišovice – Radhošť – Kostelecké Horky (Zahálka 1918). Maximální mocnost sedimentů křídý v orlicko-žďárském litofaciálním vývoji dosahuje kolem 330 m (oblast Vysokého Mýta), v labském vývoji v okolí Horního Jelení (ve vrtu RPV-32 až 442 m - Kadlecová et al. 2016c).

4.3.4.1 Perucko-korycanské souvrství (střední až svrchní cenoman)

Perucko-korycanské souvrství, prezentující sedimenty středního až svrchního cenomanu, v rajonu 4270 vystupuje k povrchu zejména na JZ denudačním okraji křídové formace a severovýchodně v oblasti osady Hájek (Kadlecová et al. 2016c). V rajonu 4231 vycházejí na povrch po celém V denudačním okraji křídý a při Z okraji rajonu v lokalitách erozních oken potštejnské „antiklinály“ u Potštejna, Ústí nad orlicí a Semanína. V rajonu 4232 jsou výchozy sedimentů perucko-korycanského souvrství dokumentovány téměř po celé délce denudačního okraje ústecké synklinály na V v čele kuesty, která tvoří Hřebečovský hřbet (v úseku mezi Anenskou Studánkou a Březinkou) a na ZJZ v úseku od Rohozné po Meziříčko, přičemž severně od Rohozné vystupují v tektonickém okně v oblasti Radiměře. Jedná se především o litologicky pestré druhy pískovců.

Vrtná data odhalují variabilní litologický charakter perucko-korycanského souvrství, s bohatým výskytem kvádrových pískovců v horní části, odpovídající již mořské sedimentaci. V podloží korycanských vrstev jsou přítomny polohy tmavých slídnatých jílovců, prachovců, uhelných jílovců a slepenců. Jedná se o perucké vrstvy odrážející dynamickou estuáriovou a říční sedimentaci raného křídového období, v oblasti Svitavska známou jako semanínsko-malonínská deprese (Vajdík et al. 1978). V oblastech předkřídových elevací, jako je holicko-novoměstská elevace v okolí Vysokého Mýta a Chocně (Herčík et al. 1999) – Obr. 4-13, byla zjištěna absence perucko-korycanského souvrství a na předkřídové podloží nasedají diskordantně sedimenty vyššího stupně - spodního turonu. V jiných oblastech chybí glaukonitické pískovce a celé souvrství je reprezentováno brakickými a sladkovodními sedimenty, s organikou bohatými jílovcí a kořenovými půdami (oblast Borohrádku a Semanína).



Obr. 4-13 Izoliniová mapa mocnosti perucko-koryčanského souvrství – kolektoru A (Kadlecová et al. 2016b)

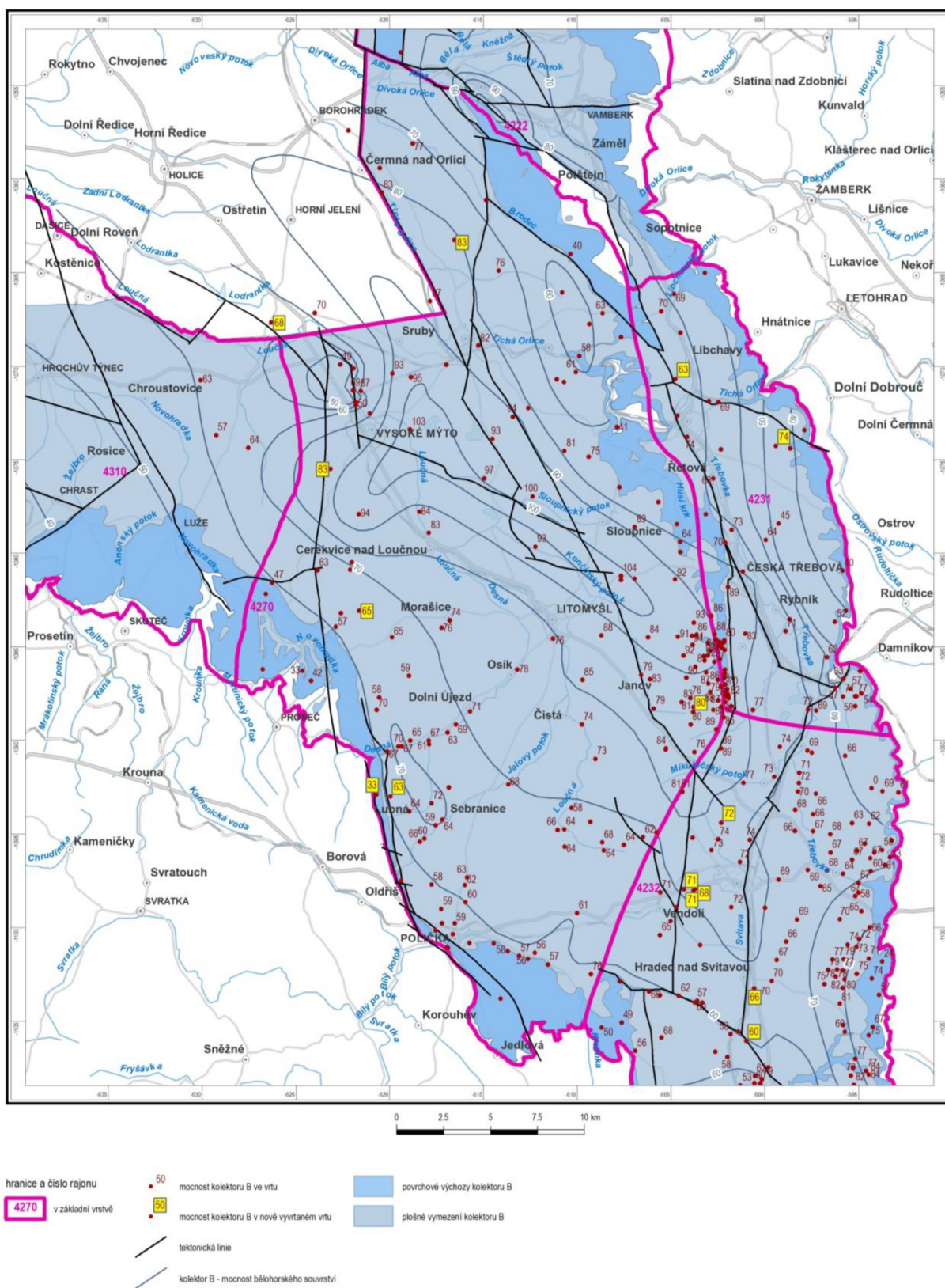
3.2.5.2 Bělohorské souvrství (spodní - střední turon)

V hydrogeologickém rajonu 4270 sedimenty bělohorského souvrství vycházejí na povrch podél celého denudačního okraje křídové formace. Toto souvrství se vyznačuje stratigrafickým cyklem, jenž začíná jemnozrnnými sedimenty na bázi a směřuje k hrubšímu, písčitému složení ve svém nadloží. V jeho nejspodnější části se obvykle nachází tenká (1–2 metry) vrstva vápnitých jílovců, přičemž základ tvoří vrstva vápnitého pískovce a silně glaukonitického písčitého slínovce, s výskytem fosfatických konkrecí. Tato vrstva slouží jako významný regionální korelační marker.

Bělohorské souvrství lze v daném území rozčlenit na dvě litologicky odlišné sekce. Spodní sekce se skládá ze spongilitických slínovců a vápnitých prachovců, zatímco v svrchní sekci převládají vápnité pískovce. Genetická stratigrafie interpretuje spodní sekci jako sekvenci TUR 1 a svrchní sekci jako TUR 2. Charakteristickým znakem spongilitických slínovců a vápnitých prachovců je jejich tmavě šedá barva se světle šedými pruhy, často s konkrecionální kalcifikací a obsahem jehlic mořských hub. Obsah kalcitu kolísá mezi 20 – 40 %. Na povrchu a v oblasti poruch dochází k postupné dekalifikaci slínovců a spongilitů a barva přechází na žlutavou.

Vápnité pískovce v orlicko-žďárském vývoji jsou typické polohami chalcedonových rohovců, vyšším obsahem klastické slídy a významným podílem kalcitu, který v bazální části často přesahuje 40 %. Pískovce mohou mít zvýšenou příměs glaukonitu a složením se mohou blížit glaukonitickým pískovcům. Barva pískovců se pohybuje od světle šedé přes žlutou až po žlutozelenou nebo hnědozelenou. Místy je dokumentována výrazná chuchvalcovitá textura vznikající biogenní aktivitou. Ve směrech k labskému vývoji dochází ke zjemňování pískovců a jejich přechodu do světle šedých spongilitických prachovců, které jsou přítomny v celém bělohorském souvrství.

Mocnost bělohorského souvrství se v rajonu 4270 liší v závislosti na topografii předkřídového reliéfu, s maximální zaznamenanou mocností 104 metrů ve vrtech u Sloupnice (Obr. 4-14). V oblastech, kde souvrství transgresivně nasedá na krystalinický základ, jako je holicko-novoměstská elevace, se mocnost souvrství snižuje (např. u vrtu ZK-1 v Zámrsku na 49 m). Podobným způsobem se mocnost bělohorského cyklu liší v důsledku struktury předkřídového reliéfu v rajonu 4231, s maximálními mocnostmi 93 metrů v orlicko-žďárském vývoji (oblast Semanína) a 71 metrů v labském vývoji (vrt US-8 České Libchavy). V oblasti holicko-novoměstské elevace u Rozsochy se mocnost souvrství zmenšuje na 65 metrů (vrt US-8). V rajonu 4232 se mocnost bělohorského souvrství pohybuje od 50 do 89 metrů směrem od S k J, s menšími hodnotami kolem 40 metrů v blízkosti lokální paleoelevace u Stašova. V rajonu 4310 jsou mocnosti souvrství stabilní, pohybující se mezi 40 a 60 metry, pouze ojediněle klesající na 25 metrů.



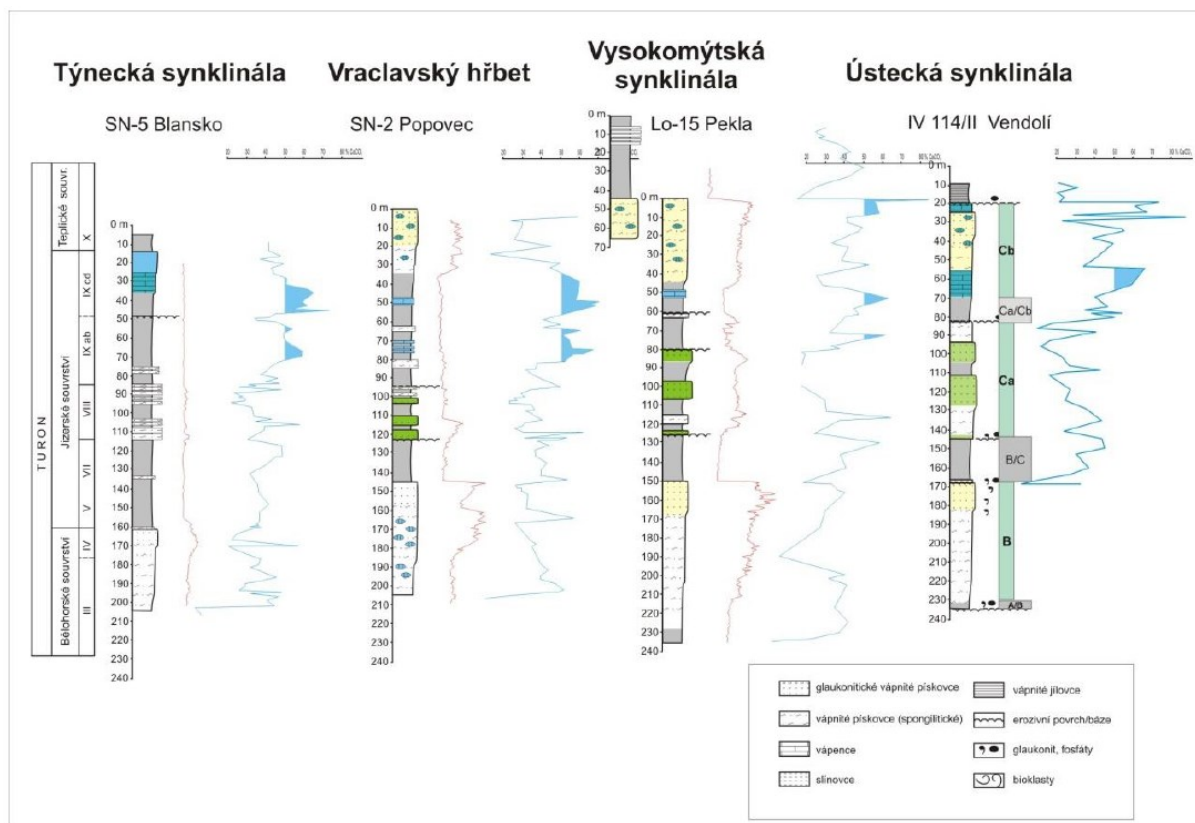
Obr. 4-14 Izolinie mocnosti bělohorského souvrství (udána v metrech, z větší části kolektor B) (Kadlecová et al. 2016c)

3.2.5.3 Jizerské souvrství (střední - svrchní turon)

Jizerské souvrství tvoří povrchové výchozy v rozsáhlé oblasti SV a JZ části hydrogeologického rajonu 4270 (Kadlecová et al. 2016c). V rajonech 4231 a 4232 sedimenty jizerského souvrství vychází na povrch podél celého západního svahu kuesty Hřebečovského hřbetu, dále v mírně ukloněné části rajonu 4232 a ve vrcholových a východních partiích Kozlovského hřbetu. Sedimenty jizerského souvrství v rajonu 4270 morfologicky výrazně vystupují ve 2 – 3 tzv. kuestách nad reliéfem bělohorského souvrství. Geologické složení nižší kuesty při její bázi představují měkké slínovce (Zahálkovo pásmo V–VII, resp. genetická sekvence TUR 3), v jejím temeni soudržné spongilitické písčité slínovce a prachovce, v JV části rajonu pak vápnité glaukonitické pískovce (Zahálkovo pásmo VIII, resp. genetická sekvence TUR 4/5). U vyšší kuesty jsou ve spodní části dokumentovány měkké slínovce (Zahálkovo pásmo IXab, resp. genetická sekvence TUR 5), která přechází do jílovitých vápenců. Temeno kuesty je tvořeno vrstvami glaukonitických vápnných pískovců (Zahálkovo pásmo IXcd, resp. genetická sekvence TUR 5/6), vystupující v rozsáhlých areálech.

Podle analýz dat z vrtů byly původně popisovány dva progradační cykly jizerského souvrství, oddělené záplavovou plochou na hranici mezi pásmy VIII a IXab. Novější výzkumy vrtného materiálu a dále karotážní a chemostratigrafické studie ukázaly, že tzv. pásmo VIII je tvořeno až třemi písčitymi tělesy, které prstovitě vyklíňují směrem k severnímu okraji HGR 4270 (Kadlecová et al. 2016c) – Obr. 4-8 a 4-10. Chemostratigrafická korelace poskytla výborné výsledky pro určení korelace střední části jizerského souvrství, s dominantním výskytem minerálů jako kalcit a křemen. Ve vzájemném poměru těchto minerálů lze vysledovat inverzní charakter. Lze tak definovat charakteristický průběh jejich minimálních a maximálních hodnot ve vertikálním profilu, který byl zpracován jak v písčitých oblastech orlicko-žďárského vývoje, tak i v labském pelitickém vývoji (Štaffen 1999). V rámci akce Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová a-d) byla využita kalcimetrická data z prací Z. Štaffena a byl odvozen chemostratigrafický modelový profil přes proximální areál (písčité - orlicko-žďárský vývoj) do distálního areálu (pelitický - labský vývoj) – Obr. 4-15.

Svrchní část jizerského souvrství je charakterizována progradačním vývojem. Nad záplavovou plochou, kterou představuje strop pásma VIII, se nacházejí slínovce pásma IXab s vápencovými polohami, které postupně přecházejí do vápnných glaukonitických pískovců pásma IXcd, známých jako kallianasové pískovce. V genetické stratigrafii je svrchní část interpretována jako sekvence TUR 5 a TUR 6.



Obr. 4-15 Chemostratigrafická korelace sedimentů turonu (modře) na základě charakteristických změn obsahu karbonátu v sedimentech s převládajícím písčítým (orlicko-žďárským) vývojem (vysokomýtská synklinála, ústecká synklinála), s přechodním vývojem (oblast Vraclavského hřbetu) a s pelitickým (labským) vývojem (týnecká synklinála). Maxima obsahu karbonátu vykazují vzájemnou korelaci i v místech, kde je záznam z karotáže málo výrazný (vrt SN-5). Karotážní křivky vyznačeny červeně. (Štaffen 1999; Kadlecová et al. 2016c)

Z výsledků laboratorních analýz vyplývá zásadní vliv obsahu kalcitu v sedimentech východočeské křídly na fyzikální vlastnosti jako je porozita, objemová hmotnost a mechanické vlastnosti hornin (Štaffen in Žižka 1985). Obsahy kalcitu se ve studovaných vzorcích pohybovaly převážně mezi 30 – 50 %. Z hlediska formy výskytu karbonátu (Štaffen in Žižka 1985) popsal 2 hlavní skupiny: 1. skupina zahrnující primární komponenty (fosilie, intraklasty, sférolity, pelety) + mikritový materiál základní hmoty; 2. skupina zahrnující kalcitový tmel se zrnitostním rozsahem od karbonátu vláknitého charakteru přes mikroznitý až po makroznitý karbonát. Vzájemné vztahy kalcifikace/silicifikace v rámci studované oblasti rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála jsou poměrně složité, nicméně lze konstatovat některé prostorové závislosti: v JV oblasti studovaného území (okolí Stašova a jižněji) představuje silicit jednu ze zásadních diagenetických složek. Dochází zde k častému rozpouštění kalcitu a korozi a je zde dokumentováno pásmo sníženého obsahu karbonátů, zejména ve svrchních částech inverzních Zahálkových cyklů VIII a IXcd s vyšším výskytem psamitů a aleuritů. Zásadní je změna ve tvorbě karbonátů v souvrství IXcd v proximální i distální části studované oblasti s převažujícím s orlicko-žďárským i labským litofaciálním vývojem. Téměř v celé oblasti má toto pásmo vysoké hodnoty porozity, nižší a spíše proměnlivý obsah kalcitu a nízkou objemovou hmotnost. V distální části s labským vývojem jsou však dokumentovány v tomto souvrství nejvyšší hodnoty obsahu kalcitu ve výši 45 – 65 %, místy až 80 %, při současném poklesu porozity na 8 – 9 %. Obecně lze konstatovat, že obsah kalcitu ve směru JV – SZ se v tomto souvrství zvyšuje a ubývá výkyvů hodnot, u souvrství IXcd dosahují hodnoty kalcitu v SZ oblasti nejvyšších hodnot z turonských vrstev.

Z hlediska výsledků chemostratigrafické korelace turonských sedimentů ve studované oblasti (Štaffen 1999; Obr. 4-15) lze konstatovat následující závěry:

- v bělohorském souvrství (TUR2, resp. IV) je při stropu kolektoru B (na kontaktu s pelitickými vrstvami jizerského souvrství) dokumentován ve všech vrtech skokově snížený obsah kalcitu, pohybující se mezi 5 – 25 % CaCO₃, jedná se o kalcitem chudou zónu v úseku do cca 10 m pod stropem bělohorského souvrství, která je v ostrém kontrastu s maximy kalcitu v úseku cca 10 – 20 m v bělohorském souvrství pod téměř stropem (45 – 60 %), ale také v kontrastu s vysokými obsahy kalcitu při bázi nadložního jizerského souvrství (40 – 55 %);
- ve spodní části jizerského souvrství (TUR3, resp. V-VII), které je považováno za hydrogeologický izolátor, byly zjištěny obecně zvýšené obsahy kalcitu mezi 35 – 60 %;
- v nižší střední části jizerského souvrství (TUR4, resp. VIII), se nachází kolektor Ca, kde byly zjištěny silně kolísavé obsahy mezi 20 – 65 % CaCO₃; důvodem je přítomnost až 3 subkolektorů s různými litologickými vlastnostmi;
- ve vyšší střední části jizerského souvrství (TUR5, resp. IXab), které je považováno za hydrogeologický izolátor, byly zjištěny opět zvýšené obsahy mezi 35 – 70 % CaCO₃; vyšší hodnoty jsou dokumentovány v distální části struktury;
- v horní části jizerského souvrství (TUR 6, resp. IX cd), se nachází kolektor Cb, kde byly při bázi hodnoty minima v rámci tohoto souvrství (25 – 40 %), která však o 5 – 15 m výše vystřídají výrazná maxima mezi 55 – 75 % CaCO₃; v horní části souvrství v úsecích, kde jsou dokumentovány vápnité pískovce (spongilitické), však opět dochází k poklesu obsahu kalcitu až na minima mezi 15 – 20 %.

Jizerské souvrství v písčitém vývoji je vyvinuto zejména ve střední části hydrogeologického rajonu 4270, směrem k okrajům struktury přechází do vápnných prachovců. Severně od linie Koldín - Radhošť – Jenišovice dochází k přechodu do pelitické facie typické pro labský vývoj. Přesto jsou projevy písčité sedimentace zřetelné i v labském vývoji, jak z litologických, tak chemostratigrafických záznamů a karotážních profilů. V rámci rajonu 4270 byla celková mocnost jizerského souvrství potvrzena vrtnými průzkumy, ukazujícími hodnoty 143–160 metrů v orlicko-žďárském vývoji a 150 metrů ve vývoji labském (vrt RP-32 v Horním Jelení). V rajonech 4231 a 4232 byla celková mocnost jizerského souvrství ověřena vrty zjištěna v rozsahu 140–150 metrů pro orlicko-žďárský vývoj a 165 metrů pro vývoj labský.

V rajonu 4310 jizerské souvrství místy dosahuje ve své plné mocnosti 135–160 metrů. V této oblasti dominují slínovce a vápnné jílovce, místy s prachovité. Na jihovýchodním okraji rajonu 4310, v těsné blízkosti hranice s HGR 4270, bazální slínovce o mocnosti až 25 metrů přecházejí do jemnozrnných, jílovitých, slabě silicifikovaných pískovců s příměsí glaukonitu, což odpovídá svrchní část staršího cyklu inverzně hrubnoucího směrem do nadloží. Tento 10 metrů mocný klín, objevený u JV okraje rajonu 4310, 40 metrů nad bází jizerského souvrství (vrt SN-4 Dobrkov), představuje nejzápadnější přítomnost pískovců spodního cyklu v JV progradačním areálu české křídové pánve (Holásek et al., 1993).

3.2.5.4 Teplické a březenské souvrství (svrchní turon - coniak)

V rámci hydrogeologického rajonu 4270 se sedimenty teplického souvrství, společně s nadložními vrstvami rohateckého a březenského souvrství, rozkládají podél diagonály z Ostřetína do Litomyšle, sledující osu Vysokomýtské synklinály (Kadlecová et al. 2016c). Teplické souvrství se sporadicky vynořuje z kvartérního pokryvu na JV a SZ od Chocně. Při bázi teplického souvrství je

dokumentován výrazný pokles karbonátového obsahu na 15–26 % (Obr. 4-15). Litologicky se jedná o tmavošedé, méně pevné vápnité jílovce a slínovce. Od SZ k JV je patrný pokles mocnosti těchto vrstev, s celkovou mocností mezi 90–100 metry u Horního Jelení a Týnišťka, přes zhruba 35 metrů v oblasti Vysokého Mýta a k pouze několika metrům u Litomyšle. Jedná se o důsledky dlouhodobé denudace těchto vrstev.

Rohatecké vrstvy v rajonu 4270 tvoří přechod mezi vápnitými jílovcem teplického souvrství a vápnitými jílovcem březenského souvrství. Typová lokalita Rohateckých vrstev (Čech et al. 1980) se nachází poblíž hranice HGR 4270, kde vystupují v pevných lavicích silicifikovaných vápnitých jílovců o mocnosti přibližně 20 metrů. Jedná se o stráž Sutiny nad železniční tratí u Chocně, kde jsou dokumentovány silicifikované jílovce a jílovitovápnité silicity (Valečka et al. 1985).

Březenské souvrství se v rajonu 4270 vyskytuje v denudačních reliktech u Vysokého Mýta, v Tisové, u Chlumu a Čertova Dubu u Chocně, v oblasti Horního Jelení a v tektonicky zapadlé kře u Týnišťka. Jedná se o tmavošedé vápnité jílovce a slínovce s obsahem kalcitu mezi 15–40 %. V porovnání s rohateckými vrstvami je zde dokumentován zvýšený obsah karbonátů, zatímco obsah křemene klesá (Štaffen 1999).

V rajonu 4231 se sedimenty teplického souvrství a nadložní pelitické sedimenty rohateckých vrstev a březenského souvrství vyskytují především v Ústecké brázdě, tvořící osu hydrogeologické struktury Ústecké synklinály. Zdejší litotypy jsou tmavošedé vápnité jílovce a slínovce, které lze interpretovat jako hydrogeologický izolátor (Kadlecová et al. 2016a).

V rajonu 4232 se sedimenty teplického souvrství a nadložní vrstvy nachází v úzkém pruhu Ústecké brázdy, sahající od Hradce nad Svitavou až po Opatov. I zde převládají málo pevné tmavošedé vápnité jílovce a slínovce izolátorské povahy. Rohatecké vrstvy tvoří rozhraní mezi vápnitými jílovcem a slínovcem teplického souvrství a jsou zformovány do několika pevných lavic silicifikovaných jílovců o mocnosti až jednotek metrů. Vynikají pevností a rozpuštěním, hydrogeologicky jsou považovány za puklinový polokolektor (Kadlecová et al. 2016b).

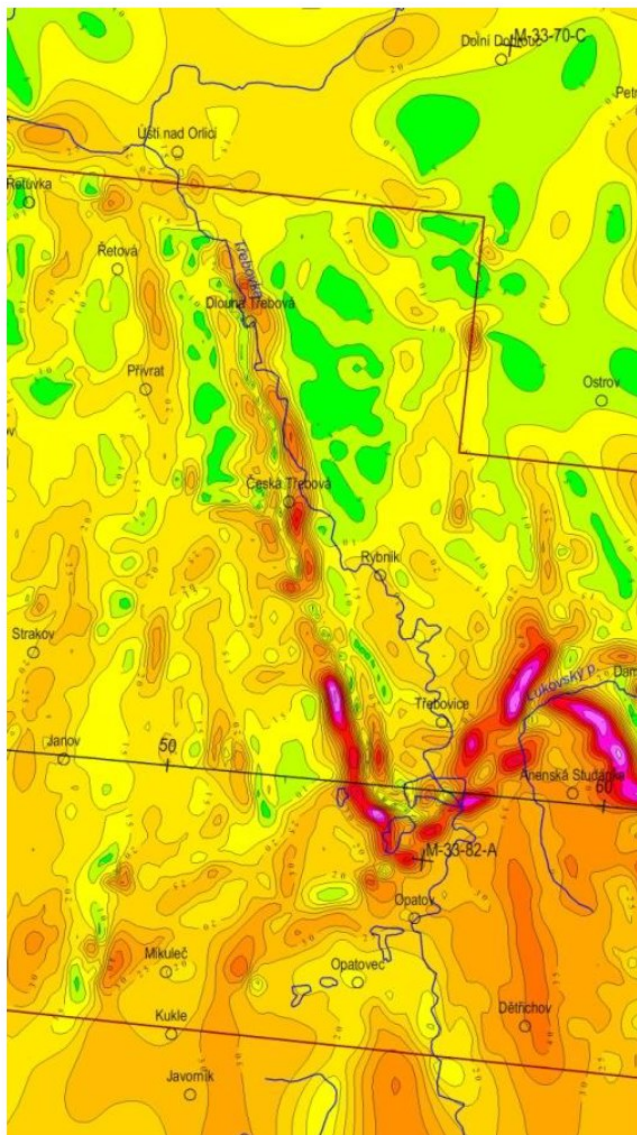
4.3.5 Kenozoikum zájmové oblasti

Během miocénu proudily řeky z celé oblasti SV Čech k JV a J a ústily do lanškrounského a ústeckého mořského zálivu (Kadlecová et al. 2016a). V tomto období se nacházely v povodí dnešní Orlice v oblasti rajonu 4270 nejspíše tři paralelní systémy toků: Loučná, dále tok, který byl zdrojem štěrkových teras v povodí Metuje, Úpy a pravých přítoků Orlice a také horní úsek Divoké Orlice s přítokem Tiché Orlice. Poklesy území v pliocénu na dolní Orlici a výzdvihy Orlických hor předurčili tvar dnešní říční sítě. Četné a relativně komplikované změny v neogénu v odvodňování byly způsobeny tektonickými pohyby. Písčité štěrky a štěrkovité písky fluvio-limnického původu v oblasti Turova a Seče u Brandýsa nad Orlicí jsou mocné 4,3–11 m, s bází 90–93 m nad údolní nivou Tiché Orlice. Litologicky se jedná o silně jílovité, štěrkovité písky s nízkým stupněm vytržidění přecházející k bázi do silně jílovitých, nevytržiděných písčitých štěrků.

V rajonu 4231, sahajícím od Ústecké brázdy po Damníkovské sedlo, se zachovaly reliktů neogenních mořských sedimentů spodního bádenu, reprezentované vápnitými jílovcem, které vyplňují erozní koryto proříznuté do křídových hornin. Toto koryto je charakteristické svým lineárním průběhem a bylo identifikováno geofyzikálními metodami (Sedlák 2013, Obr. 4-16) a potvrzeno

několika vrty. V širším kontextu ústecké brázdy je toto neogenní koryto zařiznuté do teplického až březenského souvrství. V oblasti Dlouhé Třebové neogenní eroze dosáhla vrstev jizerského souvrství a v oblasti Damníkovského sedla je dno koryta zahloubeno až do bělohorského souvrství. Rozsah a morfologie neogenního koryta byly interpretovány na základě gravimetrických měření (Sedlák 2015). Herrmann et al. (1979) uvádí, že jílovitá výplň koryta, zařiznutého do kolektoru C, funguje jako lokální hydrogeologická bariéra.

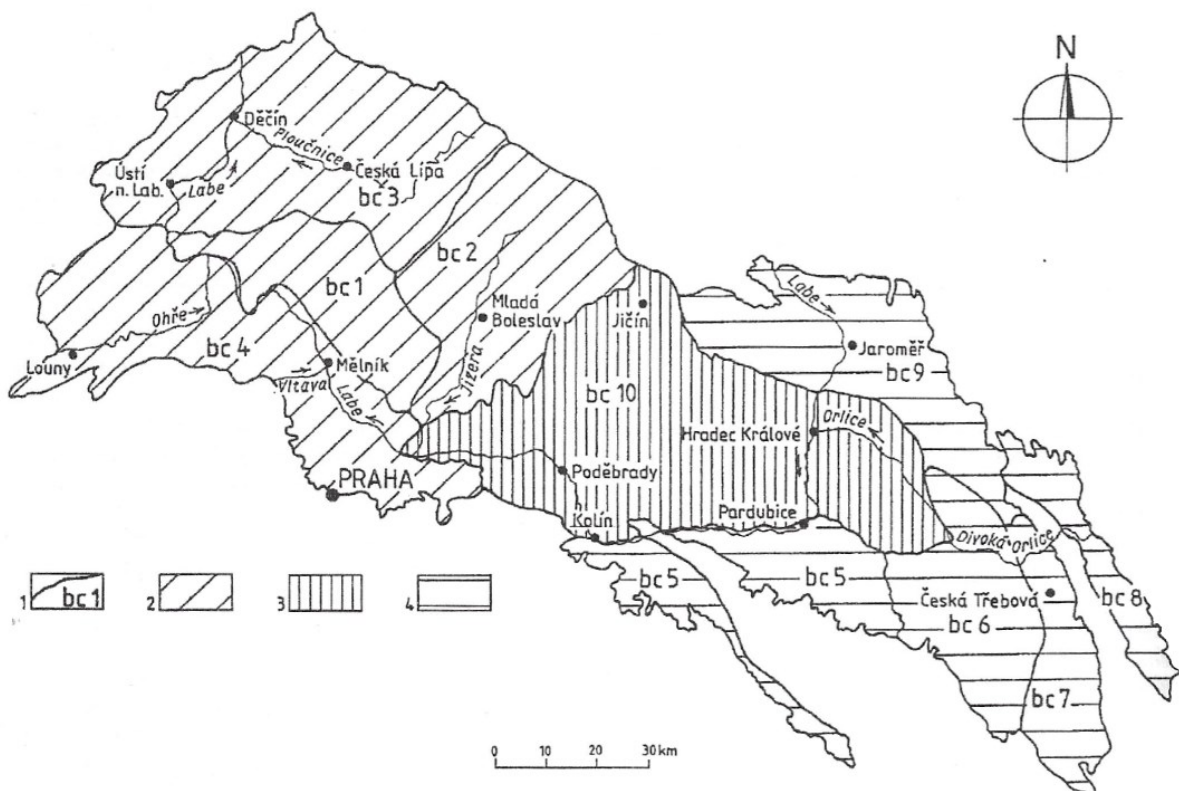
Kromě pozůstatků fluviolimnických štěrků na hřebeni Kozlovského hřbetu (tzv. Gajerské štěrky u Mikulče), jejichž báze leží cca 90 m nad údolní nivou Tiché Orlice, se vyskytují v S části rajonu 4232 rovněž zbytky mořských neogenních sedimentů v oblasti u Opatova. Jedná se o vápnité jílovce jen obtížně odlišitelné od vápnných jílovců březenského a teplického souvrství.



Obr. 4-16 Výrazné horizontální tíhové gradienty (sytě červené) označují pozici neogenního koryta s jílovitou výplní (výřez, Sedlák 2013).

4.4 Hydrogeologie východočeské křídly

Česká křídová pánev představuje samostatnou geologickou oblast Českého masivu, na kterou jsou vázány největší zásoby podzemních vod. Z hlediska charakteru zvodnění lze v prostoru pánve vyčlenit 3 zásadně se lišící oblasti: západní, centrální a východní oblast (Herčík et al. 1999). Jednotlivé oblasti se liší morfologickou a geologickou stavbou a litologickým charakterem pánevní výplně, na kterých závisí rozsah oblastí infiltrace a jejich geometrie, velikost specifického odtoku podzemních vod, rychlost oběhu podzemních vod a kapacita jednotlivých kolektorských vrstev. Nejvýznamnější zvodnění jsou vázána na západní a východní oblasti křídové pánve, které jsou navzájem odděleny nepropustným blokem tvořeným zejména pelitickými pánevními sedimenty. Tento blok lze vymezit přibližně v rozsahu mezi linií Brandýs nad Labem – Jičín na Z, jílovickým zlomem na S a V a říčními toky Loučné a Labe na J (Obr. 4-17).



Obr. 4-17 Základní hydrogeologické členění české křídové pánve (Herčík et al. 1999). 1 – hranice bilančních celků; 2 – západní část pánve; 3 – centrální část pánve; 4 – východní část pánve

Z hlediska zjednodušeného vertikálního litostratigrafického členění lze vyčlenit 4 základní kolektorské vrstvy (Herčík et al. 1987):

kolektor A, který je vázán na perucko – korycanské souvrství, lokálně také spojitě na bělohorské souvrství;

kolektor B, který je vázán na bělohorské souvrství;

kolektor C, který je vázán na jizerské souvrství;

kolektor D, který je vázán na teplické, březenské a merboltické souvrství.

Mezi jednotlivými kolektory české křídové bývají na většinové ploše vyvinuty izolátorské vrstvy, které oddělují kolektory ve vertikálním směru. Často je využíváno zkrácené označení - např. ve formě B/C pro označení izolátoru mezi kolektory bělohorského a jizerského souvrství (Nakládal et al. 1987; Krásný et al. 2002). Z vodohospodářského hlediska má největší význam kolektor C, ve který zahrnuje 52 % přírodních zdrojů podzemních vod. Za ním následuje kolektor A s 20 %, a kolektory B a D – obojí se 14 % přírodních zdrojů podzemních vod (Herčík et al. 1999). Pro popis základního horizontálního hydrogeologického členění české křídové pánve lze využít rozdělení podle převažujícího litofaciálního vývoje, jak uvádí Hynie (1961) na základě rozdělení Zahálky (1923-1924). Podobným způsobem použili dělení české křídové pánve Herčík et al. (1999), kteří ji rozdělili na západní, centrální a východní oblast a zásoby podzemních vod byly určovány pro jednotlivé bilanční celky (Obr. 4-17).

Západní oblast zahrnuje z velké části SZ progradční areál, na který jsou vázány rozsáhlé plochy pískovcových těles v lužickém a jizerském litofaciálním vývoji. V této oblasti pánve je vyvinuto v pískovcových, převážně subhorizontálně uložených kolektorech rozsáhlé zvodnění. Řídící tektonika má v této oblasti obecně krušnohorský směr (JZ – SV). V oblasti děčína je situována nejhlubší část pánevní hydrogeologické struktury. Svrchnokřídový sled je často protkán sítí neovulkanických pňů a žil, na povrchu morfologicky výrazně vystupují vulkanicky formovaná pohoří i osamocené vrchy a velká část oblasti v jejím západním výběžku je také překryta terciárními vulkanosedimentárními formacemi, které zde vytvářejí rozsáhlý povrchový izolátor svrchnokřídových souvrství. Téměř v celé ploše západní oblasti je vyvinut bazální kolektor A, výjimku představují pouze některé dílčí elevace podloží, kde je vyvinut jako bazální zvodně kolektor B. Jedná se o hydraulicky spojitý kolektor ve většinové části české křídové pánve, kde se může uplatňovat proudění vod v regionálním měřítku. Mocnost kolektoru A s převažující průlinovou propustností dosahuje v průměru 50 m, s výjimkou oblastí infiltrace s volnou hladinou podzemní vody se jedná o kolektor s artézským zvodněním. Transmisivita kolektoru A v západní oblasti se pohybuje převážně v desítkách m²/den, často přesahuje i 100 m²/den (Krásný et al. 2012). Kolektor A je zde rozdělen do 2 samostatných proudových polí se společnou hlavní drenážní bází – řekou Labe. Kolektor C, příp. spojitý kolektor BC je rozšířen převážně v oblasti pravobřežních přítoků řeky Labe, jedná se o průlinovo – puklinový kolektor s největšími zásobami podzemních vod v rámci české křídové pánve, s převážně volnou hladinou podzemní vody. Artézské zvodnění kolektoru C se vyskytuje pod izolátorskými vrstvami teplického a březenského souvrství ve středohorské kře a v levobřežní části u řeky Jizery. Průměrná mocnost zvodně činí 150 m a generelně klesá ve směru SZ – JV, v závislosti na litofaciálním vývoji výplně křídové pánve. Koeficient transmisivity dosahuje v některých územích až stovek m²/d, minima se pohybují okolo desítek m²/den (Krásný et al. 2012). Směry proudění podzemních vod v kolektoru C (příp. spojitým kolektoru BC) jsou určovány zejména hlavními drenážními bázemi – řekami Labe a Jizerou. Kolektor D je vyvinut v psamitické facii březenského teplického a merboltického souvrství v mocnostech do 150 m a má kombinovanou průlinovo – puklinovou propustnost. Jeho plošné rozšíření je vázáno především na zakleslou středohorskou kru a Lužické hory, ostatní izolované výskyty jsou mnohem menšího rozsahu a často se morfologicky výrazně projevují jako „skalní města“. Vodohospodářsky je významný pouze prostor jeho výskytu v okolí Děčína a Nového Boru, transmisivita kolektoru D se pohybuje převážně mezi desítkami a prvními stovkami m²/den.

Centrální oblast české křídové pánve má oproti sousedním, okrajovým oblastem, velmi nízkou velikost infiltračních území a malou mocnost kolektoru A. Oběh podzemní vody má nízkou intenzitu, zvedně má napjatou hladinu. Geomorfologicky se centrální oblast jeví jako plochá nížina s výskytem mocných izolátorských vrstev jizerského, teplického a březenského souvrství ve formě slínovců a vápnatých jílovců, které jsou řazeny k labskému litofaciálnímu vývoji (Čech et al. 1994). Transmisivita kolektoru se pohybuje v prvních desítkách m²/den. Dotace kolektoru A probíhá přetokem v oblastech jílovického a rovenského zlomu. Vzhledem k malé rychlosti proudění podzemní vody a velké hloubce uložení kolektoru se jedná o kyselky s vysokým obsahem CO₂, proto jsou zdejší vody využívány pouze k balneologickým účelům (Bohdaneč, Poděbrady) nebo jako minerální vody.

Východní oblast české křídové pánve byla v průběhu saxonského vrásnění modelována do systému asymetrických vrás, v moderním pohledu hrástí a příkopů, které předurčují systém zvodnění svrchnokřídových kolektorů (Vrba 1966). Osy vrásových a zlomových struktur mají převážně sudetský směr (SSZ-JJV) a jednotlivé tektonicky modelované útvary mají samostatný oběh podzemních vod. Východní oblast lze podle faciálního vývoje rozdělit na 2 podoblasti, rozdělené přibližně v linii Vraclav - Jaroměř: v západní podoblasti je dominantní zvodnění kolektoru A, ve východní podoblasti zvodnění kolektorů B a C. Bazální průlinovo – puklinově propustný kolektor A má velmi proměnlivou mocnost v závislosti na situování podložních paleodepresí a také pestrý faciální vývoj na pomezí mořských a kontinentálních sedimentů. Jeho filtrační parametry mají z těchto důvodů velký rozptyl hodnot. Kolektory B a C jsou vyvinuty ve svrchních psamitických částech do nadloží hrubnocích cyklů jednotlivých souvrství, ale také v křehkých spongolitech a silicifikovaných spikulitových slínovcích ve středních částech cyklů. Pískovce jsou často bohaté kalcitem, silicifikovány a mají vyšší obsah základní hmoty. Kolektor B i C tvoří křehké horniny, které mají ve svých masivních částech velmi nízké koeficienty filtrace. Vlivem tektonických sil se však snadno tříští a otevírá se v nich systém dobře vodivých puklin, které způsobují vysokou propustnost těchto kolektorů. Směrem k bázi kolektoru se pukliny svírají, stropní omezení kolektoru tvoří ostrý horninový přechod do pelitických izolátorských hornin. Vrstevní kolektory mají převážně mírný sklon vrstev, s výjimkou strmých křídel některých hydrogeologických rajonů (např. kyšperská synklinála, ústecká synklinála), kde vlivem tvorby příkopů a hrástí dochází v intenzivním deformacím až lámání vrstev (Günther – Karp 2014; Grygar 2015; Čech 2015a-i; Uličný et al. 2015). Většinou lze jasně vymezit ve vyzdvižených částech dílčích hydrogeologických struktur oblasti infiltrace a v zakleslých částech oblasti akumulace podzemní vody, které mívají v případě kolektorů A, B a C napjatou hladinu, vzhledem k výše popsané cyklické stratifikaci vrstev se střídáním kolektorů a izolátorů. Situování dílčích drenážních bází předurčuje systém proudění podzemních vod v rámci jednotlivých oddělených hydrogeologických struktur, jednotný směr proudění podzemních vod proto ve východní oblasti české křídové neexistuje. Lokálně jsou do křídových vrstev zahlobena paleoúdolí terciárního stáří, které vlivem pelitické výplně vytváří boční hydraulické bariéry /kyšperská a ústecká synklinála).

4.4.1 Hydrogeologický rajon 4270

Charakteristika kolektorů HGR 4270 vychází z popisů uvedených v hydrogeologické syntéze české křídové pánve (Herčík et al., 1987), potažmo vysokomýtského zvodněného systému dle Krásného et al. (2012), který se shoduje s rajonem HGR 4270 Vysokomýtská synklinála (Olmer et al., 2006) a s rozsahem bilančního celku bc6 vysokomýtská synklinála (Herčík et al. 1987, 1999). V tabulce

č. 4-1 jsou uvedeny pozice izolátorů a kolektorů v rajonu 4270 a jejich přiřazení se stratigrafickým jednotkám svrchní křídly a jejich petrografickým a litologickým charakterem.

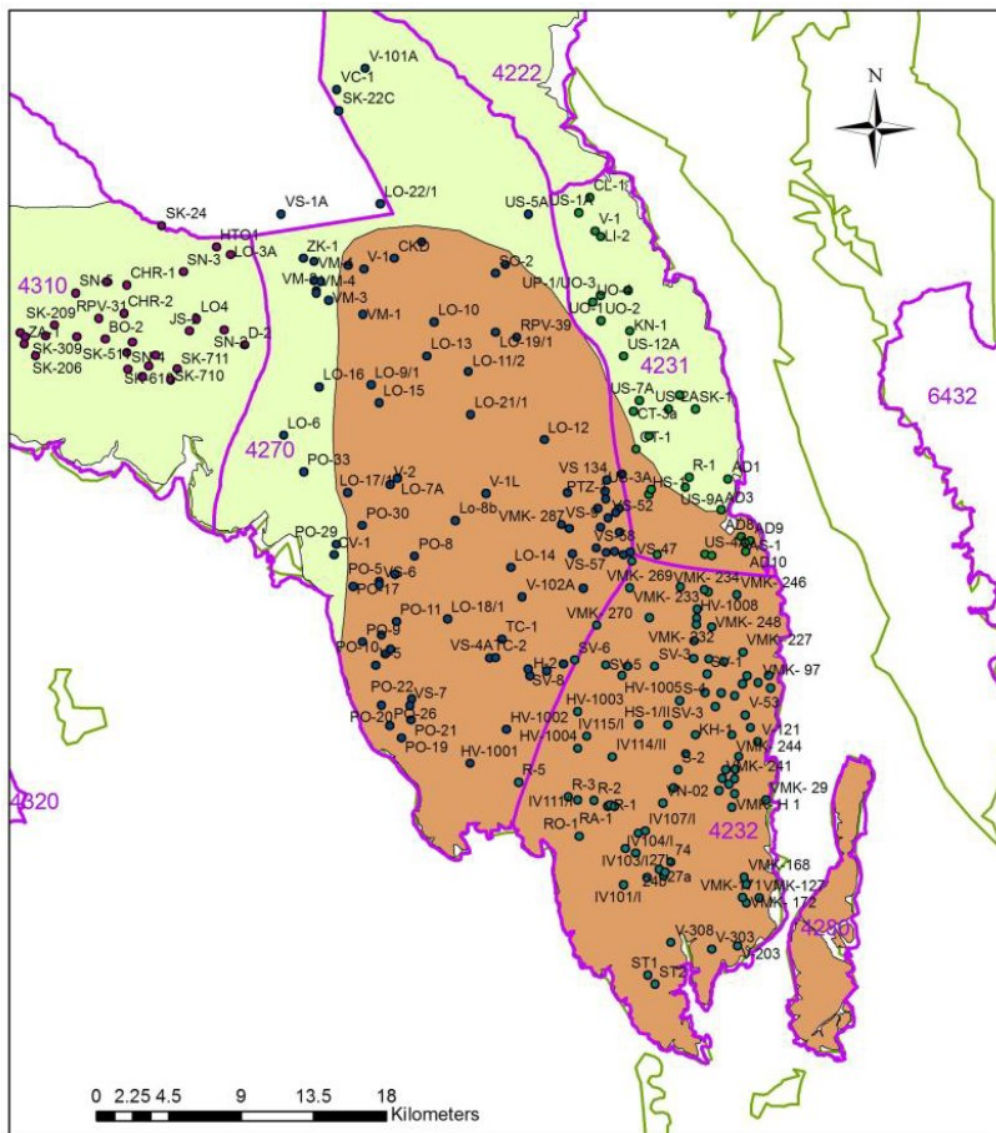
Tab. 4-1 Vztah litostratigrafie a hydrogeologického charakteru (přehled kolektorů a izolátorů) v HGR 4270 (Kadlecová et al. 2016c)

litostratigrafie (Čech et al. 1980)	stáří	stratigrafie (Soukup 1952)	litologie	hydrogeologický charakter	
březenské souvrství Kbz	C O N	Xef	vápnité jílovce	regionální izolátor	
rohatecké vrstvy Kr	I A C	Xd	silicifikované vápnité jílovce (inoceramové opuky)	nevýznamný puklinový kolektor Dr	
teplické souvrství Kt	T U R O N	svrchní	Xabc	vápnité jílovce, slínovce	izolátor D/C
jízerské souvrství Kj		střední	IXcd	vápnité (kallianasové) pískovce až prachovce; slínovce, vápence	puklinový kolektor Cb; na S od Tiché Orlice přechází v izolátor
			IXab	slínovce až jílovité vápence	izolátor Cb/Ca
			VIII	písčité slínovce, prachovce, na J pískovce	puklinový kolektor Ca, na S převážně izolátor
bělohorské souvrství Kb		spodní	V–VII	slínovce	izolátor C/B; v okolí Poličky uprostřed izolátoru C/B je lokální kolektor písčitých slínovců
	IV		spongilitické vápnité pískovce a prachovce	puklinový kolektor B	
		IIIb	spongilitické a prachovité	izolátor B/A	
		IIIa	slínovce		
perucko- korycanské souvrství Kpk	C E N O M A N	korycanské vrstvy	II	pískovce, slepence převážně s jílovitým tmelem, polohy jílovců	průlino-puklinový kolektor A
		perucké vrstvy	I		

Detailní a nejaktuálnější syntézní popis kolektorů v rajonu 4270, ze kterého jsou čerpána data k hydrogeologii studovaného území, zpracovali Kadlecová et al. (2016c). Kolektor A při bázi křídly není homogenní z litologického hlediska a reprezentuje různorodé sedimentačních prostředí. V místech, kde je dokumentován pouze pelitický vývoj, není kolektor A zmiňován. Mocnost perucko-korycanského souvrství kolísá v rámci celého hydrogeologického rajonu 4270, a to od nuly v lokalitách předkřídových elevací až k 60–70 metrů v prostoru JZ okraje rajonu. Kolektor A nasedá přímo na podložní zvětralé a rozvolněné poličské krystalinikum nebo horniny náležící k hlinské zóně (Mísař et al. 1983), jejichž tektonika může podporovat živější oběh podzemní vody z krystalinika směrem do svrchnokřídových sedimentů. Kolektor A nemá vyjma jižní části struktury - tj. v oblasti infiltrace a v nevelkých vzdálenostech od západního okraje jeho překrytí vyššími křídovými souvrstvími významnější vodohospodářské uplatnění. Výsledky průzkumů ve V části vysokomýtské synklinály resp. kolektoru A zde ukazují, že představuje filtračně velmi nehomogenní prostředí s proměnlivou transmisivitou. Hladina podzemní vody je na Z okraji synklinály volná, směrem do centra v jižním křídle synklinály napjatá s pozitivní výtlačnou úrovní, ze všech kolektorů nejvyšší (Žižka et al., 1989). U V okraje synklinály je hladina podzemní vody také napjatá, ale s negativní piezometrickou úrovní. V ostatních oblastech je kolektor A zvodněn spíše nesouvisle.

Silně jílovité pískovce až vápnité jílovce báze bělohorského souvrství tvoří strop kolektoru A a počevní izolátor A/B pro kolektor B, který si i při několika málo metrech mocnosti podržuje dokonalou izolační funkci. Bázi bělohorského souvrství tvoří vrstva silně glaukonitického písčitého slínovce až vápnitého pískovce. Tato vrstva má význam pro korelaci, neboť je regionálním korelačním markerem. Obvykle se vyskytují fosfatické konkrece. Mocnost tohoto izolátoru se většinou pohybuje do 3–5 m.

Puklinový kolektor B je vázán na sedimenty bělohorského souvrství, které tvoří cyklus, v němž jsou naspodu jemnozrnné sedimenty (spongilitické slínovce a vápnité prachovce – opuky, rozšířené především v jižní části vysokomýtské synklinály), jež směrem do nadloží gradují do hrubozrnnějších písčitéjších sedimentů (vápnité pískovce dominují hlavně v severní a západní části struktury) (Obr. 4-18). Spongilitické slínovce a vápnité prachovce (opuky) mají tmavošedou barvu, světle šedě smouhované. Ve slínovcích je často, zvláště při přechodu do nadložních pískovců, vyvinuta konkrecionální kalcifikace. Charakteristický je obsah jehlic mořských hub. Při jejich podstatném zastoupení v sedimentu jde z petrografického hlediska již o spongolit. Obsah CaCO_3 se pohybuje mezi 20 až 40 %, v polohách s karbonáty i více než 40 %. Na povrchu jsou slínovce a spongolity obvykle dekalifikovány a mají žlutavou barvu. Vápnité pískovce mají v orlicko-žďárském vývoji typické decimetrové polohy chalcedonových rohovců, vyšší obsah klastické slídy, ve spodní části pískovců dosahují obsahy CaCO_3 40 a více procent. Pískovce mívají kolísavou příměs glaukonitu s přechody do glaukonitických pískovců. Barva pískovců je světle šedá, žlutá až žlutozelená či hnědozelená. Charakteristická je i chuchvalcová textura sedimentu způsobená intenzivní biogenní činností organismů. S přechodem do labského vývoje se stávají pískovce jemnozrnnější a přecházejí až do světle šedých spongilitických prachovců (opuk), které pak tvoří celý rozsah bělohorského souvrství. Na základě revize starších originálních popisů vrtných jader provedené v rámci projektu Rebalance byl detailně vymezen areál písčitých sedimentů obsahujících typické silicifikované polohy (rohovce). Mocnost bělohorského souvrství kolísá od desítek m až ke 104 m u Sloupnice. V oblasti holicko-novoměstské elevace, kde sedimenty tohoto souvrství transgresivně nasedají bazálním slepencem přímo na horniny krystalinika, je mocnost bělohorského souvrství redukována až na 49 m (vrt ZK-1 v Zámrsku). Spodnoturonský kolektor je vyvinut prakticky v celé ploše území HGR 4270. Nejvyšší transmisivitu dosahuje ve dvou oblastech. V jihozápadní části území je to pásmo zhruba směru SZ–JV, široké asi 1 až 3 km, které se táhne od jihozápadního okraje struktury až k prameništi Pekla, vymezené transmisivitou řádu 10^{-3} až 10^{-2} m^2/s . Podobnou (a místy i vyšší) transmisivitu vykazuje i severní část struktury jižně od Tiché Orlice, kde je u bělohorského souvrství ověřena maximální transmisivita v rámci HGR 4270 vůbec (vrt LO- 5/3: $T = 3 \cdot 10^{-2}$ m^2/s). V jižní části vysokomýtské synklinály směrem k okrajům pánve transmisivita klesá až na hodnoty řádu 10^{-7} m^2/s . V centrální části pánve se projevuje zakleslá kra bělohorského souvrství nepatrnými až velmi nízkými transmisivitami. Proti pásmům vysokých transmisivit je tato oblast oddělena flexurami, které mají místy až hrástovitý charakter: na severovýchodě choceňskou, na jihozápadě šnakovskou a na západě malejovskou. Na jihu oblasti střední části pánve odděluje příčný zlom u Javorníka. V širším okolí Šnakova je ale dokumentován výskyt vysoké transmisivity (vrty LO-2, VM-2, LO-20, VM-3; Žižka et al., 1985). Vnější omezení kolektoru B je dáno rozšířením spodnoturonských sedimentů na jih a jihozápad a průběhem osy vraclavské antiklinály (na západ) a potštejnské antiklinály (na východ). Za severní omezení orlicko-žďárské facie bělohorského souvrství považujeme průběh izoliny transmisivity 10^{-6} m^2/s (v linii přibližně Velká Skrovnice – Koldín – Choceň – Sruby – Dobříkov). V úseku mezi Radhoští a Dobříkovem je omezení kolektoru B sporné a mohlo by být dáno zmenšením jeho mocnosti na zámrské elevaci. Nadmořská výška stropu kolektoru B je většinou vyšší než nadmořská výška hladiny zvodně.



Obr. 4-18 Rozsah kolektoru B s vyznačením facie vápnnitých pískovců s rohovci (hnědě) a spongilitických prachovců (zeleně) (Kadlecová et al. 2016c)

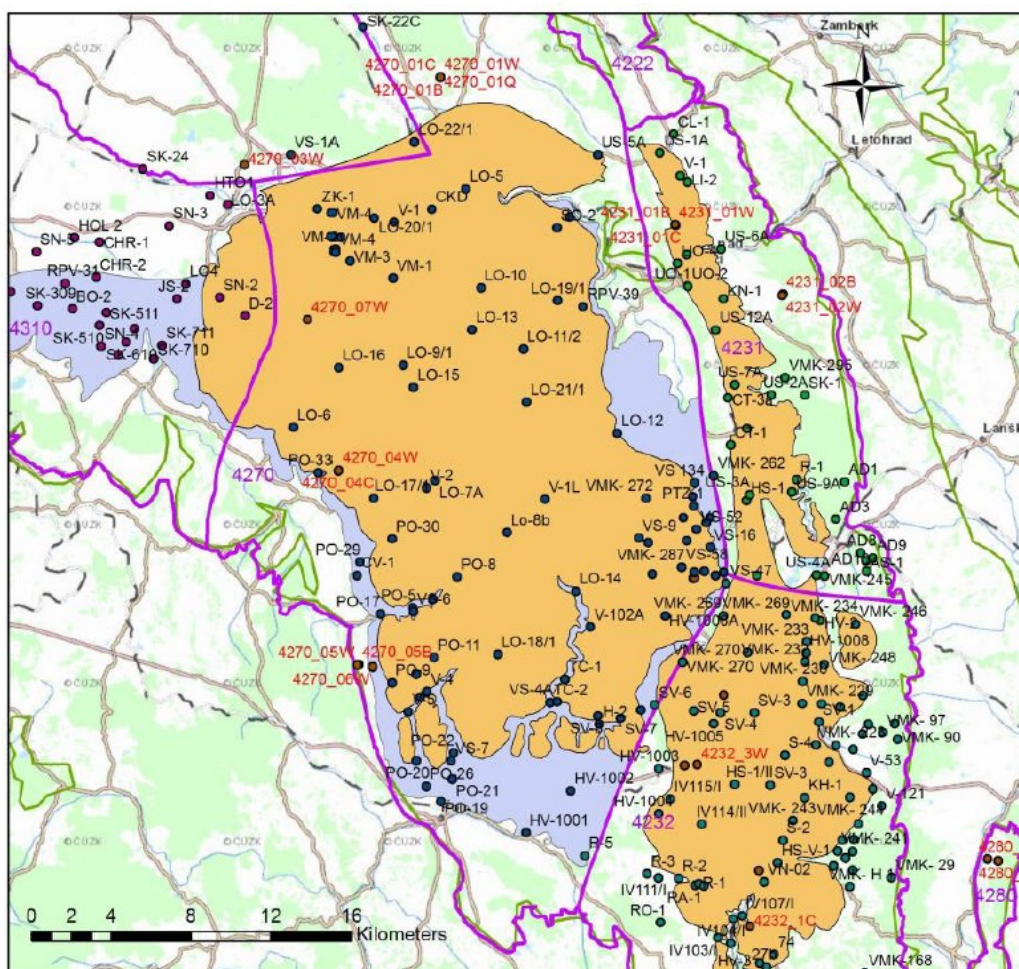
Doplňování kolektoru B je jednoznačné pouze na výchozech bělohorského souvrství v oblasti Řetové a v její jižnější části HGR 4270 v okolí Pomezí a Modřece. Úzké pruhy výchozů při zjz. okraji synklinály nemají pro infiltraci srážkových vod velký význam. Vysoké vydatnosti jednotlivých vrtů ale ukazují to, že nepřilíší plošně rozsáhlé výchozy kolektoru nemohou zajistit dostatečnou dotaci a že kolektor B je tedy doplňován i z nadložního, plošně mnohem rozsáhlejšího kolektoru C prostřednictvím tektonických zón. Přírodní odvodňování kolektoru B je komplikované. K přirozenému odvodňování dochází hlavně v údolí Tiché Orlice – v úseku mezi Hrádkem a Pernou, a to v místech výchozů kolektoru B; dále pravděpodobně v údolí Loučné mezi Litomyšlí a Hrušovou především v prameništi Pekla, kde probíhá s vysokou pravděpodobností prostřednictvím tektonicky porušených nadložních kolektorů (přetékáním). K dalšímu odvodnění kolektoru B dochází v údolí Novohradky.

Funkci izolátoru mezi kolektorem B a nadložním kolektorem C zastává bazální část souvrství středního turonu V–VII (Soukup 1956). Jedná se o vápnnité jílovce až slínovce, které mají mocnost okolo 20 m, v místech tektonických poruch mají funkci spíše poloizolátoru. Samostatné hydraulické

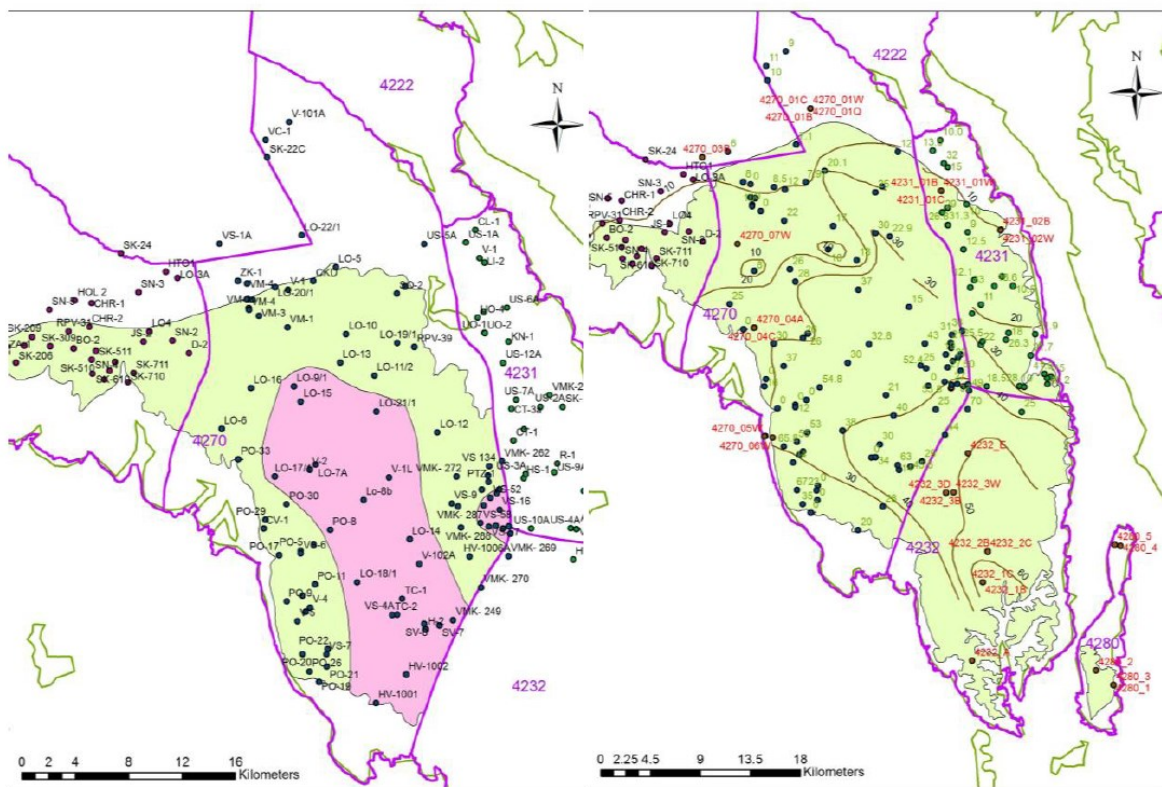
parametry izolátorů B/A, Ca/B (nejvýznamnější z hlediska těsnosti) a Cb/Ca v zájmovém území byly zkoušeny jen ojediněle. Transmisivita v jejich přípořchové zóně je odhadem nízká.

Kolektor C je vázán na jizerské souvrství střednoturonského stáří. Na většině území vysokomýtské synklinály se dělí na kolektor Ca (nižší část jizerského souvrství) a kolektor Cb (vyšší část jizerského souvrství) – Obr. 4-19 a 4-20. Mezi těmito kolektory je vyvinut mezilehlý poloizolátor Ca/Cb. Zvodeň kolektoru Ca je vyvinuta hlavně v jz. části území, v písčité facii kolektoru. Kromě infiltračních okrajů jde o zvodeň napjatou, s dominující puklinovou porozitou. Kolektor je charakterizován vysokou transmisivitou, která směrem k S, SV a V rychle klesá; v oblasti sz. od šnakovské flexury a s. od linie Hrušová – Sloupnice má nižší část jizerského souvrství spíše vlastnosti poloizolátoru. Nízké až velmi nízké transmisivity jsou doloženy také ve v. části struktury. Střední a vysoké hodnoty transmisivity jsou naopak prokázány v pruhu mezi Litomyšlím a Českou Třebovou. Shodně jako u kolektoru B je považována za s. ohraničení orlicko-žďárské facie v kolektoru Ca izolinní transmisivity řádu 10^{-6} m²/s (přibližně na spojnici obcí Velká Skrovnice – Koldín – Choceň – Sruby – Dobříkov). Napájení kolektoru Ca je předpokládáno hlavně na výchozech při okraji synklinály a částečně z povrchových toků (Desinka u Desné, Jalový potok u Sebranic, Loučná u Karle). Nevylučuje se ani místní propojení kolektoru Ca po puklinách s nadloží (zejména při okrajích pánve) a s podložním kolektorem B (uvnitř pánve). K odvodnění kolektoru Ca dochází jednak v údolí Loučné především v prameništi Pekla, kde geofyzikálními měřeními byla detekována vyzdvižená, tektoniky omezená kra plnicí funkci „otevřeného hrdla“, tak zřejmě i v okolí pramene Končiny v blízkosti vrtu Lo-21. Dochází k němu i v četných pramenních vývěrech a příronech do toků v údolí Loučné (Benátky), Jalového potoka (Nová Ves) a Desné (Osík). V centru vysokomýtské synklinály má kolektor Ca velmi plochou konfiguraci s piezometrickou úrovní hladiny podzemní vody na kótách 370 m až 380 m n. m. V místech položených topograficky nízko podél Loučné v okolí Hrušové a Cerevice nad Loučnou tak kolektor Ca získává výrazně pozitivní artéský charakter s tlaky odpovídající úrovni až +80 m nad terémem. Podél zlomu v úseku Vračovice – Končiny piezometrické napětí v kolektoru Ca náhle klesá na kótu 320 m až 330 m n. m. Tato výrazná deprese v piezometrické úrovni je pokládána za projev soustředěné drenáže podzemní vody po tektonické zóně do nadložního kolektoru Cb (efekt tlakového odlehčení hydrogeologické struktury). Pramenní vývěry z kolektoru Ca v místech nasedání mladších souvrství jsou většinou přelivného typu. Mezi spodní a svrchní částí jizerského souvrství se vyskytuje přibližně 20 m mocná poloha slínovců a prachovců, která má charakter lokálního poloizolátoru Ca/Cb (pásmo IXab). Vyšší zvodeň středního turonu (pásmo IXcd – souvrství kallianasových pískovců) se kryje s rozšířením kolektoru Cb. Tento kolektor je převážně puklinového charakteru. Hladina zvodně je na většině území volná, jen ve středu území pod pokryvem mladších sedimentů je napjatá. Transmisivita kolektoru je v centrální a sv. části struktury vysoká, místy dokonce velmi vysoká (prameniště Pekla, vrt Lo-10/1 Vračovice). Směrem k okrajům pánve transmisivita klesá až na střední hodnoty, při okrajích pak dosahuje už jen nízkých hodnot. To je v celkové relaci s klesající mocností kolektoru. V severozápadní části struktury je to rovněž způsobeno faciální změnou – ubýváním písčité a přibýváním prachovito-jílovité složky v kolektoru Cb (dochází k němu od báze – tím se i zmenšuje mocnost). V hlubokých údolích na J území (údolí Loučné, Jalového potoka, Desné) kallianasové pískovce často chybí, dna údolí jsou budována nepropustným souvrstvím středního turonu IXab; kallianasové pískovce jsou denudovány i v údolí Tiché Orlice. K napájení kolektoru Cb dochází prakticky v celé ploše struktury, s výjimkou centrální části, kde kallianasové pískovce jsou překryty vápnitými jílovcí svrchnoturonsko-coniackého souvrství. Na většině území, budovaného těmito pískovci, nevznikají trvalé vodní toky. V křídlech synklinály je i u toků vtékajících na pískovcové skalní podloží zaznamenán úbytek vodnosti (Desná pod Osíkem, Jalový potok mezi Novou Vsí a Čistou, Loučná nad Litomyšlím). K napájení kolektoru dochází tedy i tímto způsobem. K odvodňování dochází jednak pramenními vývěry, jednak přírony do vodních toků. Hlavní pramenní

skupiny, na nichž dochází k odvodnění zvodněných kallianasových pískovců, jsou prameny v Končinách, v údolí Jalového potoka pod Pohodlím a Novou Vsí, v Osíku, v Benátkách a v Litomyšli, prameniště Pekla, V Korytech u Šnakova, Vračovice – Zálší. Největší přírony do toků jsou zaznamenány na Loučné, v úseku odpovídajícím prameništi Pekla, dále i v trati Loučné mezi Litomyšlí a Cerekvicí nad Loučnou a v údolí Desné v úseku prameniště Osík. Prameniště Pekla a V Korytech jsou založena v tektonicky predisponovaném území. Vzájemná komunikace mezi jednotlivými kolektory existuje, ale jen omezeně, proto si podzemní vody jednotlivých kolektorů zachovávají odlišné chemické složení a většinou i různou piezometrickou úroveň hladin. Ve středu pánve toto propojení zřejmě existuje v hlavních prameništích (např. Pekla – pramen Pekla II, pramen Končiny). V místě tektonického uzlu na křížení javornického zlomu se zlomem Pekla v oblasti Pekel se do vodního toku Loučné mezi Cerekvicí nad Loučnou a Hrušovou na vzdálenosti 2 km odvodňuje v průměru 700 l/s, a k tomu vyvěrá podzemní voda v pramenech Pekla I, II o úhrnné vydatnosti 100 l/s. Toto je nejvýznamnější odvodnění podzemních vod z jižní části struktury, představující asi 80 % základního odtoku Loučné. Zbýlých 20 % se odvádí do Loučné od tohoto úseku až po Radhošť (uzávěrový profil hydrogeologické struktury). Mnoho pramenních vývěřů je na levém přítoku Loučné v povodí Desné. Horní povodí Loučné má specifický charakter, kde po soutoku s Jalovým potokem (celková plocha povodí 112 km²) bývá v průměru tři čtvrtě roku koryto Loučné suché. Jedná se o typický infiltrační typ povodí ve vyšších polohách křídových struktur, podobný hornímu povodí Třebovky v sousední ústecké synklinále.



Obr. 4-19 Plošné vymezení subkolektorů Ca (šedě) a Cb (hnědě) se situací analyzovaných vrtů. (Kadlecová et al. 2016c)



Obr. 4-20 Rozsah subkolektoru Ca s vyznačením facie vápnitých glaukonitických pískovců (fialově) a spongilitických prachovců (opuk) s puklinovou porozitou (zelená plocha) + Rozsah subkolektoru Ca (resp. C v HGR 4231 a 4232) s vyznačením jeho mocnosti v metrech. (Kadlecová et al. 2016c)

Teplické souvrství (pásmo Xabc) obsahuje jíly, jílovce, slíny a slínovce, které fungují jako stropní izolátor D/Cb. Zvonivé inoceramové opuky rohateckých vrstev (pásmo Xd) vytvářejí hydrogeologické prostředí kolektoru D s nízkou transmisivitou. Tento kolektor má pouze omezený význam pro místní zásobování s vydatností jímacích objektů řádu desetin l/s. Geologicky jsou vápnité jílovce považovány za hydrogeologický izolátor. Nicméně nové vrtné záznamy naznačují přítoky podzemní vody do hloubky cca 60 metrů, což svědčí o kvartérním rozpukání hornin a vzniku zvodněných zón v těchto jílovcích.

4.4.2 Hydrogeologický rajon 4231

Detailní popis kolektorů v hydrogeologickém rajonu 4231, byl vypracován týmem Kadlecová et al. (2016a). Niž jsou detailněji popsány zejména svrchnokřídové a terciérní vrstvy, které mají úzký vztah k tématu studia. Území rajonu 4231 je tvořeno sedimenty křídového stáří (cenoman až coniak). Z hydrogeologického hlediska lze identifikovat tři hlavní kolektory: bazální kolektor A (cenoman, perucko-korycanské vrstvy), kolektor B (bělohorské souvrství – spodní až střední turon) a kolektor C (jizerské souvrství – střední až svrchní turon). Tyto kolektory jsou odděleny izolátory, které tvoří slínovce v dolní části bělohorského souvrství (izolátor B/A) a v dolní části staršího cyklu (Ca, resp. C1) jizerského souvrství (izolátor C/B). Kolektor C je v důsledku faciálních změn, zejména směrem na jih od Tiché Orlice, kde dochází k vyklínění, rozdělen poloizolátorem (slínovce). Tyto slínovce mají na

svém dně mladší cyklus (Cb) s místy větší mocností, což vede k rozdělení kolektoru C na dvě části – spodní starší Ca(C1) a svrchní mladší Cb(C2). Ústecká synklinála, vodohospodářsky významná struktura v ČR, leží v střední části popisovaného území (od Sopotnice na jih k Opatovu na jihovýchod). Je asymetrickou pánevní strukturou, kde levé (západní) křídlo je prudce ukloněné a oddělené semanínským zlomem od rozsáhlejšího mírně ukloněného pravého (východního) křídla. Území rajonu je ohraničeno západní hranicí semanínského zlomu, který jím protíná a zaklesává jej asi o 200-250 metrů. Západní rameno ústecké synklinály má strmý sklon přibližně 20-30°, zatímco východní rameno je mírně skloněno pod úhlem 5-10°. Osa ústecké synklinály v rajonu následuje směr semanínského zlomu. Jako západní hranici rajonu lze považovat osu potštejské antiklinály podél linie Rviště, Kerhartice, Přívrat. Východní okraj je tvořen denudačním okrajem křídla, který se stýká s permem. Podélný puklinový systém směru SSV-JJZ je propustnější než systémy příčné. Vertikální propustnost se mění v závislosti na litofaciálních změnách. Nejvýznamnější nádrž podzemní vody se nachází v kolektorech B a C mezi Českou Třebovou a Ústím nad Orlicí. Kolektor A má méně významné zvodnění. Semanínský zlom rozděluje ústeckou synklinálu na západní a východní křídlo. Západní křídlo je strmější, což vede ke kontaktu různých souvrství a kolektorů. Semanínský zlom je ve směru podélném propustný, zatímco ve směru příčném nepropustný (Herrmann 1979). Propustnost křídla v zájmovém území je výhradně puklinová, s výjimkou kolektoru A (cenoman), kde má také význam průlinová propustnost. Terciární nepropustná výplň pohřbeného údolí mezi Ústím nad Orlicí a Třebovicemi funguje jako hydrologická bariéra a odděluje kolektor C do dvou částí (severní a jižní) s nezávislými oběhy podzemní vody. Kaňon, vyplněný miocenními sedimenty (vápnité jílovce), odděluje západní část ústecké synklinály od její centrální části. Tato západní část (od České Třebové po Hylváty) je odvodňována v místě (bývalých) velkých přelivných pramenů Vrbovka, Javorka, V poli, jejichž celková vydatnost byla asi 100 l/s.

Kolektor A (bazální) je spjat s perucko-korycanským souvrstvím a má průlino-puklinovou propustnost. Mocnost tohoto kolektoru se pohybuje od 0,0 m do 49,2 m, stoupá převážně od jihu k severu v osní části ústecké synklinály. Změny v mocnosti jsou ovlivněny zděděnými zlomovými systémy, které formovaly morfologii povrchu pánve. Perucké vrstvy představují cykly s mocností až 12 m, začínající pískovci až slepenci a končící jílovci. Korycanské vrstvy mají převážně pískovcový charakter, avšak místy jsou silně zastoupeny jílovce, což redukuje mocnost pískovců. Oběh podzemní vody v tomto kolektoru je pomalý. Sedimenty peruckých vrstev vystupují na povrch spolu s korycanskými vrstvami v severní části, vytvářejíce výraznou kvestu směřující od Žampachu k jihu k obci Semanín. Perucké vrstvy nejsou průběžné, a celkově v podloží turonu lze očekávat velmi nízkou až nepatrnou transmisivitu. Kolektor A byl popsán Čurdou in Müller (2001) jako středně významný s omezeným potenciálem doplňování zásob podzemní vody a nevhodnou kvalitou.

Izolátor B/A tvoří v severní části na bázi bělohorského souvrství písčito-jílovcové polohy s mocností 0,5 – 1 m. V zájmovém území kolektor B a A často hydraulicky souvisejí. Kolektor B (spodní turon, bělohorské souvrství) má mocnost 40-60 m. Semanínský zlom jej rozděluje na dvě části, přičemž severně od Tiché Orlice dochází k vykliňování křehkých pískovců, což vede k výrazně nižší propustnosti. Velké rozdíly v transmisivitách (o několik řádů) u vrtů vzdálených přibližně 1 km jsou přisuzovány tektonicky porušeným blokům (Herrmann 1979). Kolektor B je spojen s bělohorským souvrstvím a vystupuje v severovýchodní části území, kde přechází do rajonu 4232. Mocnost souvrství je průměrně 40 m, s variacemi v závislosti na morfologii podloží. Báze souvrství má nepravidelný průběh pod vlivem modelace paleoreliéfu (Čech in Müller 2000). Hladina podzemní vody je napjatá, pohybuje se asi 25-35 m nad bází bělohorského souvrství podle vrtů v oblasti stoku. Izolátor tvořený slínovci v dolní části souvrství má mocnost přibližně 30 m. Podložní cenomanské usazeniny jsou odděleny ostrou erozivní hranicí, zejména na zlomech na jihozápadním okraji rajonu. Hlavní oblasti přísunu podzemní vody kolektoru B se nachází v oblasti východního denudačního

okraje struktury. Nádrž podzemní vody se utváří východně od semanínského zlomu v hlubší části synklinály. Puklinové systémy jsou vysoce průtočné. Semanínský zlom spojuje kolektory B a C přes mezilehlý izolátor v úseku Mikuleč–Česká Třebová a jižně od České Třebové je zatěsněn neogenními sedimenty. Podzemní voda směřuje od rozvodnice na jihu rajonu směrem k severu. Mezi obcemi Rybník a Dlouhá Třebová má průtok podzemní vody velmi malý, avšak v údolí Třebovky se zvyšuje ve směru toku a dosahuje v severním okolí České Třebové výrazně výtlačnou úroveň až 45 m nad terénem. Odvodnění probíhá skrytými přítoky do řeky na místě křížení Tiché Orlice a semanínského zlomu. Hranice mezi zónami s různou velikostí transmisivity vedou převážně rovnoběžně s osou synklinály. Střední a vysoké transmisivity v kolektoru B sahají dále na východ než v kolektoru C, jak vyplývá z údajů o transmisivitách ve vrtech. Největší transmisivita (vysoká až velmi vysoká) se nachází ve střední části pánve podél Třebovky mezi Rybníkem a Ústím nad Orlicí. Směrem k východu, jihu, západu a severu transmisivita klesá. Východní okrajová část ústecké synklinály má pravděpodobně nízkou transmisivitu (pouze 2 údaje ze spojených kolektorů C+B+A+perm s velmi nízkou a nepatrnou transmisivitou). Hranice mezi nízkou a střední transmisivitou byla odhadnuta přibližně podél rozhraní oblasti stoku a akumulace ve směru od východu Českých Libchav přes Černovír a Houžovec až po západní Rybník (Burda 1994, Čurda 1998, Burda in Müller ed. 2000).

Kolektor C, vázaný na pískovce jizerského souvrství, je výrazněji plošně zastoupen na povrchu ve srovnání s kolektorem B (viz Obr. 4-19 a 4-20). Izolátor B/C tvoří slínovce ve spodní části staršího cyklu. V případě větší mocnosti slínovců mladšího cyklu se kolektor C dělí na dvě části: Ca a Cb. Kolektor C má volnou hladinu severně od hydrogeologické bariéry, zatímco jižně od bariéry je hladina napjatá. Rozvodnice s rajonem 4232 na jihu je velmi plochá a situovaná do oblasti nádrže podzemních vod (akumulace). Hranice mezi hydrologickou a hydrogeologickou rozvodnicí se v závislosti na odběrech podzemní vody posouvá k severu. Mezi Českou Třebovou a Třebovicemi tvoří jílovcová výplň pohřbeného údolí hydrogeologickou bariéru, která rozděluje kolektor C v ústecké synklinále na dvě části se samostatným oběhem podzemní vody. Mocnost těchto částí obecně klesá od jihu k severu. Kolektor C je přerušen semanínským zlomem a na západě se vyskytuje méně propustná spodní část. Mocnost kolektoru C narůstá směrem na západ. Izolátor Cb/Ca je někde prokazatelně vyvinut, ale v jiných částech území se jeví pouze jako poloizolátor. Podzemní voda proudí z oblasti nádrže u Opatova k severu a odvodnění probíhá soustavou přelivných pramenů v České Třebové. K dotaci kolektoru C dochází na výchozech na východním křídle struktury. Hlavní místo odvodnění je v soutokové oblasti Třebovky a Tiché Orlice na semanínském zlomu, kde prameny ve vodárně v Ústí nad Orlicí vyvěrají netěsností zlomu. Dílčí odvodněním je příron do Třebovky a skryté přítoky. Nejvyšší transmisivity (vysoké a velmi vysoké) se nachází podél Třebovky od Ústí nad Orlicí přes Českou Třebovou směrem na Třebovice, dosahují poněkud dále na jih a na jihovýchod než v kolektoru B. Východní hranice vysoké transmisivity probíhají mezi Rybníkem, z. Knapovce, v. Ústí nad Orlicí a Tichou Orlicí. Zóna vysoké transmisivity je úzká ve srovnání s kolektorem B. Oblast střední transmisivity byla prodloužena na jih od Ústí nad Orlicí k Libchavám. Východní hranice střední transmisivity probíhá podle oblasti stoku (v. Rybník, z. Knapovec, v. Černovír). Na západě od semanínského zlomu je střední transmisivita. Na potštejské antiklinále a v kolektoru B je transmisivita nízká. Severně od Ústí nad Orlicí (mimo užší okolí Libchav) je transmisivita nízká až střední (Burda 1994, Čurda 1998, Burda in Müller ed. 2000).

Svrchní turon a coniac (tj. teplické a březenské souvrství, označované Kt a Kbz) jsou téměř výhradně přítomny v podobě izolátoru. Kolektor D, skládající se z pískovců pásma Xef zde není vyvinut. Tato souvrství, zejména v jejich připovrchové zóně, obvykle vykazují nízkou propustnost. Kolektor D spojený se silicifikovanými slínovci (zvonivé inoceramové opuky) pásma Xd je

dokumentován například ve vrtu US-3D jižně od Semanína o mocnosti 25 m. . Má omezený plošný rozsah zvodnění a z hydrogeologického hlediska není významný. Transmisivita tohoto kolektoru je nízká až střední.

Neogenní sedimenty se jsou dokumentovány ve dvou samostatných pružích v oblasti kyšperské a ústecké synklinály. Na jihu, jižně od Lanškrouna a u České Třebové, převládají převážně jíly, přičemž směrem k severu přibývá písčitéch a štěrkových poloh. Údaje z neogénu jsou ojedinělé a transmisivita souvrství je v průměru velmi nízká až nízká. Neogenní sedimenty, včetně těch v kaňonech, vykazují zcela samostatný oběh podzemní vody nezávislý na křídě. Hladina je obvykle mírně napjatá, například u Libchav.

4.4.3 Hydrogeologický rajon 4232

Nejj jižnější souvislý výběžek České křídové tabule, zakončený brachysynklinálním uzávěrem a současně součástí HGR 4232 – Ústecké synklinály v povodí Svitavy, představuje z hydrogeologického hlediska dvoukřídou strukturu s čtyřmi převážně samostatnými zvodněními. Ty jsou vázány na hydrogeologické kolektory v cenomanu (A), spodním turonu (B), středním turonu (C) a coniaku (D). Tyto kolektory jsou odděleny, zejména slínovci a jílovci, které plní funkci izolátorů.

Tab. 4-2 Vztah litostratigrafie a hydrogeologického charakteru (přehled kolektorů a izolátorů) v HGR 4232 (Kadlecová et al. 2016b)

chronostratigrafické dělení	litostratigrafie (ČECH et al. 1980)	stratigrafie SOUKUP (1952) - "pásma"	litologická charakteristika	charakter hydrogeologického prostředí, označení	vodárenské označení horizontu	mocnost (m)			
S V I T U R O N Í O N	C O N I A C	stf.	souvrství březenské	Xe	kaolinické pískovce s jílovými proplásky, jílovce s pískovci, písky	průlinovo-puklinový až puklinovo-průlinový kolektor D	30 - 45		
				Xd	slínovce, jílovce, siltovce	izolátor Cb/D	15		
		sp.		Nbc	vápnité jílovce a slínovce		20		
				Xa	glaukonitické jílovce, slínovce	5			
	T E P L I C K É	sv.	souvrství teplické	IXcd	glaukonitické pískovce s vápnito-křemitým tmelem (kallianasové pískovce)	puklinový kolektor Cb	I.	30	
				IXab	písčité slínovce, spongility	lokální izolátor Ca/Cb	25 - 50		
		stf.		VIII	pískovce, slínovce, prachovce	puklinový kolektor Ca	20 - 50		
				V - VII	písčité slínovce, vápnité slínovce	izolátor B/Ca	15 - 30		
		sp.		souvrství bělohorské	IVab	vápnité pískovce s rohovci	puklinový kolektor B	II.	30 - 40
					IIIb	písčité slínovce až spongility	izolátor Ab/B	25 - 40	
K O N I A K	sv.	souvrství perucko-korycanské	II	pískovce silně glaukonitické s jílovitým tmelem	průlinovo-puklinový kolektor Ab	<30			
			Id	jílovce a prachovce	lokální izolátor Aa/Ab	15 - 30			
			Iabc	kaolinické pískovce, slepence, slepencové pískovce	průlinovo-puklinový kolektor Aa s dílčími izolátory				

V důsledku těchto hydrogeologicky příznivých vlastností vznikla v této oblasti významná akumulace podzemních vod, což se projevuje mnoha vydatnými přelivnými prameny v blízkosti drenážní báze řeky Svitavy v okolí Březové nad Svitavou. Odběr podzemní vody v této oblasti, který je převeden do Brna pomocí I. a II. březovského vodovodu, činí přibližně 1300 litrů za sekundu. Z hlediska hydrogeologie jsou ze všech výše zmíněných zvodnění nejvýznamnější zvodnění vázaná jednak

na pískovce spodního turonu (B) a jednak na pískovce středního turonu (C), přičemž poslední jmenovaná reprezentuje přibližně 80 % veškeré využívané podzemní vody. Podrobný a aktuální popis těchto kolektorů v rajonu 4231, ze kterého jsou čerpána data k hydrogeologii studovaného území, byl zpracován týmem Kadlecová et al. (2016b).

Bazální průlinovo-puklinový kolektor A je spojen s pískovci a slepenci perucko-korycanského souvrství. Ty jsou vzájemně odděleny izolačními vložkami jílovců a lupků. Kolektor A, který má napjatou hladinu, se i přes existenci lokálních izolátorů jeví jako hydraulicky homogenní celek. Z hlediska vodohospodářství se jedná o nevýznamný kolektor s malou mocností a omezenou možností doplňování zásob podzemní vody. Doplnění zásob může probíhat pouze v oblastech s odkrytými čely křídových kuest na okrajích brachysynklinály a omezeně také podél tektonických zón z kolektoru B nebo i z podloží. Většina kolektoru A je překryta mladšími křídovými souvrstvími, což brání přímé infiltraci srážek a tím i doplňování zásob podzemní vody. Statistické zpracování údajů o transmisivitě ukazuje, že kolektor A patří mezi velmi značně nehomogenní kolektory s nízkou až střední transmisivitou. Nejvyšší transmisivita dosahuje maxima v tzv. semanínsko-malonínské depresi, kde je mocnost kolektoru A přes 50 metrů.

Izolátor A/B je vázán na plastické slínovce bělohorského souvrství (pásmo IIIa) s mocností do 2 m a plošným rozsahem od povídajícím rozšíření kolektoru A s výjimkou j.části brachysynklinálního uzávěru, kde dochází k vyklíňování jednotlivých souvrství a tím i redukcí jejich mocnosti, v důsledku čeho může v některých místech izolátor A/B zcela chybět.

Puklinový kolektor B ve tvaru 40 až 60 m mocné mírně prohnuté desky je budován pískovci, písčitymi slínovci a prachovci horní části inverzního sedimentačního cyklu bělohorského souvrství (Obr. 4-18). Kolektor s napjatou hladinou s negativní výtlačnou úrovní byl hydrogeologicky zkoumán jak v oblasti infiltrace, tak v oblasti drenáže podél erozní báze řeky Svitavy. Výsledky zpracování údajů o transmisivitě řadí kolektor B mezi extrémně nehomogenní kolektory s nízkou až velmi vysokou transmisivitou. Kolektor B je v blízkosti osy synklinály porušen semanínským zlomem (Malkovský 1979), který ho rozděluje na dvě výškově proti sobě posunuté části. Tato zlomová porucha, sledovatelná jak v křídových souvrstvích tak v podložním krystaliniku, snižuje jeho propustnost v příčném směru, zatímco v podélném směru se propustnost zvyšuje až o dva řády ($n \cdot 10^{-4}$ m/s) v závislosti na charakteru až 200 m široké doprovodné drcené zóny. V linii semanínského zlomu patrně může docházet i k propojování jednotlivých kolektorů vzájemným přetékáním. Lokálně nápadně vyšší transmisivita kolektoru B je vázána na místa výrazně tektonicky porušených hornin, zatímco v místech výskytu neporušených hornin se výrazně snižuje. Puklinová porozita, místy až s náznaky iniciálních krasových jevů (písčité vápence bělohorského souvrství v hloubce 206 m ve vrtu US-10B Nový Rybník; Herrmann 1979), je příčinou velké nehomogenity filtračních parametrů. Tato nehomogenita je doplněna anizotropií propustnosti, sledovatelnou vzájemným ovlivněním hladin podzemní vody při čerpacích zkouškách, kdy je možné v kolektoru B předpokládat vyšší propustnost ve struktuře v podélném než v příčném směru. Průběh hydroizopiez a jejich hustota v sv. křídle synklinály nasvědčují, že podzemní voda v artéském kolektoru B proudí od v. a sv. okraje synklinály k její ose.

Izolátor B/C je spojen s tzv. březovskými slínovci na bázi jizerského souvrství. Tento izolátor tvoří jednak nepropustný strop pro zvodněný kolektor B a zároveň nepropustné podloží pro kolektor C. Nepropustnost izolátoru byla prokázána laboratorními testy (Kříž 1975), odlišným chemismem podzemních vod v kolektorech B a C a rozdíly v úrovních hladin podzemní vody, které dosahují 20 až 40 metrů.

Vodárensky nejvýznamnější puklinový kolektor C, tvořený dvěma dílčími kolektory Ca a Cb (tzv. I. horizont), se nachází ve vápnatých a slinitých pískovcích a prachovcích v horní části inverzního sedimentačního cyklu jizerského souvrství. Kolektor C zaujímá největší rozsah na povrchu v rámci celé hydrogeologické struktury a je pouze v plošně nevýznamném pruhu mezi Opatovem a Radiměří překryt sedimenty vyšších křídlových souvrství. Ve vertikálním řezu má až 120 metrů mocnou deskou prohnutou v osově části, kde zároveň dosahuje maximální mocnosti. Mocnost kolektoru C se zmenšuje směrem ke křídlům synklinály. Kolektor C je též blízko osy synklinály narušen semanínským zlomem, což zvyšuje podíl puklinové porozity podél této tektonické linie.

Slíny a slínovce (pásmo IX ab) plní funkci lokálního izolátoru Ca/Cb, který brání ucelenému zvodnění kolektoru C. Jejich izolační účinek však nedosahuje vlastností izolátoru B/C. Křehké horniny v kolektoru C při laboratorních testech vykazují velmi nízké koeficienty filtrace celistvé horniny. Vrtné a karotážní práce potvrzují převládající puklinový oběh podzemních vod, který je umožněn sítí puklin, více či méně rozevřených v závislosti na podílu jílovité složky v hornině a na stupni tektonické deformace. U hornin s vyšším podílem jílovité složky dochází spíše k plastické deformaci, kdy jsou pukliny sevřené nebo vyhojené kalcitem (Slavík 1986). U hornin s převažujícím podílem vápnité či křemité složky, jako jsou kalianassové pískovce, dochází v důsledku tříštivé tektonické deformace k vytvoření otevřeného puklinového systému s vysokými hodnotami transmisivity. Pukliny, buď otevřené nebo vyplněné silně propustnou horninovou drtí, dosahují značných délek a umožňují proudění podzemní vody na velké vzdálenosti. V některých oblastech je výplň puklin vyplavena, a hydrogeologické prostředí získává lokálně až charakter krasovopuklinového kolektoru. Výsledky hydrogeologických průzkumů řadí kolektor C mezi extrémně nehomogenní kolektory s nízkou až velmi vysokou transmisivitou, což je předurčuje pro velké soustředěné vodárenské odběry regionálního významu.

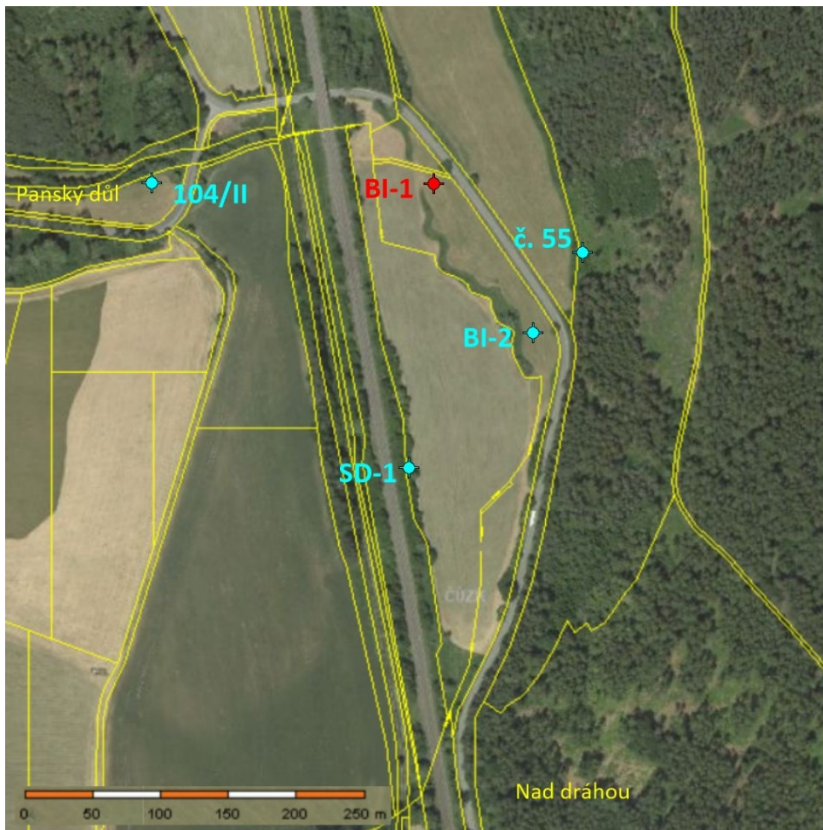
Izolátor C/D je tvořen s jíly a slínovci na bázi teplického souvrství. S mocností 30-35 metrů má dokonalý těsnící účinek, což bylo prokázáno rozdíly v úrovních hladin podzemní vody v kolektorech C a D. Tento izolátor umožňuje vznik samostatného zvodněného kolektoru D v nadloží.

Průlinovo-puklinový kolektor D je spojen s křemennými pískovci, písky a vápnitými jílovcovými vrstvami březenského souvrství. Má plošné omezení na protáhlém pruhu území směrem od severu k jihu v centrální části synklinály, zhruba v linii Nový Rybník - Opatovec - Svitavy - Hradec nad Svitavou - Radiměř. Hydrogeologický význam kolektoru D vzrůstá směrem k jihu, zejména v okolí Svitav, kde je využíván pro vodárenské odběry a zásobování průmyslových a potravinářských podniků. U kolektoru D lze očekávat střední až velmi vysokou transmisivitu, přičemž jeho heterogenita (nehomogenita) je značná.

4.5 Rychlost proudění podzemní vody v preferenčních cestách ve střednoturonském kolektoru

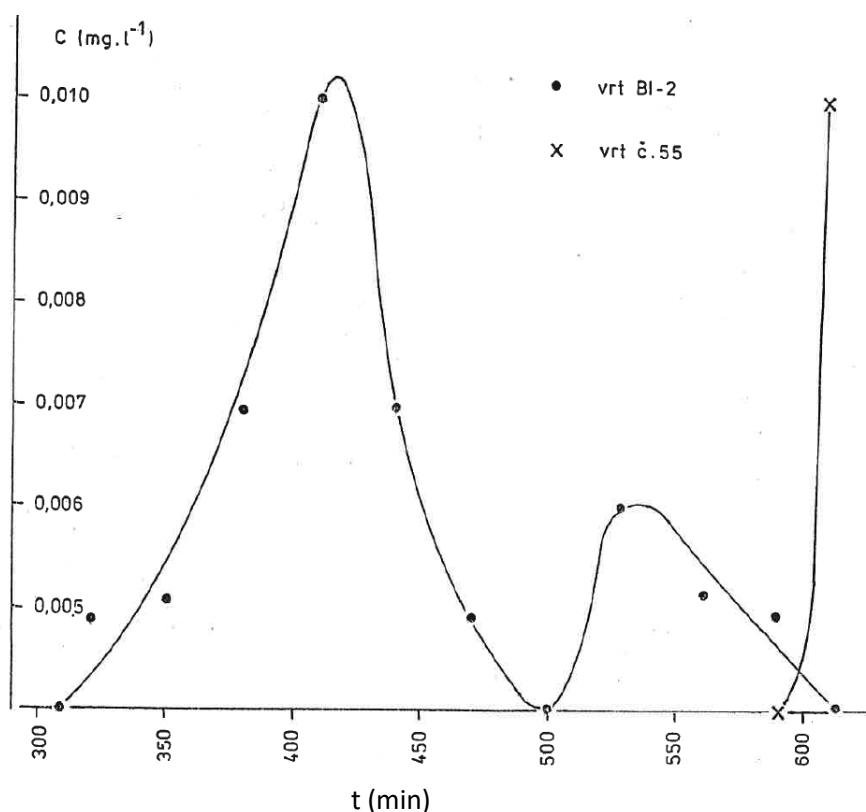
Rychlosti proudění podzemní vody ve střednoturonském kolektoru v prostoru hydrogeologického rajonu 4232 Ústecká synklinála – jižní část byly ověřeny stopovacími zkouškami na lokalitě Hladové prameny u Březové (Pavliš et al. 1983). Byly provedeny orientační stopovací zkoušky za využití fluoresceinu jako stopovače pro získání základní informace o rychlosti proudění podzemní vody a následně byl využit radioizotop pro získání detailnějších informací. Fluorescein byl zaveden jednorázově do infiltračního vrtu BI-1, následně sem byla vsakována voda v množství 38 l/s

po dobu 10 hodin a byly zjišťovány jeho koncentrace ve vybraných pozorovacích objektech v závislosti na čase (Obr. 4.21). Z pozorovacích objektů byla trvale odebírána podzemní voda s výjimkou vrtu č. 55, kde byl odběr intervalový.



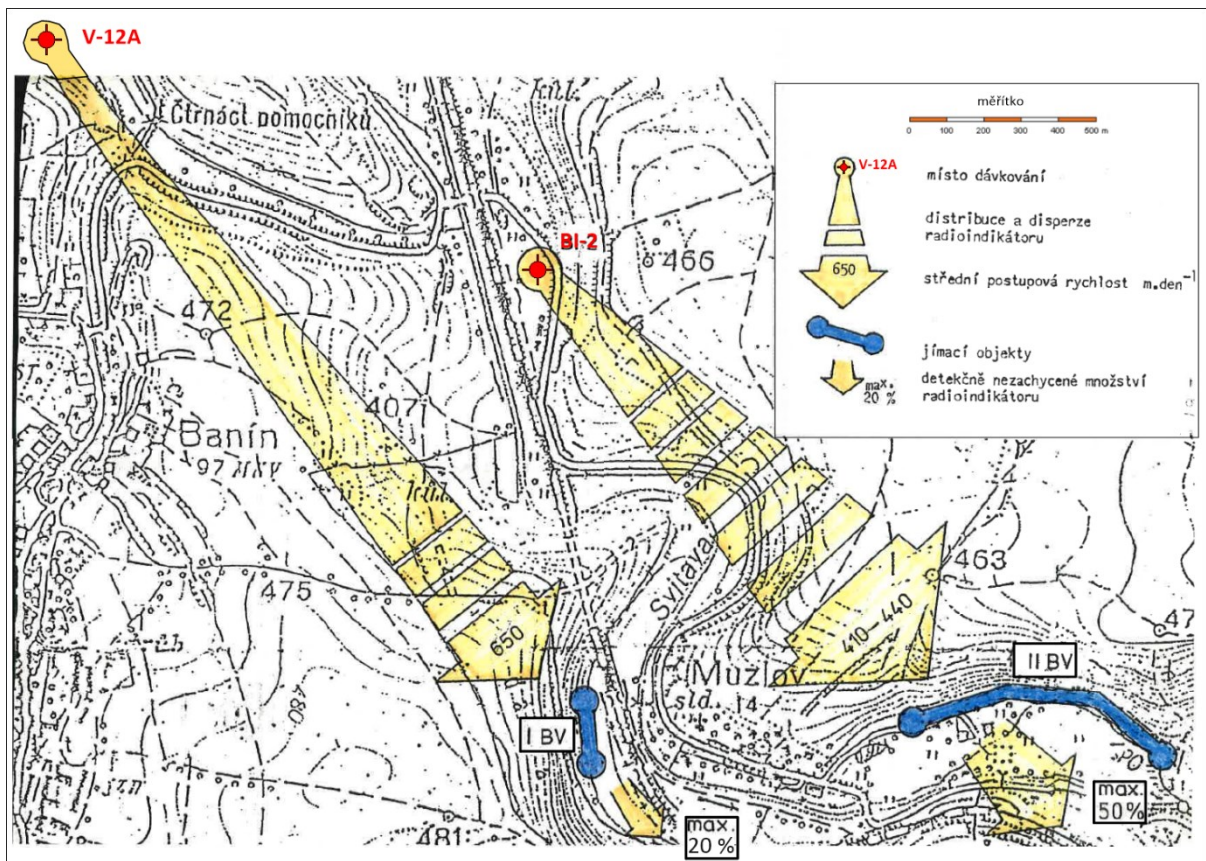
Obr. 4-21 Dokumentační objekty orientační stopovací zkoušky v předpolí jímacího území brněnského vodovodu (upraveno dle Pavliš et al. 1983).

Průběh indikačních křivek je zachycen na Obr. 4-22. Z průběhu indikační křivky vrtu BI-2 lze odvodit, že ve studovaném prostoru existují různé systémy porušených zón s odlišnými rychlostmi proudění podzemní vody. Provedená zkouška indikuje vysoké střední rychlosti proudění podzemní vody v kolektoru C, které dosahují až stovky metrů za den. Zkouška prokázala hydraulickou anizotropii kolektoru, nejvyšší rychlost proudění podzemní vody lze očekávat v poruchách SZ – JV směru.



Obr. 4-22 Indikační křivky fluoresceinu (Pavliš et al. 1983).

V další etapě stopovacích zkoušek byl využit radioizotop bromu 82, který byl dávkován do střednoturonských vrtů V-12A a BI-2 (Obr. 4-22) a detekován v prostorech násoskových systémů jímání podzemních vod pro 1. brněnský a 2. brněnský vodovod (dále 1. BV a 2. BV). Jak vyplývá z prostorového šíření radioindikátoru, také zde je dominantní směr šíření SZ – JV (Obr. 4-23). Střední rychlost proudění je vyšší ve směru od vrtu V-12A směrem k jímacímu území 1. BV (650 m/den), nižší ve směru od objektu BI-2 směrem k jímacímu území 2. BV (410 – 440 m/den). Ve směru proudění od infiltračního vrtu BI-2 se projevila vyšší disperze indikátoru, kdy byla násoskovým systémem 2. BV zachyceno 50 % stopovače, zatímco v případě proudění od vrtu V-12A k jímacímu území 1. BV bylo zachyceno 80 % stopovače. Aktivita stopovače související s dávkováním do objektu BI-2 nebyla zaznamenána ani v jímacím území 1. BV (nachází se až za drenážní bází kolektoru C, který zde tvoří řeka Svitava), ani v kolektoru B. Tato skutečnost svědčí o relativní neporušenosti izolátoru B/C v zájmovém prostoru (slínovce o mocnosti cca 18 -20 m). Výsledky stopovacích zkoušek ukazují na složitost systému proudění podzemní vody a rychlé preferenční proudění na vzdálenost nejméně několika km. Jedná se o 2 systémy hydraulické komunikace lišící se zásobností a propustností, kde podzemní voda může proudit různou rychlostí v několika preferenčních směrech.



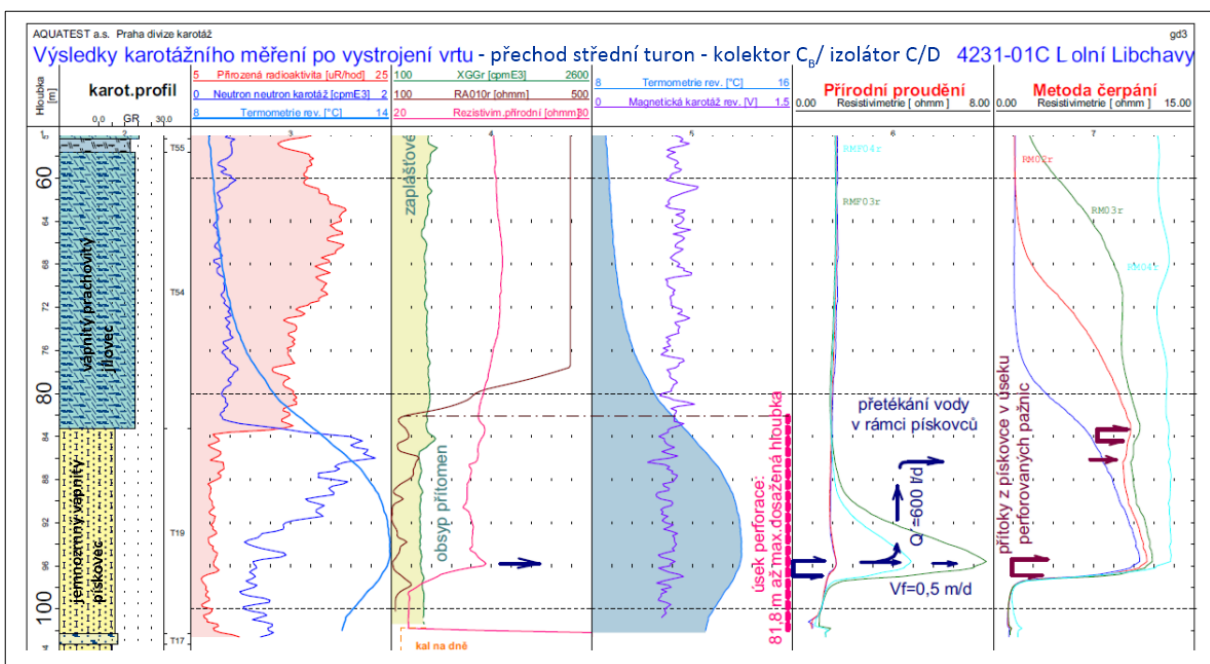
Obr. 4-23 Šíření radioindikátoru ve střednoturonském kolektoru jímacích území brněnského vodovodu u Březové nad Svitavou (upraveno dle Pavliš et al. 1983).

4.6 Hydrokarotážní průzkum východočeské křídly

Vztah mezi lokalizací hlavních přítoků do vrtů detekovaných karotážními metodami a rozpadavostí horninového materiálu byl studován na celkem 65 hydrogeologických či geologických vrtech, které byly provedeny v rámci významných syntetických hydrogeologických prací. Celkem 23 vrtů bylo provedeno v rámci akce Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová et al. 2016a-d), 11 vrtů v rámci akce Ústecká synklinála – střední část (Herrmann 1979), 23 vrtů v rámci akce Vysokomýtská synklinála (Žižka et al. 1979, 1983), 4 vrty v rámci akce Novohradky (Smutek 1988), 2 vrty pro zásobování větších průmyslových podniků v Chocni a v Ústí nad Orlicí (Šeda 2022, 2023) a 2 vrty v rámci akce Vysoké Mýto – Šnakov (Kněžek 1969, Mareš 1969). Na základě lokalizace hlavních puklin, kaveren a přítoků byly následně autorem odebírány vzorky hornin z vrtných jader (sklady hmotné dokumentace ČGS v Lužné) pro detailnější analýzu porosity, obsahu rozpustné složky, případně kalcimetrii a SEM. Níže v textu jsou prezentována data z hydrokarotáže vybraných vrtů, ze kterých byly odebrány vzorky horninových jader pro účely detailní analýzy. Hydrogeologická, hydraulická a karotážní data ze všech využitých archivních vrtů v rámci širší analýzy jsou přehledně shrnuta v tabulce na konci textu (Tab- 4-1).

Vrt 4231_01C Dolní Libchavy (Procházka 2015a)

Vrt 4231_01C o hloubce 109 m zastihnul v hloubkovém intervalu 83,26 – 109 m jemnozrnné vápnité pískovce kolektoru C_B. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 81 – 109 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 33,70 m pod terénem. Ve vrtu dochází k vzestupnému proudění vody. Voda do vrtu přitéká v hloubce 96 m (v intervalu 95,5- 96,5 m) v kolektoru C_B a proudí vrtem zvolna nahoru s vydatností Q= 600 l/den. Část přitékající vody pravděpodobně proudí pomalu i napříč vrtem s rychlostí Vf=0,5 m/den. Voda proudící nahoru vrt opouští v hloubce 87 m. Jedná se o přetékaní vody v rámci jediného souvrství pískovců. Během čerpání o vydatnosti Q= 0,11 l/s hladina ve vrtu poklesla o dS= 0,18 m a ustálila se. Byl potvrzen hlavní přítok v hloubce **95,5-96,5 m** a rovněž se projevil přítoky v hloubkách **87 m** a **83,3 - 84,3 m** - tedy při stropu kolektoru C_B (pod patou vápnitého jílovce). Všechny přítoky pocházejí z pískovců z otevřené části vrtu – kolektoru C_B (Obr. 4-24).



Obr. 4-24 Karotážní měření na vrtu 4231_01C v horní části kolektoru C_B (Procházka 2015a).

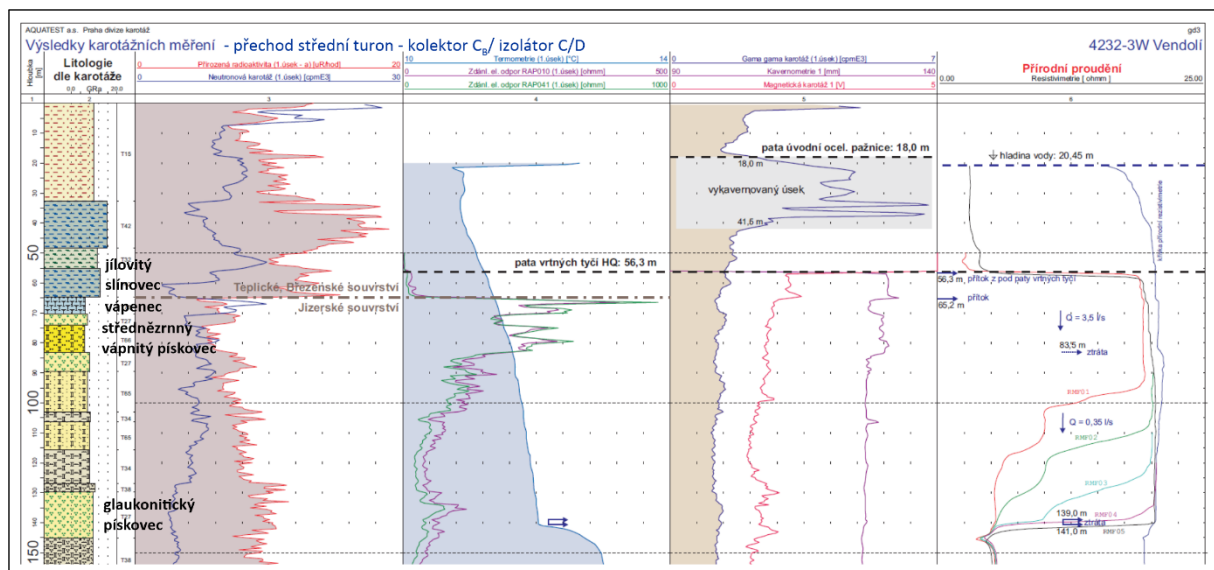
Vrt 4231_01B Dolní Libchavy (Procházka 2015e)

Vrt 4231_01B o hloubce 285 m zastihnul v hloubkovém intervalu 216,6 – 279,9 m vápnité pískovce a prachovce kolektoru B. Perforované pažnice jsou instalovány v úseku 220 - 280 m, v úseku 0 - 197 m je ocelová pažnice se zaplášťovou cementací. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 29,80 m pod ter. Během čerpání o vydatnosti Q= 0,23 l/s hladina ve vrtu poklesla pouze o dS= 0,01 m a ustálila se. Do vnitřního prostoru vrtu voda přitékala především v místě horního okraje náběhového trychtýře v hloubce 183,55 m. Voda během čerpání proudila mezikružím mezi ocelovou a PVC pažnicí. Vlastní přítok je ale nutno hledat níže. V úseku perforovaných pažnic se přítoky projevil v hloubkách **221 m** a **255-255,5 m** (část vody přece jen proudila skrz perforační otvory a nikoliv vně pažnice). Oba tyto přítoky jsou pravděpodobně zdrojem vody proudící vně plných PVC pažnic a přitékající do vnitřního prostoru vrtu kolem náběhového trychtýře.

Vrt 4232_03W Vendolí (Jankovský 2015a)

Ve vrtu 4232_03W byla prováděna karotáž ve 2 úsecích – 1. úsek 0 – 198 m a 2. úsek 198 – 352,5 m. Karotáž 1. úseku byla prováděna v nezapažené části vrtu v úseku 56,3 – 170,5 m (ostatní části z bezpečnostních důvodů zapaženy pracovní ocelovou HQ pažnicí). Do hloubky 66,3 m zde byly zastiženy vápnité jílovce izolátoru C/B, dále do hloubky 115,5 m vápnité pískovce kolektoru Ca, dále do hloubky 130,95 m slínovce izolátoru Ca/Cb a níže do hloubky 191,26 m vápnité pískovce a prachovce kolektoru Ca. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 20,45 m pod terénem. Metodou ředění označené kapaliny byl zjištěn přítok z pod paty HQ tyčí v hloubce 56,3 m. Voda přítékající v této hloubce pravděpodobně pochází z přítoku z pískovců v horní části vrtu. Voda proudí vně HQ tyčí a přítéká do vnitřního prostoru vrtu pod jejich patou. Další přítok je pravděpodobně vázán na puklinu v hloubce **65,2 m**. Voda proudí směrem dolů s vydatností cca 3,5 l/s. Většina vody (90 %) se pravděpodobně ztrácí do pukliny v hloubce **83,5 m** a zbylá část vody proudí s vydatností 0,35 l/s až do hloubky **139,0 – 141,0 m**, kde se ztrácí do pukliny nezávisle identifikované i akustickým skenerem (Obr. 4-25).

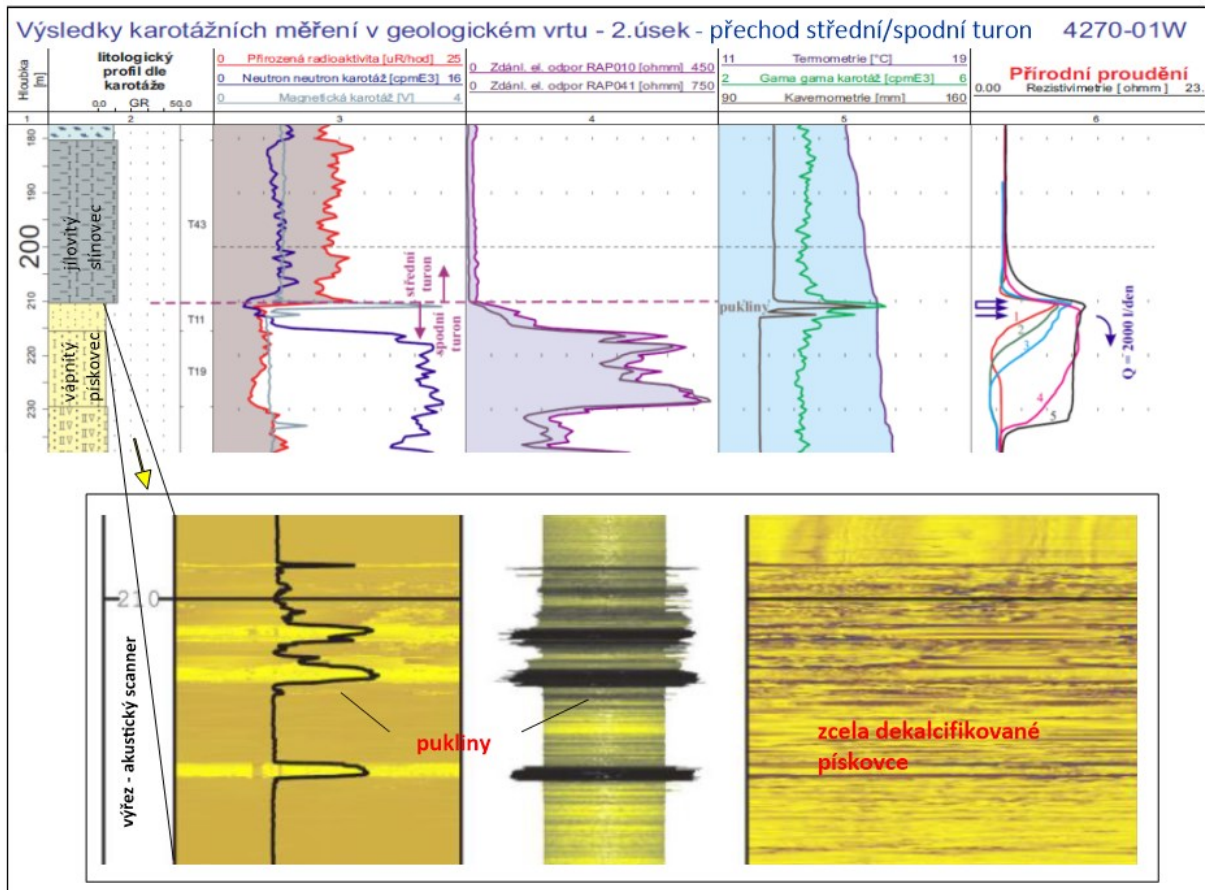
Karotáž 2. úseku byla prováděna v nezapažené části vrtu v úseku 198 – 307 m (úsek 0 – 198 m zapažen pracovní ocelovou HQ pažnicí, úsek pod 307 m zavalen). Do hloubky 214,1 m zde byly zastiženy slínovce izolátoru Ca/B, dále do hloubky 281,7 m vápnité pískovce a prachovce kolektoru B a níže glaukonitické pískovce, prachovce a jílovce kolektoru A. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 69,2 m pod terénem. Metodou označené kapaliny byl zjištěn přítok z netěsnícího pažnicového spoje do vnitřního prostoru vrtu v hloubce 63,7 m, voda odtud proudí dolů s vydatností cca 2 700 l/den. Další voda o nižší mineralizaci přítéká z pod paty ocelové pažnice v hloubce 198,0 m. Společně se pak voda ztrácí do pukliny v hloubce **233,6 m**. Další přítok vody do vrtu je ze zavalené části vrtu z hloubky **307,0 m** a dále z otevřené pukliny v hloubce **288,6 m**. Voda proudí vrtem nahoru s vydatností cca 2200 l/den a ztrácí se opět do pukliny v hloubce **233,6 m**.



Obr. 4-25 Karotážní měření na vrtu 4232_3W Vendolí kolektoru Cb a horní části kolektoru Ca (Jankovský 2015a).

Vrt 4270_01W Kostelecké Horky (Urík 2015a)

Vrt 4270_01W o hloubce 311,7 m zastihnul v hloubkovém intervalu 210,3 – 288,9 m vápnité pískovce a prachovce kolektoru B. Při karotáži byl úsek 0 – 126 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 7,08 m pod terénem. Voda do vrtu přitéká u stropu bělohorského souvrství v místě porušených téměř dekalcifikovaných pískovců v hl. **210,1-211,3 m** a **212,7 m** a proudí směrem dolů s vydatností 2000 l/den. Voda se ztrácí v puklině v hl. **232,1-232,9 m**. Malá část vody se pravděpodobně ztrácí také v hl. **220,1-221,3 m**. Všechny výše uvedené propustné polohy byly potvrzeny měřeními při konstantním čerpání s vydatností. Ve vrtu bylo čerpání zahájeno s vydatností $Q = 0,13$ l/s, přičemž hladina vody poklesla o 27 cm. Po chvíli začala hladina pomalu stoupat, byla zvýšena vydatnost čerpání na $Q = 0,42$ l/s, avšak hladina i dále pomalu stoupala. Ve vrtu byly zaznamenány výrazné pukliny v hl. **210,1-210,6 m** (na kontaktu střední/spodní turon), **210,8-211,4** a **212,1-212,7 m**. Ve vrtu byl použit akustický televizor pro zjišťování puklin a jejich prostorové orientace (Obr. 4-26).

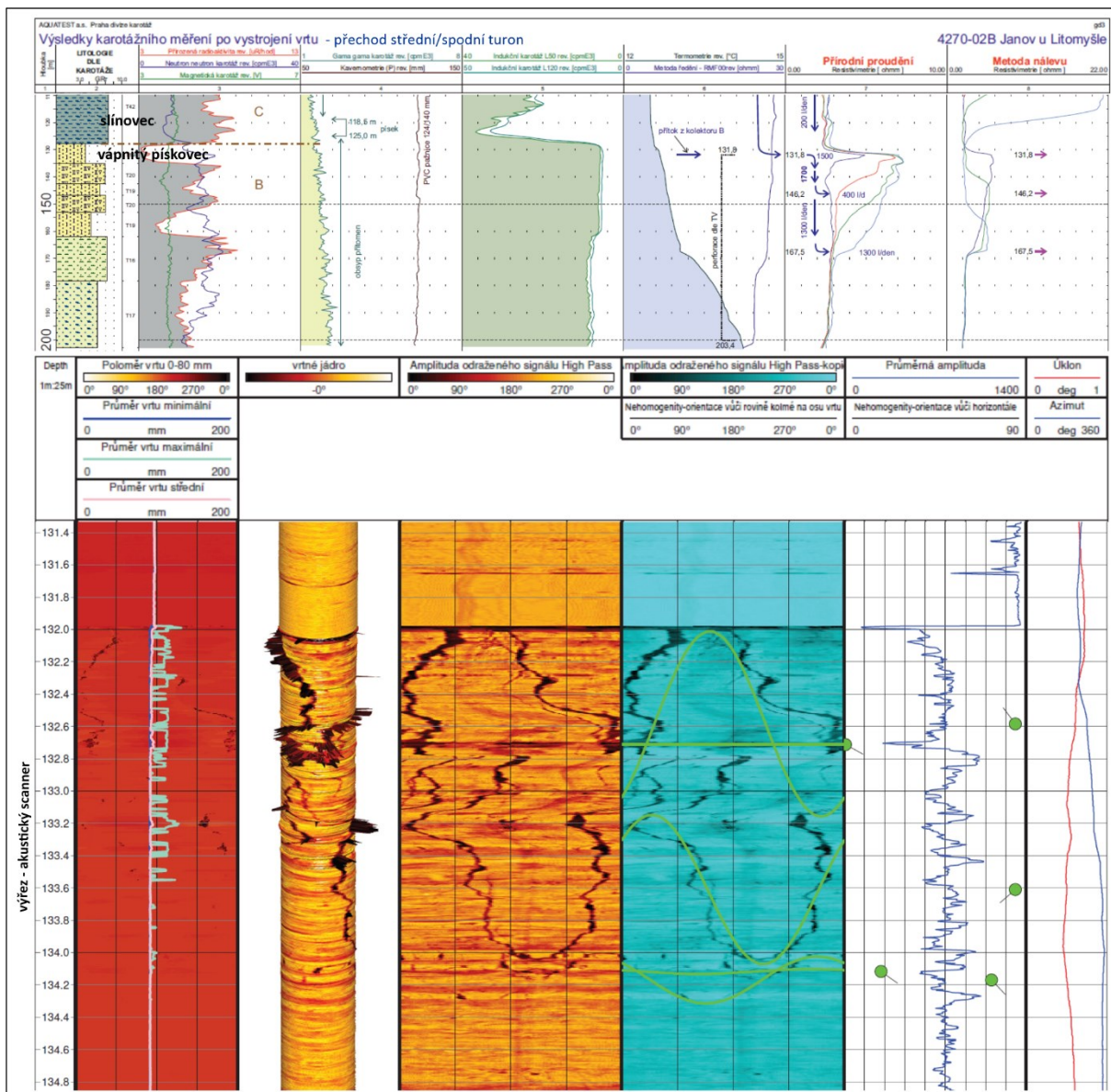


Obr. 4-26 Karotážní měření na vrtu 4270_01W Kostelecké Horky – ve stropní části kolektoru B (upraveno dle Urík 2015a).

Vrt 4270_02W Janov u Litomyšle (Procházka 2015b)

Vrt 4270_02W o hloubce 261 m zastihnul v hloubkovém intervalu 128,6 – 207,3 m převážně vápnité pískovce kolektoru B, v úseku 209,7 – 248,4 m pískovce, prachovce a jílovce cenomanu. Při karotáži byl úsek 0 – 132 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 101,55 m pod terénem. Voda přitékala

poblíž hladiny, tekla vně vrtných tyčí a do vnitřního prostoru vrtu z pod paty vrtných tyčí o průměru 112 mm v hl. 132 m. S vydatností 400 l/den proudila vrtem dolů. Významná část, téměř polovina této vody vrt opouštěla v hl. 147-150 m, takže hlouběji proudilo 260 l/den (Obr. 4-27). Tato voda se ztrácela do horniny v hloubce 217-220 m (vykavernovaný úsek na rozhraní pískovců a prachovců), jen nepatrný zbytek pak definitivně v hloubce 240-244 m. Během nálevu se 50 % nalévané vody ztrácelo u paty ocelových tyčí v hl. 132 m (nejpropustnější úsek), 25 % v hloubce 150 m, zbývající voda pak v hloubce 217-220 m. Jen nepatrná část nalévané vody proudila do hloubky 240-244 m, tedy k bázi křídového souvrství, kde definitivně opouštěla vrt do vrstvy pískovce. Naléváno bylo s vydatností $Q=0,53$ l/s, hladina vystoupala o $dS=10,6$ m.



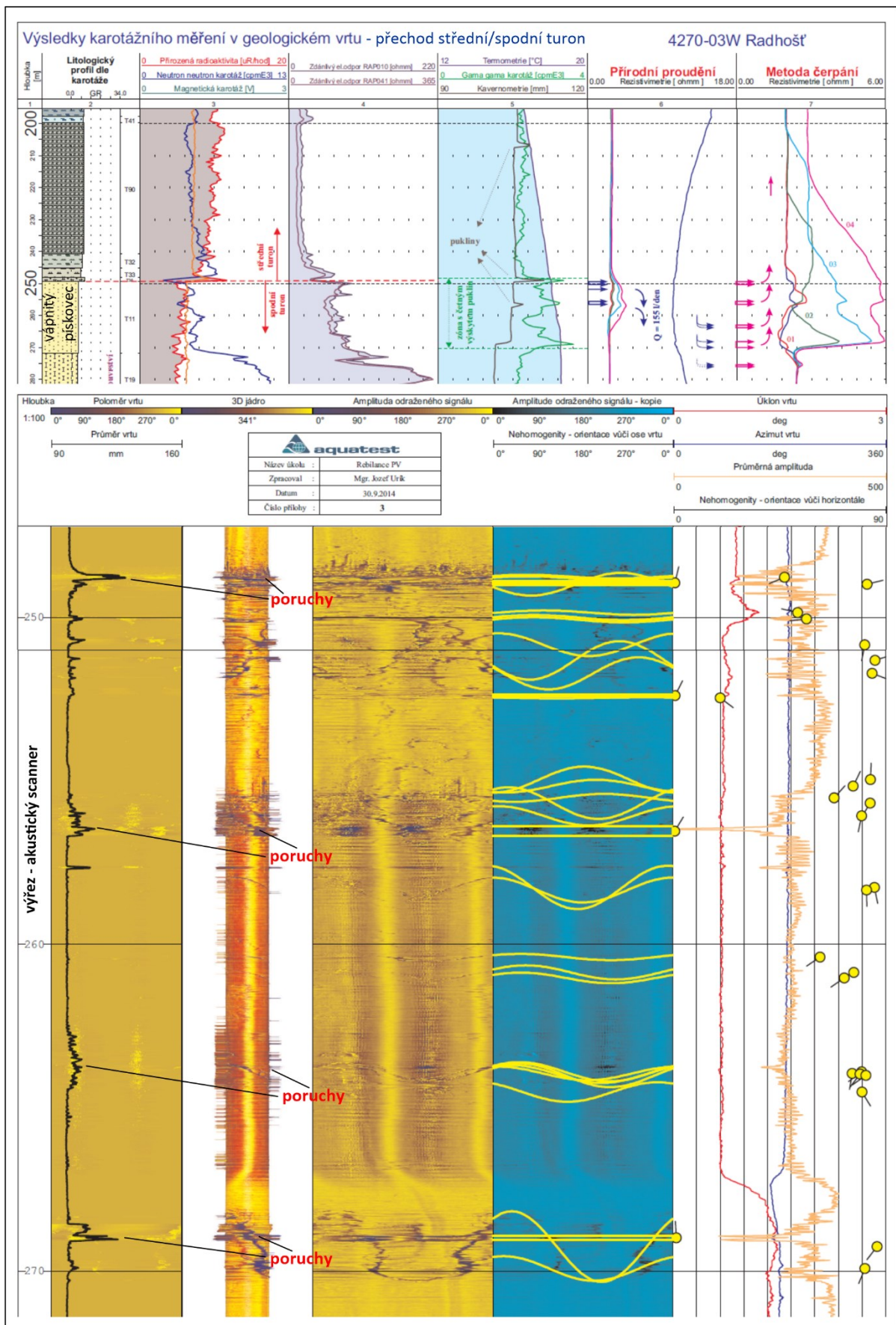
Obr. 4-27 Karotážní měření na vrtu 4270_02B a akustický televizor na vrtu 4270_02W na lokalitě Janov u Litomyšle – ve stropní části kolektoru B (Procházka 2015b).

Vrt 4270_02C Janov u Litomyšle (Pitrák 2015a)

Vrt 4270_02C o hloubce 117 m zastihnul v hloubkovém intervalu 42,9 – 96,3 m převážně vápnitě pískovce a prachovce kolektoru Ca. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 41 – 69 m a 73 – 97 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 8,80 m pod terénem. Ve vrtu dochází k přirozenému sestupnému proudění. Voda přitéká v hloubkách **41,6 a 44,0 m** a proudí vrtem dolů s vydatností 300 litrů/den. Voda se z vrtu postupně ztrácí ve třech propustných polohách v hloubkách **75,3; 81,0 a 89,0 m**. Během čerpání s vydatností 0,085 l/s klesala hladina bez ustálení. Ze stoupací zkoušky provedené po ukončení čerpání bylo možné určit vydatnost nástupu hladiny 0,05 l/s. Při čerpání se projeví pouze přítokové polohy přirozeného proudění, tj. 41,6 a 44,0 m.

Vrt 4270_03W Radhošť (Urík 2014a)

Vrt 4270_03W o hloubce 325,2 m zastihnul v hloubkovém intervalu 249,0 – 317,1 m převážně vápnitě pískovce a prachovce kolektoru B. Při karotáži byl úsek 0 – 63 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 8,45 m pod terénem. Režim proudění podzemní vody ve vrtu je vázán na polohu kalcitem chudého jemnozrnného pískovce u stropu bělohorského souvrství. Voda do vrtu přitéká z puklin v hl. **249,4-250,3 m, 251,8 m a 255,6-256,5 m**. Voda ze všech uvedených přítoků proudí pomalu směrem dolů s vydatností 155 l/den a ztrácí se v otevřených puklinách v kalcitem chudých pískovcích v hl. **263-263,8 m a 268,2-270 m**. Malá část vody se pravděpodobně ztrácí i v puklině v hl. **275,4-276 m**. Všechny výše uvedené propustné pukliny byly potvrzeny měřením při konstantním čerpání s vydatností $Q = 0,11$ l/s. Během čerpání se hladina vody snížila o $dS = 1,09$ m. Orientační hodnota koeficientu hydraulické vodivosti pro propustný interval 248,3-276,4 m je $3,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Ve vrtu byly zaznamenány výrazné pukliny v intervalech **248,3-252,30 m, 255,2-256,7 m, 263-264,1 m, 268,2-270,3 m a 275,4-276,4 m**. Všechny pukliny se nacházejí u stropu bělohorského souvrství v poloze jemnozrnných kalcitem chudých pískovců. Ve vrtu byl použit akustický televizor pro zjišťování puklin a jejich prostorové orientace (Obr. 4-28).



Obr. 4-28 Karotážní měření na vrtu 4270_03W Radhošť – ve stropní a centrální části kolektoru B (upraveno dle Urík 2014a).

Vrt 4270_04W Příluka (Urík 2014b)

Vrt 4270_04W o hloubce 210 m zastihnul v hloubkovém intervalu 120,95 - 180 m převážně vápnité pískovce a prachovce kolektoru B, v úseku 180 – 185,50 m slínovce izolátoru B/A a níže v úseku 185,50 – 194,30 m pískovce kolektoru A. Při karotáži byl úsek 0 – 93 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 29,30 m pod terénem. Ve vrtu byly zaznamenány výrazné kaverny na kontaktu spodního turonu s cenomanem v poloze jílovců v hl. **184,5-185,5 m** a pak v hl. **192-193,2 m**. Ve vrtu byl použitý akustický televizor pro zjišťování puklin a jejich prostorové orientace (Obr. 4-29).

Vrt 4270_04B Příluka (Procházka 2015c)

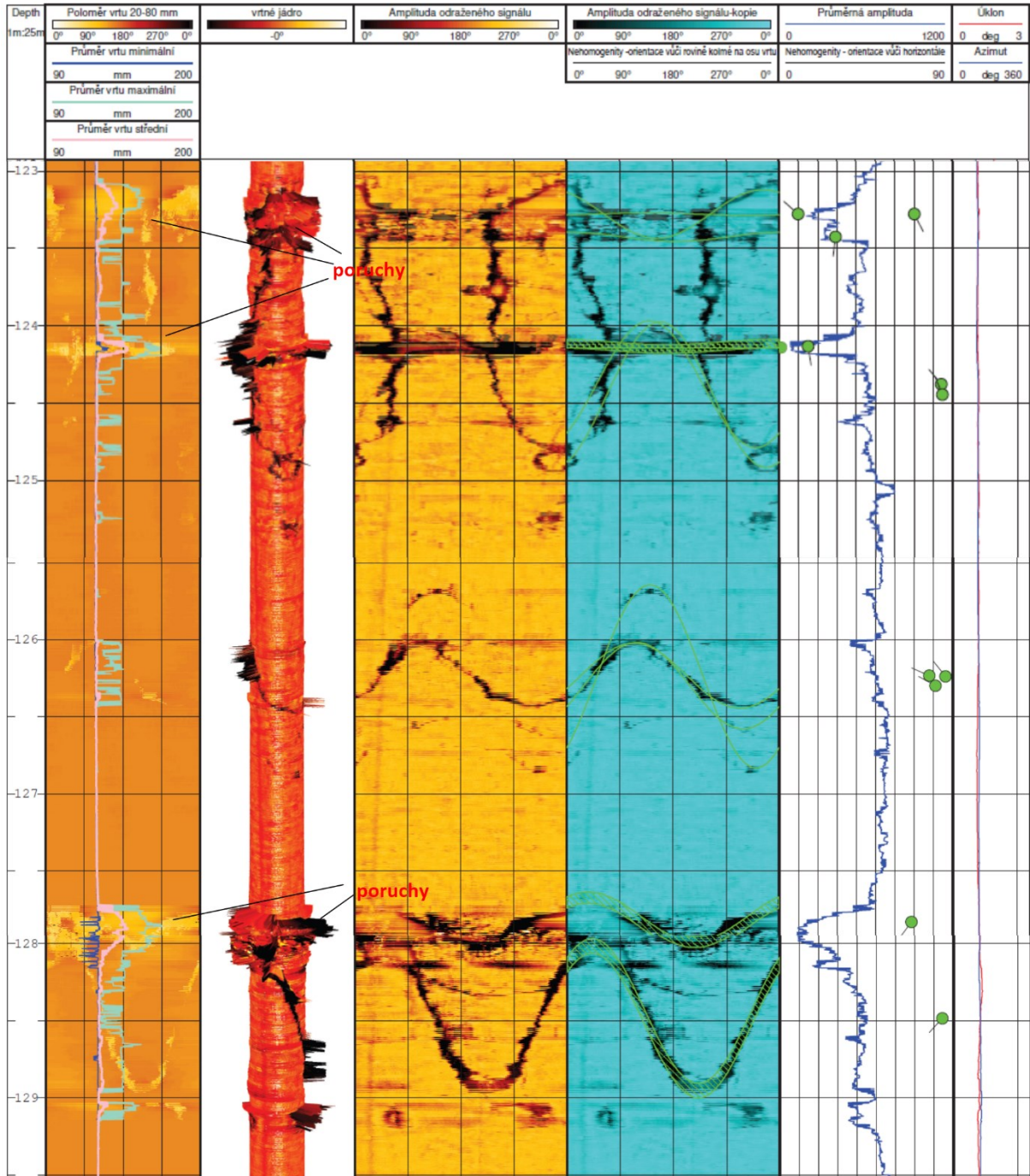
Vrt 4270_04B o hloubce 175 m zastihnul v hloubkovém intervalu 120,95 - 175 m převážně vápnité pískovce a prachovce kolektoru B. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 119-143 m a 151-167 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 56,50 m pod terénem. Ve vrtu nebyly zjištěny výrazné tektonické poruchy, významnější kaverny ani pukliny. Nerovnosti stěny vrtu byly zaznamenány u báze středního turonu v hl. **120,3-120,6 m** a **121,2-121,7 m** a v poloze jemnozrnného pískovce v hl. **124,5-125,9 m**. Mírně zvýšený průměr vrtu byl zjištěn v hloubkových intervalech **29,8-36,9 m** a **100,8-117,8 m** (v maximálních hodnotách se skutečný průměr vrtu liší od nominálního průměru o 27 mm). Měrný el.odpor vody do hloubky 133,5 m dosahuje hodnoty 23-24 ohmm (konduktivita 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$). V hloubce 133,5-135 m je výrazné odporové rozhraní. Měrný el.odpor vody klesá na 9,5 ohmm (konduktivita:1050 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Jak bylo dalším měřením prokázáno, do této hloubky se nacházejí propustné polohy, hlouběji už nikoliv.

Ve vrtu existuje jen zcela nepatrné proudění vody. Voda do vrtu přitéká z polohy pískovců v hloubce **123-127,4 m**. Proudí velmi pomalu dolů (pouhých 5 l/den) a vrt opouští do další polohy pískovců (jemných puklin ve vápnitých pískovcích) v hloubce **133-135 m** (Obr. 4-30). Jedná se o přetékání vody v rámci jednoho kolektoru. Během nálevu o vydatnosti $Q=0,4$ l/s se hladina ve vrtu zvýšila o $dS=9,25$ m a ustálila se. Všechna nalévaná voda opouštěla vrt v místě propustných poloh v pískovcích a v písčitém prachovci v intervalu 123-135 m, konkrétně v hloubkách **123-127,4 m**, **131,5-132,6 m** a **133-135 m**.

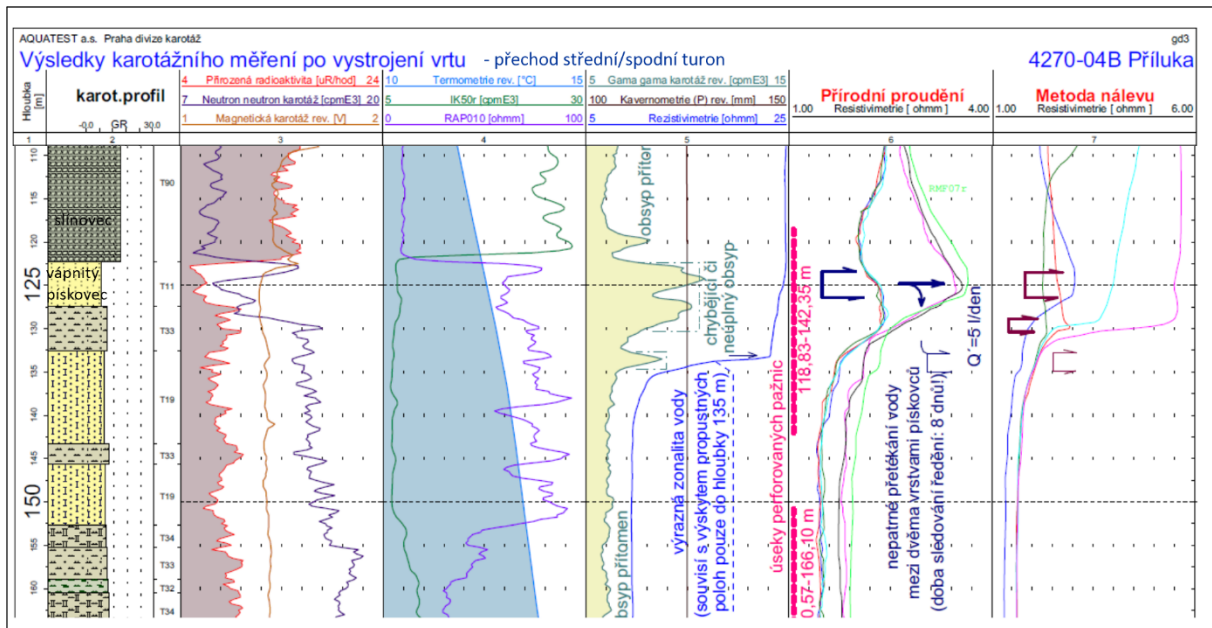
Vrt 4270_04C Příluka (Procházka 2015d)

Vrt 4270_04C o hloubce 83 m zastihnul v hloubkovém intervalu 43,4 – 85,0 m převážně vápnité pískovce a prachovce kolektoru Ca. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 40 – 80 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 51,1 m pod terénem. Ve vrtu existuje pomalé proudění vody. Voda do vrtu přitéká těsně pod hladinou (nikoliv nad ní) a proudí dolů s vydatností 50 l/den. Téměř všechna proudící voda opouští vrt již v hloubce **70,0-70,8 m**, jen nepatrný zbytek pokračuje dolů a vnitřní prostor vrtu opouští posledními perforačními štěrbinami v hloubce **79,5-79,64 m**. Jedná se o přetékání vody v rámci jednoho kolektoru.

4270-04W Příluka - měření akustickým televizorem ABI40 - 1. úsek



Obr. 4-29 Akustický skener na vrtu 4270_04W Příluka – ve stropní části kolektoru B (Urík 2014b).



Obr. 4-30 Karotážní měření na vrtu 4270_04W Příluka – ve stropní a centrální části kolektoru B (Urík 2014b).

Vrt 4270_05B Poříčí (Jankovský 2015c)

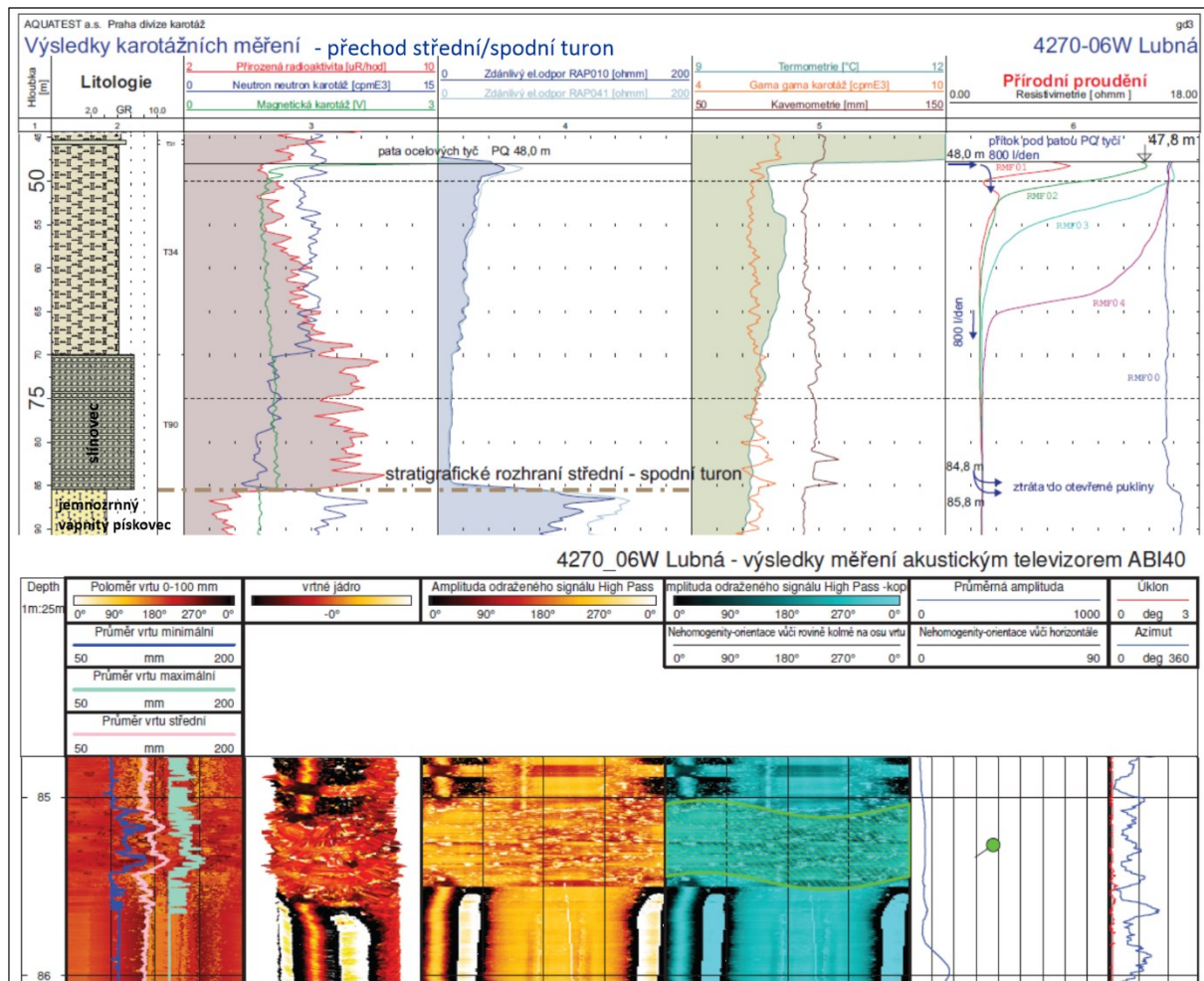
Vrt 4270_05B o hloubce 34,5 m zastihnul v hloubkovém intervalu 2,0 – 34,4 m převážně vápnlité spongilitické prachovce kolektoru B. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 18,6 – 34,5 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 30,44 m pod terénem. Drobný přítok do vrtu byl interpretován v hloubce **32,7 m** na základě anomálie na křivce přírodní resistivimetrie. Během ředění označené kapaliny však nedošlo k pozorovatelnému proudění podzemní vody. Při čerpání označené kapaliny byla hladina snížena o 2,04 m (do hloubky 32,48 m). Během následné orientační stoupačí zkoušky nedošlo ani za 20 min k žádnému zvýšení hladiny.

Vrt 4270_06W Lubná u Poličky (Jankovský 2015b)

Vrt 4270_06W o hloubce 148,2 m zastihnul v hloubkovém intervalu 85,85 – 146,10 m převážně vápnlité pískovce a prachovce kolektoru B. Při karotáži byl úsek 0 – 48 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Neustálená hladina podzemní vody ve vrtu s dočasně propojenými kolektory B a C byla zaměřena v hloubce 47,8 m pod terénem. Menší pukliny se vyskytují v hl. **82,0 m** a **84,8 m**. Významná puklina dosahující 120 mm nad nominální průměr vrtu je v hl. **147,6 m**. Metodou ředění označené kapaliny bylo zjištěno, že do vrtu přitéká voda pod patou vrtných tyčí PQ v hloubce 48,0 m. Voda proudí vrtem dolů s vydatností 800 l/den. Voda opouští vrt s největší pravděpodobností v hl. **84,8 – 85,8 m** do první vrstvy pískovců bělohorského souvrství (Obr. 4-31). V této hloubce totiž dochází ke změně konduktivity vody a navíc právě v této hloubce se nachází otevřená puklina.

Vrt 4270_06B Lubná u Poličky (Pitrák 2015b)

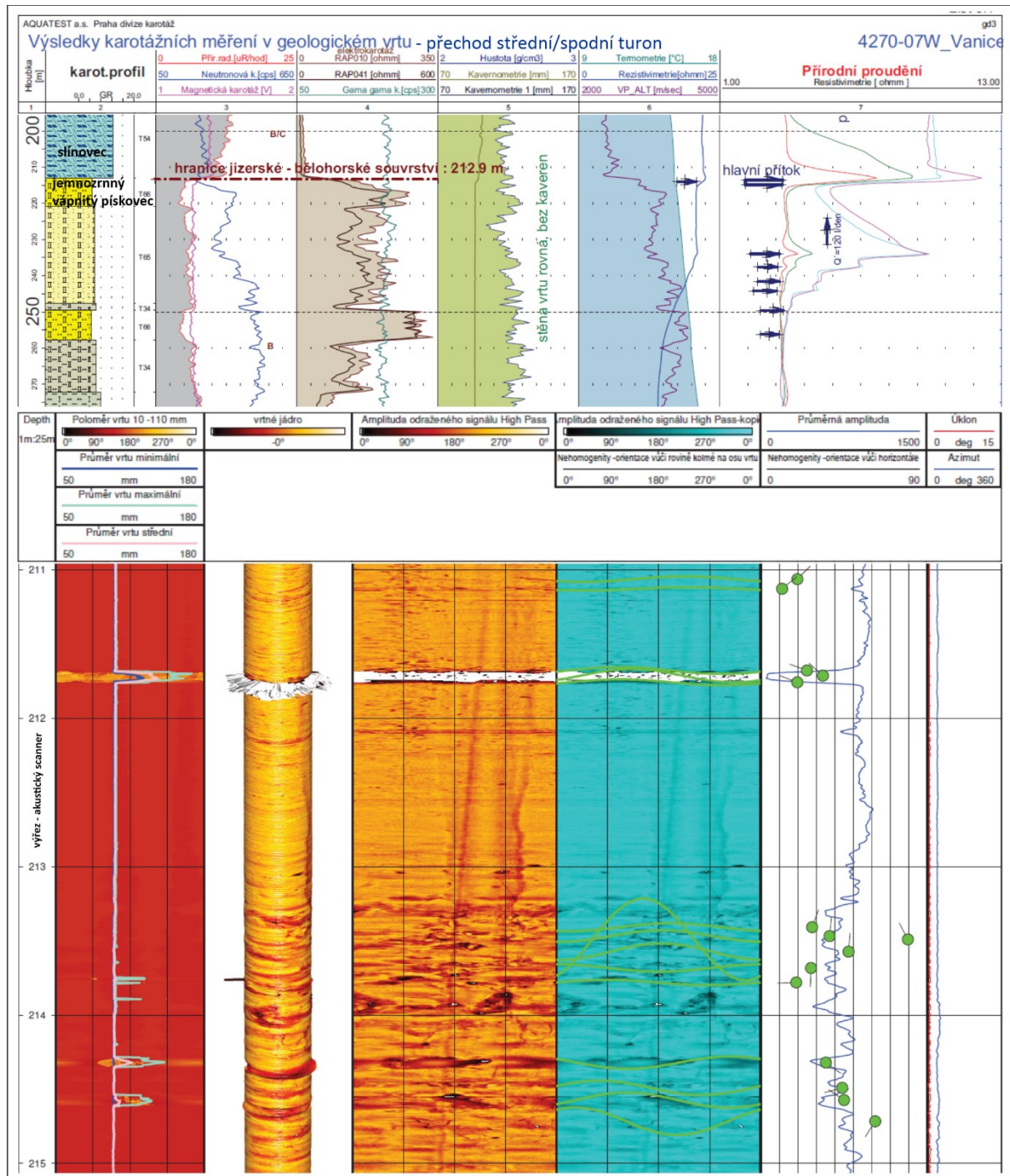
Vrt 4270_06B o hloubce 147 m zastihnul v hloubkovém intervalu 85,85 – 146,10 m převážně vápnitě pískovce a prachovce kolektoru B. Perforované pažnice jsou instalovány v hloubkovém úseku 130,0 – 147,0 m. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 96,02 m pod terénem. Podzemní voda přitéká do vrtu ze zvodnělých puklin nad ustálenou hladinou (93,1 m). Pukliny s přítoky jsou převážně ve slínovci kolektoru C. Hladina je ustálena v pískovci kolektoru B. Ve vrtu tedy dochází (myšleno v době karotážního měření) k proudění z kolektoru C do kolektoru B. Jednotlivé přítoky v puklinách se nacházejí v hloubkách: **20,5; 23,5** (hlavní přítok); **26,1; 27,4; 29,0-29,5; 31,1; 33,8 a 34,9 m**. Jednotlivé přítoky jsou dobře viditelné na křivce teploty a hlavní přítok byl potvrzen TV prohlídkou vrtu. Ze všech puklin přítokového pásma (20,5-34,8 m) proudí vrtem dolů celkem 4800 l/den. Všechna takto proudící voda se z vrtu ztrácí ve výrazné otevřené puklině (až kaverně) v hloubce **135,1- 136,2 m** ve vápnitých prachovcích kolektoru B. Dle TV prohlídky, provedené od paty pažnice (2,14 m) v otevřeném vrtu jsou sedimenty kolektoru C rozpukané, zatímco sedimenty kolektoru B jsou neporušené, paradoxně s výjimkou otevřené pukliny (135,1-136,2 m), ve které se ztrácí všechna voda proudící dolů.



Obr. 4-31 Karotážní měření na vrtu 4270_06W Lubná u Litomyše – ve stropní části kolektoru B (Jankovský 2015b).

Vrt 4270_07W Vanice (Kořalka 2015a)

Vrt 4270_07W o hloubce 303 m zastihnul v hloubkovém intervalu 211,7 – 294,2 m převážně vápňité pískovce a prachovce kolektoru B. Při karotáži byl úsek 0 – 126,4 m zapažen pracovní ocelovou pažnicí PQ, zbytek vrtu byl bez pažení. Ustálená hladina podzemní vody byla zaměřena v hloubce 8,50 m pod terénem. V úseku s vodou byla aplikována metoda ředění v úseku 8,5 m – 303,0 m (při zapažení vrtu do hloubky 126,4 m). Bylo ověřeno významné přírodní proudění vody vrtem 256,7 – 53,0 m.

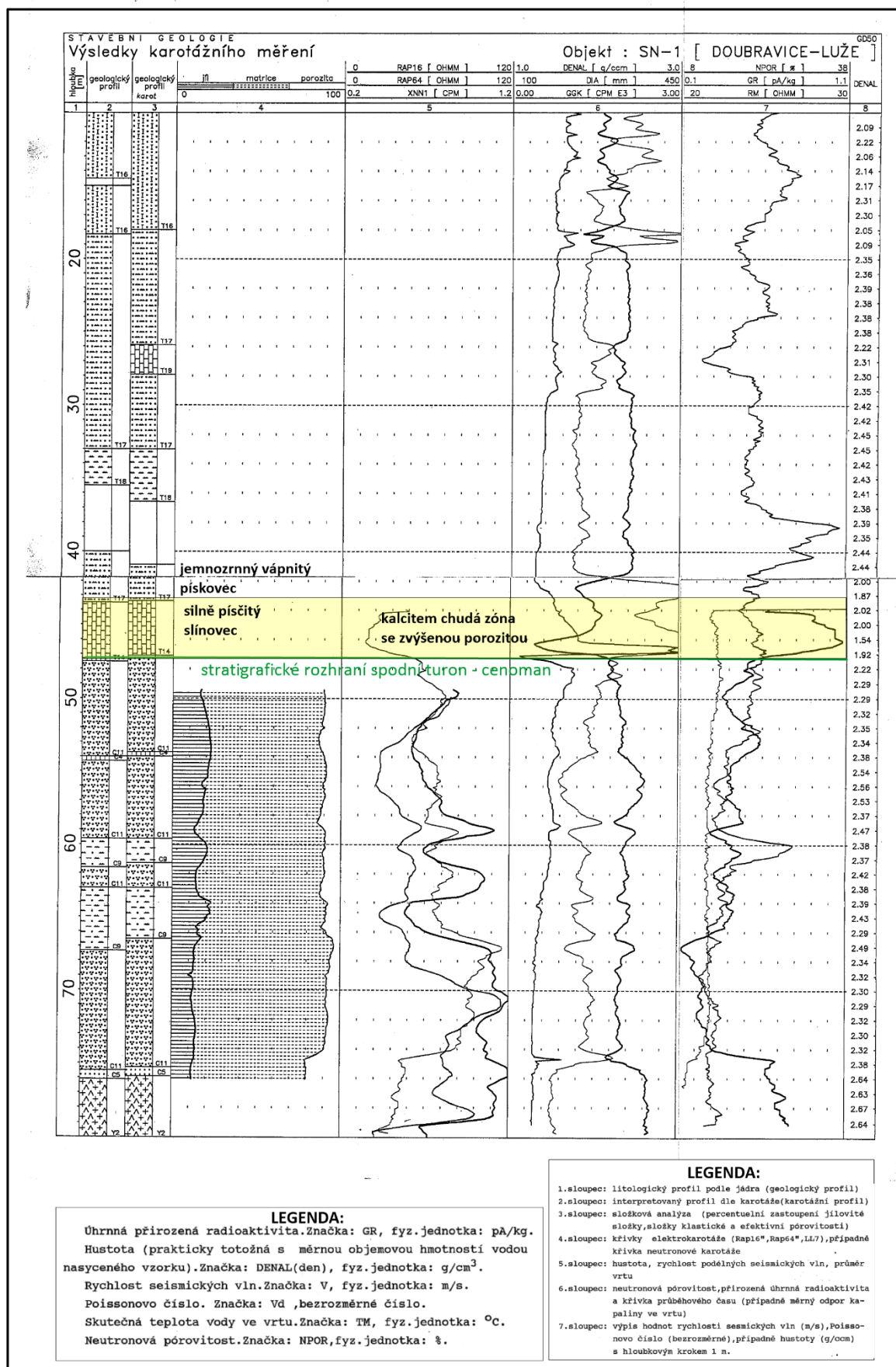


Obr. 4-32 Karotážní měření na vrtu 4270_07W Vanice – ve stropní části kolektoru B (Kořalka 2015a).

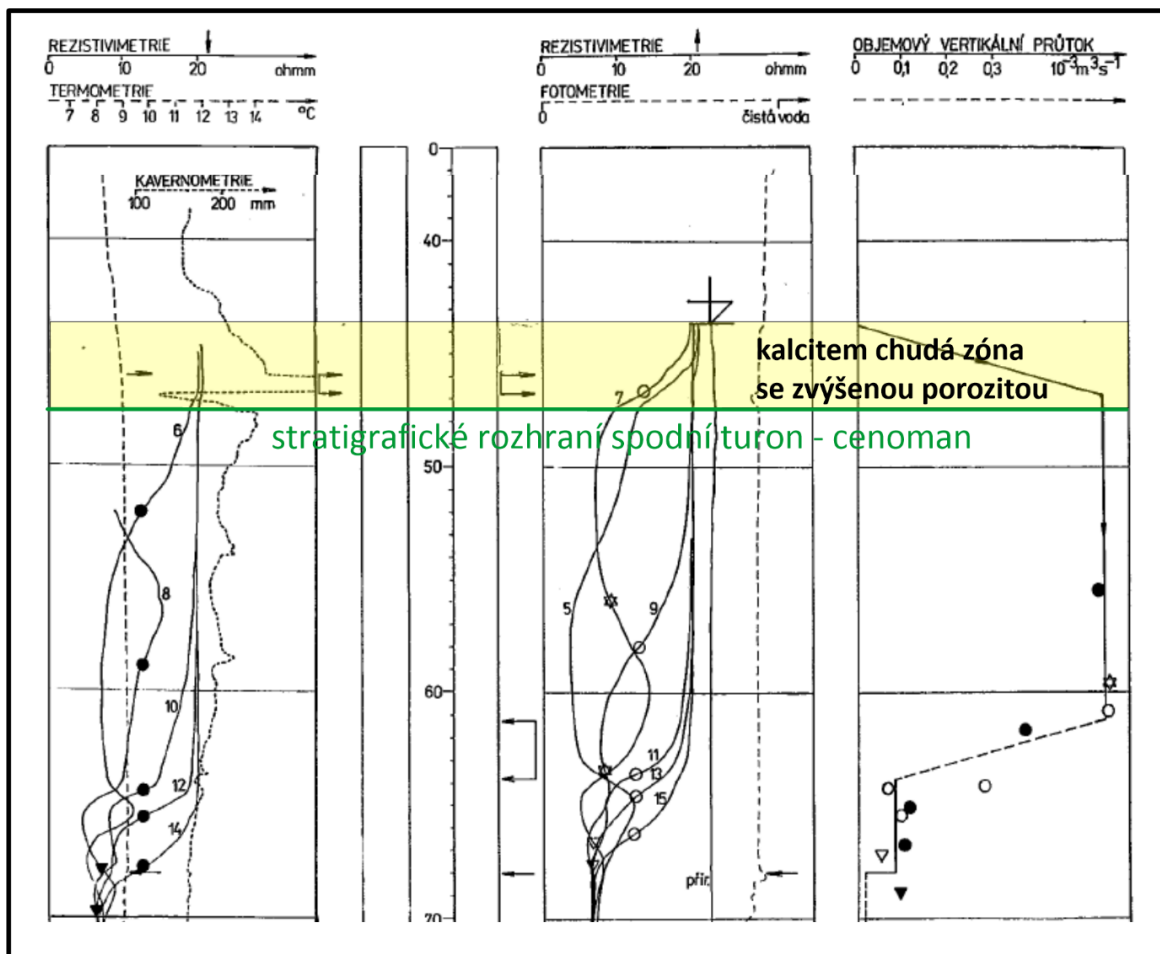
Z měření za ustálených hydrodynamických poměrů byl ověřen hydrodynamický režim ve vrtu a určena místa přítoků a ztrát vody do vrtu. Vzhledem k složitým poměrům s výstrojí vrtu bylo upuštěno od provedení hydrokarotážních rezistivimetrických metod při porušení hydrodynamické rovnováhy ve vrtu snížením ustálené hladiny podzemní vody čerpáním. Zjištěné koeficienty filtrace by byly výstrojí silně ovlivněny. Voda přitéká do vrtu řadou slabě propustných poloh v intervalu **238,4 – 256,7 m** (přítok 5 – 20 l/den): **256,7 – 257,7 m, 248,0 – 248,6 m, 243,7 – 244,2 m, 241,5 – 242,0 m, 237,9 – 238,4 m**). Následuje silnější přítok v intervalu **233,9 – 234,4 m** s vydatností cca 70 l/den. Z této hloubky postupuje vzhůru vrtem cca 120 l/den. K tomuto průtoku se přidává voda z nejsilněji propustné polohy v intervalu **212,9 – 213,4 m** (cca 800 l/den) - Obr. 4-32. Další slabý přítok byl ověřen v intervalu **198,5 – 190,0 m** (cca 80 l/den). Z této hloubky proudí vrtem vzhůru cca 1000 l/den. Voda se ztrácí pod pažnicí v hloubce 126,4 m a postupuje za pažnicí dále vzhůru, kde se ztrácí v nadložních propustných pískovcích jizerského souvrství pod izolátorem teplických vrstev v hloubce cca **53 - 57 m**. Toto zapažnicové proudění bylo potvrzeno na základě průběhu termometrické křivky: v hloubce 53-57 m je charakteristická teplotní anomálie.

Vrt SN-1 Doubravice (Procházka 1991)

Vrt SN-1 o hloubce 80 m zastihnul v hloubkovém intervalu 4,0 – 47,5 m převážně vápnitě pískovce a prachovce kolektoru B, níže do hloubky 76,1 převážně křemenné pískovce kolektoru A. Karotážní měření byla provedena na nevystrojeném vrtu. Podle rezistivimetrie byla hladina vody zakleslá v hloubce 43,6 m pod úroveň zemského povrchu. Její měrný odpor byl téměř konstantní do hloubky 75 m a činil 22 ohmm. Směrem ke dnu se od 75 m jen mírně snižoval až na hodnotu 20,5 ohmm ($C= 0,33$ g/l ekv. NaCl). Teplota vody se pohybuje v celém vrtu v teplotním intervalu 8,4 - 9,1 °C. Malé změny na teplotní křivce pak přispěly k lokalizaci propustných poloh. Stejně tak posloužil i záznam fotometrie. Voda je zcela čirá do hloubky 68 m, hlouběji je pak nepatrně zakalená. Z hloubkového posunu rezistivimetrických křivek v závislosti na čase plyne, že ve vrtu dochází k vertikálnímu proudění vody směrem k čelbě. Voda přitéká v hloubce **45,8-46,8 m**, což potvrzují nejen rezistivimetrické záznamy, ale i křivka termometrie a fotometrie. V této hloubce existuje velká kaverna (více než 350 mm), není tedy pochyb o tom, že voda do vrtu přitéká právě z ní. Vydatnost přítoku do vrtu je $Q= 0,54$ l/s. Voda postupuje směrem k čelbě a ztrácí se do stěny vrtu ve třech místech: v hloubce **61,2-63,8 m** -vsak činí $Q=0,46$ l/s (85 % celkového vsaku) a v hloubce **68,0 m** - viz též záznam termometrie a fotometrie - vsak činí necelých $Q= 0,08$ l/s (necelých 5 %). Pravděpodobná je též nepatrná ztráta v hloubce **71,8 m** (Obr. 4-33 a 4-34).



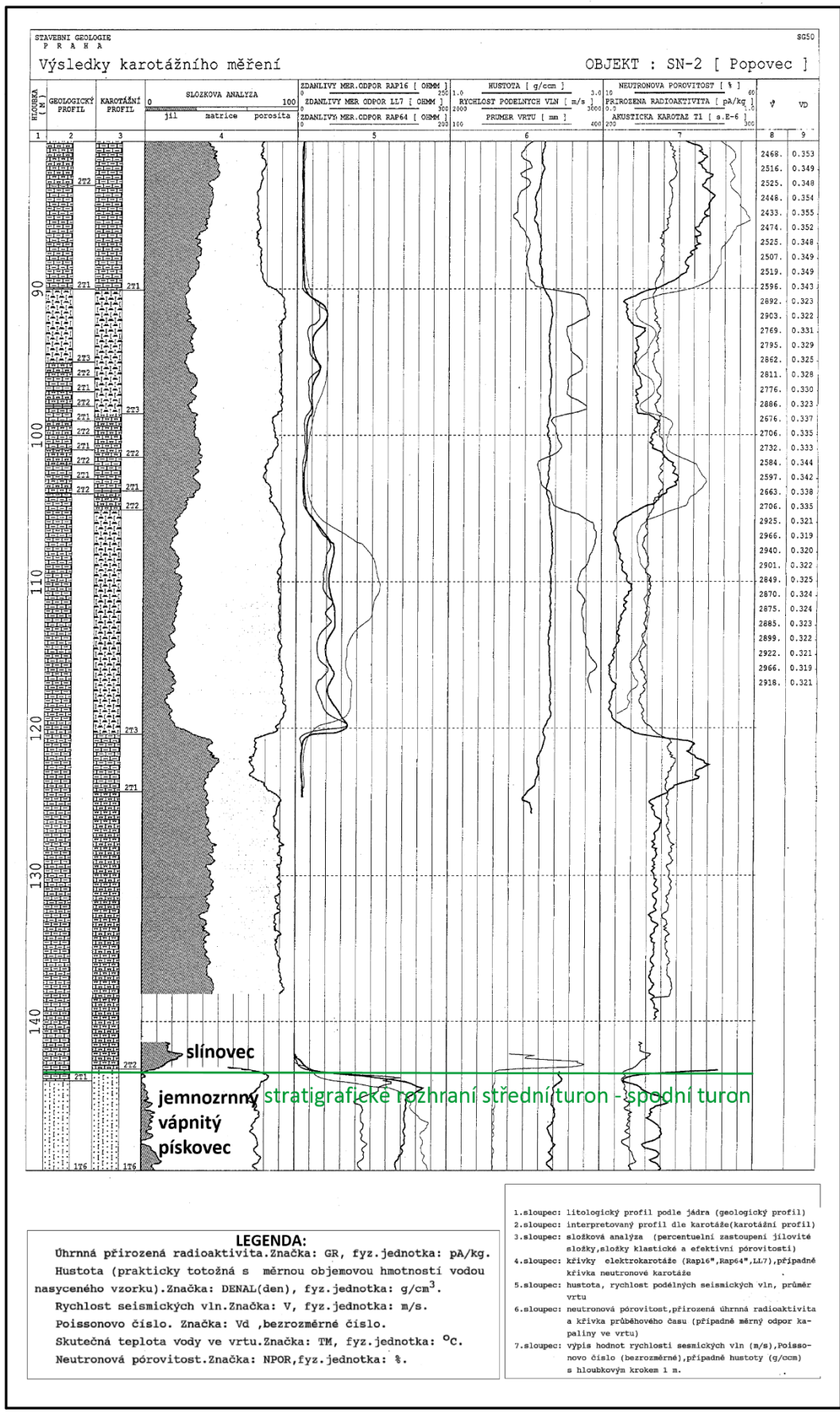
Obr. 4-33 Karotážní měření na vrtu SN-1 Doubravice - Luže (upraveno dle Procházka 1991).



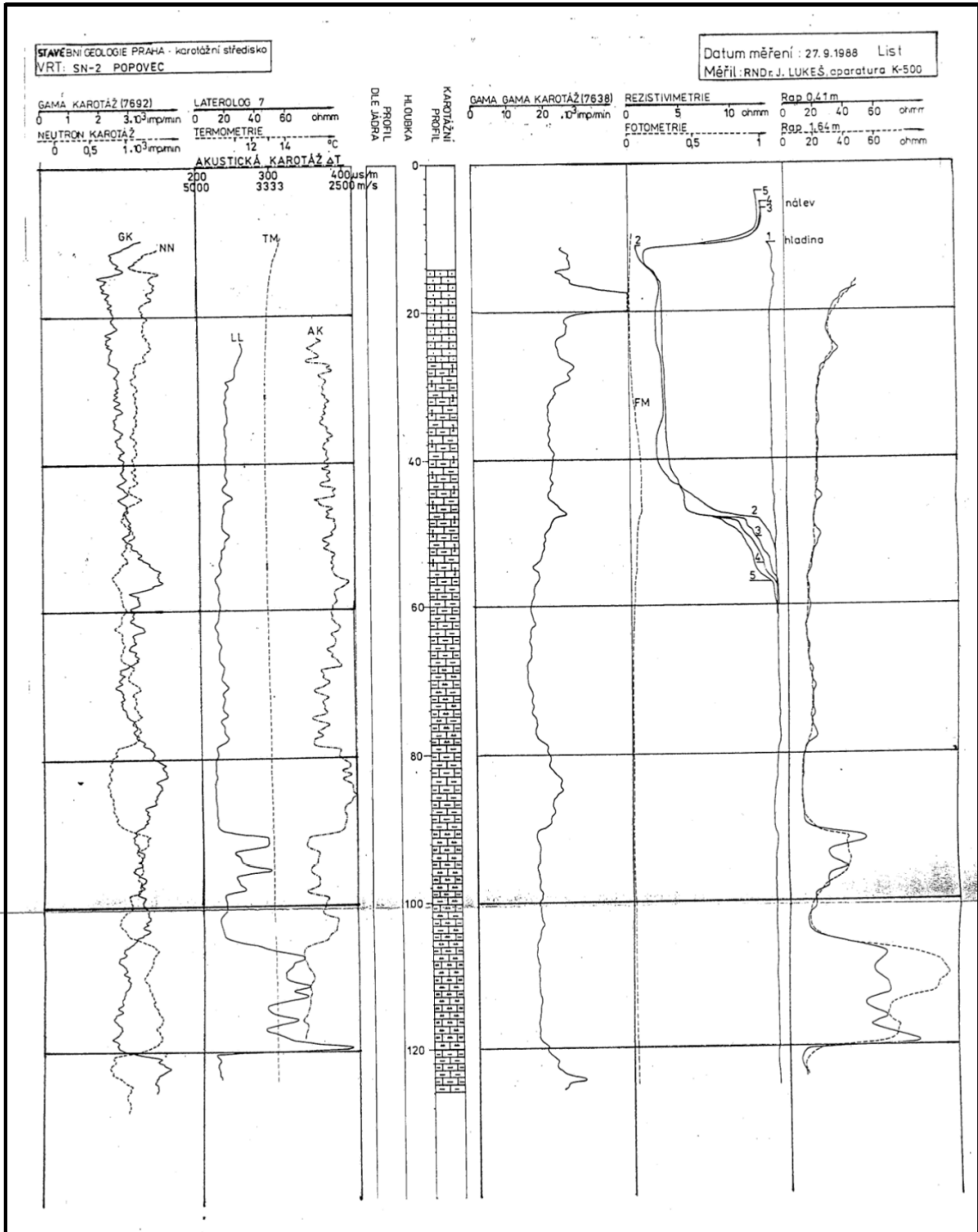
Obr. 4-34 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-1 Doubravice - Luže (upraveno dle Procházka 1991).

Vrt SN-2 Popovec (Procházka 1991)

Vrt SN-2 o hloubce 214 m zastihnul v hloubkovém intervalu 2,60 – 144,1 m převážně pískovce a prachovité slínovce kolektorů Ca a Cb s mezilehlým izolátorem, níže do hloubky 191,3 převážně pískovce a prachovce kolektoru B, v úseku 205,6 – 207,7 glaukonitické pískovce a jílovce kolektoru A (Obr. 4-35). Karotážní měření byla provedena na nevstrojeném vrtu. V době prvního měření byla ve vrtu hladina zakleslá v hloubce 10,7 m pod úroveň terénu. Pro orientační posouzení hydrogeologických poměrů byla vzhledem k zakleslé hladině použita metoda konstantního nálevu o vydatnosti $Q = 1,1/s$. Po celou dobu nálevu (1 hodina) se prakticky veškerá voda ztrácela v úrovni zakleslé hladiny. V závěru nálevu hladina vystoupala do hl. 3,6 m pod úroveň terénu, avšak ve vrtu vytvořené první odporové rozhraní se nezměnilo. K malé změně odporového rozhraní v hl. **48 m** docházelo částečně v důsledku rozmývání rozhraní sondami, ale pravděpodobně též nepatrným prouděním vody, které dosahuje rychlosti maximálně 1 m/16 min, t.j. celkový vsak činí cca $Q = 0,1 l/s$. Ke ztrátě by mohlo docházet v souvrství silně prachovitých slínovců v úseku **90-120 m**. Při měření druhého úseku byl vrt zapažen do hloubky 142 m. Hladina byla zakleslá v hloubce 8,8 m pod terénem. Pro orientační posouzení hydrogeologických poměrů byl do vrtu zahájen nálev, ale již po třech minutách byl vrt vodou doplněn k ústí pažnice. Pokles hladiny byl pomalý a činil 30 cm za 1 hod., to odpovídá vsaku cca $Q = 0,004 l/s$ (případné propustné polohy nebyly vyčištěny). Podle záznamů RM 2 a RM 3 se ztrácela voda v kaverně pod patou pažnice v hloubce **143 m** (Obr. 4-36).



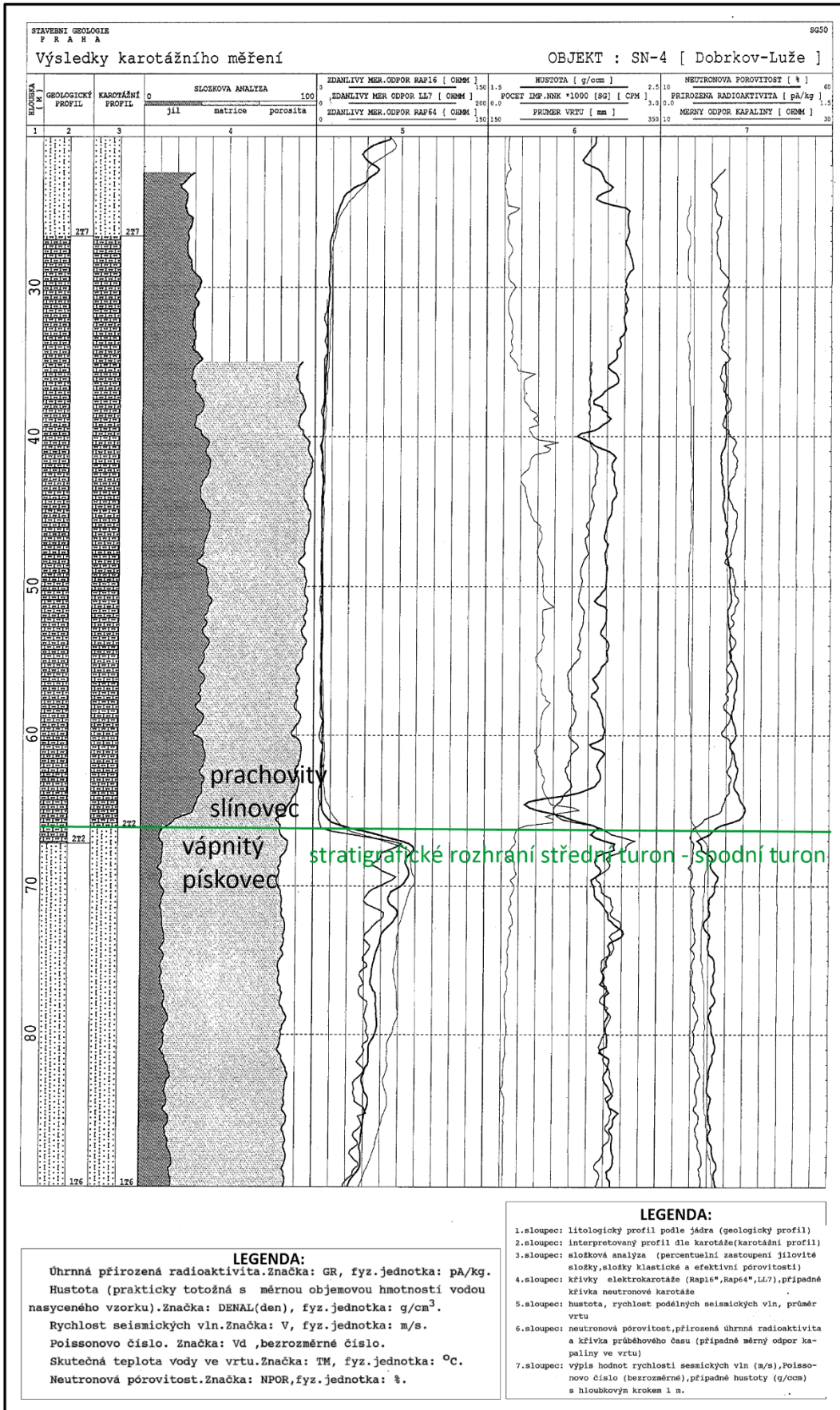
Obr. 4-35 Karotážní měření na vrtu SN-2 Popovec (upraveno dle Procházka 1991).



Obr. 4-36 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-2 Popovec (Procházka 1991).

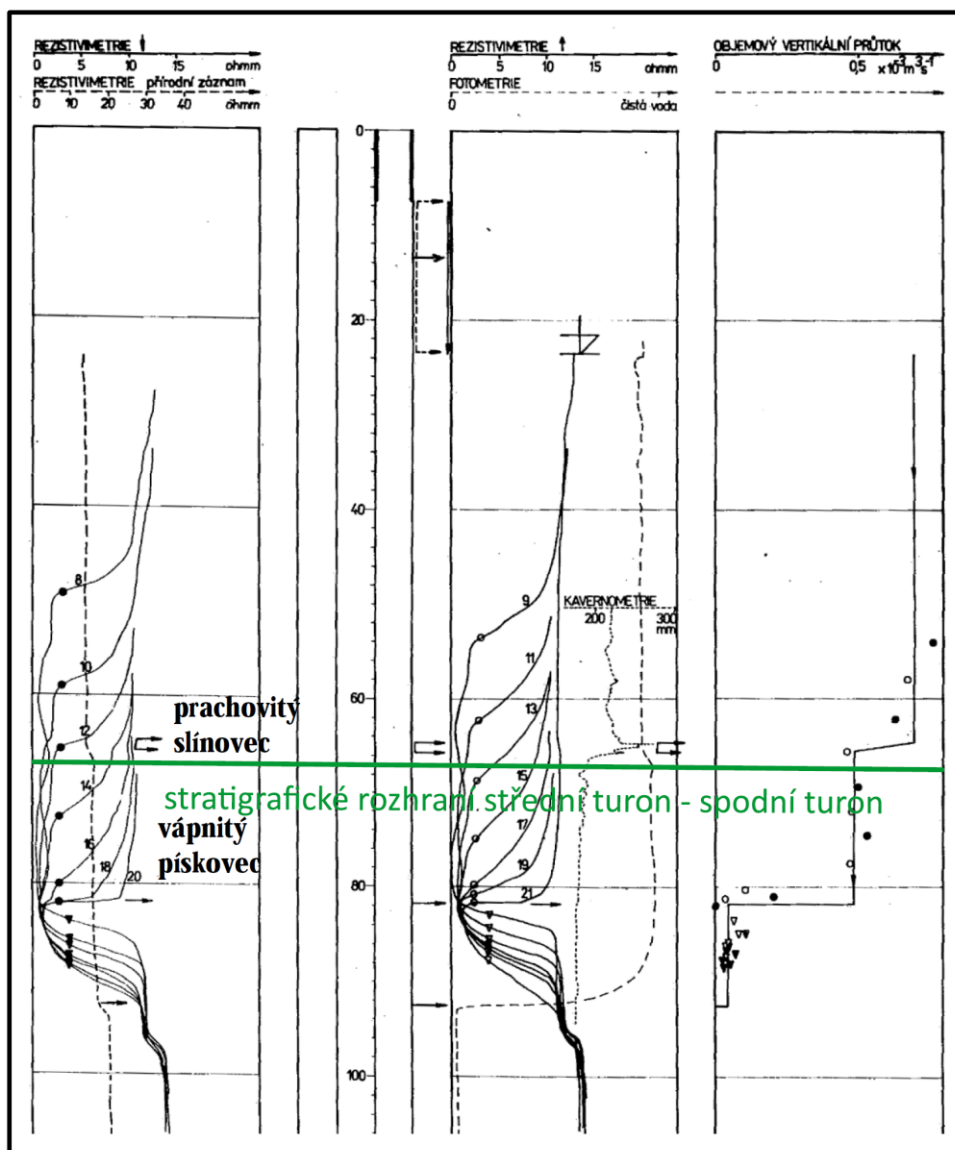
Vrt SN-4 Dobrkov (Procházka 1991)

Vrt SN-4 o hloubce 164 m zastihnul v hloubkovém intervalu 2,7 – 11,4 m převážně pískovce kolektoru Cb, v úseku 16,5 – 26,5 m pískovce kolektoru Ca, v úseku 67,15 – 111,6 m pískovce a prachovce kolektoru B a v úseku 114,8 – 142,9 m pískovce a prachovce kolektoru A (Obr. 4-37).



Obr. 4-37 Karotážní měření na vrtu SN-4 Dobrkov (upraveno dle Procházka 1991).

Karotážní měření byla provedena na nevystrojeném vrtu. Hladina vody ve vrtu byla zakleslá v hloubce 23,55 m pod terémem. Podle fotometrie je voda ve vrtu čirá až do hloubky 92,6 m, kde existuje ostré rozhraní mezi vodou čistou a silně zakalenou (celá spodní část vrtu). Teplota vody je konstantní až do hloubky 81,7 m (9,2 °C), od této hloubkové úrovně stoupá plynule až na 13,0 °C v blízkosti čelby. Měrný odpor vody ve vrtu je konstantní do hloubky 65,8 m ($R_m = 14$ ohmm), kde vzrůstá na hodnotu $R_m = 16$ ohmm, která je neměnná až do hloubky 92,6 m. Zde se opět měrný odpor zvyšuje, na $R_m = 20$ ohmm, jenž zůstává až ke dnu prakticky beze změn. Těmto odporům odpovídá celková ekvivalentní koncentrace NaCl $c = 0,35-0,5$ g/l. Podle zvuku způsobeného vodou dopadající na hladinu jsou přítoky někde v úseku **7,4 m** (pata pažnice) až **23,55 m** (hladina vody ve vrtu). Všechna místa změn fyzikálních vlastností vody zjištěná z přírodních záznamů RM, TM a FM koreluje s propustnými horizonty. Po úpravě vody kuchyňskou solí bylo možno na rezistivimetrických křivkách sledovat vertikální posun odporových rozhraní. Přítok vody do vrtu nad hladinou dosahuje vydatnosti $Q = 0,7$ l/s. Přibližně 30 % z tohoto množství se ztrácí na bázi turonu v hloubkovém intervalu **64,6 - 65,7 m** (viz kaverna na záznamu kavernometrie). Převážná část se však vsakuje do stěny vrtu v hloubce **81,7 m**. Zbývajících 7 % se pak ztrácí v hloubce **92,6 m** (Obr. 4-38).



Obr. 4-38 Hydrokarotážní měření na vrtu SN-4 Dobrkov (Procházka 1991).

Vrt SN-5 Blansko (Procházka 1991)

Vrt SN-5 o hloubce 246,5 m zastihnul v hloubkovém intervalu 14,0 – 84,0 m převážně slínovce Soukupova pásma IX, v úseku 84,0 – 160,4 m pískovce, prachovce a slínovce Soukupova pásma VIII (kolektor Ca s bazálním izolátorem), v úseku 160,4 – 204 m pískovce a prachovce kolektoru B s bazálním izolátorem a v úseku 204 – 238,3 m pískovce a prachovce kolektoru A. Karotážní měření byla provedena na nevystrojeném vrtu. V době měření na vrtu existoval velmi malý přetok nezjištěné vydatnosti. Podle termometrie byla teplota vody při hladině 12,8 °C, směrem k čelbě vrtu pravidelně zvolna stoupala až na 18,6 °C. Vzhledem k existenci vertikálního pohybu vody ve vrtu se jedná o značný teplotní gradient 0,252 °C/10 m (5,8 °C/230 m). Po snížení měrného odporu vody ve vrtu byly registrovány záznamy rezistivimetrie RM 2, 3 a 4 v časových odstupech 15 a 10 minut. Z posunu anomálie odporového rozhraní při známém průměru vrtu bylo možné vypočítat, že vertikální objemový průtok dosahuje hodnoty $Q = 0,1$ l/s. I z dalších záznamů RM 5, 6 a 7 pořizovaných v průběhu čerpání vody z vrtu o vydatnosti $Q = 0,17$ l/s bylo možné vypočítat stejnou vydatnost průtoku $Q = 0,1$ l/s. Přitom došlo ke snížení hladiny na úroveň čerpací hadice v hl. 3,4 m pod terénem. Veškerá voda přitékala do vrtu z hl. **233 m** z kaverny puklinového charakteru.

Tab. 4-1 Výsledky archivních karotážních měření, hydrogeologické a hydraulické charakteristiky kolektorů (kolektor A-modře, kolektor B-červeně, kolektor C – zeleně)

lokality	název vrty	souřadnice X	souřadnice Y	kolektor	strop kolektoru (m pod ter.)	báze kolektoru (m pod ter.)	mocnost kolektoru (m)**	sumární mocnost hlavních přítokových zón dle karotáže (m)	podíl mocnosti přítokových zón vůči mocnosti kolektoru (%)	umístění přítokových zón v rámci kolektoru (báze-B, centrální část-C, strop-S)	vydatnost vrty (l/s)**	přítok do vrty vztahený ke hlavní přítokové zóně (l/s/m)	transmisivita (m/s)**	koeficient hydraulické vodivosti (m/s)**	hladina podzemní vody (m pod ter.)**	výtlčná úroveň hladiny podzemní vody ve vztahu ke stropu kolektoru (m)	poznámka ke karotáži (fialově podbarvené pole označují popisy výrazných kaveren ve vrtném profilu)	citace	
Dolní Libčav	4231_01B	1070687,81	604766,81	B	216,6	279,9	63,3	0,6	0,95	221; 255-255,5 (S,C)	nálevová zk.		8,2·10 ⁻³	1,35·10 ⁻⁴	29,80	186,80		Procházka 2015a	
Dolní Libčav	4231_01C	1070687,81	604766,81	Cb	83,26	132,3	49,04	2,1	4,28	83,3-84,3; 87; 95,5-96,5 (S,C)		1,18	5,2·10 ⁻⁴	2,4·10 ⁻³	33,70	49,56		Procházka 2015a	
Vendolí	4232_03W	1097905,24	603656,76	Cb	66,3	115,5	49,2	8,5	17,28	65,2; 75,6-84,1 (S,C)		2,5	1,61·10 ⁻³	2,9·10 ⁻³	20,45	45,85	tektonicky postížený úsek	Jankovský 2015a	
Vendolí	4232_03W	1097905,24	603656,76	B	214,1	281,7	67,6	4,6	6,80	229,1-233,7 (C)		0,5	3,52·10 ⁻⁵	7,34·10 ⁻⁷	69,20	144,90		Jankovský 2015a Kadlecová et al. 2016b	
Kostelecké Horky	4270_01W	1063247,23	616556,15	B	210,3	288,9	78,6	2,6	3,31	210,1-211,3; 212,1-212,7; 232,1-232,9 (S,C)		0,18	1,7·10 ⁻⁷	2,1·10 ⁻⁹	7,08	203,22	v úseku 210,3-215,2 m je pískovec téměř dekalifikován, v úseku 210,5-212,6 m jsou na akustické karotáži rozevřené pukliny 9-23 cm široké	Urik 2015a	
Janov u Litomyšle	4270_02C	1088482,27	603827,04	Ca	42,9	96,3	53,4	2,7	5,06	41,6-44,0; 75,3; 81; 89 (S,C)		0,06	5,5·10 ⁻⁷	6,3·10 ⁻⁹	8,80	34,10		Pitrák 2015a	
Janov u Litomyšle	4270_02W	1088482,27	603827,04	B	128,6	207,3	78,7	5	6,35	132-134; 147-150 (S,C)		0,5	1,2·10 ⁻³	1,5·10 ⁻⁷	101,55	27,05		Procházka 2015b	
Janov u Litomyšle	4270_02W	1088482,27	603827,04	A	209,7	248,4	38,7	3	7,75	217-220 (C)		-	-	-	92,10	117,60	vykavemovaný úsek v cenomanských pískovcích, hydrodynamické zkoušky neprováděny	Procházka 2015b	
Radhošť	4270_03W	1067668,28	626311,95	B	249	317,1	68,1	5,1	7,49	249,4-250,3; 251,8; 255,6-256,5; 263-263,8; 275,4-276 268,2-270 (S,C)	nálevová zk.		1,4·10 ⁻⁴	2,8·10 ⁻⁶	8,45	240,55	v úseku 249,4-271,7 m jsou přítomny vzdušné kalce chudé pískovce s otevřenými puklinami	Urik 2014a	
Přiluka	4270_04B	1083072,14	621630,81	B	120,95	180	59,05	7,5	12,70	123-127,4; 131,5-132,6; 133-135 (S,C)	nálevová zk.		8,7·10 ⁻⁴	1,5·10 ⁻⁴	56,50	64,45	ve vrty nebyly zjištěny výrazné tektonické poruchy, významnější kaverny ani pukliny	Procházka 2015c	
Přiluka	4270_04W	1083072,14	621630,81	A	185,5	194,3	8,8	2,2	25,00	184,5-185,5; 192-193,2 (S,B)	nálevová zk.		3,5·10 ⁻⁴	3,4·10 ⁻³	29,30	156,20	výrazné kaverny na kontaktu spodního turonu s cenomanem	Urik 2014b	
Přiluka	4270_04C	1083072,14	621630,81	Ca	43,4	85	41,6	1,1	2,64	67,85; 70,0-70,8; 78,2; 79,64 (C)	nálevová zk.		1,1·10 ⁻³	2,9·10 ⁻³	51,10	-7,70		Procházka 2015d	
Poříčí u Litomyšle	4270_05B	1092888,12	620706,83	B	2	34,4	32,4	0,1	0,31	32,7 (B)					30,44	-28,44	velmi slabý přítok	Jankovský 2015c	
Lubná	4270_06W	1092986,21	619952,41	Ca	0	50,8	50,8	1,2	2,36	20,5; 23,5; 26,1; 27,4; 29,0-29,5; 31,1; 33,8; 34,9 (C)							hladina nebylo možné zjistit (technologie vrty s výplachem)	Jankovský 2015b	
Lubná	4270_06B	1092986,21	619952,41	B	85,85	146,1	60,25	2	3,32	84,8 – 85,8; 135,1-136,1 (S,B)	nálevová zk.		1,0·10 ⁻⁴	2,0·10 ⁻⁶	96,02	-10,17		Pitrák 2015b	
Vanice	4270_07W	1075488,36	623142,46	Cb	50,2	99,5	49,3	4	8,11	53-57 (S)							hladina nebylo možné zjistit (technologie vrty s výplachem)	Kořalka 2015a	
Vanice	4270_07W	1075488,36	623142,46	B	211,7	294,2	82,5	19,3	23,39	212,9 – 213,4; 233,9 – 234,4; 238,4 – 256,7 (S,C)					8,50	203,20	nejstřednější propustná poloha u stropu kolektoru v intervalu 212,9 – 213,4 m - 800 l/den (cca 80% přítoku do vrty), zčásti kalce chudé pískovce, výrazná subvertikální puklina	Kořalka 2015a	
Knapovec	4231_02W	1074260,15	599402,88	B	118,45	?	?	2,9	?	vrty ve spodní části kolektoru B zavalen					117,70	0,75	v úseku 119-124,5 m a 127,9-131,4 m je hornina místy výrazně chudá kalce; silné rozpukání v metráži 126-126,3 m a 129,4-132 m	Urik 2015b	
Knapovec	4231_02B	1074260,15	599402,88	B	118,45	148	29,55	1,2	4,06	125,2-125,9; 121,8-122,3 (C)		0,91	5,1·10 ⁻⁴	2,4·10 ⁻³	120,90	-2,45	báze vrty velmi nestabilní, vystrojen pouze do 128 m	Pitrák 2015c	
Hradec nad Svitavou	4232_01B	1106061,75	600993,93	B	102,8	139,2	36,4	8,5	23,35	102,8-104; 107,5-109,2; 110,4-111,3; 116,5-118,2; 123-124; 129-130; 137,5-138,5 (S,C)		4,1	1,37·10 ⁻²	3,91·10 ⁻⁴	45,86	56,94	102,5 – 105,0 m (kaverny do 100 mm) - přítok 9000 l/den; 107,5 – 109,0 m (kaverny do 70 mm) a 122,5 – 125,0 m (největší kaverna 260 mm – poslední silně propustné polohy)	Pitrák 2015d Kořalka 2015b	
Hradec nad Svitavou	4232_01C	1106057,35	600996,63	Ca	25,5	66,7	41,2	2	4,85	30,3-31,3; 34,1-34,8; 43,6; 47,9; 66,5 (C,B)		3,33	1,67	1,97·10 ⁻³	6,17·10 ⁻⁵	23,00	2,50	Voda přítéká v hloubkách 30,3-31,3 a 34,1-34,8 m. Vydatnost těchto přítoků je celková 3000 litrů/den. Niž se ztratové úseky.	Pitrák 2015e
Hradec nad Svitavou	4232_02B	1103248,48	600564,68	B	129,9	168,9	39	5,1	13,08	133,0-134,3; 147-148,8; 155,0-156,2; 158,2-160 (C)		4	0,78	2,33·10 ⁻²	7,38·10 ⁻⁴	45,85	84,05	hlavní přítok v intervalu 133,0 – 134,3 m (8 300 l/den), v intervalu 155,0 – 156,2 m z vápnitých prachovců přítékalo do vrty dalších 3 000 l/den (kaverna)	Pitrák 2015f
Hradec nad Svitavou	4232_02C	1103259,75	600562,57	Ca	50,8	88,5	37,7	2,2	5,84	50,8; 63,3; 83,7-85,6; 88,2 (S,C)		1,36	0,62	1,53·10 ⁻²	3,82·10 ⁻⁴	24,44	26,36	v hloubce 50,8 m přítéká 42 000 litrů/den (kaverna až 300 mm), v hloubce 63,3 m odtéká 40 000 l/den, níže už pouze menší ztráty	Pitrák 2015g
Doubravice	SN_1	1082161,76	626595,47	B	4	47,5	43,5	1	2,30	45,8-46,8 (B)		0,54	0,54	1,6·10 ⁻⁵	5,4·10 ⁻⁷	21,51	-17,51	v hloubce 45,8-46,8 m existuje velká kaverna (více než 350 mm), vydatnost přítoku do vrty je Q= 0,54 l/s	Procházka 1991
Popovec	SN_2	1074368,07	627546,98	B	144,1	191,3	47,2	1	2,12	143-144 (S)		0,1	0,10	5,8·10 ⁻⁴	1,23·10 ⁻⁵	21,66	122,44	Podle záznamů RM 2 a RM 3 se ztrácela voda ve výrazné kaverně pod patou pažnice (strop kolektoru) v hloubce 143 m	Procházka 1991
Dobrkov	SN_4	1076821,65	633522,82	B	67,15	103	35,85	1,3	3,63	64,6-65,7; 81,7; 92,6 (S,C)		2	1,54	2,0·10 ⁻⁴	2,3·10 ⁻⁷	35,96	31,19	kaverny v metráži 64,6 - 65,7 o hloubce až 20 cm, hlavní přítok v metráži 81,7 m	Procházka 1991
Blansko	SN_5	1072060,52	636748,8	A	209,3	238,3	29	0,1	0,34	233 (C)		0,3	3,00	7,8·10 ⁻⁶	4,7·10 ⁻⁷	34,65	174,65	Veškerá voda přítékala do vrty z hl. 233 m z kaverny puklinového charakteru.	Procházka 1991
České Libčav	US-1	1067065	605526	A B C	256 206 58	272 240 100	16 34 42	-	-	-	0,006 0,1 0,8	2,1·10 ⁻⁸ 4,0·10 ⁻⁹ 2,5·10 ⁻⁷	4,0·10 ⁻⁹ 7,5·10 ⁻⁹ 2,5·10 ⁻⁷	28,22 22,68 23,3	227,78 183,32 34,7	metoda RM ani při přírodních podmínkách, ani metodou Pergler 1977a	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977a		
Dlouhá Třebová	US-2a	1079280,1	599945,1	B	70	113,3	43,3	5,7	13,16	70-75,5; 84, 96,5 (S,C)		3,7	0,65	2,0·10 ⁻³	1,0·10 ⁻⁴	23,05	46,95	kaverny v úseku 70 - 77 m, v 95 - 97 m o velikosti 5-10 cm, v hloubce 71 m kaverna o velikosti 25 cm - hlavní přítok v hloubce 221 m u stropu kolektoru hlavní přítok 9 l/s, kaverna o hloubce 25 cm	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977b
Semanín	US-3a	1084297,9	601039,1	B	215,5	270	54,5	0,2	0,37	221 (S)		8	40,00	1,5·10 ⁻³	2,5·10 ⁻⁴	2,87	212,63	v hloubce 221 m u stropu kolektoru hlavní přítok 9 l/s, kaverna o hloubce 25 cm	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977c
Semanín	US-3a	1084297,1	601039,2	Cb	71,6	113	41,4	9,5	22,95	94,5-104 (C)		8	0,84	1,5·10 ⁻³	1,4·10 ⁻³	4,69	66,91	v hloubce 92 - 95 m kaverna hloubky 25 cm, hlavní přítok	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977c
Opatov	US-4a	1088346	597684	B	101,2	145	43,8	14	31,96	104-118 (S)		8,1	0,58	1,3·10 ⁻²	3,4·10 ⁻⁴	28,29	72,91	bez výraznějších kaveren	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977d
Rozsocha	US-5a	1067169	608651	B	91,9	129,5	37,6	0,1	0,27	97 (C)		1,25	12,50	6,5·10 ⁻⁶	1,0·10 ⁻⁸	117,86	-25,96	bez výraznějších kaveren	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977e
Černovír	US-6a	1071917	602475	B	96,6	139,7	43,1	17	39,44	99-100; 102-105; 120-133 (S,C,B)		9,5	0,56	4,0·10 ⁻²	9,1·10 ⁻⁴	2,32 nad terén	98,92	celkový přítok z kolektoru B ve výš 16,5 l/s, pouze menší kaverny do 5 cm v celém úseku přítoků, nejsilnější přítok z polohy 99-100 m	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977f
Lhotka	US-7a	1078756	601770	B	139,6	195,2	55,6	6	10,79	140-141; 143-144; 150-154 (S,C)		9,7	1,62	5,6·10 ⁻³	1,2·10 ⁻⁴	0,61 nad terén	140,51	menší kaverna v 153 m (do 10 cm), zbytek stvolu bez výraznějších kaveren	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977g
Přivrat	US-8a	1079389	604516	B	1	50	49	-	-	-	0,2	8,3·10 ⁻⁷	2,4·10 ⁻⁹	30,14	-29,14	bez výraznějších kaveren	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977h		
Rybník	US-9	1084157,8	598902,3	B	82,2	144,5	62,3	0,1	0,16	82 (S)		0,75	7,50	7,4·10 ⁻⁶	1,6·10 ⁻⁷	4,21	77,99	v hloubce 82 m velká kaverna hloubky 20 cm (hlavní přítok), menší kaverna o hloubce 10 cm ve 104 m	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977i
Helvíkov	US-11a	1087647,8	595828,7	B	27,8	70,6	42,8	11	25,70	41,5-49; 49-52,5 (C)		0,1	0,01	1,4·10 ⁻⁶	4,6·10 ⁻⁹	41,86	-14,06	kaverny v úseku 30 - 39 m o velikosti až 22 cm (nad hladinou podzemní vody)	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977j
Dlouhá Třebová	US-12b	1076006	602742	B	138,1	180,9	42,8	5	11,68	133-135; 135-137; 140 (S)		47,1	9,42	2,0·10 ⁻²	6,7·10 ⁻⁴	46,7 nad terén	184,80	vydatnost přítoku 39 l/s, z kaverny v hloubce 132,5-134 m přítok 22 l/s	Herrmann et al. 1979 Pergler 1977k
Ústí nad Orlicí	Perla 06	107424	603750	Cb	17,2	35,5	18,3	1,7	9,29	28,8-29,1; 29,5-29,75; 29,9-30,35; 30,6-31,0; 31,6-31,9 (C)		42	24,71	-	-	přítok	neměřeno	kaverny v úseku 30,6 - 31,9 m mají hloubku až 50 cm, hlavní přítok	Šeda 2023
Choceň	MH-1	1 068 930	616 121	B	227	250	23	1,2	5,22	245,4-246,6 (C)		8,7	7,25	4,6·10 ⁻⁴	2,0·10 ⁻⁹	19 m nad terén	246,00	přítok vázan na puklinovou zónu při bázi vrty, viz fotodokumentace	Šeda 2022
Choceň	Lo-5, Lo-5/3	1068890,01	615268,5	B	117,9	161	43,1	6	13,92	115-118, 141-144 (S,C)	133,34	22,22	1,2·10 ⁻²	2,9·10 ⁻⁸	23 m nad terén	140,90	kaverny v úseku 118,8-126 m, přítok při vrtní nastal v hloubce 117 m (60 l/s) a do hloubky 140 m narostl na 150 l/s	Žižka et al. 1979, 1984	
Hrušová	Lo-9/1	1077771,65	618409,75	B	161	223	62	12,1	19,52	162,5; 177-183; 203-209 (S,C)	4	0,33	2,3·10 ⁻⁶	3,7·10 ⁻³	85 m nad terén	247,00	kaverna ve 161 m o hloubce přes 10 cm	Žižka et al. 1979	
Hrušová	Lo-9/2	1077760,8	6184																

5 METODIKA PRACÍ

5.1 Zdroje vrtných jader

Jedním z hlavních zdrojů vzorkovaného materiálu pro účely této disertační práce byla horninová jádra z vrtů projektu Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová et al. 2016a-d). Předmětem studia v disertační práci byly zejména rajony 4270 Vysokomýtská synklinála, 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy a okrajová JV část rajonu 4310 Chrudimská křída.

V rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod (období realizace 2010 – 2016) byly na základě archivních prací, nových průzkumných geologických a hydrogeologických vrtů, testovacích a monitorovacích prací a na základě nově zpracovaných hydraulických a hydrologických modelů verifikovány geologické a hydrogeologické poměry vybraných hydrogeologických rajonů a nově stanoveny přírodní zdroje podzemních vod. V rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod bylo navrženo celkem 138 průzkumných hydrogeologických vrtů a dále 92 geologických jádrových vrtů. Celkem bylo v rámci projektu Rebilance získáno 9 940 bm vrtných jader, která jsou nyní uložena v archivu hmotné dokumentace a poskytují jedinečný a ucelený materiál popisující litologii a stratigrafii rozsáhlých území České republiky, lépe definující kolektorské a izolátorské vrstvy v rámci jednotlivých studovaných rajonů a umožňující četná vědecká bádání do budoucna.

Geologické jádrové vrty z rajonů 4270 Vysokomýtská synklinála, 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy a 4310 Chrudimská křída se staly hlavním zdrojem pro získání reprezentativních vzorků hornin pro disertační práci.

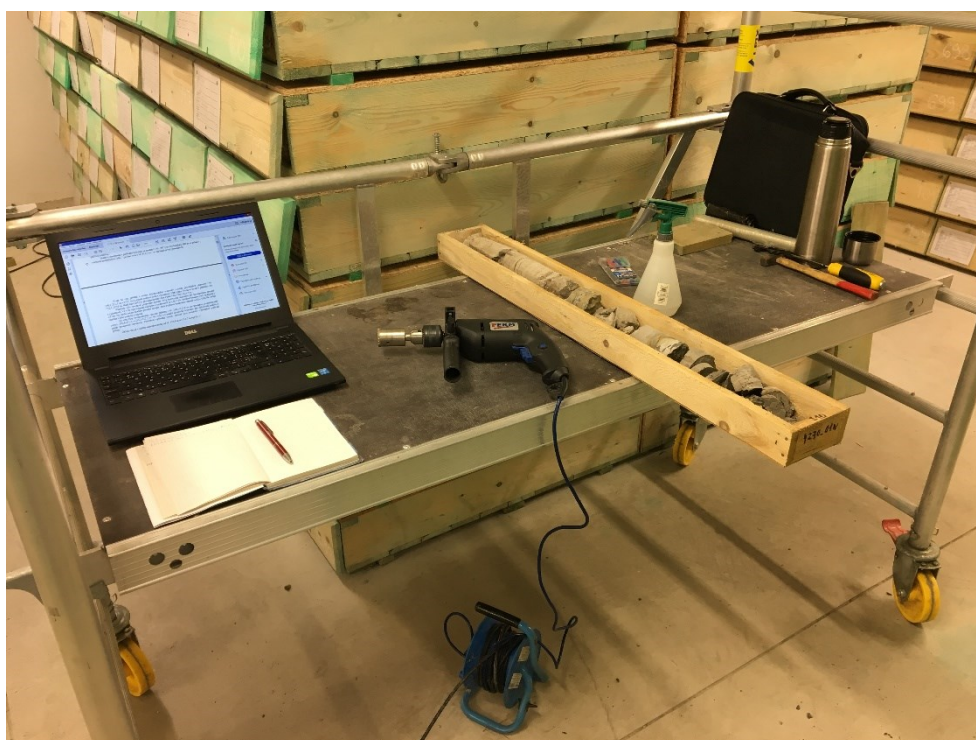
Další významný regionální průzkum, který poskytl cennou hmotnou dokumentaci pro disertační práci, byl regionální hydrogeologický průzkum v povodí Novohradky (Smutek 1988). Průzkum probíhal v letech 1987 – 1991 na rozhraní dnešních rajonů 4270 a 4310 v povodí řeky Novohradky, na ploše cca 180 km². V rámci průzkumu Novohradky bylo vyhloubeno celkem 11 hydrogeologických vrtů o celkové metráži 1373 m.

5.2 Metodika odběru vzorků

Vzorky hornin byly odebírány z geologických jádrových vrtů a z povrchových výchozů svrchnokřídových hornin.

Z vrtných jader bylo odebráno celkem 152 ks vzorků hornin, z toho z vrtů provedených v rámci akce Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová et al. 2016a-d - vrty řady „W“) bylo odebráno celkem 117 ks vzorků, většinou z dané polohy vždy v páru – 1 vzorek z úseku porušené zóny (dále označení P) a 1 vzorek z úseku masivní horniny bez výraznějšího tektonického porušení (dále označení M). Vzájemná vzdálenost lokalit obou vzorků ve dvojici nepřesahuje 1,5 m. K dispozici byla vždy kompletní jádra vrtů od terénu až po počvu vrtu. Pro selekci vhodných úseků vrtů pro odběr

vzorků byla využita zejména data z karotážních záznamů vrtů, které jsou detailně prezentována v kapitole 4.6. Vzorky byly přednostně odebírány zejména z oblastí porušených zón a jejich blízkého okolí. Dále bylo odebráno 35 ks vzorků z jader z vrtů z akce Novohradky (Smutek et al. 1988), tyto vzorky byly k dispozici pouze v menších kusech, bez možnosti odběru párových vzorků. Vzorky ze všech vrtů byly odebírány ve skladu hmotné dokumentace České geologické služby v Lužné u Rakovníka. Vzorky z povrchových výchozů byly odebírány také vždy v páru – 1 vzorek z úseku porušené zóny (P) a 1 vzorek z úseku masivní horniny bez výraznějšího tektonického porušení (M). Pro účely komplexnějšího hodnocení byly do práce zahrnuty také výsledky kalcimetrických analýz a loužení vzorků z prací Baláka (2015) a Vojtíška (2016) v počtu 46 ks vzorků, resp. 34 ks vzorků.



Obr. 5-1 Odběr vzorků z vrtných jader ve skladu hmotné dokumentace v Lužné u Rakovníka

K odběrům byla využívána akumulátorová vrtačka De Walt nebo elektrická vrtačka Bosch, s dutými válcovými diamantovými vrtáky o průměru 35 mm a hloubce válce 40 mm (Obr. 5-1). Při vrtání byl vrtný nástroj chlazen vodou ze stříčky tak, aby nedošlo ke spálení vrtné korunky. Vzorky byly vždy zabaleny do celofánové folie a následně ukládány do popsanych PE sáčků.

5.3 Metodika zpracování vzorků

Jednotlivé vzorky (malá jádra) byly v laboratoři rozřezány kolmo na jejich osu na 3 válcové kusy o výšce 1-2 cm. První kus byl použit na laboratorní kalcimetrické analýzy, které byly prováděny na České geologické službě v laboratořích na Barrandově. Princip kalcimetrie spočívá v rozdrčení vzorku a rozemletí na frakci <math><63 \mu\text{m}</math> a jeho následné homogenizaci. Poté je obsah CO_2 změřen coulometricky. Obsahy CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3 a MnO jsou určeny za využití plamenové atomové absorpční spektrometrie (FAAS). Obsah kalcitu byl následně spočítán jako molární součet CaO a proporcionální části CO_2 .

Druhá část vzorku byla použita pro saturaci ve vodě a následně na loužení v 10% HCl a za účelem měření obsahu rozpustné složky a změny porozity. Tyto experimenty prováděli v minulosti Balák (2015), Vojtišek (2018) a Kůrková (2023), za využití metodiky popsané níže (převzato z Balák 2015). Níže prezentovaná tabulka uvádí hlavní měřené veličiny a jejich zkratky použité v dalším textu.

Tab. 5-1 Seznam použitých parametrů (upraveno dle Baláka 2015)

označení	význam	jednotka/rozměr
m_{1n}	hmotnost suchého vzorku před loužením	g
m_{1s}	hmotnost nasyceného vzorku před loužením	g
m_{2n}	hmotnost suchého vzorku po loužení	g
m_{2s}	hmotnost nasyceného vzorku po loužení	g
m_0	Hmotnost nesoudržné složky	g
ρ	zdánlivá objemová hmotnost	g/cm ³
V	zdánlivý objem vzorku	cm ³
n_1	přibližná porozita před loužením	% (obj.)
n_2	přibližná porozita po loužení	% (obj.)
Δn	rozdíl porozity n_1-n_2	% (obj.)
RS	podíl rozpustných složek	% (hm.)
Y	míra rozpadu	% (hm.)

Nejprve byl vzorek určený pro loužící experimenty důkladně očištěn kartáčkem od jemného prachu a popsán lihovou fixou pro snadnější pozdější identifikaci. Před vlastním rozpouštěním v HCl byla jádra vysušena v sušičce po dobu 1 dne a následně zvážena, čímž byla získána hmotnost m_{1n} . K vážení byla používána kapesní mikrováha YA Series (YA 102) s rozsahem 0 – 100 g a přesností měření 0,01 g. Poté byla provedena saturace vzorků v destilované vodě po dobu 7 dnů. V dalším kroku byla využita metoda založená na Archimédově zákonu - metoda trojího vážení pro získání parametrů V_1 , m_{1s} , ρ_1 a n_1 . Při trojím vážení se vzorky nacházejí v nedokonale saturovaném stavu, vlivem možné přítomnosti vzduchových kaps v mikropórech horniny, získané parametry je třeba považovat za přibližné. Trojí vážení obsahuje tyto kroky (Balák 2015): změření hmotnosti nádoby s vodou (α_1), hmotnosti nádoby s vodou a plně ponořeným předmětem, ne však položeným na dno (α_2) a hmotnosti nádoby s vodou s položeným vzorkem (α_3). K uchopení vzorku byl používán pevný drátěný nástroj, proto je potřeba vždy odečíst hmotnost jím vytlačené kapaliny při měření $\alpha_2 - (\beta_1)$ a při měření $\alpha_3 - (\beta_2)$ a jeho vlastní hmotnost (β_3) při dalších výpočtech.

Parametr m_{1s} byl vypočten rovnicí: $m_{1s} = \alpha_3 - \alpha_1 - \beta_3$

Parametr ρ_1 byl vypočten rovnicí: $\rho_1 = (\alpha_3 - \alpha_1 - \beta_2) / (\alpha_2 - \alpha_1 - \beta_1)$

Parametr V_1 byl vypočten rovnicí: $V_1 = m_{1s} / \rho$

Parametr n_1 byl vypočten rovnicí: $n_1 = (m_{1s} - m_{1n}) / V$

Po saturaci vodou a provedení trojího vážení vzorku před loužením bylo přistoupeno k loužení v HCl. Kyselina chlorovodíková je vhodná k rozpouštění kalcitu, protože její produkty reakce s kalcitem jsou rozpustné a HCl nereaguje s křemenem ani s většinou ostatních běžných silikátů (Ray

et al. 1957). Před loužením byla jádra zachována celistvá, bez jakékoli mechanické úpravy. Vzorky byly louženy separátně ve skleněných vzorkovnicích po dobu 4 týdnů, a to až do doby ukončení reakce. V průběhu loužení byla pravidelně 1x týdně kontrolována dostatečná reaktivita roztoku HCl (kontrola reakce pomocí kapátka, kde byl používán roztok nakapán na čistý karbonát). V případě ztráty reaktivity byl roztok ve skleničce opatrně odlit nebo u křehkých vzorků odsát stříčkou a poté nahrazen roztokem čerstvým.



Obr. 5-2 Loužení vzorků v HCl (silně reaktivní vzorky)

Loužení bylo ukončeno ověřením, že ze žádného vzorku již nedochází k úniku bublinek CO_2 jako produktu chemické reakce (Obr. 5-2). Vzorky byly několikrát promyty destilovanou vodou. V případech, kdy po loužení zbyla větší pevná část, byla oddělena od opadu, opláchnuta destilovanou vodou pro odplavení jemných částic do Petriho misek a následně sušena a vážena pro získání hodnoty m_{2n} . Nesoudržný sediment (Obr. 5-3), který představuje opad ze vzorku při loužení (jemný prach, ale v některých případech i větší zrna stabilních minerálů) byl na Petriho misce zbaven vody odpařením a zvážen (hodnota m_0). Ze získaných hodnot byl vypočten parametr „míra rozpadu - Y“, který je definován rovnicí:

$$Y = m_{2n} / (m_{2n} + m_0)$$



Obr. 5-3 Nesoudržná část vzorků (opad) po loužení v HCl

Po vyloužení vzorků v HCl byl proveden stejný postup, jako u vzorků před zahájením loužení, tedy zvážení za suchého stavu, trojí vážení v saturovaném stavu a výpočty dle předchozího schématu. Výpočty byly získány parametry V_2 , m_{2s} , ρ_2 a n_2 . Trojí vážení bylo možné použít u všech vzorků, u kterých došlo k zachování původní tvaru aspoň v přibližné podobě. V případech úplného rozpadu vzorku byl získán pouze parametr m_{2n} .

Důležitým ukazatelem pro hodnocení vzorků je podíl rozpustné složky RS, který byl stanoven na základě rovnice:

$$RS = [(m_{1n} - m_{2n}) / m_{1n}] \cdot 100 [\%]$$

V průběhu všech stavů zpracování vzorků byla prováděna jejich fotodokumentace, tj. před loužením, během loužení a po loužení. Fotodokumentace původního stavu a stavu po loužení je součástí přílohy P1.

Třetí část jader byla u vybraných vzorků byla využita na skenovací elektronovou mikroskopii (SEM) a mikrosundu. Nábrusy vybraných vzorků nasnímala J. Schweigstilová na mikrosondě Quanta 450 na ÚSMH AV ČR, v. v. i. v režimu vysokého vakua, pracovní vzdálenosti 10 mm, při napětí 20kV a zvětšení 150x. Struktura horniny byla snímána pomocí zpětně odražených elektronů (BSE), pomocí SDD (silicon drift detector), nástavce k PMD (photomultiplier detector) byl zobrazen obsah Ca a Si a případně Al. Nábrusy byly předem pozlaceny, aby se předešlo nabíjení vzorku.

Povrch některých jader po vyloužení byl nasnímán na elektronovém mikroskopu JEOL JSM-6380LV na Ústavu geologie a paleontologie na PŘF UK po pokovení vzorků zlatem.

Analyzovaná jádra byla litologicky zatříděna na základě obsahu kalcitu či rozpustné složky a na základě zrnitostního složení. Jako kalibrační vzorky byly využity vzorky se zpracovanou SEM. Na

základě přesného zrnitostního zatřídění těchto vzorků dle měření velikosti klastů na snímcích Si byly tyto vzorky použity jako standardy pro zrnitostní zatřídění ostatních vzorků podle makroskopického vzhledu.

6 VÝSLEDKY

6.1 Detailní rozbory vzorků a jejich pozice v rámci křídových kolektorů

6.1.1 Rozbory vzorků z vrtů

6.1.1.1 Vrt 4231_01W Dolní Libchavy

Vrt 4231_01W se nachází v distální části české křídové pánve. Z geologického vrtu 4231_01W v Dolních Libchavách bylo z vrtných jader odebráno pro detailnější analýzu celkem 10 ks vzorků (Tab. 6-1, obr. 6-1). V hloubce 86,1 a 86,7 m ze stropní části kolektoru Cb byly odebrány 2 vzorky jemně písčitých vápenců. Vzorek z hloubky 86,1 byl odebrán z porušené zóny, vzorek z hloubky 86,7 m z masivní horniny. Obsah kalcitu se u obou vzorků pohybuje okolo 57 %, původní porozita mezi 2,43 – 3,03 %. Při loužení byla u vzorku z porušené zóny změna porozity vyšší (66 %), než u vzorku z masivní horniny (58 %). Míra rozpadu u vzorku z porušené zóny činí 7,5 %, zatímco u vzorku z masivní horniny pouze 1 %. U vzorku z porušené zóny z hloubky 86,1 m byla provedena analýza pomocí SEM a elektronového mikroskopu. (Obr. 6-2 a 6-3).

Tab. 6-1 Výsledky analytických prací z vrtu 4231_01W (karotážní data: Procházka 2015a)

vrt 4231_01W Dolní Libchavy
souřadnice X: 1070687,81
Y: 604766,81

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)***
86,1m	Cb	S	vp	P	57,4	2,4	68,3	65,9	7,5	ANO	ANO 600 l/den
86,7 m	Cb	S	vp	M	57,1	3,0	61,0	58,0	1,0	-	-
95,6 m	Cb	C	vp	P	72,8	3,9	68,1	64,2	32,2	-	ANO 300 l/den
96,6 m	Cb	C	pj	M	15,1	12,4	24,3	11,9	0,1	-	ANO 300 l/den
143,4m	Ca	B	pr	P	45,2	3,7	54,0	50,3	0,4	-	-
143,8m	Ca	B	pr	M	26,7	4,9	32,0	27,1	0,0	-	-
227,4m	B	C	sl	P	36,0	4,1	38,7	34,5	0,1	-	-
228,5m	B	C	sl	M	34,2	3,4	35,6	32,2	0,1	-	-
238,3 m	B	C	pj	P	48,2	6,9	27,3	20,4	1,3	-	-
239,8 m	B	C	pj	M	36,9	5,1	21,7	16,6	1,2	-	-

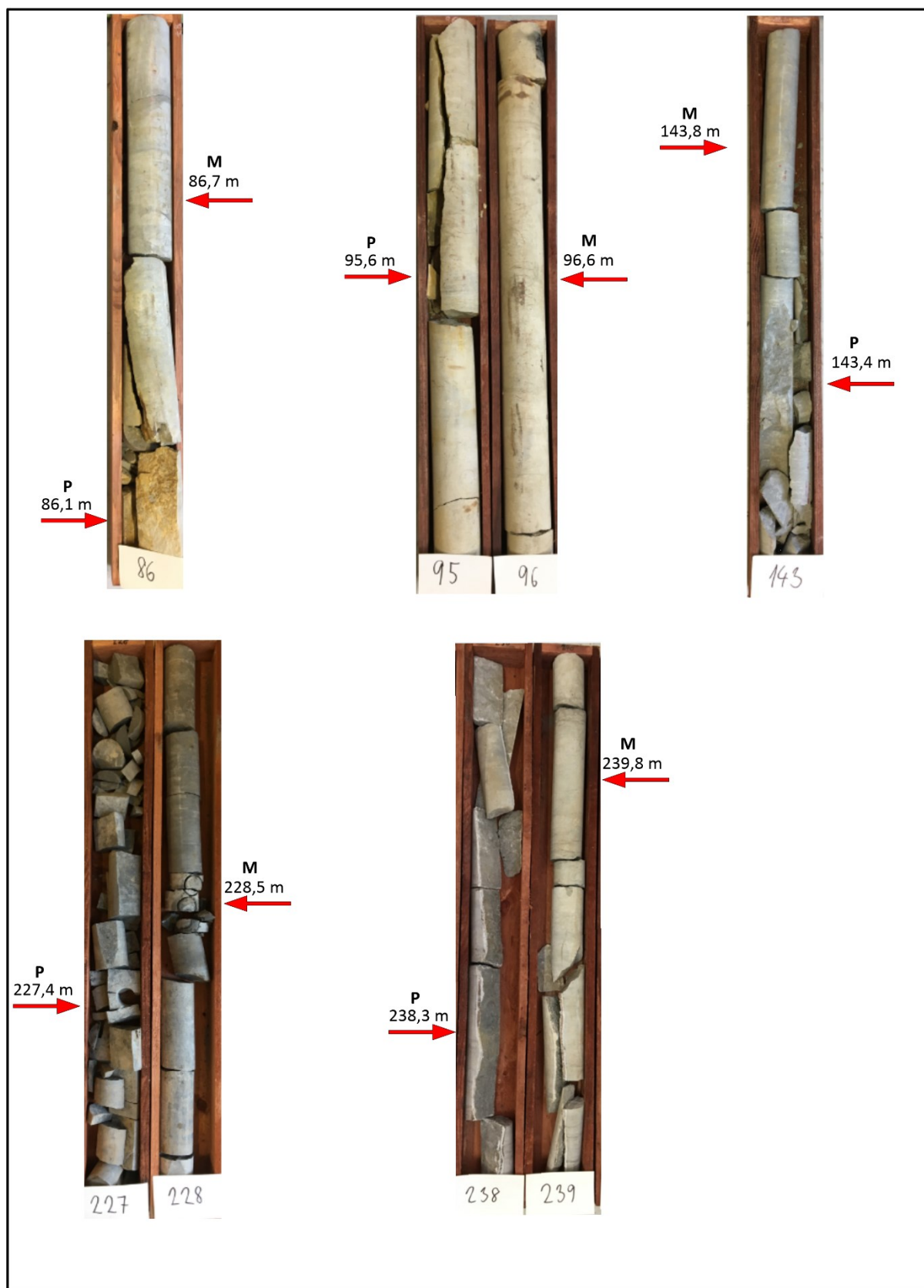
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebyla provedena kalcimetrie, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

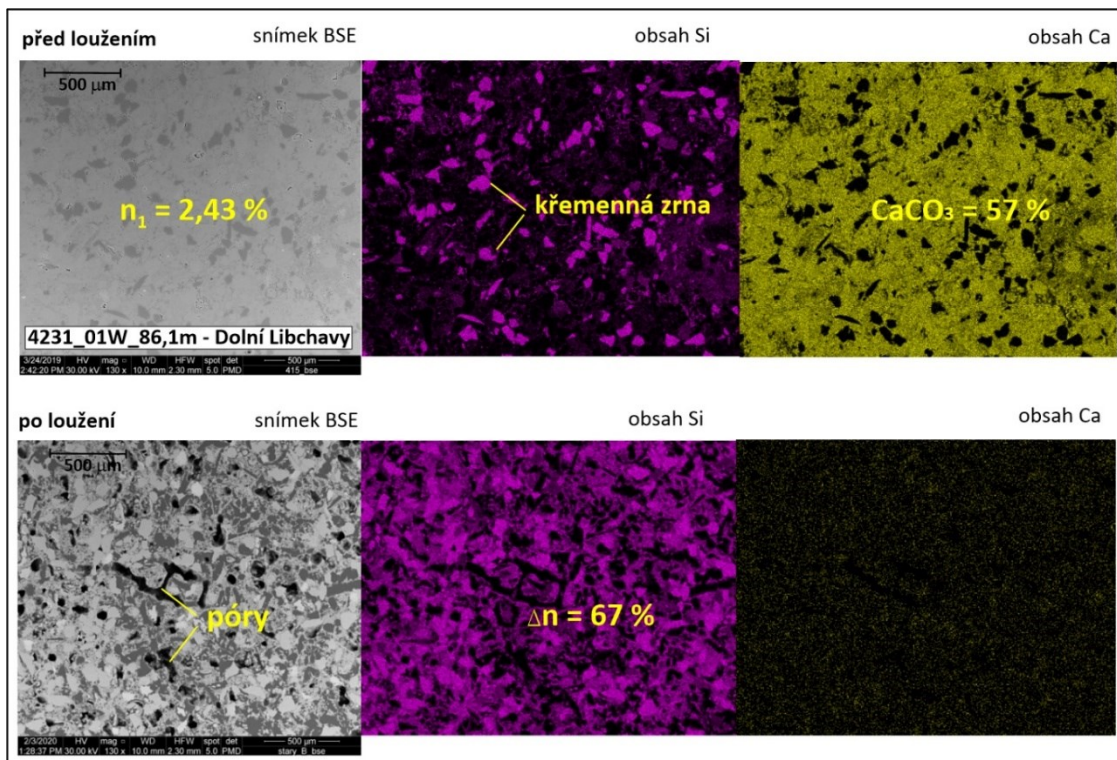
*** využita data z karotáže sousedního vrtu 4231_01C

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrný; pj - pískovec jemnozrný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - písčité vápence

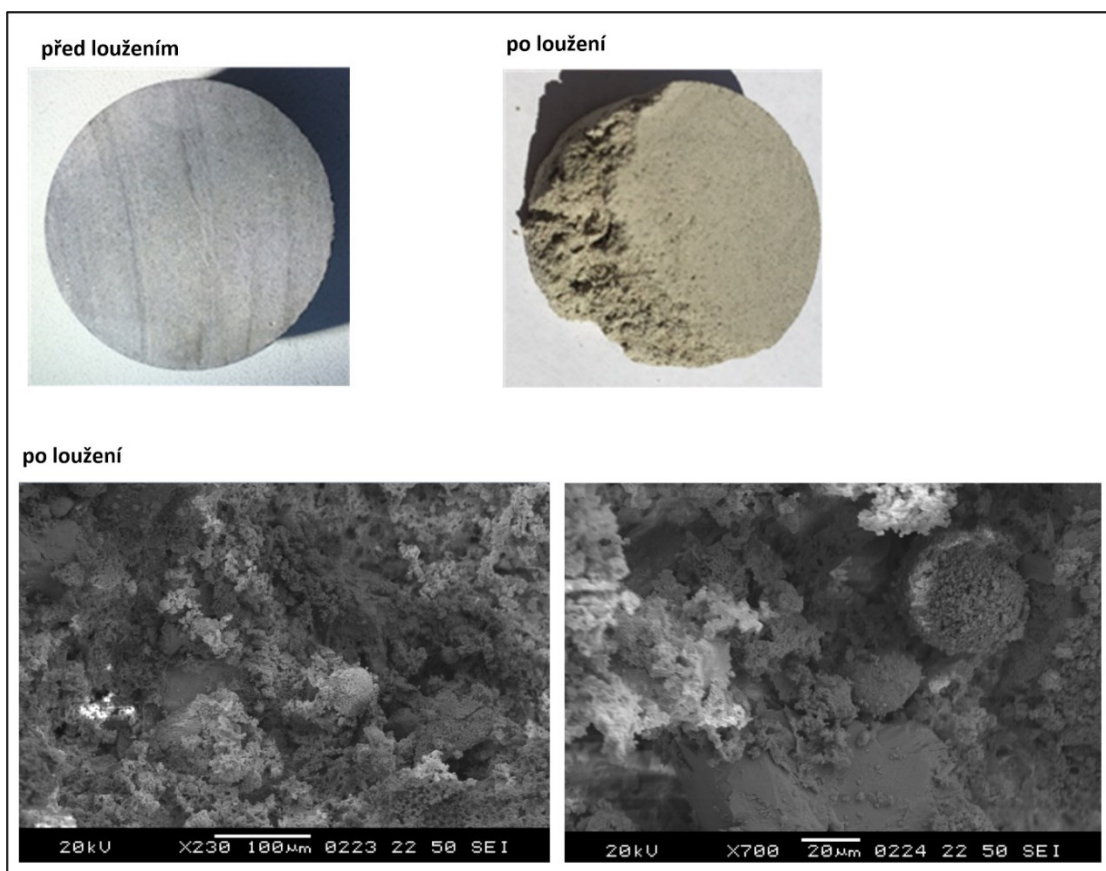
4231_01W DOLNÍ LIBCHAVY



Obr. 6-1 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4231_01W



Obr. 6-2 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4231_01W - jemně písčité vápenec - hloubka odběru 86,1 m - před loužením a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou



Obr. 6-3 Vzorek: vrt 4231_01W - hloubka odběru 86,1 m. Nahoře foto vzorku před a po loužení. Dole snímky vyloučeného vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrné keříčkovité struktury křemičitého tmelu.

Ze snímků na obr. 6-2 je zřejmé, že kalcit tvoří majoritní složku horniny (vápnitý tmel) a je spojitě rozptýlen mezi zrny křemene. Křemenná zrna jsou poměrně pravidelně rozmístěna v hornině a dosahují velikosti až 200 μm . Snímky po loužení zachycují kompletní rozpuštění vápnité složky a současně vyniknutí textury křemičité složky v hornině, která zde vytváří spojitou kostru horniny s houbovitou silně porézní strukturou. Jedná se o impregnovaný křemičitý tmel, který vytváří na zrnech křemene či jiných stabilních minerálů povlaky keříčkovitých tvarů a představuje spojovací prvek o relativně vysoké soudržnosti, i po výrazné ztrátě vápnité složky horniny (Obr. 6-3). Jednotlivá zrna křemene či živců jsou křemičitým tmelem navzájem pospojována, přestože zde nejsou spolu v přímém kontaktu.

Ve vrtu 4231_01C (hydrogeologické dvojče vrtu 4231_01W) byl hydrokarotážními metodami potvrzen přítok v hloubkách okolo 87 m (600 l/den) a 83,3 - 84,3 m - tedy při stropu kolektoru C (pod patou vápnitého jílovce) – viz Obr. 4-17. Podobnou poruchu zjištěnou v hloubce okolo 87 m je pravděpodobně možné identifikovat na sousedním vrtu 4231_01W (zachycena na obrázku 6-1). Jedná se o rozevřenou diskontinuitu subvertikálního i subhorizontálního charakteru s povlaky limonitu indikujícími intenzivní pohyb podzemní vody. Akustická karotáž zde nebyla prováděna, proto nelze přesněji specifikovat směr, sklon a šířku rozevření poruchy.

V hloubce 95,6 m a 96,6 m z centrální části kolektoru Cb byly odebrány další 2 vzorky horniny. Vzorek z hloubky 95,6 m (jemně písčité vápenec) byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 96,6 m (jemnozrný pískovec) z masivní horniny (M) (Obr. 6-1). Obsah kalcitu se u vzorku z 95,6 m (P) pohybuje okolo 73 %, původní porozita činí 4 %. Obsah kalcitu se u vzorku z 96,6 m (M) pohybuje okolo 15 %, původní porozita činí 12 %, jedná se o kalcitem chudý pískovec. Při loužení byla u vzorku z porušené zóny změna porozity výrazně vyšší (64 %), než u vzorku z masivní horniny (12 %). Míra rozpadu u vzorku z porušené zóny činí 32 %, zatímco u vzorku z masivní horniny pouze 0,1 %.

Jak vyplývá z kalcimetrických analýz u obou párů vzorků z horní části kolektoru Cb, je zde dokumentováno intenzivní střídání poloh kalcitem bohatých a chudých. To ukazuje na rychlé změny v sedimentaci a také vliv diagenese při které vznikala konkrecionální kalcifikace. V metrži 86,7 je na vrtném jádru makroskopicky dobře patrná konkrecionální kalcifikace decimetrových rozměrů (Čech 2015i). Podél puklin je dokumentován vyšší obsah kalcitu, který zde pravděpodobně tvoří převážně tmel a může docházet k jeho intenzivnímu rozpouštění a vzniku vodivých zón. V úseku 95,5 – 96,0 m se nachází subvertikální puklina (Obr. 6-1), která představuje hlavní přítokovou zónu do kolektoru Cb, hydrokarotážními metodami byl potvrzen hlavní přítok v hloubce 95,5-96,5 m v celkovém úhrnu 600 l/den – viz Obr. 4-17.

V hloubce 143,4 m a 143,8 m z bazální části kolektoru Ca byly odebrány 2 vzorky prachovců. Vzorek z hloubky 143,4 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 143,8 m z masivní horniny (M) (Obr. 6.1). Obsah kalcitu se u vzorku ze 143,4 m (P) pohybuje okolo 45 %, původní porozita činí 4 %. Obsah kalcitu se u vzorku z 143,8 m (M) pohybuje okolo 27 %, původní porozita činí 5 %. Při loužení byla u vzorku z porušené zóny změna porozity výrazně vyšší (50 %), než u vzorku z masivní horniny (27 %). Důvodem je zřejmě více narušená struktura vzorku. Tomu také nasvědčuje vyšší míra rozpadu, která u vzorku z porušené zóny činí 0,38 %, zatímco u vzorku z masivní horniny pouze 0,05 %. V bazální části kolektoru Ca nebyl hydrokarotážními metodami zjištěn výraznější přítok do vrtu.

V hloubkách 227,4 m a 228,5 m z centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky vápničitých prachovitých slínovců. Vzorek z hloubky 227,4 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 228,5 m z masivní horniny (M) (Obr. 6.1). Jedná se o velmi podobné vzorky, obsah rozpustné složky se u obou vzorků pohybuje mezi 34 – 39 %, původní porozita činí 3 - 4 %. Také změna porozity při loužení je téměř shodná a pohybuje se mezi 32 – 35 %, míra rozpadu vzorků se pohybuje okolo 0,05 %. Pukliny jsou převážně subvertikální, v centrální části kolektoru B nebyl hydrokarotážními metodami zjištěn výraznější přítok do vrtu.



Obr. 6-4 Vzorek vrtného jádra z vrtu 4231_01W z hloubky 238,2 m + detail na dolní části obrázku. Otevřená subvertikální puklina je sekundárně zcela vyhojena krystalickým kalcitem se zřetelnými vyvinutými krystaly ve směru do pukliny; ve vnitřní části kalcitové výplně mladší sekundární limonitová impregnace s volně plovoucími úlomky krystalického kalcitu (brekcie)

V hloubce 238,3 m a 239,8 m z centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorek z hloubky 238,3 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 239,8 m z masivní horniny (M) (Obr. 6.1). Obsah kalcitu se u vzorku ze 238,3 m (P) pohybuje okolo 48 %, původní porozita činí 7 %. Obsah kalcitu se u vzorku z 239,8 m (M) pohybuje okolo 37 %, původní porozita činí 5 %. Při loužení byla u vzorku z porušené zóny změna porozity jen mírně vyšší (20 %), než u vzorku z masivní horniny (17 %). Míra rozpadu vzorků je srovnatelná a pohybuje se mezi 1,2 – 1,3 %. Puklina v metrů 237 – 238 m o šířce 3 – 5 mm je zcela vyhojena krystalickým kalcitem (Obr. 6-4), proto zde nelze očekávat výraznější přítok do vrtu. V centrální části kolektoru B nebyl hydrokarotážními metodami zjištěn výraznější přítok do vrtu, ve vrtu 4231_01B se přítoky projeví v hloubkách 221 m a 255-255,5 m.

6.1.1.2 Vrt 4232_3W Vendolí

Vrt 4232_3W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z geologického vrtu 4232_3W Vendolí bylo z vrtných jader odebráno pro detailnější analýzu celkem 10 ks vzorků (Tab. 6-2, obr. 6-5). V hloubce 66,4 m a 66,9 m ze stropní části kolektoru Cb byly odebrány 2 vzorky střednězrnných pískovců. Vzorek z hloubky 66,4 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 66,9 m z masivní horniny (M). Obsah rozpustné složky u vzorku z porušené zóny byl o 8 % vyšší ($\text{CaCO}_3 = 49\%$), než obsah rozpustné složky u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 41\%$). Původní porozita byla u obou vzorků podobná (5,5 – 7 %), změna porozity při loužení u vzorku „P“ (43 %) byla vyšší, než změna porozity u vzorku „M“ (34 %). Zásadní rozdíl je zde však v míře rozpadu. Vzorek z porušeného úseku má míru rozpadu 54 %, zatímco vzorek z masivu 6 %. Důvodem je vysoký obsah vápnité složky, ale také pozice v porušené zóně s vyšší náchylností k rozpadu hornin.

Tab. 6-2 Výsledky analytických prací z vrtu 4232_3W (karotážní data: Jankovský 2015a)

vrt 4232_3W Vendolí
souřadnice X: 1097905,24
Y: 603656,76

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litolické zařazení (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO_3 (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg)***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáž (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
66,4m	Cb	S	ps	P	49,5	5,5	48,2	42,7	54,0	-	230	27	79	65,22	ANO 100 000 l/den
66,9m	Cb	S	ps	M	40,5	7,0	41,0	34,0	6,2	-	-	-	-	-	-
75,1m	Cb	C	vp	M	65,3	15,1	51,4	36,3	18,8	-	-	-	-	-	-
75,9m	Cb	C	ps	P	43,5	7,3	69,1	61,8	71,0	ANO	-	-	-	-	-
83,5 m	Cb	C	pj	P	34,5	14,8	40,7	25,9	1,5	-	19	6	32	83,86	ANO 270 000 l/den
84,8 m	Cb	C	vp	M	79,0	2,5	-	-	100	-	-	-	-	-	-
142,9m	Ca	C	pj	M	24,2	10,6	33,7	23,1	0,2	-	-	-	-	-	-
143,5m	Ca	C	pj	P	30,3	9,0	38,9	29,9	0,2	-	225	79	0	143,22	-
233,6 m	B	C	pj	P	17,3	29,3	35,4	6,2	0,2	-	32***	9***	38***	233,56	ANO 5 000 l/den
234,6 m	B	C	pj	M	32,7	19,3	37,8	18,6	2,1	-	256	1	0	234,8	-

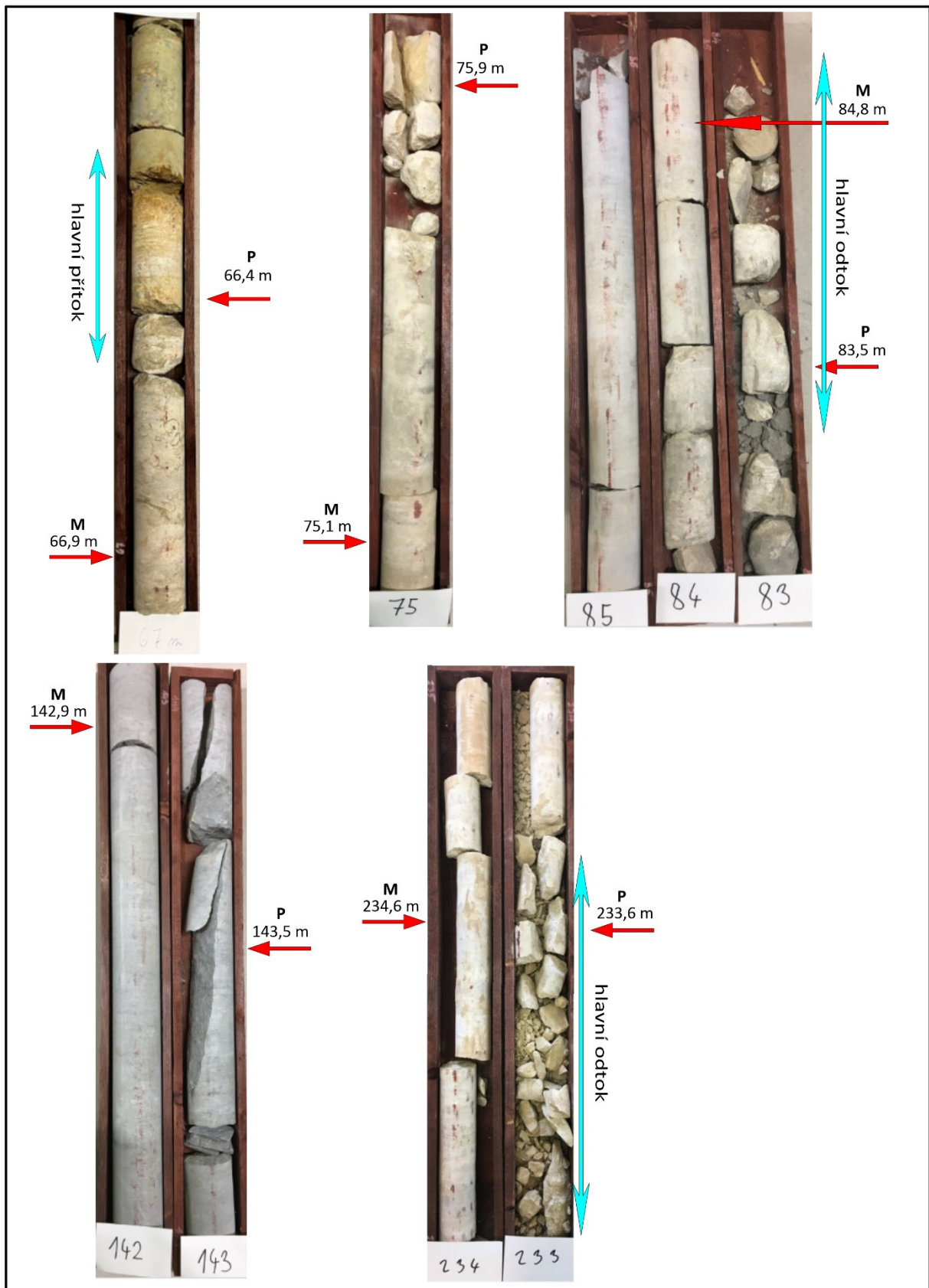
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru; v metrů 232,4 byla navíc zjištěna další velmi výrazná porucha o šířce 664 mm, sklonu 32° a směru 32°

litolické zařazení: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - vápenc

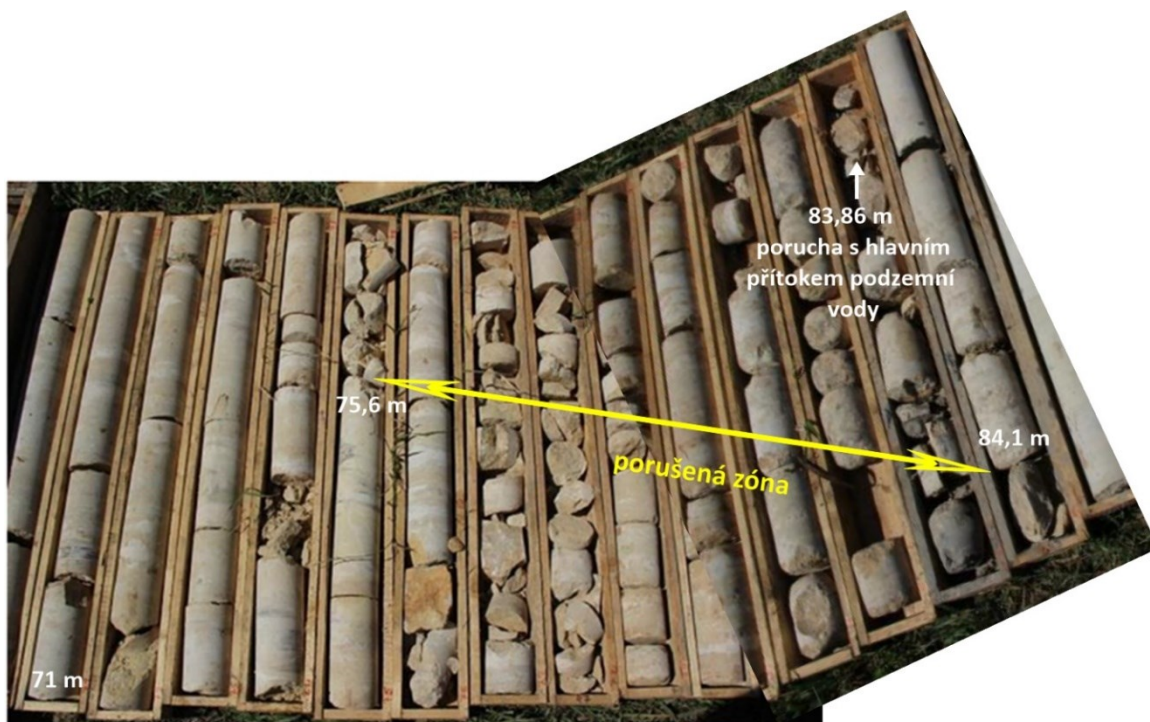
4232_03W VENDOLÍ



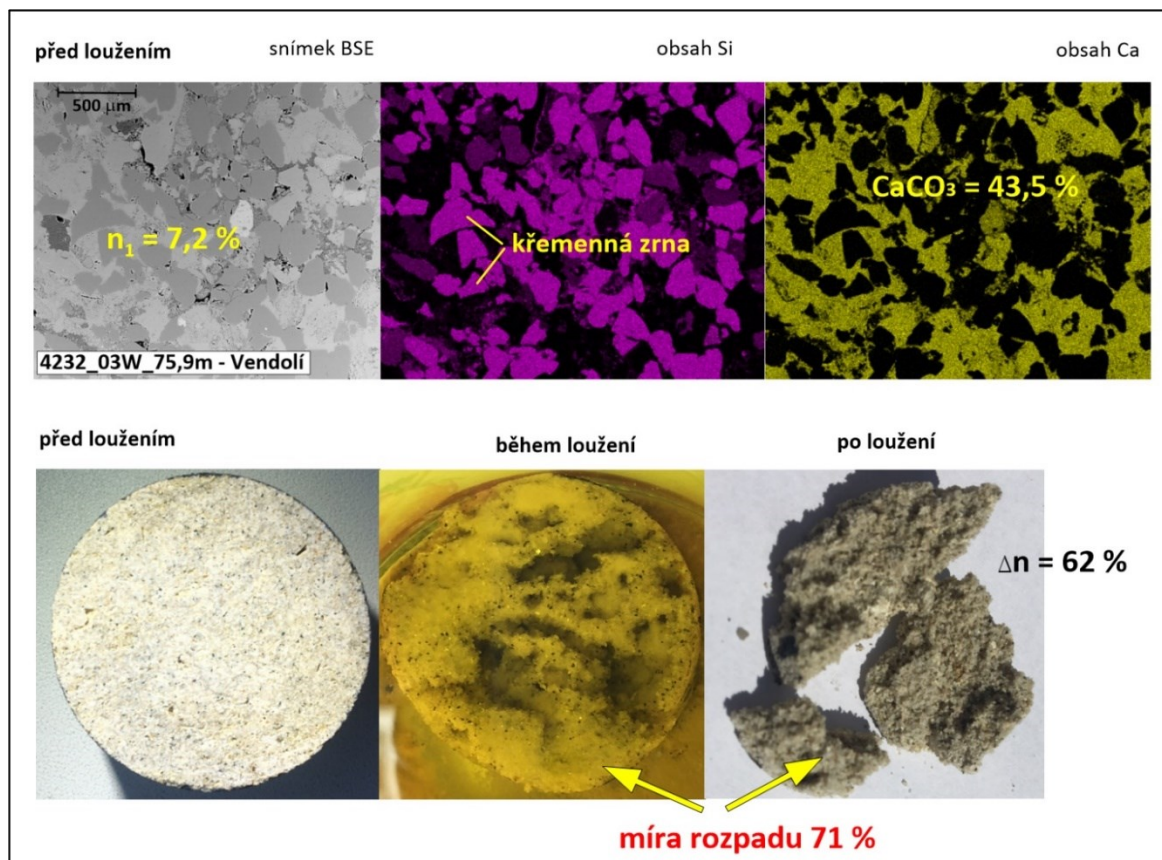
Obr. 6-5 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4231_01W

Na vrtu 4232_3W byla provedena karotáž akustickým skenerem (Procházka 2015f). V metráži 65,22 byla zjištěna výrazná subhorizontální porucha s rozevřením cca 8 cm, sklonem 27° a směrem SV – JZ (mírný posun metráže pukliny z karotážních měření oproti metráži vzorkovaných jader může být způsoben drobnými odchylkami v měření karotáže nebo odchylkami při kladení jader do vzorkovnic při vrtných pracích). Hydrokarotážními metodami (Procházka 2015f) byl ověřen přítok ve výši až 100 000 l/den z výrazné poruchy v hloubce 65,2 m (Obr. 4-18).

V hloubkovém intervalu 75,1 m až 84,8 m v centrální části kolektoru Cb byly odebrány celkem 2 sady párových vzorků. Vzorek z hloubky 75,1 m byl odebrán z masivní horniny (M) z polohy střednězrnných písčitých vápenců, vzorek z hloubky 75,9 m z porušené zóny (P) z polohy střednězrnných vápnitých pískovců. Obsah kalcitu u vzorku z porušené zóny byl o 21 % nižší ($\text{CaCO}_3 = 44\%$), než obsah kalcitu u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 65\%$). Původní porozita byla u vzorku „M“ 15 %, u vzorku „P“ pouze 7 %. Změna porosity při loužení u vzorku „M“ (36 %) byla výrazně nižší, než změna porosity u vzorku „P“ (62 %). Také u této dvojice vzorků je zásadní rozdíl v míře rozpadu - vzorek z porušeného úseku má míru rozpadu 71 %, zatímco vzorek z masivu 19 %, přestože měl vzorek z masivní horniny výrazně vyšší obsah kalcitu, než vzorek z porušené zóny. Obsah vápnité složky zde tedy není řídicím faktorem rozpadu horniny. Druhá sada obsahuje vzorek z porušeného jemnozrnného pískovce v hloubce 83,5 m (P) a vzorek z masivního jemnozrnně písčitého vápence v hloubce 84,8 m (M). Obsah kalcitu u vzorku z porušené zóny byl o 35% nižší ($\text{CaCO}_3 = 34\%$), než obsah kalcitu u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 79\%$). Původní porozita byla u vzorku „P“ vyšší (15 %), než u vzorku „M“ (2,5 %). Změna porosity při loužení u vzorku „M“ (36 %) byla výrazně nižší, než změna porosity u vzorku „P“ (62 %). U této dvojice vzorků je opačný poměr v míře rozpadu než u předchozích vzorků - vzorek z porušeného úseku má velmi nízkou míru rozpadu – 1,5 %, zatímco vzorek z masivu se rozpadnul kompletně, vzhledem k relativně vysokému obsahu CaCO_3 . U vzorku z porušené zóny z hloubky 75,9 m byla provedena analýza za využití SEM (Obr. 6-7). Ze snímků je zřejmé, že křemenná zrna o velikosti do 0,5 mm představují hlavní složku horniny a jsou volně rozmístěna v kalcitovém tmelu. Ve srovnání s výše prezentovaným vzorkem z vrtu 4231_01W (Obr. 6.2) zde není výrazněji přítomen křemičitý tmel, který by vytvářel podpůrnou strukturu spojující jednotlivá zrna křemene. Fotografické snímky během a po loužení zachycují kompletní rozpuštění vápnité složky a následný výrazný rozpad vzorku bez podpůrné struktury křemičitého tmelu. V metráži 83,86 m byla akustickým skenerem (Jankovský 2015a) zjištěna výrazná subhorizontální porucha s rozevřením cca 3 cm, sklonem 6° a směrem SSV – JJZ. Hydrokarotážními metodami byl ověřen hlavní přítok z této výrazné poruchy v hloubce 83,5 m ve výši přes 270 000 l/den (Obr. 4-18). Současně celý úsek vrtu 4232_3W v hloubce 75,6 – 84,1 m představuje silně tektonicky postižený úsek (Obr. 6-6).



Obr. 6-6 Porušená zóna ve vrtu 4232_3W v úseku 75,6 – 84,1 m v písčítých vápencích a vápnitých pískovcích s vyznačením hlavního přítoku dle akustického skeneru (na obr. zachycen úsek 71 – 85 m, začátek úseku vlevo dole) (upraveno podle Čecha 2015i)



Obr. 6-7 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4232_3W - střednězrný vápnitý pískovec - hloubka odběru 75,9 m - před loužením, během a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou. Zrna křemene jsou volně rozptýlena v kalcitovém tmelu.

V hloubce 142,9 a 143,5 m z centrální části kolektoru Ca byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorek z hloubky 142,9 m byl odebrán z masivní horniny (M), vzorek z hloubky 143,5 m z porušené zóny (P). Obsah rozpustné složky u vzorku z porušené zóny byl o 6% vyšší ($\text{CaCO}_3 = 30\%$), než obsah rozpustné složky u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 24\%$). Původní porozita byla u obou vzorků podobná (9 – 11 %), změna porosity u vzorku „P“ (30 %) byla vyšší, než změna porozity u vzorku „M“ (23 %). Také míra rozpadu je u obou vzorků podobná a pohybuje se mezi 0,16 – 0,18 %. V metráži 143,22 m byla akustickým skenerem (Jankovský 2015a) zjištěna výrazná subvertikální porucha s minimálním rozevřením, sklonem 79° a směrem SV – JZ. Hydrokarotážními metodami byl ověřen menší přítok ve výši 0,3 l/s z této méně výrazné poruchy (Obr. 4-18). Mírný posun metráže pukliny může být způsoben drobnými odchylkami v měření karotáže nebo odchylkami při kladení jader do vzorkovnic při vrtných pracích.

V hloubce 233,6 m a 234,6 m ze centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorek z hloubky 233,6 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 234,6 m z masivní horniny (M). Obsah kalcitu u vzorku z porušené zóny byl o 16% nižší ($\text{CaCO}_3 = 17\%$), než obsah kalcitu u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 33\%$). Původní porozita byla u vzorku „P“ vyšší (29 %) než u vzorku „M“ (19 %), změna porosity při loužení u vzorku „P“ (6 %) byla naopak nižší, než změna porozity u vzorku „M“ (19 %). Rozdíl je také v míře rozpadu. Vzorek z porušeného úseku má míru rozpadu 0,17 %, vzorek z masivu mírně zvýšenou – 2,06 %. V metráži 233,56 m byla akustickým skenerem (Jankovský 2015a) zjištěna výrazná subhorizontální porucha s rozevřením cca 4 cm, sklonem 9° a směrem SSV – JJZ. V metráži 232,4 byla navíc zjištěna další extrémně široká subhorizontální porucha s rozevřením cca 66 cm, sklonem 32° a směrem SSV – JJZ. Hydrokarotážními metodami byl ověřen hlavní přítok v kolektoru B právě z poruchy v hloubce 233,6 m (5 000 l/den), ale lze předpokládat, že přítoky budou vázány na celý porušený úsek vrtu v hloubce 229,1 – 233,7 m. Další subhorizontální porucha se sklonem $1,3^\circ$ a směrem VSV - ZJZ, která však byla sevřená a bez přítoku, byla zjištěna v hloubce 234,8 m. Obecně lze konstatovat, že hlavní přítoky jsou ve všech studovaných kolektorech ve vrtu 4232_3W vázány na subhorizontální porušené zóny se sklonem poruch 6 – 27° a směru SV-JZ, případně SSV-JJZ, tedy souběžné s průběhem semanínského zlomu, v jehož prostoru byl vrt 4232_3W vybudován. Subhorizontální orientace poruch může indikovat mechanicko-chemické rozrušení a vznik subhorizontálních vodivých zón ve stropních i centrálních částech jednotlivých kolektorů.

6.1.1.3 Vrt 4270_01W Kostelecké Horky

Vrt 4207_01W se nachází v distální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno celkem 6 ks vzorků (Tab. 6-3, obr. 6-8). V hloubce 144,3 m a 145,3 m ze stropní části kolektoru Ca byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných spongilitických vápnitých pískovců (Obr. 6-8). Vzorek z hloubky 144,3 m byl odebrán z masivní horniny (M), vzorek z hloubky 145,3 m z porušené zóny (P). Obsah kalcitu u vzorku z porušené zóny byl o 15% nižší ($\text{CaCO}_3 = 31\%$), než obsah kalcitu u vzorku z masivu ($\text{CaCO}_3 = 46\%$). Původní porozita byla u vzorku „P“ mírně vyšší (7 %) než u vzorku „M“ (4 %), změna porosity při loužení u vzorku „P“ (29 %) byla naopak nižší, než změna porozity u vzorku „M“ (44 %). Vyšší podíl CaCO_3 v masivu je způsoben šmouhovitou až chuchvalcovitou texturou horniny, kde jsou světlejší pásy bohatší na kalcit. V blízkosti poruch pravděpodobně ještě v průběhu diagenese došlo k redistribuci kalcitu z horniny do poruchových zón a sekundárnímu vysrážení krystalického kalcitu.

Rozdíl je také v míře rozpadu. Vzorek z porušeného úseku má míru rozpadu 0,07 %, vzorek z masivu mírně zvýšenou – 0,35 %. V úseku odběru vzorků mezi 144,82 – 145,29 m byly akustickým skenerem (Urík 2015a) zjištěny subvertikální poruchy s nulovým rozevřením, sklonem okolo 86° a směrem SV – JZ. Na obr. 6-8 jsou makroskopicky dobře patrné, jsou sekundárně vyhojeny krystalickým kalcitem a pro vodu téměř nepropustné, hydrokarotážními metodami zde nebyl indikován žádný přítok.

Tab. 6-3 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_01W (karotážní data: Urík 2015a)

vrt 4270_01W Kostecké Horky
souřadnice X: 1063247,23
Y: 616556,15

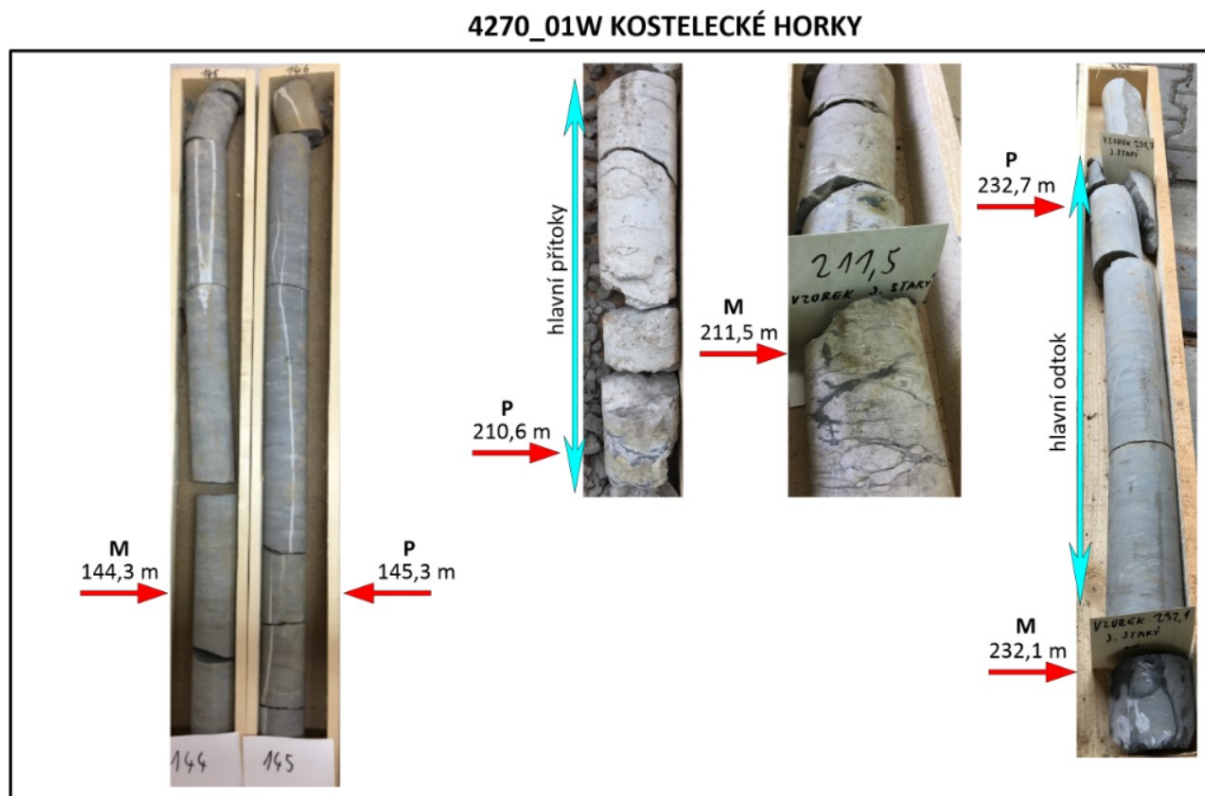
hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámcí kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg) ***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáže (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
144,3 m	Ca	S	pj	M	46,7	4,2	48,1	43,9	0,3	-	49	86	0	144,82	-
145,3 m	Ca	S	pj	P	31,0	6,8	35,6	28,8	0,1	-	47	86	0	145,29	-
210,6 m	B	S	pj	P	0,3	11,7	22,8	11,1	0,0	-	315	13	235	210,49	ANO 1000 l/den
211,5 m	B	S	pj	M	0,4	21,2	28,0	6,8	0,1	ANO	343	11	90	211,32	ANO 1000 l/den
232,1 m	B	C	pj	M	33,4	3,6	33,9	30,3	1,1	-	-	-	-	-	ANO 900 l/den
232,7 m	B	C	pj	P	35,0	4,4	29,4	25,0	0,3	-	131	79	0	232,89	ANO 900 l/den

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru

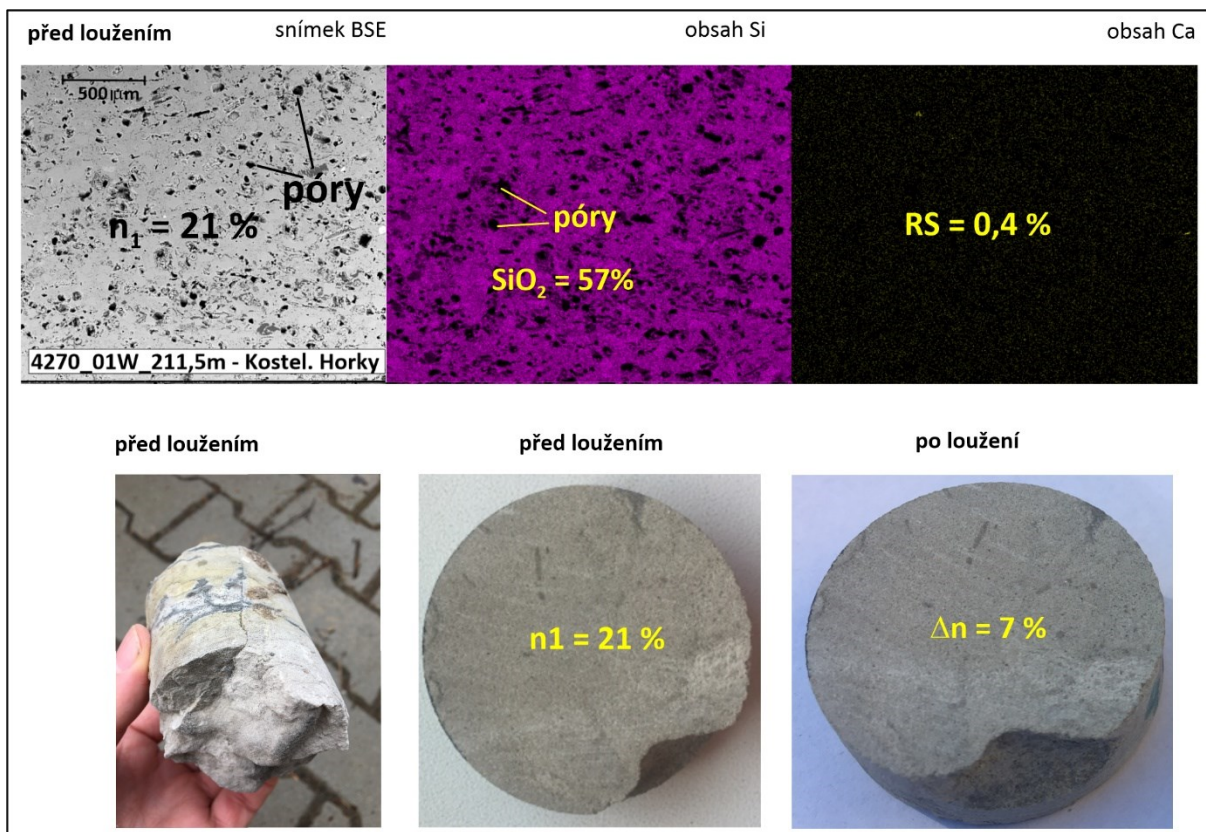
litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrný; pj - pískovec jemnozrný; pr - prachovec, sl - slinovec



Obr. 6-8 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_01W

V hloubce 210,6 m a 211,5 m ze stropní části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrných pískovců, s výraznou čoučkovitou a šmouhovitou texturou, rozpadající se na jednotlivé kusy (Obr. 6-8). Oba vzorky byly téměř dekalifikované, obsahy zbytkového kalcitu se zde pohybovaly pouze okolo 0,3 %. Z hlediska vertikální distribuce kalcitu ve vrtu 4270_01W v kolektoru B lze

vysledovat trend jeho úbytku ve směru od stropu do centrální části kolektoru. Vzorky ze stropní části z hloubky 210 – 211 m jsou téměř bez karbonátu (obsah okolo 0,3 %), v hloubce 213 m jsou dokumentovány kalcitem mírně bohatší polohy s obsahem okolo 20% kalcitu, v hloubce 217 m je již obsah kalcitu okolo 30 % (Čech et al. 2015a) a v hloubce 232 m činí zastoupení kalcitu 33 – 35%. Vzorek z hloubky 210,6 m byl odebrán z porušené zóny (P) a měl nižší původní porozitu (12 %), než vzorek z hloubky 211,5 m z masivní horniny (M), který měl původní porozitu 21 %. Změna porozity při loužení u obou vzorků byla podobná a pohybovala se mezi 8 - 11 %. Míra rozpadu u obou vzorků byla téměř nulová. U vzorku z masivu z hloubky 211,5 m byla provedena mikroanalýza za využití SEM (Obr. 6-9). Makroskopicky je patrná hlíznatá struktura vzorku s nepravidelnou odlučností. Původní horniny i rezidua po loužení jsou velmi soudržné, vlivem amorfního oxidu křemičitého, který vytváří v hornině houbovitou, velmi dobře propustnou strukturu. Horninu lze charakterizovat spíše jako silicit biogenního až diagenetického původu, s hlízovitou makroskopickou texturou typickou pro rohovce. Z hlediska mikrostruktury je původní vzorek z hloubky 211,5 m velmi podobný vylouženému vzorku z hloubky 86,1 m z vrtu 4231_01W, kde byly ve stropní části kolektoru Cb také registrovány hlavní přítoky a rozevřené poruchy v masivní hornině (viz také vzorek 4231_01W z hloubky 96,6 m).



Obr. 6-9 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_01W - jemnozrný jílovitoprachovitý pískovec - hloubka odběru 211,5 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou.

V úseku odběru obou vzorků mezi 210,49 – 211,32 m byly akustickým skenerem (Urík 2015a) zjištěny subhorizontální poruchy s výrazným rozevřením 9 – 23 cm, sklonem mezi 11 – 13° a směry SZ – JV až SSZ - JJV. Jedná se o poruchy, které mohou být tektonicky podmíněny, avšak s velmi nízkým úklonem, paralelním s vrstevními plochami. Hydrokarotážními metodami (Obr. 4-19) zde byl

indikován nejsilnější přítok podzemní vody v rámci kolektoru B ve výši 2 000 l/den. Jedná se o stropní část kolektoru, kde jsou indikovány zřejmě vlivem působení podzemní vody v dobře vodivých poruchách téměř dekalifikované pískovce s vysokou propustností a místy až s 21 % původní porozitou. Na základě minimálního sklonu poruch u obou vzorkovaných míst (P, M), ve srovnání s ostatními poruchami ve vrtu 4270_01W (Tab. 6-3), lze předpokládat, že tato místy téměř dekalifikovaná zóna není vázána na subvertikální puklinový systém, ale na subhorizontálně porušenou stropní oblast kolektoru B, kde může docházet k intenzivní dekalifikaci a ke vzniku krasových jevů ve formě vodivých zón o šíři až několika dm.

V hloubce 232,1 m a 232,7 m z centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných vápnatých pískovců (Obr. 6-8). Vzorek z hloubky 232,1 m byl odebrán z masivní horniny (M), vzorek z hloubky 232,7 m z porušené zóny (P). Jedná se o velmi podobné vzorky, obsah kalcitu se u obou vzorků pohybuje mezi 33 – 35 %, původní porozita činí 3 - 4 %. Také relativně výrazná změna porozity při loužení je blízká a pohybuje se mezi 25 – 30 %, mírně vyšší míra rozpadu vzorku „M“ činí 1,12 %, oproti míře rozpadu u vzorku „P“, která činí 0,28 %. Obsah vápnaté složky je v tomto úseku zvýšený, nicméně nelze vyloučit intenzivnější rozpouštění kalcitu podél puklin s větším rozevřením. V úseku odběru vzorků v hloubce 232,89 m byly akustickým skenerem (Urík 2015a) zjištěny subvertikální sevřené poruchy se sklonem okolo 78° a směrem SZ - JV. Hydrokarotážními metodami zde byly indikovány přítoky ve výši 1 800 l/den. Voda ze stropní části kolektoru B proudila vrtem dolů a ztrácela se právě v puklině v hl. 232,1-232,9 m.

6.1.1.4 Vrt 4270_02W Janov u Litomyšle

Tab. 6-4 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_02W (karotážní data: Pitrák 2015a)

vrt 4270_02W Janov u Litomyšle
souřadnice X: 1088482,27
Y: 603827,04

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg) ***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáž (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
65,2m	Ca	C	pr	P	15,5	19,2	33,2	14,0	0,1	-	-	-	-	-	-
65,5m	Ca	C	pr	M	15,6	16,1	31,1	15,0	0,2	-	-	-	-	-	-
133,4 m	B	S	ps	P	7,9	7,2	14,8	7,7	0,1	-	229	84	0	134	ANO 400 l/den
134,9 m	B	S	ps	M	24,6	19,5	35,8	16,3	1,5	ANO	273	22	0	135	-
151,8 m	B	C	pj	P	29,0	17,9	35,9	17,9	0,1	-	245	74	14	152	-
152,9 m	B	C	pj	M	23,6	16,4	38,7	22,2	0,5	-	226	73	0	152	-
217,1m	A	C	ps	M	8,9	15,4	26,2	10,8	0,6	-	-	-	-	-	ANO 130 l/den
217,4m	A	C	ps	P	11,4	14,0	24,9	10,9	3,0	-	132	77	0	218	ANO 130 l/den

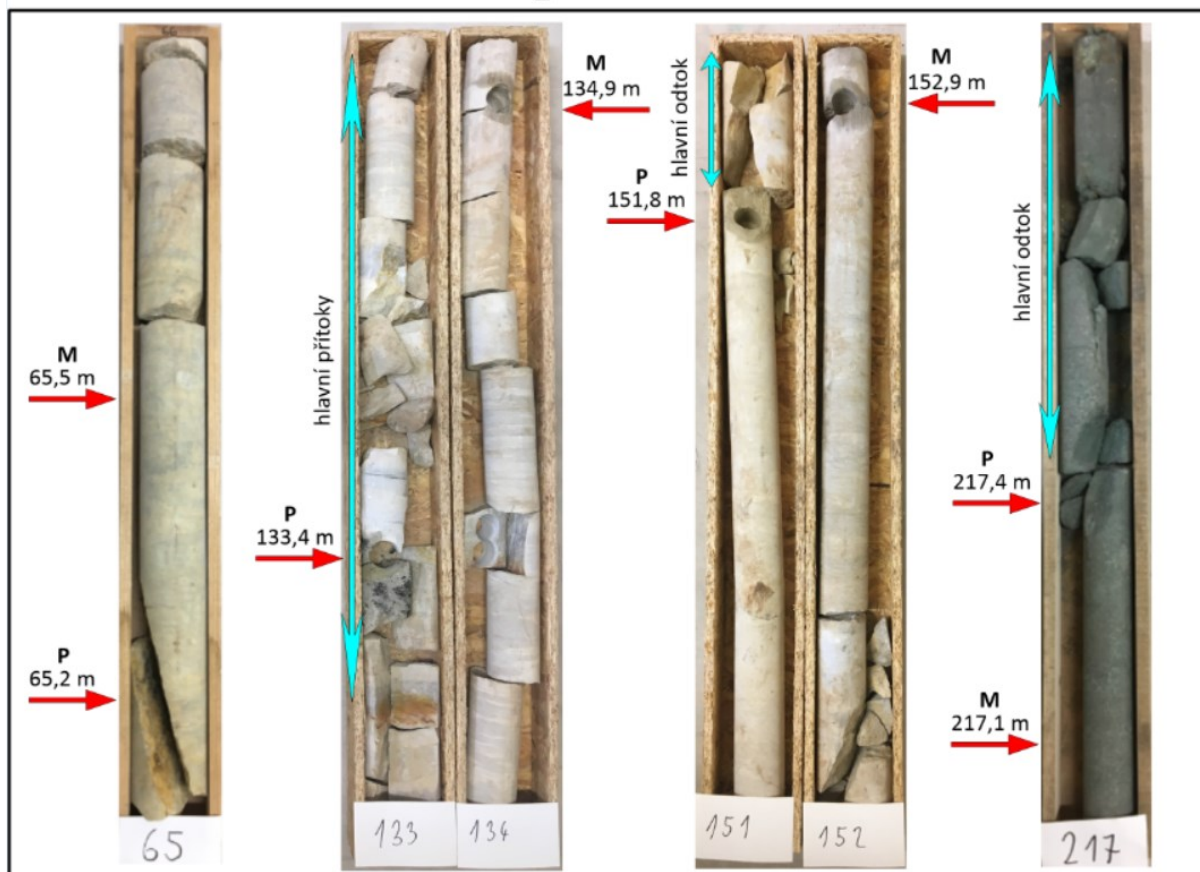
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec

4270_02W JANOV U LITOMYŠLE

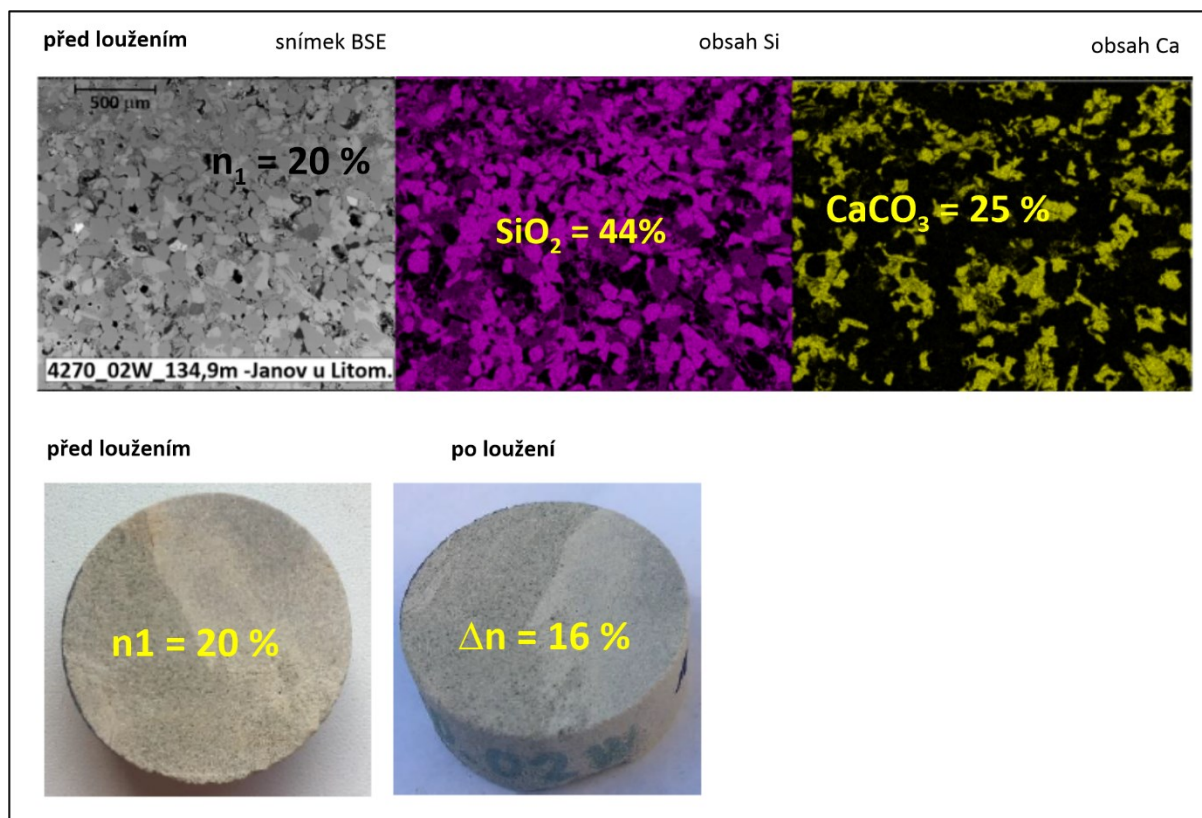


Obr. 6-10 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_02W

Vrt 4270_02W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno celkem 8 ks vzorků (Tab. 6-4, obr. 6-10). V hloubce 65,2 m a 65,5 m z centrální části kolektoru Ca byly odebrány 2 vzorky vápnitých prachovců (Obr. 6-10). Vzorek z hloubky 65,2 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 65,5 m z masivní horniny (M). Jedná se o velmi podobné vzorky, obsah rozpustné složky se u obou vzorků pohybuje okolo 16 %, původní porozita nepatrná, do 0,2 %. Míra dekalifikace horniny je v tomto úseku nízká, zvýšená dekalifikace nebyla zaznamenána ani podél pukliny s limonitickým povlakem, kde lze předpokládat proudění podzemní vody. V úseku odběru vzorků nebyly akustickým skenerem zjištěny žádné významnější poruchy, ani zde nebyly hydrokarotážními metodami indikovány přítoky podzemní vody.

V hloubce 133,4 m a 134,9 m ze stropní části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky střednězrnných vápnitých pískovců, s výraznou chuchvalcovitou až hlízovitou texturou a konkréční kalcifikací. Dle Čecha (2015b) se jedná o rohovcové souvrství s pásy silicitů (Obr. 6-10). Vzorek z hloubky 133,4 m z porušené zóny (P) měl nižší obsah kalcitu (obsah rozpustné složky do 8 %), než vzorek z masivu „M“ (obsah rozpustné složky 25 %). Vzorek „P“ měl také relativně nízkou porozitu i změnu porozity při loužení (oboje kolo 7 %), zatímco vzorek „M“ měl vyšší jak původní porozitu (20 %), tak změnu porozity při loužení (16 %) a současně měl i vyšší míru rozpadu (1,5 %), zatímco vzorek „P“ měl míru rozpadu téměř nulovou. U vzorku z masivu z hloubky 134,9 m byla provedena mikroanalýza za využití SEM (Obr. 6-11). Písčítá zrna mají velikost do 0,15 mm, jsou ve vzorku přítomny ve shlucích a jsou vůči sobě ve většině v těsném kontaktu. Kalcitový tmel vyplňuje

pouze menší prostory mezi spojitými agregáty křemenných zrn, které jsou pravděpodobně zčásti spojeny křemičitým tmelem a proto mají relativně vysokou soudržnost a nízkou míru rozpadu.



Obr. 6-11 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_02W - jemnozrný vápnný pískovec - hloubka odběru 134,9 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou.

V úseku odběru vzorků v hloubce 133,6 – 134,9 m byly akustickým skenerem (Procházka 2015b) zjištěny sevřené poruchy se sklonem jak subvertikálním (sklon 84°), tak subhorizontálním (sklon 22°). Směr poruch je SV – JZ a V – Z. Hydrokarotážními metodami zde byl indikován přítok v úseku 132 – 134 m ve výši 400 l/den.

V hloubce 151,8 m a 152,9 m z centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrných vápnných pískovců (Obr. 6-10). Vzorek z hloubky 151,8 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 152,9 m z masivní horniny (M). U Vzorku „P“ činí obsah kalcitu 29 %, původní porozita 18 % a změna porozity při loužení je také 18 %. Vzorek „M“ má menší obsah kalcitu 24 %, původní porozitu také mírně menší - 16 % a změnu porozity při loužení naopak vyšší - 22 %. Mírně vyšší míra rozpadu vzorku „M“ činí 0,5 %, oproti míře rozpadu u vzorku „P“, která činí 0,1 %. Míra rozpouštění kalcitu je v tomto úseku nízká, nicméně nelze vyloučit zvýšený úbytek vápnné složky podél puklin s větším rozevřením. V úseku odběru vzorků v hloubce 152,1 – 152,4 m byly akustickým skenerem (Procházka 2015b) zjištěny subvertikální převážně sevřené poruchy se sklonem okolo 73 - 74° a směrem SV - JZ. Výjimečně měly pukliny rozevření přesahující 1 cm. Hydrokarotážními metodami zde nebyly indikovány přítoky.

Pro získání orientačního srovnání s cenomanským kolektorem A byly ve vrtu 4270_02W odebrány také vzorky z tohoto úseku. Byly odebrány 2 vzorky střednězrných glaukonitických

pískovců z centrální části kolektoru v hloubkových úrovních 217,1 m (vzorek „M“ z masivu) a 217,4 m (vzorek „P“ z porušené části. Cenomanské pískovce mají obecně nízký obsah kalcitu, ve vzorcích se pohyboval obsah rozpustné složky mezi 9 – 11 %. Původní porosita se u obou vzorků pohybovala mezi 15 %, změna porozity okolo 11 %. Míra rozpadu u vzorku „M“ byla 0,6 %, u vzorku „P“ byla vyšší - 3 %. V úseku odběru vzorků v hloubce 217,88 m byla akustickým skenerem (Procházka 2015b) zjištěna subvertikální sevřená porucha se sklonem okolo 77° a směrem SZ - JV. Hydrokarotážními metodami zde byly indikovány přítoky v úseku 217 – 220 m, na rozhraní pískovců a podložních jílovitých prachovců, v celkové výši 260 l/den.

6.1.1.5 Vrt 4270_03W Radhošť

Vrt 4207_03W se nachází v distální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno celkem 12 ks vzorků (Tab. 6-5, obr. 6-12). Z geologického vrtu 4270_03W Radhošť bylo z vrtných jader odebráno pro detailnější analýzu celkem 12 ks vzorků (Obr. 6-12). 4 ks vzorků byly odebrány pro orientační porovnání vlastností horniny z úseku izolátoru - jizerského souvrství, které je zde již z velké části vyvinuto v labském litofaciálním vývoji ve formě prachovitých slínovců a vápnitých prachovců. Další 4 ks vzorků byly odebrány ze stropní části kolektoru B z úseku jemnozrnných pískovců a 4 ks vzorky byly odebrány z centrální části kolektoru B také z úseku jemnozrnných pískovců.

Tab. 6-5 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_03W (karotážní data: Urík 2014a)

vrt 4270_03W Radhošť
souřadnice X: 1067668,28
Y: 626311,95

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg) ***	hlavní sklon puklin (deg) ***	šířka puklin (mm) ***	metráž vrtu karotáže (m) ***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
181,4m	I	-	pr	P	-	-	-	-	100	ANO	-	-	-	-	-
182,7m	I	-	pr	M	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-
196,3m	I	-	sl	P	-	-	-	-	100	-	328	88	0	195,89	-
197,3m	I	-	sl	M	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-
249,8m	B	S	pj	P	13,5	20,0	33,6	13,6	0,1	-	263***	57***	39***	250,04	ANO 50 l/den
250,8m	B	S	pj	M	23,0	19,4	37,2	17,8	0,1	-	192	81	0	250,83	-
255,9m	B	S	pj	P	15,5	21,0	36,7	15,7	0,5	-	191	80	0	256,07	ANO 55 l/den
257,1m	B	S	pj	M	28,3	16,2	34,9	18,7	0,1	-	32	1	304	256,54	ANO 55 l/den
269,3m	B	C	pj	P	14,1	24,4	35,8	11,4	0,5	-	356	1	125	268,98	ANO 80 l/den
269,9m	B	C	pj	M	17,5	18,6	27,6	9,1	0,7	-	202	81	0	269,92	ANO 80 l/den
274,8m	B	C	pj	M	35,3	5,8	30,4	24,6	0,1	-	-	-	-	-	-
275,6m	B	C	pj	P	30,7	5,9	26,1	20,1	0,4	-	-	-	-	-	-

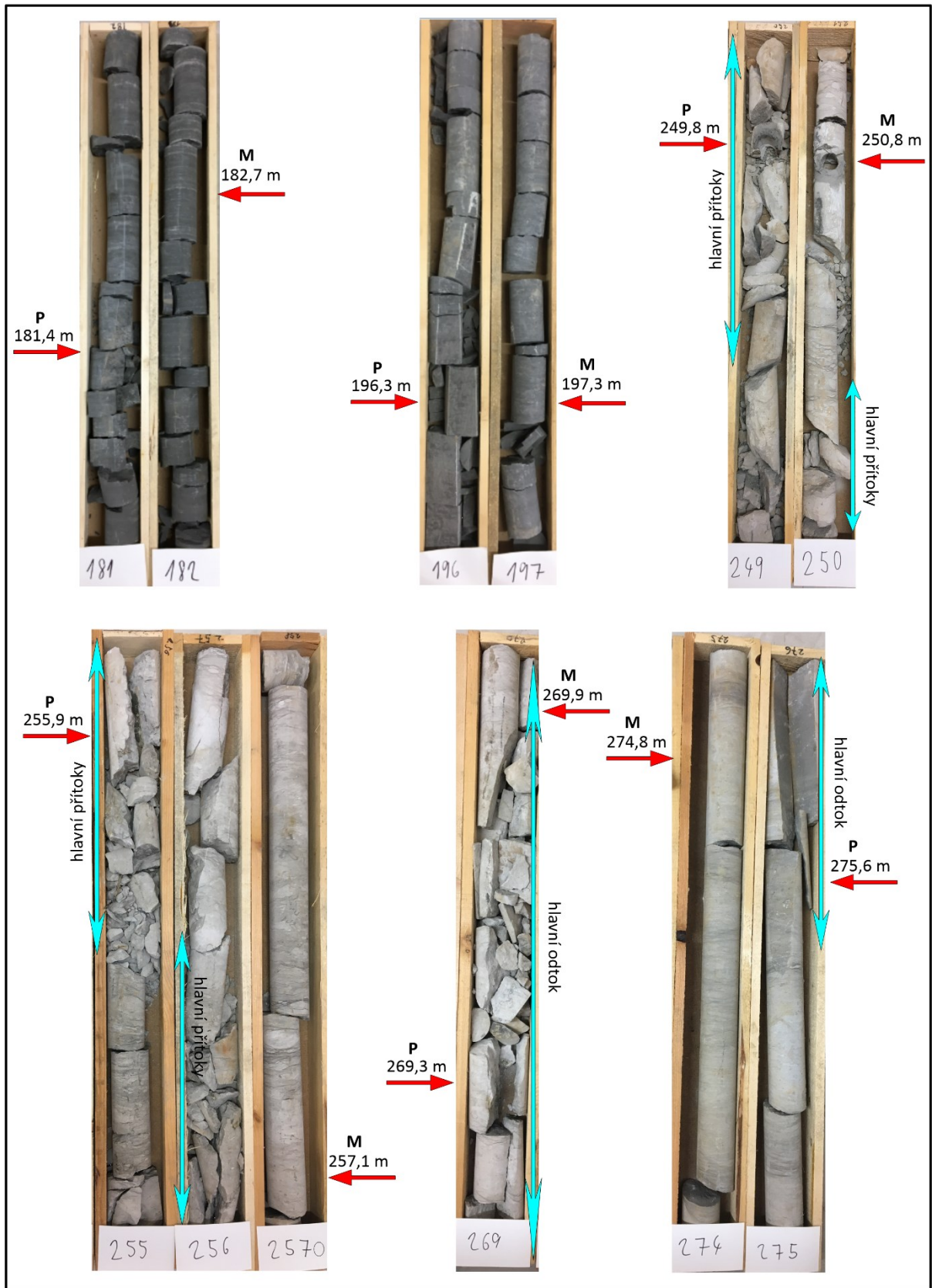
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru; v hloubce 248,95 byla zjištěna další výrazná subhorizontální puklina směru SSV-JJZ, se sklonem 1° a rozevřením 84 mm

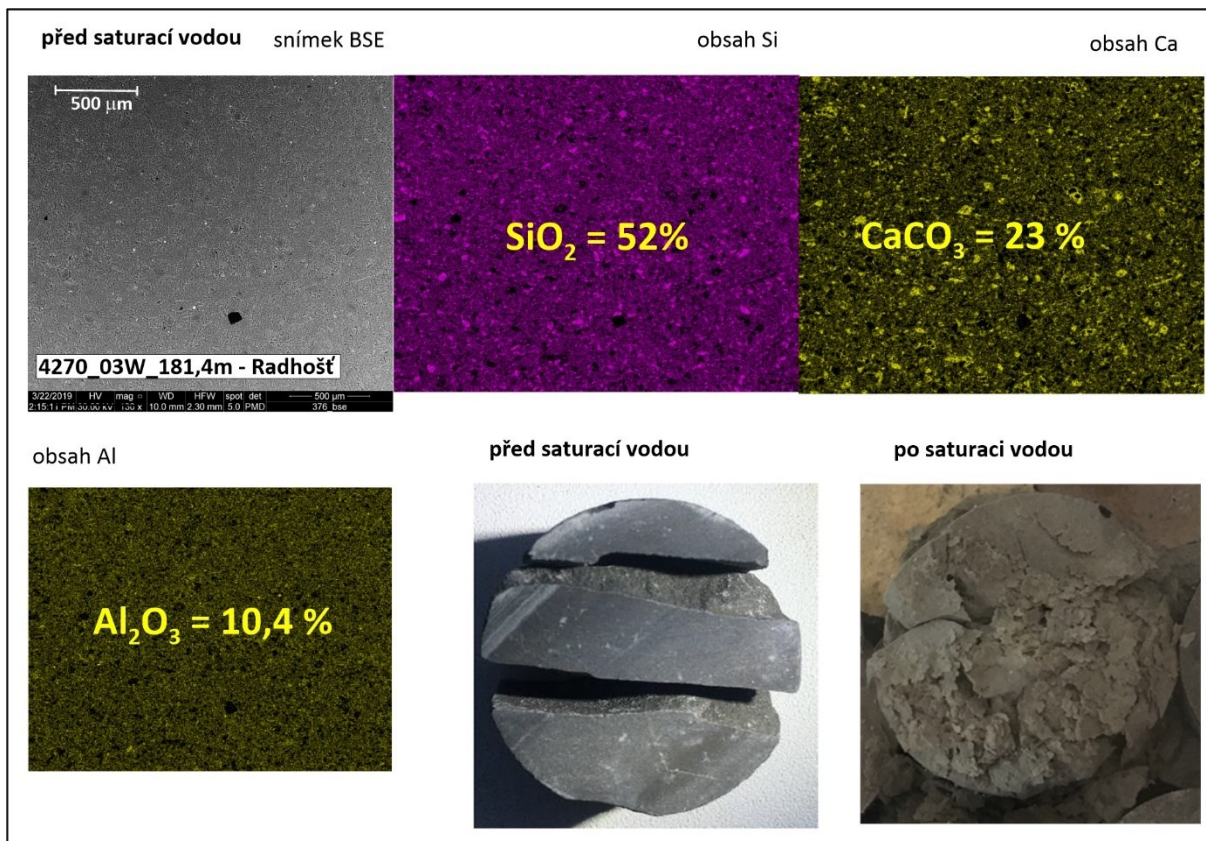
litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec

4270_03W RADHOŠŤ

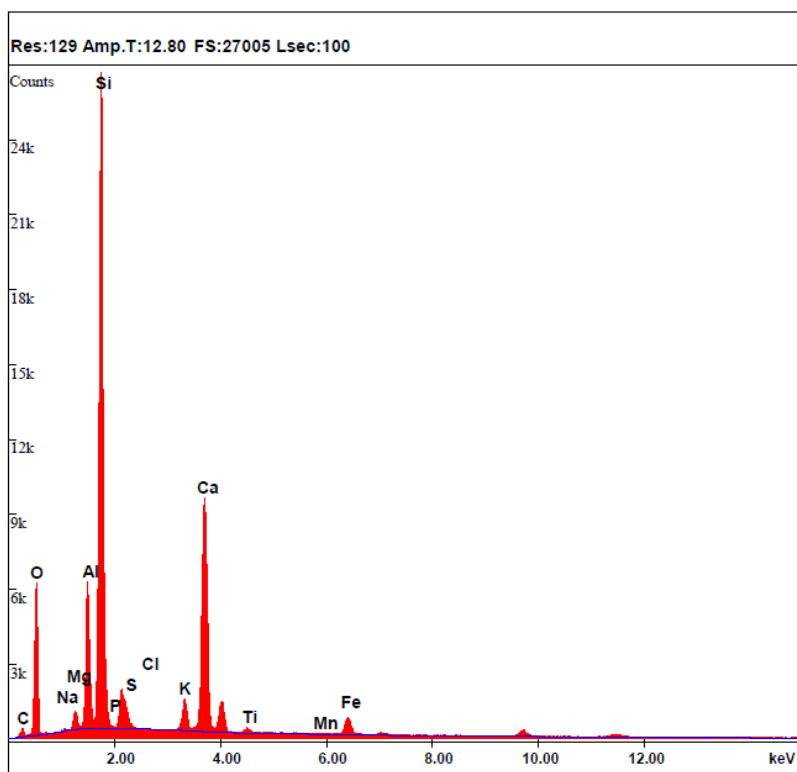


Obr. 6-12 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_03W

Všechny 4 vzorky z izolátoru – jizerského souvrství - z úseku 181,4 m - 197,3 m se zcela rozložily již při saturaci ve vodě působením slakingu (tlaku kapilární vody vstupující do pórů na zbývající zachycený vzduch, např. (Terzaghi a Peck 1948, Cernuda et al. 1954, Badger et al. 1956, Panabokke a Quirk 1957 in Vaculíková 2015) vzhledem k vysokému obsahu jílovité složky, která se zde pohybuje okolo 10 % (Obr. 6-13 a 6-14). Obsahy Al_2O_3 (hlavní indikátor jílových minerálů) u ostatních vzorků, kde byla využita SEM, a které měly velmi nízké % míry rozpadu, se pohybovaly mezi 2 – 5%. Jak je vidět na snímcích SEM ze vzorku jílovitovápenného prachovce z vrtu 4270_03W z hloubky 181,4 m (Obr. 6-13), jílové minerály, křemenná zrnka i mikrokrystalický kalcit jsou volně rozptýleny a tvoří základní hmotu. Přestože jsou obsahy křemene/křemičitanů (52 %) i kalcitu (23 %) vysoké a srovnatelné s ostatními studovanými vzorky v této práci, sekundární křemičitý tmel, který by vytvářel podpurnou zpevňující strukturu horniny, zde není vyvinut. Akustický skener ve vzorkovaném úseku identifikoval pouze 1 sevřenou puklinu subvertikálního sklonu v hloubce 196 m, celkově se jedná o horninu s izolátorskými vlastnostmi. Vzhledem k velmi nízké propustnosti tohoto úseku zde nebyly ani registrovány žádné přítoky vody. Izolátorské prachovce a slínovce nemají vhodné podmínky pro vznik krasových jevů, vzhledem k vysokému podílu jílových minerálů a minimální propustnosti horniny.



Obr. 6-13 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_03W – jílovito-vápenný prachovec - hloubka odběru 181,4 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou. K úplnému rozpadu vzorku došlo již při jeho saturaci ve vodě.



Obr. 6-14 Grafické znázornění zastoupení jednotlivých prvků – vyhodnoceno mikrosondou (EDAX) - vrt 4270_03W - jílovitovápňitý prachovec - hloubka odběru 181,4 m.

Ze stropní části kolektoru B byly odebrány 4 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorky z masivní horniny (M) byly odebrány v hloubkách 250,8 m a 257,1 m, vzorky z porušených zón (P) v hloubkách 249,8 m a 255,9 m. V hloubce 249 - 256,5 m dokumentovány jemnozrnné, velmi soudržné, silně (tektonicky) porušené pískovce s hlízovitou texturou. Obsahy kalcitu u vzorků „P“ se pohybovaly mezi 13 – 15 % a byly nižší, než obsahy kalcitu u vzorků „M“, kde bylo zjištěno rozmezí 23 – 28%. Původní porozita byla vyšší u vzorků „P“ (20 - 21 %) oproti vzorkům „M“ (16 – 19 %). Změna porozity byla nižší u vzorků „P“ (14 – 16 %) oproti vzorkům „M“ (16 – 19 %). Míra rozpadu byla u všech vzorků nízká a pohybovala se pouze mezi 0,05 – 0,5 %. Výše uvedené analýzy ukazují na částečný úbytek kalcitu podél oblastí porušených zón a návazně vznik vyšší porozity a propustnosti hornin. V úseku odběru vzorků ve stropní části kolektoru B byly akustickým skenerem (Urík 2014a) zjištěny subvertikální i subhorizontální poruchy. Subvertikální poruchy jsou převážně sevřené, se sklonem okolo 80° a směrem SSV - JJZ. Naopak subhorizontální poruchy ZJZ – VSV a SSV - JJZ směru, které byly detekovány v hloubkách 248,95 m a 256,54 m jsou téměř vodorovné (mají sklon do 1°) a jsou široce rozevřené (84 -304 mm) – Tab. 6-4. Hydrokarotážními metodami zde byly u stropu kolektoru B indikovány hlavní přítoky do vrtu. Voda do vrtu přitéká z puklin v hloubkových úsecích 249,4-250,3 m, 251,8 m a 255,6-256,5 m v celkové výši 160 l/den. Na základě minimálního sklonu těchto poruch, ve srovnání s ostatními poruchami ve vrtu 4270_03W (Tab. 6-5), lze předpokládat, že tato kalcitem chudá zóna není vázána na subvertikální puklinový systém, ale spíše na subhorizontálně porušenou stropní oblast kolektoru B nebo vylouženou vrstvu s původně vysokým obsahem kalcitu, kde došlo k intenzivnímu proudění podzemní vody a ke vzniku krasových jevů ve formě vodivých zón o šíři až několika dm.

Z centrální části kolektoru B byly odebrány 4 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorky z masivní horniny (M) byly odebrány v hloubkách 269,9 m a 274,8 m, vzorky z porušených zón (P) v hloubkách

269,3 m a 275,6 m. V celém úseku jsou dokumentovány jemnozrnné, soudržné i když silně (tektonicky) porušené pískovce se šmouhovitou a hlízovitou texturou a místy s difúzní kalcifikací. Obsahy kalcitu u vzorků „P“ se pohybovaly v širokém rozmezí mezi 14 – 31 %, u vzorků „M“ bylo zjištěno rozmezí 18 – 35 %. Původní porozita se pohybuje u vzorků „P“ mezi 6 - 24 %), u vzorků „M“ (6 – 19 %). Velké rozdíly hodnot v rámci vzorků skupiny „P“ či „M“ jsou dány přítomností poruch a hlavních přítoků do vrtu, kde byly zjištěny menší původní obsahy kalcitu a naopak vyšší porozita. Také změna porozity při loužení byla u těchto vzorků nižší (9 – 11 %), než u vzorků mimo hlavní o přítokové zóny (20 – 25 %). Jedná se o vzorky z metráže 269,3 a 269,9 m. Míra rozpadu byla u všech vzorků nízká a pohybovala se pouze mezi 0,1 – 0,7 %, jedná se pravděpodobně o pískovce s vyšším podílem křemičitého tmelu, který dobře drží strukturu horniny při loužení. Výše uvedené analýzy ukazují podobně jako v případě vzorků ze stropní zóny kolektoru B na částečný úbytek kalcitu podél oblastí porušených zón a návazně vznik vyšší porozity a propustnosti hornin. V úseku odběru vzorků v centrální části kolektoru B byly akustickým skenerem (Urík 2014a) zjištěny subvertikální i subhorizontální poruchy. Subvertikální porucha v hloubce 269,92 m je sevřená, se sklonem okolo 81° a směrem JJZ - SSV. Naopak subhorizontální porucha SSZ - JJV směru, která byla detekována v hloubce 268,98 m, je téměř vodorovná (má sklon 1,4°) a je široce rozevřená (125 mm) – Tab. 6-5. Hydrokarotážními metodami zde byly indikovány výrazné odtoky z vrtu ve výši 160 l/den, jedná se o přetékání vody v rámci jednoho kolektoru, z úseku 249,4 – 256,5 m. Voda ze stropní části kolektoru B (viz výše) proudí vrtem pomalu směrem dolů a ztrácí se v otevřených puklinách v kalcitem chudých pískovcích v hloubkách 268,2-270 m a zčásti také v puklině v hloubce 275,4-276 m.

6.1.1.6 Vrt 4270_04W Příluka

Vrt 4270_04W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno celkem 13 ks vzorků (Tab. 6-6, obr. 6-15). Z geologického vrtu 4270_04W Příluka bylo z vrtných jader odebráno pro detailnější analýzu celkem 13 ks vzorků (Obr. 6-15). 4 ks vzorků byly odebrány pro orientační porovnání vlastností horniny z úseku izolátoru - jizerského souvrství, které je v úseku izolátoru Cb/Ca vyvinuto v labském litofaciálním vývoji ve formě vápnitých prachovců až prachovitých vápenců a v úseku Ca/B ve formě slínovců.

Tab. 6-6 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_04W (karotážní data: Urík 2014b)

vrt 4270_04W Příluka
souřadnice X: 1083072,14
Y: 621630,81

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masív (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg) ***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáž (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
25,7m	I	-	vp	P	57,8	7,5	64,8	57,3	2,3	-	-	-	-	-	-
26,7m	I	-	pr	M	45,3	8,5	54,7	46,2	0,7	-	-	-	-	-	-
70,8m	Ca	C	sl	P	39,0	11,4	50,0	38,7	0,9	-	219	84	5	70,07	ANO 50 l/den
71,8m	Ca	C	sl	M	24,5	13,4	40,1	26,7	0,0	-	214	77	0	72,09	-
91,1m	I	-	sl	M	42,0	11,4	50,9	39,5	0,6	-	302	4	80	91,43	-
91,6m	I	-	sl	P	42,9	9,3	51,0	41,7	0,9	ANO	8	80	0	92,34	-
123,5 m	B	S	pj	P	10,7	28,1	43,9	15,8	0,2	-	171	15	53	124,13	ANO 5 l/den
125,3 m	B	S	pj	M	20,2	23,5	37,8	14,3	0,1	-	-	-	-	-	ANO 5 l/den
127,5 m	B	S	pj	M	15,2	21,2	22,4	1,2	0,1	-	217	69	26	127,83	ANO 5 l/den
128,8 m	B	S	pj	P	11,2	28,8	34,6	5,8	0,1	-	330	30	0	128,63	-
146,1m	B	C	pj	P	30,4	13,3	45,8	32,6	0,1	-	181	86	0	145,58	-
147,6m	B	C	pj	M	41,9	11,5	50,4	38,9	0,2	-	-	-	-	-	-
148,7m	B	C	pj	P	42,50	13,54	54,64	41,10	0,22	-	181	85	0	148,85	-

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

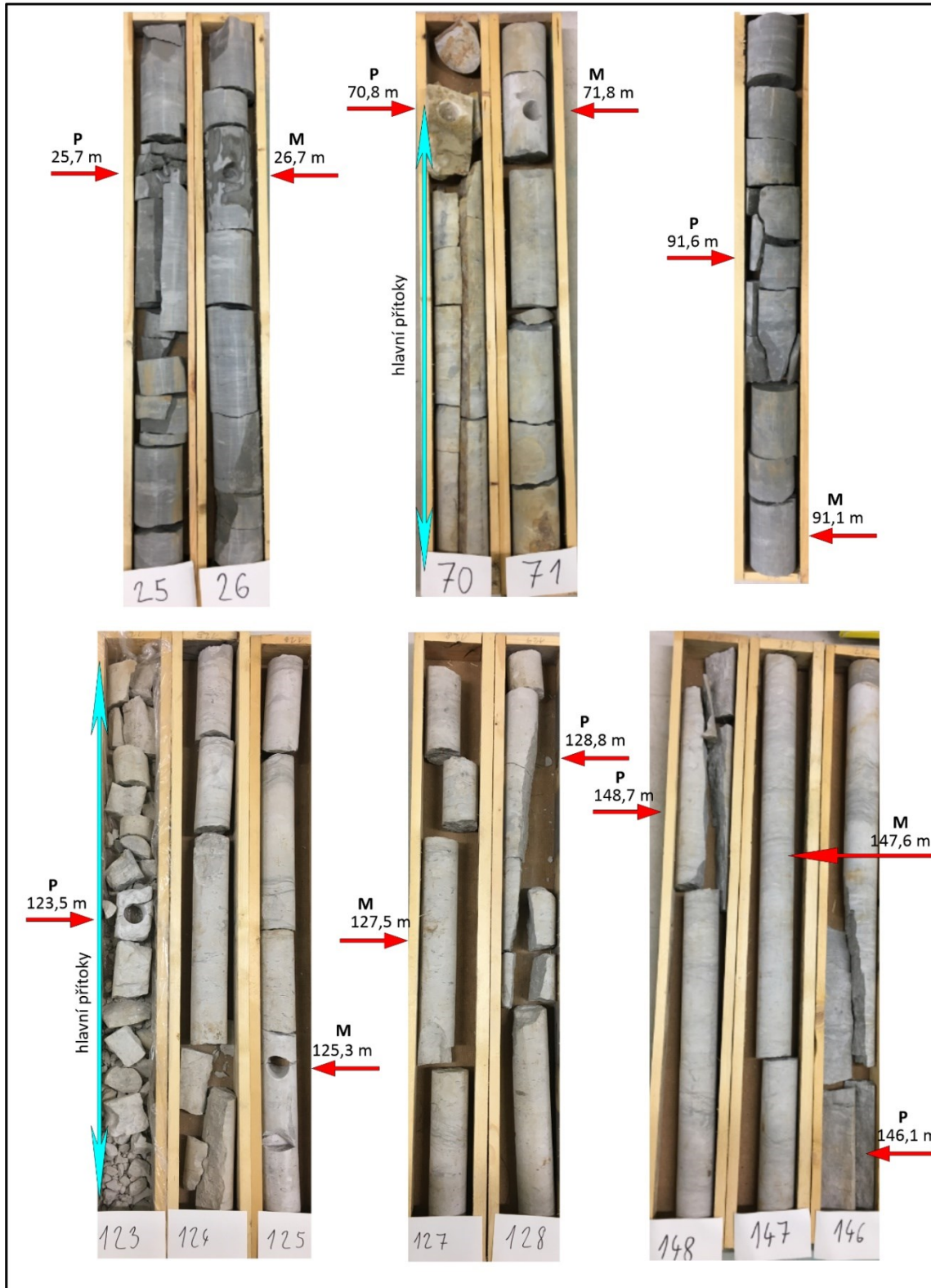
**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr -prachovec, sl - slínovec, vp - vápenc

2 ks vzorků byly odebrány z prachovců kolektoru Ca. Další 4 ks vzorků byly odebrány ze stropní části kolektoru B z úseku jemnozrnných pískovců a 3 ks vzorků byly odebrány z centrální části kolektoru B také z úseku jemnozrnných pískovců.

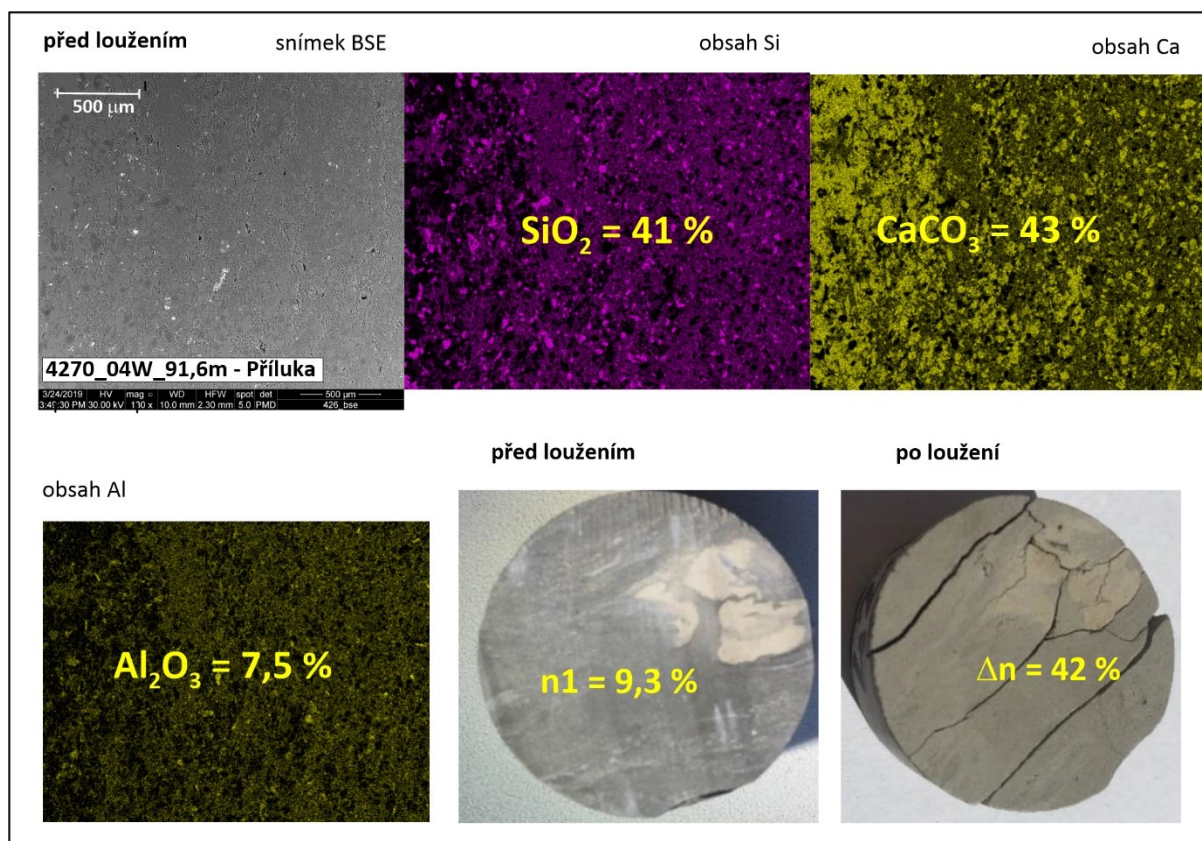
4270_04W PŘÍLUKA



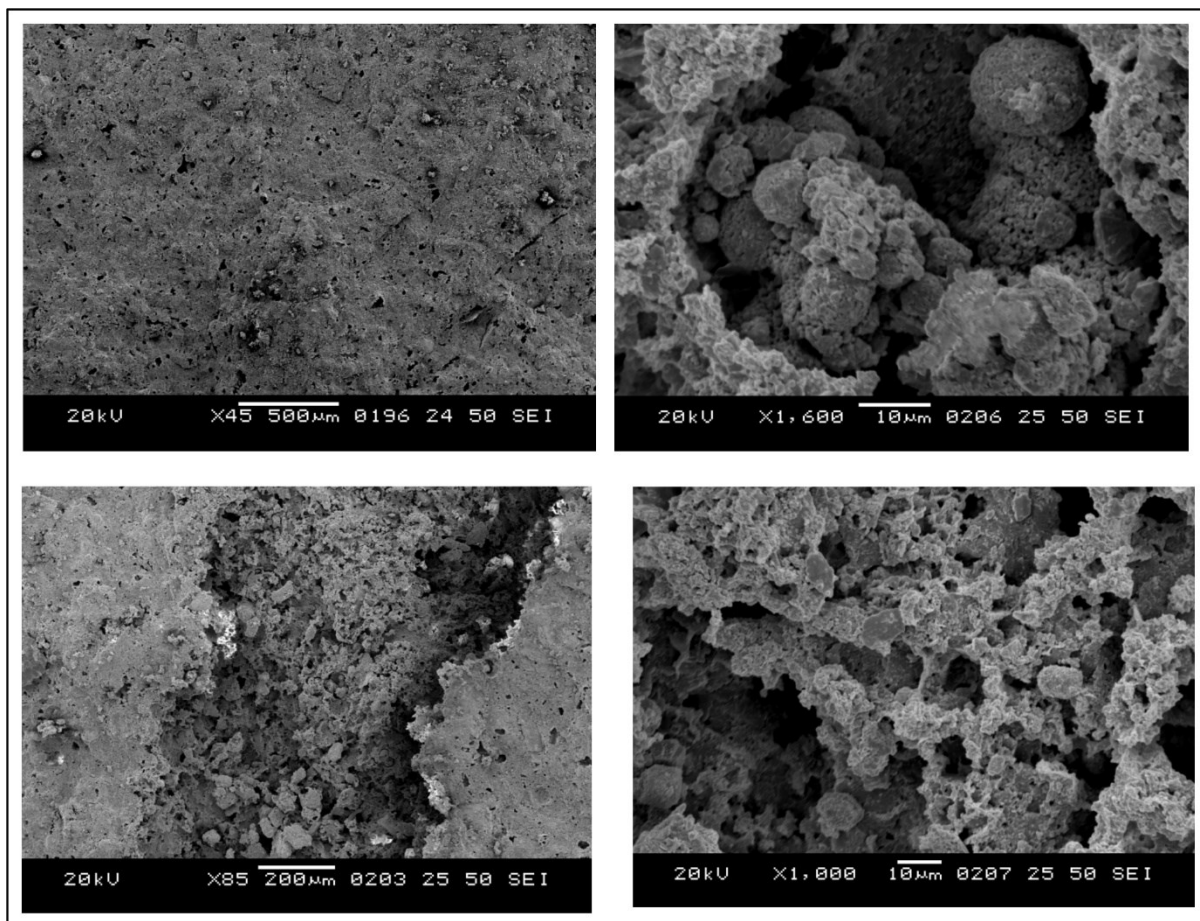
Obr.

6-15 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_04W

Vzorky z izolátoru Ca/Cb z úseku 25,7 – 26,7 m měly nejvyšší obsah kalcitu ze všech vzorků z vrtu 4270_04W, mezi 45 – 58 %. Také vzorky z izolátoru C/B z úseku 91,1 – 61,6 m měly relativně vysoký obsah kalcitu mezi 42 – 43 %. Všechny vzorky z izolátorů měly nízkou původní porozitu mezi 8 – 11 %. Vzhledem k vysokému obsahu kalcitu vykazují tyto vzorky také vysokou změnu porozity mezi 40 – 57 %. Míra rozpadu vzorků z izolátorských vrstev je oproti vzorkům z kolektorů vyšší a pohybuje se mezi 0,6 – 2,3 %, nejvyšší míru rozpadu vykazoval vzorek s nejvyšším obsahem kalcitu. Vyšší míra rozpadu je také způsobena obecně vyšším obsahem jílovité složky, která se zde pohybuje okolo 7 % a účinkem slakingu (Obr. 6-16a). Obsahy Al_2O_3 (hlavní složka jílových minerálů) u ostatních vzorků v této práci, kde byla využita SEM, a které měly velmi nízké % míry rozpadu, se pohybovaly mezi 2 – 5%. Jak je vidět na snímcích SEM ze vzorku z vrtu 4270_04W z hloubky 91,6 m (Obr. 6-16a), jílové minerály, živce, křemenná zrnka i kalcit ve formě mikritu jsou volně rozptýleny v základní hmotě, současně je kalcit součástí sparitového tmele i organického detritu (Čech et al. 2015d). Relativně vysoký obsah křemičitého tmelu, který vytváří houbovitě porézní struktury a současně tvoří spojující prvek krystalků a zrnok ostatních minerálů, umožňuje vysokou soudržnost vzorku i po loužení v HCl (Obr. 6-16b). Izolátorské prachovce a slínovce nemají vhodné podmínky pro vznik krasových jevů, i přes poměrně vysoký obsah kalcitu, vzhledem k vysokému podílu jílových minerálů a minimální propustnosti horniny.



Obr. 6-16a Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_04W - slínovec - hloubka odběru 91,6 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražených elektronů), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou.



Obr. 6-16b Vzorek: vrt 4270_04W - slínovec - hloubka odběru 91,6 m. Snímky vyloučeného vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na detailních snímcích jsou dobře patrné houbovitě struktury křemičitého tmelu se zrnky křemene, muskovitu a živců. I přes vysoký obsah kalcitu a jílových minerálů si vzorek stále zachovává dostatečnou soudržnost bránící úplnému rozpadu.

Akustický skener ve vzorkovaném úseku identifikoval 2 poruchy subvertikálního i subhorizontálního sklonu. V hloubce 91,43 m byla zjištěna rozevřená puklina SZ – JV směru o sklonu 4° a rozevření 80 mm, v hloubce 92,34 m naopak sevřená puklina S – J směru o sklonu 80°. Celkově se jedná o horniny s izolátorskými vlastnostmi. Vzhledem k velmi nízké propustnosti těchto úseků zde nebyly ani registrovány žádné přítoky vody.

V hloubce 70,8 m a 71,8 m z centrální části kolektoru Ca byly odebrány 2 vzorky prachovitých slínovců (Obr. 6-15). Vzorek z hloubky 70,8 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 71,8 m z masivní horniny (M). U vzorku „P“ činí obsah kalcitu 40 %, původní porozita 11 % a změna porozity při loužení je 39%. Vzorek „M“ má menší obsah kalcitu 25 %, původní porozitu vyšší - 13 % a změnu porozity při loužení nižší - 27 %. Mírně vyšší míra rozpadu vzorku „P“ činí 1 %, oproti nulové míře rozpadu u vzorku „M“. Úbytek kalcitu je v tomto úseku nízký, nicméně nelze vyloučit zvýšené rozpouštění kalcitové složky podél puklin s větším rozevřením. V hloubce 70,07 m byla akustickým skenerem (Urík 2014b) zjištěna subvertikální mírně rozevřená porucha se sklonem 84° a směrem SSV – JJZ, na kterou byl také vázán přítok vody. Další téměř rovnoběžná porucha byla ověřena v hloubce 72,09 m, tato však byla sevřená a bez přítoku podzemní vody.

Ze stropní části kolektoru B byly odebrány 4 vzorky jemnozrnných vápnných pískovců. Vzorky z masivní horniny (M) byly odebrány v hloubkách 125,3 m a 127,5 m, vzorky z porušených zón (P) v hloubkách 123,5 m a 128,8 m. Křemenná zrna jsou zde uložena v základní hmotě tvořené kalcitovým mikritem a jílovými minerály (Čech et al. 2015d). Obsahy kalcitu u vzorků „P“ se pohybovaly mezi 10 – 11 % a byly nižší, než obsahy kalcitu u vzorků „M“, kde bylo zjištěno rozmezí 15 – 20 %. Původní porozita byla vyšší u vzorků „P“ (28 - 29 %) oproti vzorkům „M“ (16 – 19 %). Změna porozity u vzorků „P“ (6 – 16 %) byla obecně mírně vyšší, než u vzorků „M“ (1 – 14 %). Míra rozpadu byla u všech vzorků nízká a pohybovala se pouze mezi 0,1 – 0,2 %. Výše uvedené analýzy ukazují na částečné rozpouštění kalcitu podél porušených zón a návazně vznik vyšší porozity a propustnosti hornin v těchto zónách. V úseku odběru vzorků ve stropní části kolektoru B byly akustickým skenerem (Urík 2014b) zjištěny subhorizontální, méně subvertikální poruchy. Nejvíce rozevřená je subhorizontální porucha při stropu kolektoru v hloubce 124,13 m, porucha je SSZ – JJV směru, se sklonem 15°. Další rozevřená puklina se nachází v hloubce 127,83 m, porucha je JJZ –SSV směru, je subvertikální, se sklonem 69°. Hydrokarotážními metodami byly ve vrtu 4270_04W indikovány nízké přítoky. Voda do vrtu přitéká z polohy pískovců v hloubce 123-127,4 m. Proudí velmi pomalu dolů (pouhých 5 l/den) a vrt opouští do další polohy pískovců (jemných puklin ve vápnných pískovcích) v hloubce 133-135 m, které však nebyly detekovány akustickým skenerem.

Z centrální části kolektoru B byly odebrány 3 vzorky jemnozrnných pískovců - v hloubce 146,1 a 148,7 m vzorky hornin z porušených zón a v hloubce 147,6 m z masivní horniny. Všechny 3 vzorky vykazují z hlediska obsahu karbonátu a porozity podobné výsledky. Obsah kalcitu se pohybuje mezi 30 – 42 % (nižší hodnota intervalu náleží vzorku „P“), původní porozita mezi 11 – 14 % a změna porozity mezi 33 – 41 % (nižší hodnota intervalu opět náleží vzorku „P“). Z výše uvedeného vyplývá, že vzorek „P“ z hloubky 146,1 m je kalcitem chudý. Také míra rozpadu je u všech vzorků podobná a pohybuje se do 0,2 %. Akustickým skenerem byl v prostoru vzorků „P“ detekován jednotný puklinový systém subvertikálních poruch S – J směru, které mají sklon 85 – 86° a jsou sevřené, proto zde nebyly hydrokarotáží detekovány ani žádné přítoky. Jedná se o uniformní úsek kolektoru bez výraznější náchylnosti k rozpouštění vápnné složky.

6.1.1.7 Vrt 4270_05W Poříčí u Litomyšle

Vrt 4270_05W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z vrtu byly odebrány celkem 4 ks vzorků (Tab. 6-7, obr. 6-17). Ve vrtu 4270_05W byly odebrány 2 vzorky v centrální části kolektoru B. V hloubce 16,2 m byl odebrán vzorek jemně písčitého vápence, v hloubce 16,9 m vzorek jemnozrnného pískovce. (Obr. 6-17). Vzorek vápence byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek pískovce z masivní horniny (M). U Vzorku „P“ činí obsah kalcitu 55 %, původní porozita 9 % a změna porozity při loužení je 52 %. Vzorek „M“ má menší obsah kalcitu 27 %, původní porozitu mírně vyšší - 11 % a změnu porozity při loužení nižší - 27 %. Míra rozpadu obou vzorků je nízká a pohybuje se mezi 0,2 – 0,5 %. Vzorek vápence, přestože má vysoký obsah karbonátu, má velmi nízkou míru rozpadu, což nasvědčuje přítomnosti vyššího podílu křemičitého tmelu. Místo odběru vzorku se nachází nad hladinou podzemní vody, proto se zde nemohlo projevit intenzivnější rozpouštění vápnné složky horniny hlubších partií horniny. Hydrokarotážní metody, včetně akustického skeneru, nebyly v tomto úseku vrtu prováděny.

Tab. 6-7 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_05W

vrt 4270_05W Poříčí u Litomyšle
 souřadnice X: 1092888,12
 Y: 620706,83

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámcí kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg)***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (cm)***	odtok dle karotáže (přírodní proudění)
16,2m	B	C	vp	P	55,3	9,1	61,0	51,9	0,5	-	-	-	-	-
16,9m	B	C	pj	M	27,0	11,4	38,4	27,0	0,2	-	-	-	-	-
34,1m	B	B	pr	M	46,0	9,8	53,7	43,9	0,3	-	-	-	-	-
35,1m	B	B	vp	P	51,8	12,7	58,8	46,1	0,4	-	-	-	-	-

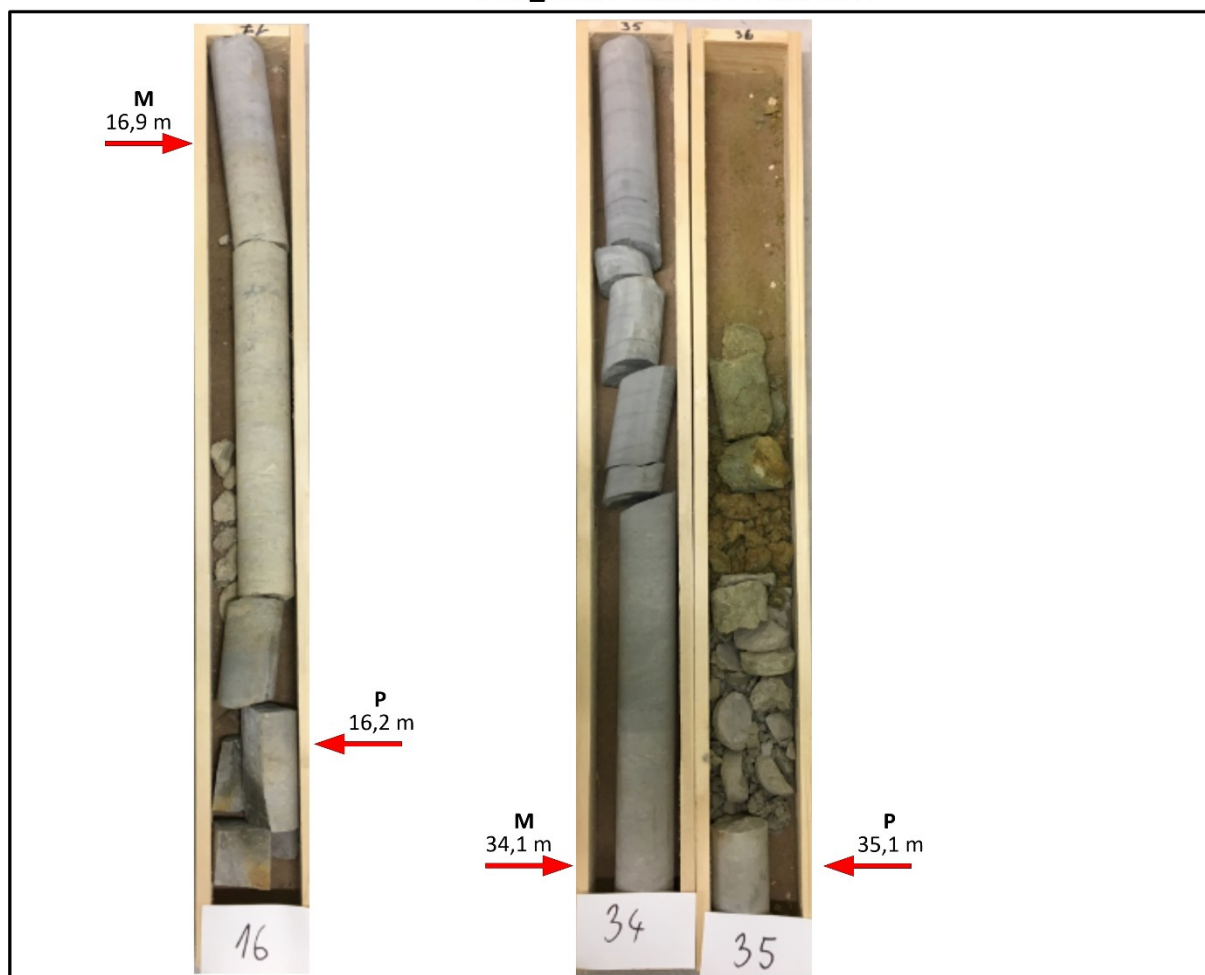
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrný; pj - pískovec jemnozrný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - vápenec

4270_05W POŘÍČÍ U LITOMYŠLE



Obr. 6-17 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_05W

Další vzorek (M) z masivu byl odebrán v hloubce 34,1 m v prachových bazální části kolektoru B, již pod hladinou podzemní vody. Párový vzorek z porušené zóny (P) byl odebrán z bazálních vápenců kolektoru B na přechodu do izolátoru – vápnatého jílovce v hloubce 35,1 m. Oba vzorky zde vykazují relativní vzájemnou shodu – obsah rozpustné složky mezi 46 – 52 %, původní porozitu 10 –

13 %, změnu porozity 44 – 46 % a míru rozpadu okolo 0,3 %. Hydrokarotážními metodami zde nebyl ověřen žádný přítok, porušená zóna má pukliny pravděpodobně sevřené a hydrogeologicky neaktivní. Tento předpoklad vychází zejména z vysokého obsahu rozpustné složky v původní hornině.

6.1.1.8 Vrt 4270_06W Lubná

Vrt 4270_06W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z geologického vrtu 4270_06W Lubná u Litomyšle bylo z vrtných jader odebráno pro detailnější analýzu celkem 10 ks vzorků (Tab. 6-8, obr. 6-18). 4 ks vzorků byly odebrány z úseku centrální části kolektoru Ca, 2 vzorky z bazální části kolektoru Ca, 2 vzorky ze stropní části kolektoru B a 2 vzorky z centrální části kolektoru B.

Tab. 6-8 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_06W (karotážní data: Jankovský 2015b)

vrt 4270_06W Lubná u Litomyšle
souřadnice X: 1092986,21
Y: 619952,41

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg)***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáž (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
8,5m	Ca	C	sl	M	40,0	16,6	54,3	37,7	0,6	-	-	-	-	-	-
9,7m	Ca	C	sl	P	37,8	19,2	49,9	30,7	0,6	-	-	-	-	-	-
27,8m	Ca	C	sl	M	34,8	12,2	42,3	30,0	0,2	-	-	-	-	-	-
28,7m	Ca	C	sl	P	37,9	11,7	46,1	34,3	0,3	-	-	-	-	-	-
46,1m	Ca	B	pj	P	34,9	10,9	47,2	36,2	0,2	-	-	-	-	-	-
46,6m	Ca	B	pj	M	19,2	16,8	39,8	23,0	0,1	-	-	-	-	-	-
85,9 m	B	S	pj	P	28,6	16,4	35,9	19,4	0,1	-	236	38	321	85,27	ANO 800 l/den
86,5 m	B	S	pj	M	13,3	20,3	40,0	19,7	0,4	-	-	-	-	-	-
138,3m	B	B	pr	M	35,9	12,4	45,9	33,5	0,1	-	-	-	-	-	-
138,9m	B	B	pr	P	38,7	12,0	46,6	34,6	0,3	-	-	-	-	-	-

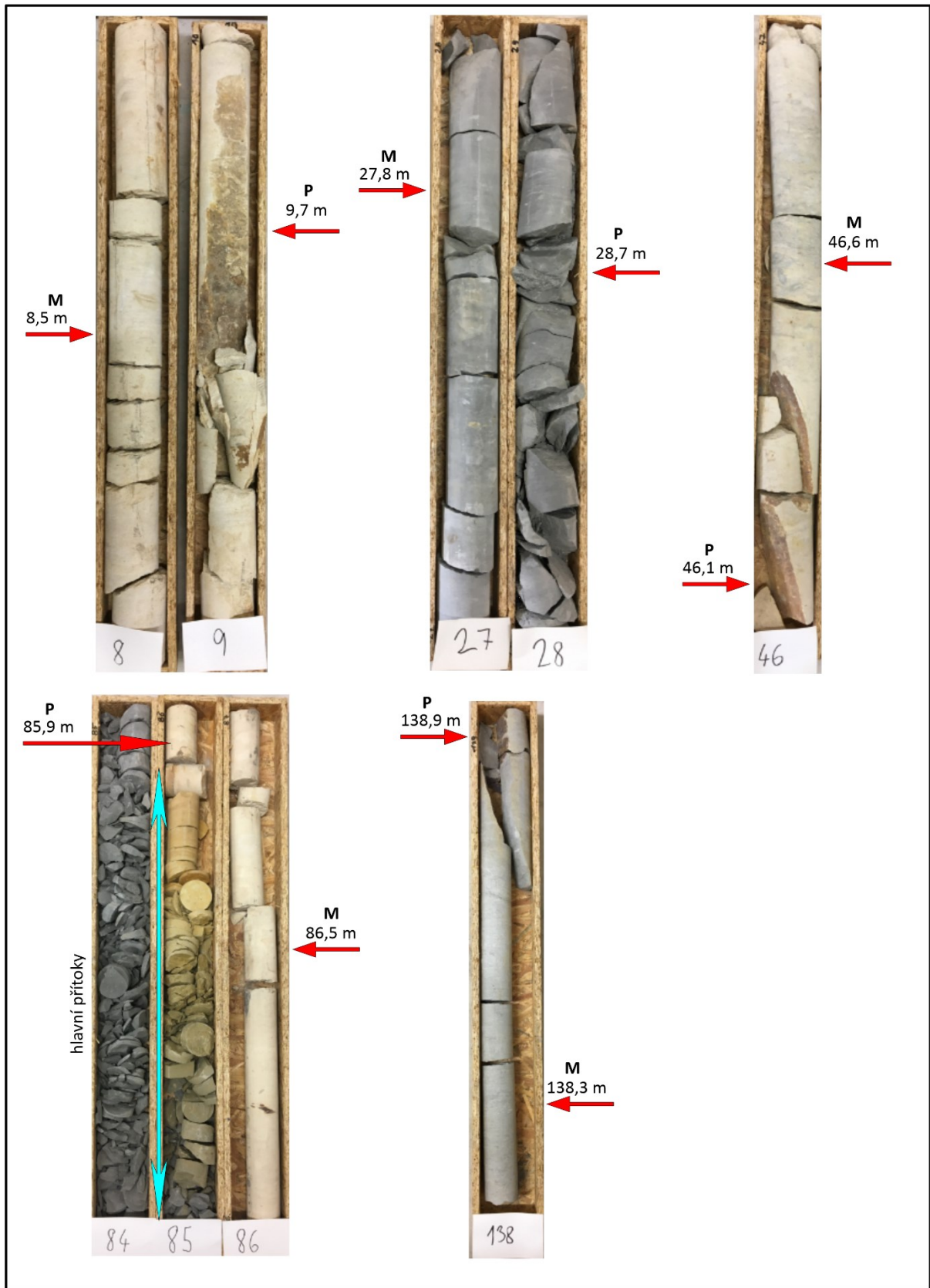
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzivou)

***dle záznamů z akustického sonaru

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrný; pj - pískovec jemnozrný; pr - prachovec, sl - slínovec

4270_06W LUBNÁ



Obr. 6-18 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_06W

Oba páry srovnávacích vzorků z centrální části kolektoru Ca byly odebrány ze slínovců - z hloubek 8,5 m - masiv (M); 9,7 m – porušená zóna (P); 27,8 m – masiv (M) a 28,7 m – porušená zóna (P). V úseku 8,5 – 9,7 m se jedná o spongilitické písčité slínovce s vyšším podílem jílových minerálů (až 30 %) a cca 25 % podílem křemene. V úseku 27,8 – 28,7 m se jedná o šedé slínovce s vyšším, až 40 % podílem jílových minerálů, obsah jehlic hub zde činí cca 15 % (Čech et al. 2015f). Ve vzájemném srovnání se jedná o velice podobné vzorky, jejichž hodnoty kolísají v úzkém rozmezí. Obsah rozpustné složky (kalcitu) se pohybuje u všech 4 vzorků mezi 35 – 40 %, původní porozita mezi 12 – 19 %, změna porozity při loužení mezi 30 – 38 % a míra rozpadu je díky podílu křemičitého tmelu relativně nízká a pohybuje se mezi 0,2 – 0,6 %. Vzhledem k umístění vzorků nad hladinou podzemní vody zde nebyla prováděna hydrokarotáž, nicméně subvertikální pukliny jsou makroskopicky jasně zřetelné (Obr. 6-18) a jsou potaženy také povlaky limonitu indikující pohyb vody, jedná se tedy spíše o rozevřené pukliny. Přesto zde nedochází k výraznějšímu úbytku kalcitu v porušených zónách, což může být způsobeno menší propustností masivní horniny.

Vzorky z bazální části kolektoru Ca byly odebrány v jemnozrnných pískovcích v hloubce 46,1 m (vzorek P) a 46,6 m (vzorek M). Vzorek odebraný z porušené zóny (P) má obsah kalcitu 35 %, porozitu 11 % a změnu porozity při loužení 36 %, zatímco vzorek z masivu (M) má obsah kalcitu 19 %, původní porozitu 17 % a změnu porozity 23 %. Míra opadu je u obou vzorků nízká a pohybuje se mezi 0,1 – 0,2 %. V úseku porušené zóny je tedy dokumentována nižší míra úbytku kalcitu, než v prostoru masivní horniny. Pukliny subvertikálního charakteru jsou patrné makroskopicky (Obr. 6-18). Hydrokarotáž zde nebyla prováděna, úsek se nachází nad hladinou podzemní vody.

Ve stropní části kolektoru B byl odebrán vzorek vápnatého jemnozrnného pískovce z hloubky 85,9 m z porušené zóny (P) a z hloubky 86,5 m z masivní horniny (M). Vzorek „P“ vykazuje vyšší obsah kalcitu (29 %), než vzorek „M“ (13 %). Původní porozita vzorku P je nižší (16 %), než vzorku „M“ (20 %). Stejně jako v několika případech z jiných vrtů, které jsou diskutovány výše, i zde je více kalcitem chudý prostor masivní horniny, naopak prostor porušené zóny má vyšší obsah kalcitu. Změna porozity je u obou vzorků shodná a pohybuje se okolo 19 %, také míra opadu je nízká a pohybuje se mezi 0,1 – 0,4 %. Akustickým skenerem byla identifikována výrazná porušená zóna v hloubce 85,27 m, kde je dokumentována široce rozevřená porucha (kaverna) o rozevřeí 320 mm ZJZ – VSV směru, se spíše subhorizontálním sklonem 37,5°. Hydrokarotážními metodami byl zjištěn hlavní přítok ve výši 800 l/den právě v hloubce 84,8 – 85,8 m.

Při bázi kolektoru B byly odebrány vzorky z prachovců v hloubce 138,3 m (M) a 138,9 m (P). Oba vzorky vykazují podobné hodnoty: obsah kalcitu mezi 36 – 39 %; původní porozitu 12 %; změnu porozity 34 – 35 % a míru opadu 0,1 – 0,3 %. Makroskopicky dokumentovaná subvertikální puklina je zcela vyhojena kalcitem a pro podzemní vodu nepropustná, proto zde nedochází k žádným zásadním změnám v obsahu karbonátu. Dle TV prohlídky, provedené v otevřeném (nevystrojeném) vrtu 4270_06B (Pitrák 2015b) jsou sedimenty kolektoru C rozpukané, zatímco sedimenty kolektoru B jsou neporušené. Výjimkou v kolektoru B je otevřená puklina (135,1-136,2 m), ve které se ztrácela všechna voda proudící dolů z kolektoru C (4 800 l/den). Prostor této pukliny však nebyl vzorkován.

6.1.1.9 Vrt 4270_07W Vanice

Vrt 4270_07W se nachází v proximální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno pro detailnější analýzu celkem 9 ks vzorků (Tab. 6-9, obr. 6-19). V hloubce 55,1 m byl odebrán samostatný vzorek z jemnozrnných vápnitých (kalianasových) pískovců s častou konkrecionální kalcifikací ve stropní části kolektoru Cb. Jedná se o vzorek z masivní horniny. Obsah rozpustné složky činil 37 %, původní porozita 12 % a změna porozity při loužení 35 %. Míra rozpadu byla velmi nízká a činila 0,1 %. Akustickým skenerem zde byla zjištěna sevřená puklina JJV – SSZ směru, se sklonem 28°. Hydrokarotáží byl detekován přítok podzemní vody v úseku 53 – 57 m ve výši 1 000 l/den, jedná se o dobře propustnou horninu s vysokým potenciálem pro rozpouštění karbonátu. Z hlediska obsahu kalcitu se jedná o mírně deficitní vzorek, většinou se obsah pohybuje mezi 50 – 60 %. Obsah rozpustné složky může v rámci kolektoru vápnitých pískovců značně kolísat, v závislosti na obsahu kalcitu (porušené zóny – nižší obsah, kalcitové konkrece – vyšší obsah). Křemen tvoří přibližně 20 % podíl v hornině a jsou zde patrné stopy silicifikace, dokumentovány byly sférolity mikrokrytalického křemene (Čech et al. 2015g). Této skutečnosti odpovídá i nízká míra rozpadu vzorku.

Tab. 6-9 Výsledky analytických prací z vrtu 4270_07W (karotážní data: Kořalka 2015a)

vrt 4270_07W Vanice
souřadnice X: 1075488,36
Y: 623142,46

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	porucha (P) nebo masiv (M)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	hlavní směr puklin (deg) ***	hlavní sklon puklin (deg)***	šířka puklin (mm)***	metráž vrtu karotáž (m)***	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
55,1m	Cb	S	pj	M	36,6	11,6	46,9	35,3	0,1	-	144	28	0	55,62	ANO 1000 l/den
146,1m	Ca	S	pr	P	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-
146,9m	Ca	S	pr	M	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-
213,1 m	B	S	vp	P	51,5	37,7	83,5	45,8	23,1	ANO	20	28	0	213,41	ANO 800 l/den
213,8 m	B	S	pj	M	13,3	16,7	32,5	15,8	0,1	-	268	19	0	213,78	-
216,6m	B	S	pj	P	18,0	14,1	35,3	21,3	0,2	-	317	21	0	217,07	-
216,8m	B	S	vp	M	86,0	5,8	89,0	83,2	86,1	-	227	38	0	217,28	-
240,6 m	B	C	vp	P	58,5	4,4	57,5	53,1	1,9	-	153	31	0	241,49	ANO 20 l/den
241,5 m	B	C	pj	M	34,7	7,2	28,9	21,8	0,1	-	212	22	0	241,58	ANO 20 l/den

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

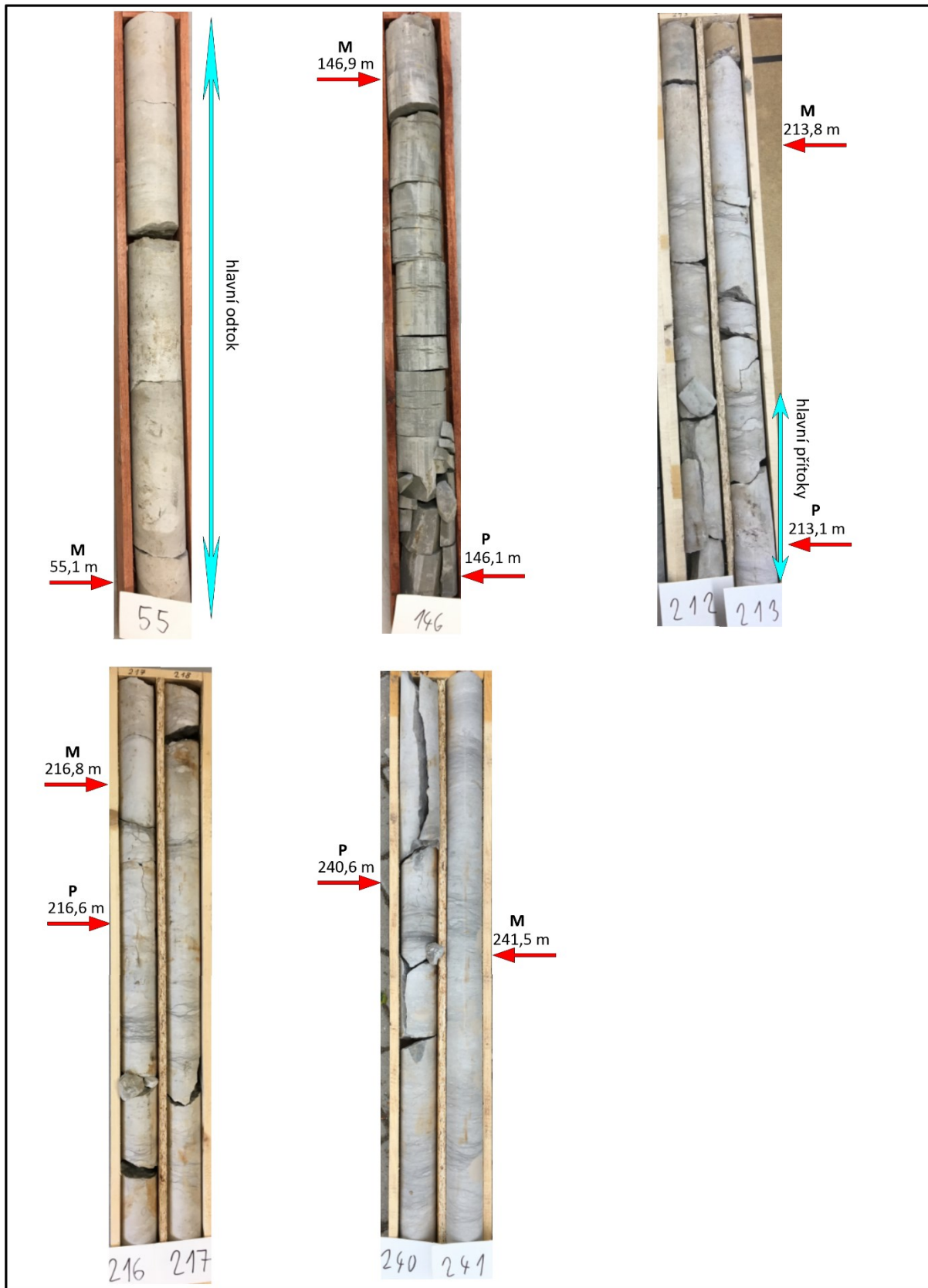
**v případě, že nebylo provedeno kalcimetrické měření, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

***dle záznamů z akustického sonaru

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr -prachovec, sl - slínovec, vp - vápenec

Ze stropní části kolektoru Ca z úseku písčitých slinitých prachovců byly odebrány 2 vzorky (Obr. 6-19). Vzorek z hloubky 146,1 m byl odebrán z porušené zóny (P), vzorek z hloubky 146,6 m z masivní horniny (M). Oba vzorky se zcela rozpadly již při saturaci ve vodě působením slakingu. Jedná se o vzorky s nízkou mírou silicifikace a vyšším podílem jílových minerálů. Jemná zrna prachu a písku jsou ostrohranná (Čech et al. 2015g) a nejsou dostatečně pevně pospojována vápnitým nebo křemičitým tmelem.

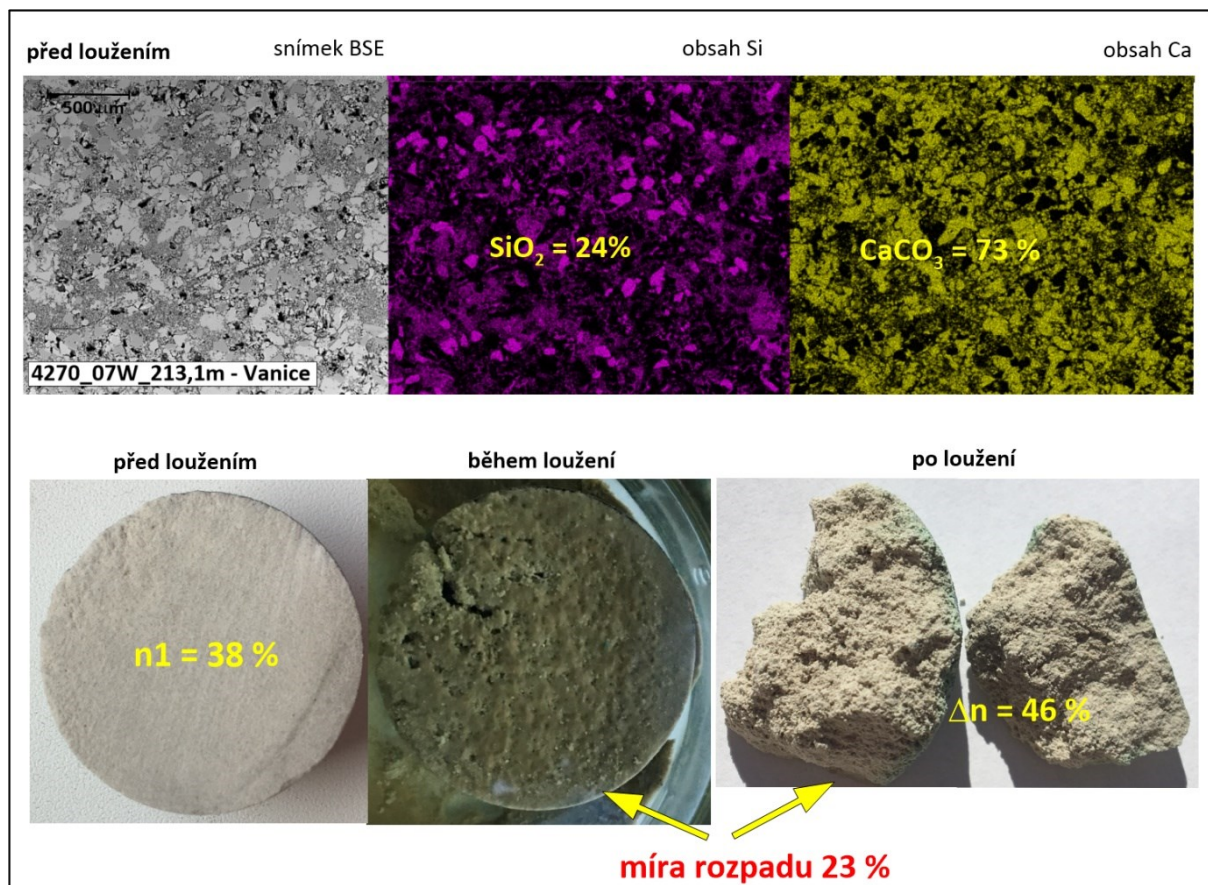
4270_07W VANICE



Obr. 6-19 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu 4270_07W



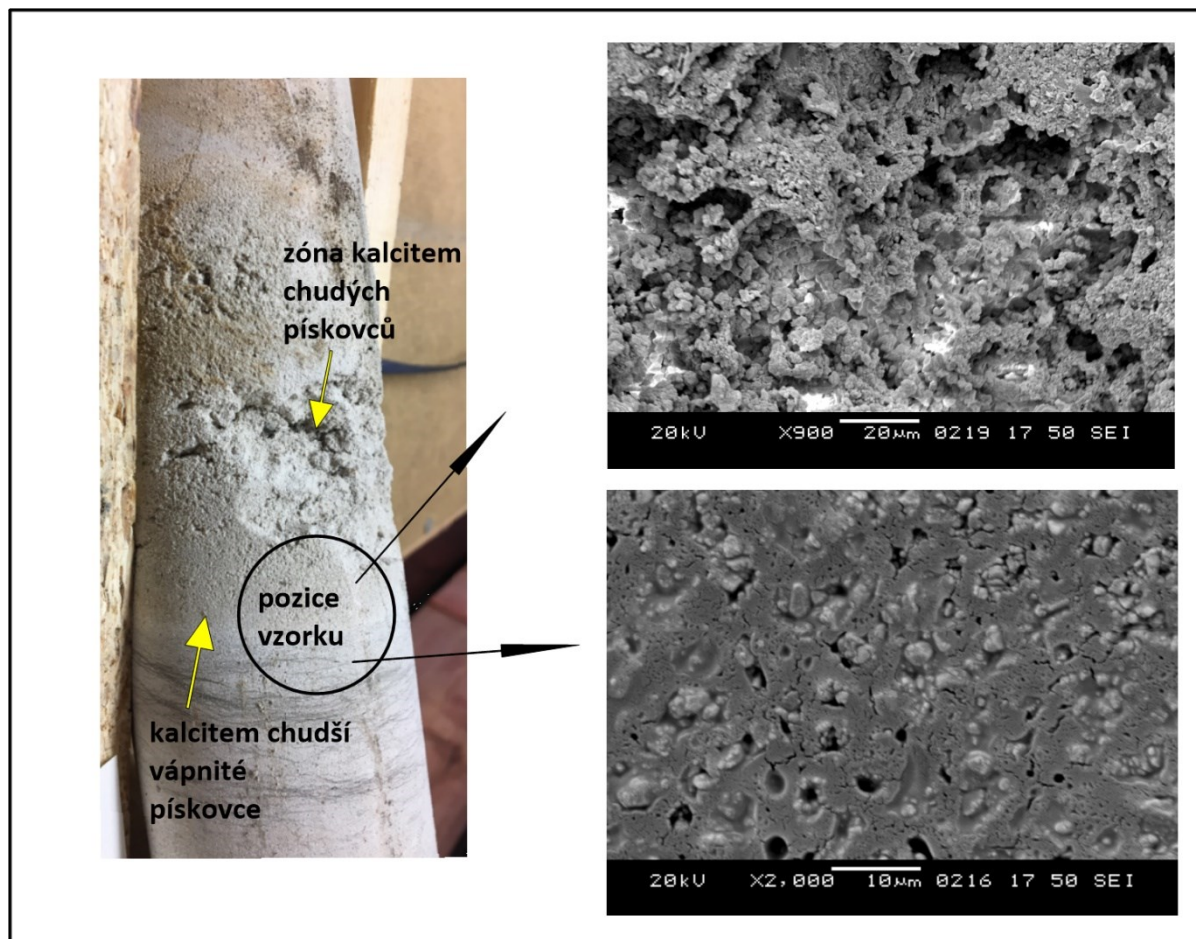
Obr. 6-20 Písčítý slinitý prachovec s příměsí glaukonitu a nízkou mírou silicifikace (převzato: Čech et al. 2015g)



Obr. 6-21 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt 4270_07W – písčítý vápenec - hloubka odběru 213,1 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (back scattered electron) představují obraz vzorku ve zpětně odražených elektronech, na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou

Ze stropní části kolektoru B byly odebrány 4 vzorky jemnozrnných vápničných pískovců a písčítých vápenců. V hloubce 213,1 m byl odebrán vzorek z okraje poruchy (P), v hloubce 213,8 m vzorek z masivní horniny (M). Vzorek P byl odebrán přímo na rozhraní porušené zóny a masivní horniny tak, aby se nerozpadl již při odběru, vzhledem k velké křehkosti porušené zóny (Obr. 6-22). Obsah kalcitu ve vzorku „P“ je stále vysoký (51 %), ale původní porozita je také velmi vysoká a činí

38 %, vzhledem k umístění vzorku do okraje kalcitem chudé zóny. Původní obsah kalcitu zde mohl přesahovat 80 %, jak je zřejmé ze vzorku z téže horniny v hloubce 216,8 m (viz níže). Jedná se tedy již o loužení výrazně kalcitem ochuzenou zónu, kde však ještě velká část kalcitu zůstala v hornině. Při loužení byla zjištěna také vysoká změna porozity 46 % a také velká míra rozpadu vzorku (23 %) – viz Obr. 6-21. Z analýzy SEM je patrné, že přestože je obsah křemíku pouze 24 %, nedošlo loužením k úplnému rozpadu horniny.



Obr. 6-22 Vzorek: vrt 4270_07W - hloubka odběru 213,1 m. Vlevo lokalizace odběru vzorku na rozhraní porušené (kalcitem chudé) zóny, vpravo snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrná zrna křemene zapojená do struktury křemičitého tmelu, který drží vzorek i po loužení relativně soudržný.

Původní hornina i reziduum po loužení jsou velmi soudržné, vlivem amorfního oxidu křemičitého, který vytváří v hornině houbovitou, velmi dobře propustnou strukturu. Křemičitý tmel vytváří místy také souvislé povlaky s četnými póry. Po vyloužení vzorek makroskopicky odpovídá hornině v kalcitem ochuzené porušené zóně (srovnání Obr. 6-21 a 6-22). Vzorek strukturně i chemicky dobře dokumentuje přechodovou zónu mezi kalcitem bohatou masivní částí horniny a kalcitem ochuzenou zónou, kde je vidět výrazná koroze. Akustický skener identifikoval v hloubce 213,41 m subhorizontální sevřenou poruchu SSV – JJZ směru, se sklonem 28°. Jedná o poruchu přibližně odpovídající umístění vzorku v hloubce 213,1 m (mírný posun metráže pukliny z karotážních měření oproti metráži vzorkovaných jader může být způsoben drobnými odchylkami v měření karotáže nebo odchylkami při kladení jader do vzorkovnic při vrtných pracích). Přestože se jedná o

poruchu sevřenou, hydrokarotážními metodami zde byl v úseku 212,9 – 213,4 m zjištěn hlavní přítok podzemní vody do vrtu v rámci kolektoru B ve výši 800 l/den, který představuje cca 87 % celkového přítoku do vrtu z tohoto kolektoru. Lze předpokládat, že výše popsany mechanismus rozpouštění kalcitu má významný vliv na tvorbu rozsáhlých přítokových zón v rámci jednotlivých studovaných kolektorů.

Z hloubky 213,8 m byl odebrán k předchozímu vzorku párový vzorek horniny jemnozrnného vápenného pískovce z masivu (M). Vzorek má obsah kalcitu 13 %, původní porozitu 17 % a změnu porozity při loužení 16 %. Míra opadu je téměř nulová. Z analýzy je zřejmé, že se jedná o pískovec s výraznou křemičitou složkou v tmelu. Původní obsah karbonátu se zde mohl pohybovat pouze okolo 30 %. Tato skutečnost poukazuje na preferenční tvorbu porušených a dobře propustných zón přednostně v úsecích s vyšším obsahem karbonátu.

Také další vzorek jemnozrnného vápenného pískovce odebraný z hloubky 216,6 m má velmi podobné výsledky analýz, jako předchozí vzorek z hloubky 213,8 m, přestože byl odebrán z porušené zóny (P). Vzorek má obsah kalcitu 18 %, původní porozitu 14 % a změnu porozity při loužení 21 %. Míra opadu je velmi nízká a činí 0,15 %. V místě odběru byla akustickým skenerem zjištěna sevřená puklina SZ – JV směru, se sklonem 21°. Přestože se jedná o vzorek z pukliny, nebyl zde hydrokarotáží identifikován žádný přítok. V hloubce 216,8 m byl odebrán párový vzorek z masivního písčitého vápence. Jedná se o vysokoprocenní vápenec s obsahem kalcitu 86 % (Obr. 6-19). Původní porozita je zde velmi nízká (6 %) a změnu porozity naopak extrémní (83 %). Míra rozpadu je však také velmi vysoká (86 %), po loužení se zachovala jen malá velmi křehká část vzorku. Akustickým skenerem byla zjištěna nejbližší puklina v hloubce 217,28 m, jedná se o puklinu sevřenou, JZ – SV směru, se sklonem 38°. Tento vzorek je příkladem vápence s kalcitem přítomným v základní hmotě i ve tmelu, s velmi nízkou propustností. Pokud zde není predispozice ve formě otevřených puklin, k rozpouštění kalcitu zde nedochází. V místě odběru vzorku nebyly zjištěny přítoky podzemní vody.

Z centrální části kolektoru B byly odebrány 2 vzorky jemnozrnných vápenných pískovců a písčitých vápenců. V hloubce 240,6 m byl odebrán vzorek z písčitého vápence z porušené zóny (P). Vzorek má vysoký obsah kalcitu 59 %, původní porozitu 4 % a změnu porozity při loužení 53 %. Míra opadu je mírně zvýšená a činí 2 %. Párový vzorek z masivu (M) byl odebrán v hloubce 241,5 m. Vzorek má střední obsah kalcitu 35 %, původní porozitu 7 % a změnu porozity při loužení 22 %. Míra opadu je minimální a činí 0,15 %. Jedná se o úsek s výskytem četných sevřených puklin JJZ – SSV a SSZ – JJV směrem, se subhorizontálním sklonem 22 – 30°. Hydrokarotážní metody ověřily, že voda přitéká do vrtu řadou slabě propustných poloh v intervalu 238,4 – 256,7 m (přítok 5 – 20 l/den). Jedná se o úsek vrtu, kde jsou pukliny vázány na polohy s vyšším obsahem kalcitu, avšak vzhledem k menší propustnosti hornin zde nedochází k intenzivnějšímu rozpouštění vápenné složky podél sevřených puklin, obsahy kalcitu v porušených zónách zůstávají stále vysoké.

6.1.1.10 Vrt SN-1 Doubravice

Vrt SN-1 Doubravice se nachází v proximální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno pro detailnější analýzu celkem 5 ks vzorků (Tab. 6-10, obr. 6-23). Všechny vzorky byly odebrány z kolektoru B, z toho v úseku 10 – 34 m se jedná centrální část kolektoru, pouze poslední vzorek z hloubky 43,8 m byl odebrán z bazální části kolektoru, který zde má volnou hladinu podzemní vody. Vzorek z hloubky 10 m je kalcitem bohatý jemnozrnný pískovec, obsah rozpustné složky činil 37 %,

původní porozita 20 % a změna porozity při loužení 30 %. Míra rozpadu byla velmi nízká a činila 0,3 %. Jedná se o vzorek z úseku jádra s difúzní kalcifikací konkrecionálního typu (Štaffen in Smutek et al. 1988), v rámci vzorkovaného intervalu vrtu SN-1 má nejvyšší obsah karbonátu. Jedná se o úsek vrtu nad hladinou podzemní vody.

Tab. 6-10 Výsledky analytických prací z vrtu SN-1 (karotážní data: Procházka 1991)

vrt SN-1 Doubravice
souřadnice X: 1082161,76
Y: 626595,47

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
10,0 m	B	C	pj	37,5	20,2	50,6	30,4	0,3	-	-
15,6 m	B	C	pj	20,9	18,4	36,5	18,0	0,0	-	-
24,4 m	B	C	pj	30,9	13,2	40,1	26,9	0,1	-	-
34,0 m	B	C	pr	37,3	11,0	44,2	33,2	0,2	ANO	-
43,8 m	B	B	pj	20,2	39,7	56,7	17,0	0,5	-	(ANO 46 600 l/den)***

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebyla provedena kalcimetrie, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

*** hlavní přítok registrován 2 m pod vzorkovanou úrovní - v hloubce 45,8 - 46,8 m; kolektor B má volnou hladinu v hloubce 21,5 m

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrný; pj - pískovec jemnozrný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - písčité vápenec

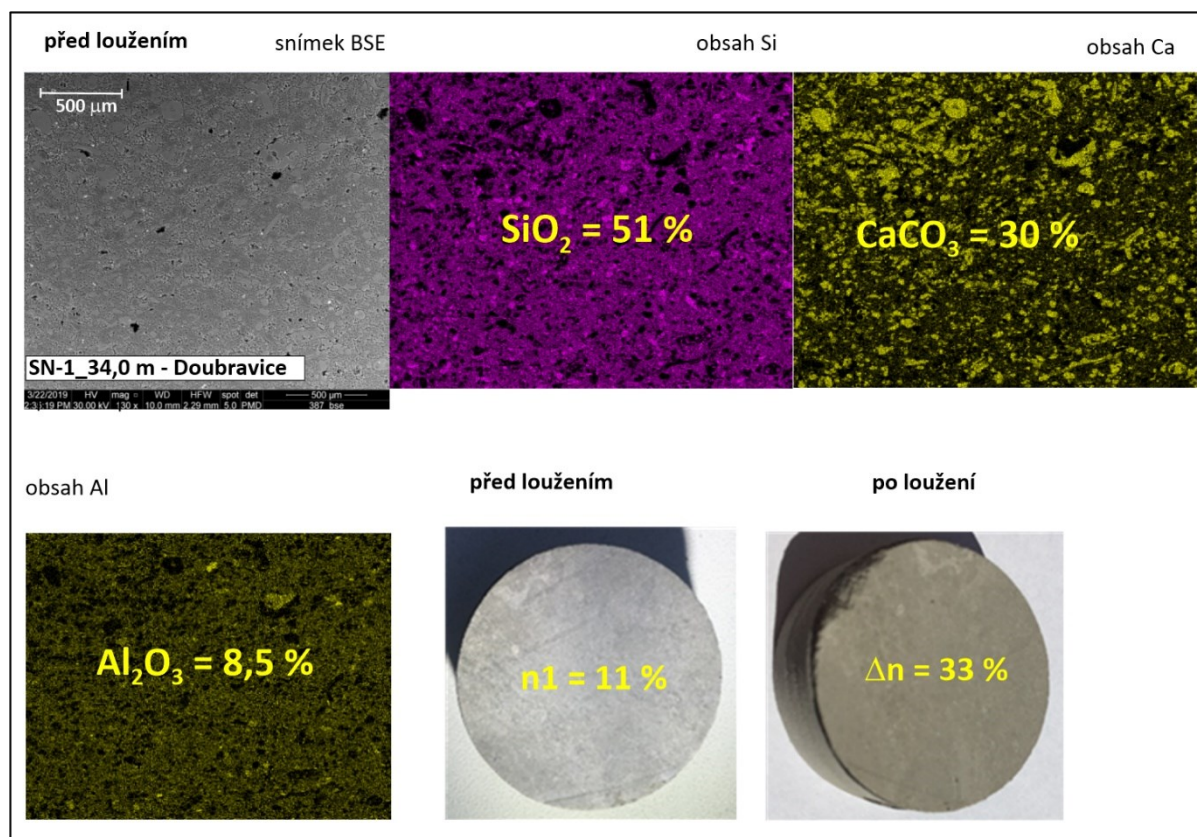
VRT SN-1 DOUBRAVICE



Obr. 6-23 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-1

zorek z hloubky 15,6 m je oproti prvnímu vzorku kalcitem chudý jemnozrnný pískovec, obsah rozpustné složky činil 21 %, původní porozita 18 % a změna porozity při loužení 37 %. Míra rozpadu je nulová. Jedná se o vzorek z úseku jádra s četnými subvertikálními puklinami pokrytými oxidy a hydroxidy železa a manganu, podél puklin zjištěny kalcitem ochuzené zóny do hloubky až 10 cm typu (Štaffen in Smutek et al. 1988). Přítoky podzemní vody zde nebyly zjištěny, jedná se o úsek nad hladinou podzemní vody.

Vzorky z hloubek 24,4 m a 34 m byly odebrány chemickým složením relativně blízké vzorky jemnozrnného pískovce a prachovce s blízkými hodnotami obsahu karbonátu. Obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 31 – 37 %, původní porozita 11 – 13 % a změna porozity při loužení 27 - 33 %. Míra rozpadu byla opět velmi nízká a činila 0,1 – 0,2 %. Jedná se o vzorky na přechodu z prachovitých pískovců do vápnitých prachovců. Jak je vidět na snímcích SEM ze vzorku písčitého prachovce z vrtu SN-1 z hloubky 34,0 m (Obr. 6-24), jílové minerály i mikrokrytalický kalcit jsou volně rozptýleny a tvoří základní hmotu. Obsahy křemene/křemičitanů (51 %) i kalcitu (30 %) vysoké. Ve vzorku vytváří sekundární křemičitý tmel podpůrnou zpevňující strukturu horniny, která drží původní strukturu horniny i po vyloužení rozpustné složky, s minimální mírou rozpadu. Prachovce zde nemají vhodné podmínky pro vznik krasových jevů, vzhledem k vysokému podílu jílových minerálů a nízké propustnosti horniny mimo tektonické zóny. Hydrokarotáží nebylo možné ověřit přítoky podzemní vody (byť je nelze zcela vyloučit), vzhledem k hlouběji zaklesnuté hladině podzemní vody v kolektoru B během karotáže vlivem propojení kolektorů A a B v nevystrojeném geologickém vrtu.



Obr. 6-24 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy - vrt SN-1 – písčité prachovce - hloubka odběru 34,0 m. Vzorek před loužením: Snímky BSE (zpětně odražených elektronů), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou, na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou a na snímcích s obsahem Al je hliník detekován žlutou barvou.

Vzorek z hloubky 43,8 m při bázi kolektoru B byl odebrán vzorek kalcitem chudého jemnozrnného pískovce. Obsah rozpustné složky činil 20 %, původní porozita byla velmi vysoká (40 %) a změna porozity při loužení 17 %. Míra rozpadu je zde opět nízká (0,5 %). Vzorky hornin z tohoto úseku také vykazují počáteční křehkost typu (Štaffen in Smutek et al. 1988). Hlavní přítok podzemní vody v objemu 46 600 l/den zde byl detekován resistivimetrickou metodou přírodního proudění v úseku 45,8 – 46,8 m, tedy 2 metry pod úrovní odběru vzorku, kde je také dokumentována výrazná kaverna o šíři přes 350 mm. Vzorek byl tedy odebrán z oblasti poblíž hlavního přítokového úseku vrtu, tedy z kalcitem ochuzené a pravděpodobně velmi dobře vodivé zóny. Tomu odpovídá také poměrně nízký původní obsah rozpustné složky ve vzorku. Kolektor B má v místě vrtu SN-1 volnou hladinu podzemní vody, hlavní proudění podzemní vody v kolektoru zde probíhá spíše v jeho bazální části.

6.1.1.11 Vrt SN-2 Popovec

Vrt SN-2 Popovec se nachází v distální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno pro detailnější analýzu celkem 11 ks vzorků (Tab. 6-11, obr. 6-25). Byly odebrány 3 vzorky z kolektoru C, 3 vzorky z mezilehlého izolátoru Ca/Cb a 5 vzorků z kolektoru B.

Tab. 6-11 Výsledky analytických prací z vrtu SN-2 (karotážní data: Procházka 1991)

vrt **SN-2 Popovec**
souřadnice X: 1074368,07
Y: 627546,98

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
17,0m	Cb	C	pj	24,3	10,5	40,3	29,8	0,3	-	-
24,8m	Cb	C	pj	48,0	9,2	53,9	44,6	0,4	-	-
54,0m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
64,3m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
85,0m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
115,8m	Ca	S	sl	23,4	9,8	32,3	22,5	0,1	-	-
145,6m	B	S	pj	26,0	13,8	39,2	25,4	0,1	-	(ANO 350 l/den)***
148,3m	B	S	pj	12,1	16,1	21,5	5,4	0,1	-	-
165,0m	B	C	pj	30,1	11,9	39,6	27,7	0,1	-	-
179,4m	B	C	pr	33,6	9,6	41,3	31,7	1,0	-	-
190,5m	B	C	pr	37,3	7,8	42,7	34,9	0,1	-	-

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebyla provedena kalcimetrie, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

*** hlavní přítok registrován 2,5 m nad vzorkovanou úrovní - v hloubce 143 m

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - písčité vápenec

VRT SN-2 POPOVEC



Obr. 6-25 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-2

Z centrální části kolektoru Cb byly odebrány 2 vzorky jemnozrnného pískovce. Vzorek z hloubky 17 m má obsah rozpustné složky 24 %, původní porozitu 11 % a změnu porozity při loužení 30 %. Míra rozpadu je nízká a činí 0,3 %. Vzorek z úrovně 24,8 m má obsah rozpustné složky oproti předchozímu dvojnásobný - 48 %, původní porozitu 9 % a změnu porozity při loužení 45 %. Míra

rozpadu je také nízká a činí 0,3 %. V rámci vrtu SN-2 má nejvyšší obsah karbonátu. V tomto úseku nebyly hydrokarotáží indikovány přítoky podzemní vody.

Všechny 3 vzorky z izolátoru – jizerského souvrství - z úseku 54 – 85 m se zcela rozložily již při saturaci ve vodě působením slakingu, vzhledem k vysokému obsahu jílovité složky ve slínovcích.

Vzorek slínovce z hloubky 115,8 m byl odebrán při stropu kolektoru Ca. Obsah rozpustné složky činil 23 %, původní porozita byla nízká (10 %) a změna porozity při loužení 23 %. Míra rozpadu je zde velmi nízká (0,1 %).

Z kolektoru B byly ve stropní části odebrány 2 vzorky jemnozrnných pískovců. Vzorek z hloubky 145,6 m byl odebrán nejbližše stropu kolektoru B. Obsah rozpustné složky činil 26 %, původní porozita byla 14 % a změna porozity při loužení 25 %. Míra rozpadu je zde velmi nízká (0,1 %). Vzorek jemnozrnného pískovce z hloubky 148,3 m měl obsah rozpustné složky pouhých 12 %, původní porozita byla nejvyšší ze všech studovaných vzorků v tomto vrtu (16 %) a změna porozity při loužení pouze 5 %. Míra rozpadu je zde také velmi nízká (0,1 %). Hydrokarotáží byl současně identifikován jediný výraznější přítok ve vrtu ve výši 350 l/den v hloubkové úrovni 143 m, tedy cca 2,5 m nad vyšší vzorkovanou úrovní, přímo při stropu kolektoru B, na kontaktu s nadložním izolátorem.

Další 3 vzorky prachovců a jemnozrnných pískovců s relativně blízkým chemickým složením byly odebrány z hloubkového intervalu 165 – 190,5 m z centrální části kolektoru B. Obsahy rozpustné složky se pohybují mezi 30 – 37%, původní porozita mezi 8 – 12 % a změna porozity při loužení mezi 28 – 35 %. Míra opadu je velmi nízká (do 0,1 %), pouze u vzorku prachovce z hloubky 179,4 m činí 1%. Jedná se o úsek kolektoru B, kde nebyly hydrokarotáží identifikovány žádné zvýšené přítoky do vrtu.

6.1.1.12 Vrt SN-4 Dobrkov

Vrt SN-4 Dobrkov se nachází v distální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno pro detailnější analýzu celkem 9 ks vzorků (Tab. 6-12, obr. 6-26). Byly odebrány 2 vzorky z kolektoru C, 2 vzorky z mezilehlých izolátorů Ca/Cb a Ca/B a 5 vzorků z kolektoru B.

Tab. 6-12 Výsledky analytických prací z vrtu SN-4 (karotážní data: Procházka 1991)

vrt SN-4 Dobrkov
souřadnice X: 1074368,07
Y: 627546,98

hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
10,8m	Cb	B	pj	31,9	10,6	41,0	30,4	0,1	-	-
13,0m	I	I	sl	26,6	18,1	50,6	32,5	18,6	-	-
16,6m	Ca	S	pj	40,2	11,1	54,8	43,7	1	-	-
66,8m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	(ANO 18 000 l/den)***
68m	B	S	pj	15,9	20,7	30,6	9,9	0	-	-
73m	B	C	pj	20,0	9,7	23,2	13,6	0,1	-	-
81m	B	C	pj	14,1	11,7	19,3	7,6	0,0	-	(ANO 38 000 l/den)***
93,3m	B	C	pj	25,3	9,8	31,1	21,3	0,1	-	(ANO 4 200 l/den)***
104,4m	B	B	pr	30,8	9,1	38,7	29,6	0,3	-	-

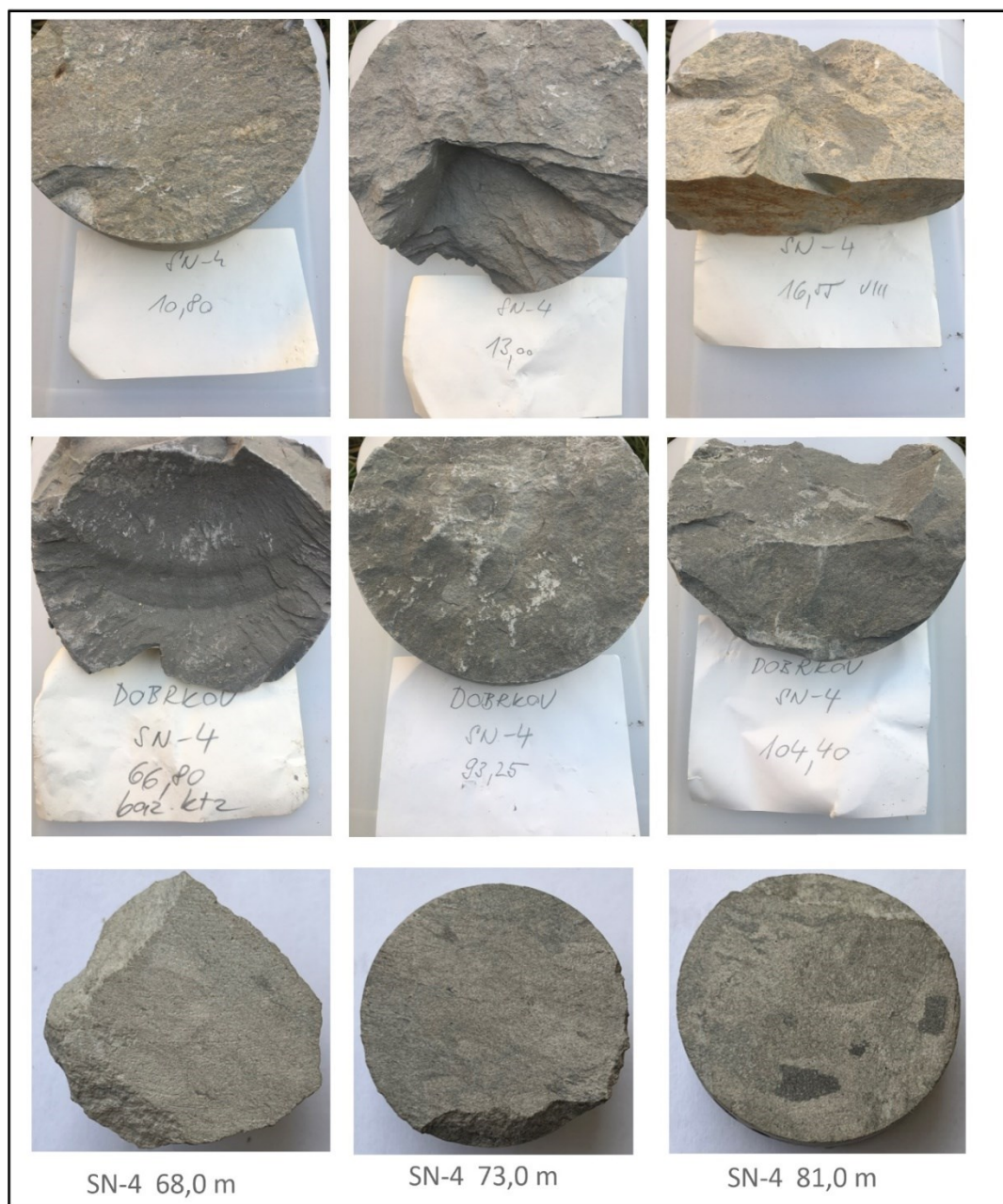
*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebyla provedena kalcimetrie, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

*** hlavní odtoky registrovány v blízkosti vzorkovaných úrovní - v hloubce 64,6 - 65,7 m; 81,7 m a 92,6 m

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - písčité vápenec

VRT SN-4 DOBRKOV



Obr. 6-26 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-4

Z bazální části kolektoru Cb z hloubky 10,8 m byl odebrán vzorek jemnozrnného pískovce. Vzorek má obsah rozpustné složky 32 %, původní porozitu 11 % a změnu porozity při loužení 30 %. Míra rozpadu je téměř nulová. Z centrální části kolektoru Ca z hloubky 16,6 m byl odebrán také vzorek jemnozrnného pískovce. Vzorek má obsah kalcitu oproti předchozímu zvýšený - 40 %, původní porozitu 11 % a změnu porozity při loužení 44 %. Míra rozpadu je nízká a činí 1 %. V rámci vrtu SN-4 má vzorek z kolektoru Ca nejvyšší obsah karbonátu a také nejvyšší míru rozpadu z kolektorských vzorků z vrtu SN-4. V tomto úseku nebyly hydrokarotáží indikovány přítoky podzemní vody.

Vzorky z mezilehlých izolátorů (slínovců) byly odebrány z hloubek 13 m a 66,8 m. Prachovitý slínovec z hloubky 13 m má obsah rozpustné složky 27 %, původní porozitu 18 % a změnu porozity při

loužení 33 %. Porozita po loužení činí 50 % a vzorek vlivem vyššího obsahu jílových minerálů také vykazuje vysokou míru rozpadu 19 %. Vzorek ze slínovce v hloubce 66,8 m obsahuje vysoký podíl jílových minerálů a již při loužení ve vodě podlehl slakingu. Současně byl hydrokarotáží v hloubkové úrovni 64,6 – 65,7 m registrován významný odtok podzemní vody ve výši 18 000 l/den. Jedná se o polohu při bázi izolátoru Ca/B, podle geologického popisu typu (Štaffen in Smutek et al. 1988) má kolektor B strop až v hloubce 67,15 m. Dle popisu je však báze izolátoru výrazněji kalcifikována a silně porušena, což nasvědčuje možnosti intenzivnějšího rozpouštění kalcitu podél puklin v tomto prostoru a vzniku porušených zón vlivem slakingu slínovců bez významnější přítomnosti křemičitého tmelu.

Z kolektoru B bylo odebráno celkem 5 ks vzorků. Vzorek ze stropní části kolektoru B v hloubce 68 m je kalcitem chudý, s obsahem rozpustné složky 16 %, původní porozitou 21 % a změnou porozity při loužení 10 %. Míra rozpadu je nulová. Nachází se 2,3 m pod úsekem hlavního přítoku do vrtu, prokazatelně již v kolektoru B. Z dalších 3 ks vzorků jemnozrnných pískovců z centrální části kolektoru B v hloubkách 73 m, 81 m a 93,3 m má nejnižší obsah rozpustné složky (17 %) vzorek z hloubky 81 m. Původní porozitu má 12 %, změnu porozity pouhých 8 % a míru opadu nulovou. Jedná se o vzorek s nejnižším obsahem rozpustné složky v rámci všech kolektorských vzorků z vrtu SN-4 a také nejnižší změnou porozity při loužení. Současně je v hloubce 81,7 m dokumentován nejvyšší odtok podzemní vody ve výši 38 000 l/den. Další slabší odtoková zóna byla zjištěna v hloubce 92,6 m (4 200 l/den). Vzorek prachovce z bazální části kolektoru B z hloubky 104,4 m má vyšší obsah rozpustné složky 31 %, velmi nízkou původní porozitu 9 % a střední změnu porozity 30 %, míra rozpadu vzorku po loužení je také nízká – 0,3 %. Přítokové zóny zde nebyly detekovány, jedná se o hydrogeologicky málo aktivní část kolektoru.

6.1.1.13 Vrt SN-5 Blansko

Vrt SN-5 Blansko se nachází v distální části české křídové pánve. Z vrtu bylo odebráno pro detailnější analýzu celkem 10 ks vzorků (Tab. 6-13, obr. 6-27). Byly odebrány 3 vzorky z izolátoru Cb/Ca, kolektoru C, 4 vzorky z kolektoru Ca, 1 vzorek z mezilehlého izolátoru Ca/B a 2 vzorky z kolektoru B.

Tab. 6-13 Výsledky analytických prací z vrtu SN-5 (karotážní data: Procházka 1991)

vrt SN-5 Blansko
souřadnice X: 1072060,52
Y: 636748,8

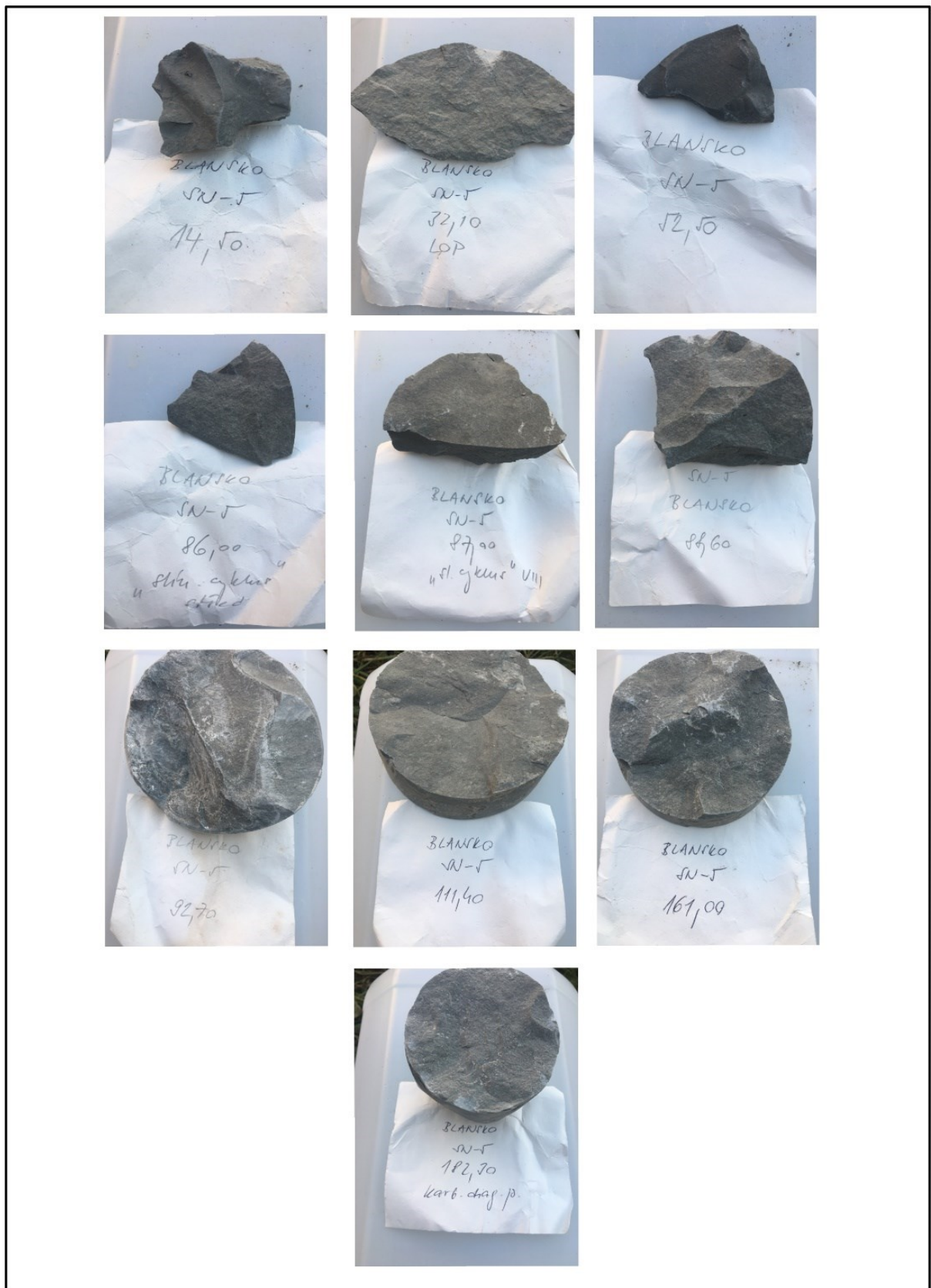
hloubka odběru vzorku	kolektor	pozice v rámci kolektoru *	litologické zatřídění (viz níže)	CaCO ₃ (%)**	původní porozita n1 (%)	porozita po loužení n2 (%)	změna porozity Δn (%)	míra rozpadu Y (%)	SEM	přítok nebo odtok dle karotáže (přírodní proudění)
14,5m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
32,1m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
52,5m	I	I	sl	-	-	-	-	100	-	-
86,0m	Ca	S	sl	36,0	9,8	44,2	34,4	0	-	-
87,9m	Ca	S	sl	46,8	9,4	53,5	44,2	1	-	-
88,6m	Ca	S	pj	22,2	9,9	29,8	19,8	0,1	-	-
92,7m	Ca	C	pj	27,5	10,1	33,2	23,1	0,1	-	-
111,4m	I	I	sl	34,7	9,2	40,3	31,2	0,1	-	-
161,0m	B	S	sl	26,9	9,3	37,0	27,7	0,4	-	-
182,3m	B	C	vp	67,6	4,1	68,7	64,5	0,2	-	-

*S=strop; C=centrum; B=báze kolektoru; I=izolátor

**v případě, že nebyla provedena kalcimetrie, je uveden obsah rozpustné složky RS z loužení (RS označena kurzívou)

litologické zatřídění: ps - pískovec střednězrnný; pj - pískovec jemnozrnný; pr - prachovec, sl - slínovec, vp - písčité vápenec

VRT SN-5 BLANSKO



Obr. 6-27 Identifikace vzorkovaných úseků vrtu SN-5

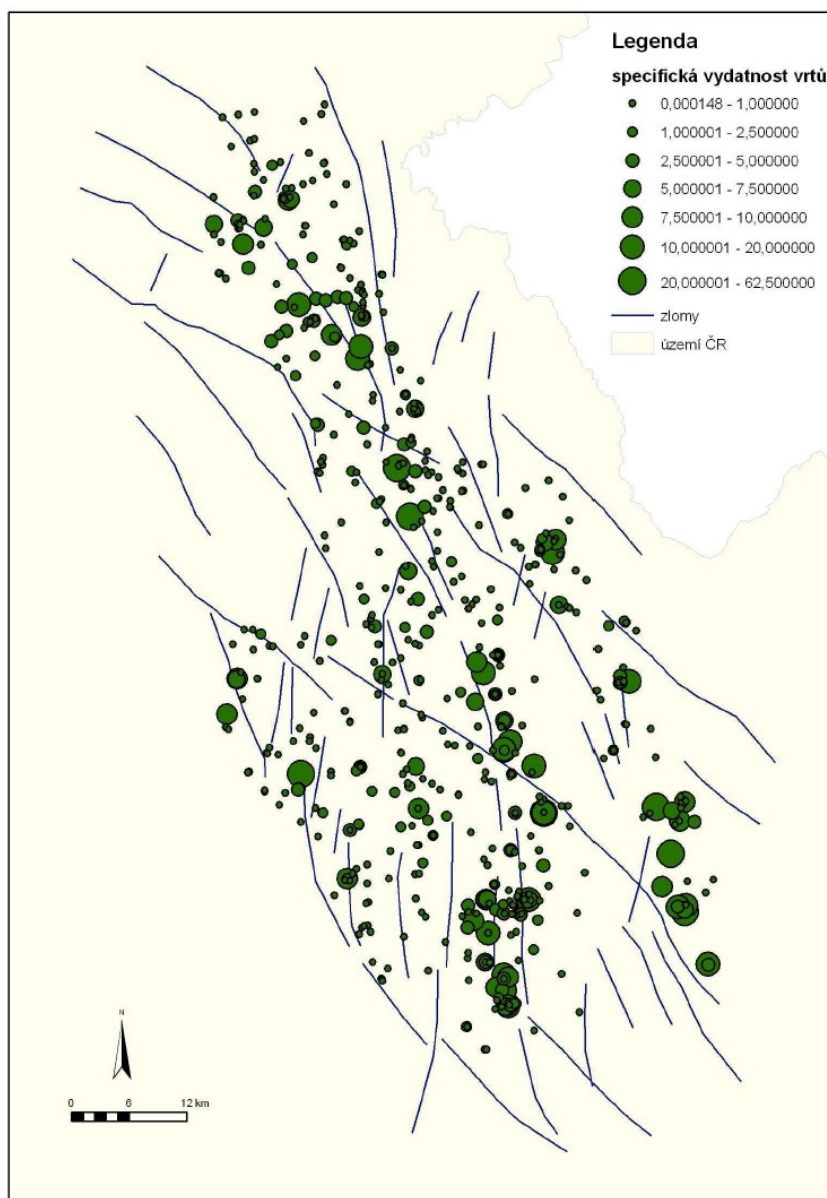
Všechny 3 vzorky z izolátoru – jizerského souvrství - z úseku 14,5 – 52,5 m se zcela rozložily již při saturaci ve vodě působením slakingu vzhledem k vysokému obsahu jílovité složky v izolátorských slínovcích.

Ve stropní části kolektoru Ca z metrů 86 m a 87,9 m byly odebrány 2 vzorky slínovců se zvýšeným podílem karbonátů. Obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 36 – 47 %, původní porozita mezi 9 – 10 % a změna porozity při loužení mezi 34 – 44 %. Míra rozpadu byla nízká 0 – 1 %. Z nižších poloh 88,6 m a 92,7 m byly odebrány vzorky z jemnozrnných pískovců, zde je patrný nižší obsah rozpustné složky oproti vyšším polohám v rámci kolektoru Ca. Obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 22 – 28 %, původní porozita 10 % (stejná v rámci celého kolektoru Ca) a změna porozity při loužení mezi 20 - 23 %. Míra rozpadu byla nízká 0,1 %. Hydrokarotáží zde nebyly zjištěny žádné výraznější přítokové zóny.

Ve stropní části kolektoru B byl odebrán vzorek slínovce z hloubky 161 m. Vzorek vykazoval mírně snížený obsah kalcitu 27 %, oproti ostatním vzorkům z vrtu SN-5 a původní porozitu opět okolo 9 %. Naopak v bazální části kolektoru B ve vzorku písčitého vápence z hloubky 182,3 m byl zjištěn obsah kalcitu velmi vysoký – 68 %, oproti velmi nízké porozitě 4 %. Při vysoké změně porozity při loužení ve výši 65 % byla míra rozpadu velmi nízká – pouze 0,2 %. Dle Štaffena typu (Štaffen in Smutek et al. 1988) je tato zóna charakterizována jako „pásma diagenetických proměn“, kde dochází k intenzivní kalcifikaci nadložních jemnozrnných pískovců a tvorbě karbonátových kongregací s difúzními okraji vůči základnímu sedimentu. Kongrece vynikají soudržností a hmotností. Během diagenetických změn došlo pravděpodobně ke vzniku a impregnaci druhotného křemičitého tmelu, který rovnoměrně vyplnil zbývající póry a vytvořil tak poměrně hustou a spojitou strukturu houbovitého charakteru, zajišťující dostatečnou soudržnost vzorku i po vyloužení kalcitu.

6.1.2 Vyhodnocení pozice a funkce poruchových systémů ve vrtech dle akustické karotáže

Vztahem mezi specifickou vydatností vrtů a jejich pozicí vůči hlavním zlomovým systémům ve východočeské křídě se ve své práci zabýval Lachman (2010). Na Obr. 6-28a je zachycena pozice 643 vrtů a současně linie hlavních zlomů v oblasti ústecké, kyšperské a novoměstské synklinály. Analýzami celého souboru vrtů nebyla prokázána obecná závislost specifické vydatnosti vrtů na vzdálenostech od zlomů. U selektivního souboru vrtů s vysokou vydatností nad 10 l/s/m však byla prokázána slabá inverzní závislost vydatnosti vrtů na vzdálenosti od zlomů, byl ověřen nárůst specifické vydatnosti vrtů s narůstající vzdáleností od zlomových struktur. Na základě analýzy je zřejmé, že vysoká propustnost vrtů není vázána na vymapované zlomy a zlomy ani nezvyšují propustnost prostředí ve svém okolí.

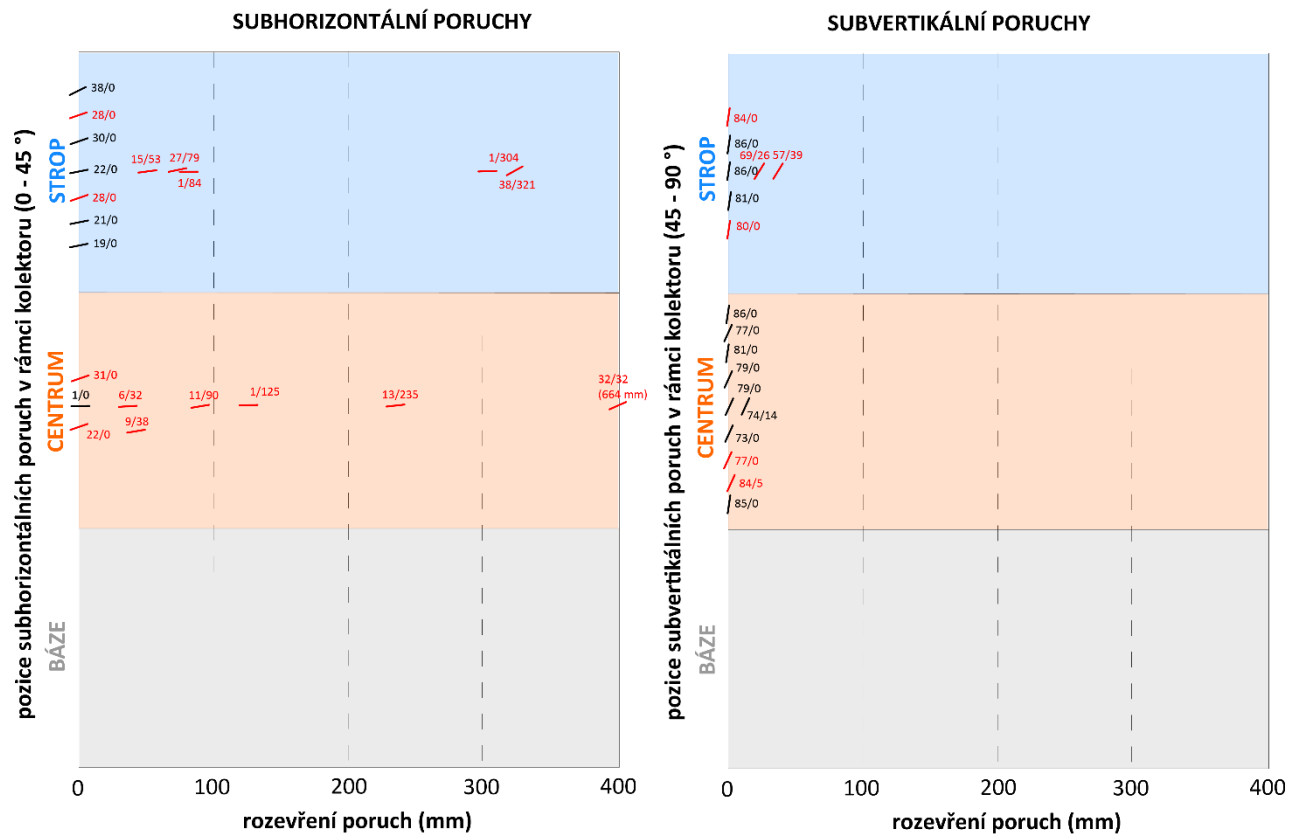


Obr. 6-28a 643 vrtů z ústecké, kyšperské a novoměstské synklinály, rozděleno podle specifické vydatnosti, na pozadí hlavních zlomů v oblasti (převzato: Lachman 2010)

Na základě výše citovaných zjištění se autor disertační práce zabýval detailní analýzou poruchových systémů zjištěných karotáží a přítoků z nich v jednotlivých vrtech za účelem identifikace hlavních přítokových zón, ve vztahu k jejich sklonu a rozevření poruch (kaverny, kanály). V tabulkách 6-2 až 6-9 (vyjma vrtu 4270_05W) byly u vzorkovaných poloh vrtných jader popsány a studovány porušené zóny. Data o směrech, sklonech a rozevření jednotlivých poruch byla získána moderní metodou akustického skenování, která umožňuje tyto parametry měřit in situ a následně lze data pomocí software graficky zobrazovat ve 3D projekci (detailní citace zpracovatelů karotážních dat jsou uvedeny u každé tabulky zvláště). Na základě těchto dat byly zpracovány a níže jsou prezentovány grafy poruchových systémů, rozdělené na graf shrnující subhorizontální pukliny (pukliny se sklonem 0 – 45°) a graf shrnující subvertikální pukliny (pukliny se sklonem 45 – 90°). V grafickém znázornění je zachycena jednak pozice poruchových systémů v rámci vertikálního schématu kolektorů Ca, Cb nebo

B (nerozlišeně), jednak jejich sklon a rozevření (šířka). Současně jsou zde barevně odlišeny aktivní poruchy (přítokové zóny - červeně) a pasivní poruchy bez přítoků (černě).

Zásadním novým zjištěním je závislost výskytu hlavních přítoků do vrtu na sklonu poruch (kaveren, kanálů). V případě subhorizontálních poruch byly dokumentovány přítokové zóny celkem u 71 % všech subhorizontálních detekovaných poruch, v případě subvertikálních je to pouze 35 %. Subhorizontální poruchy jsou hydrogeologicky výrazně aktivnější, než subvertikální poruchy. Z grafického znázornění také vyplývá také celkem logická a výrazná závislost přítokových zón na rozevření poruch. Celkem 13 přítokových zón pochází z otevřených poruch, 8 přítoků bylo registrováno v úsecích sevřených poruch. Poměr otevřených puklin v centrální a stropní části kolektorů je celkem vyrovnaný a činí 6 resp. 7. V bazální části grafů nejsou identifikovány žádné pukliny. Je to dáno zčásti preferenčním výběrem, kdy byly brány v potaz jen poruchy kde byly odebrány jádra pro kalcimetrii a loužení. Takové přítokové zóny se nacházejí zejména v centrálních a stropních částech jednotlivých kolektorů, z bazální části bylo v rámci vrtů s provedeným akustickým skenerem odebráno pouze 6 ks vzorků.



Obr. 6-28b Závislost šířky a sklonu poruchových zón (kaveren, kanálů) na jejich pozici v rámci kolektorů B, Ca a Cb (nerozlišeně). Vertikální schéma kolektorů (bazální, centrální a stropní část) je zvýrazněno barevnými pruhy. Stropní částí kolektoru je míněn úsek o mocnosti max. 8 m od stropu kolektoru dolů, bazální částí kolektoru úsek o mocnosti max. 11 m od báze kolektoru nahoru. Červeně jsou znázorněny aktivní poruchové zóny (s přítoky podzemní vody), černě pasivní poruchy, kde nebyly hydrokarotážními metodami detekovány přítoky. Čísla u značek poruch zobrazují sklop/šířku poruchy. Hlavní přítoky podzemní vody jsou vázány na rozevřené pukliny subhorizontálního sklonu. (Pozn.: vertikální seřazení jednotlivých poruch v rámci jednotlivých etáží kolektorů (strop, centrum, báze) neukazuje na jejich přesnou ani relativní hloubku v rámci dané etáže kolektoru, ale pouze specifikuje jejich počet v rámci dané etáže – v grafech se jedná zejména o poruchy s nulovým rozevřením, kterých je velký počet, a proto jsou uspořádány nad sebou)

Z výše uvedeného hodnocení vyplývá velký význam horizontálních a subhorizontálních poruch, zejména ve stropních a centrálních částech studovaných kolektorů. V těchto úsecích jsou často dokumentovány kalcitem ochuzené, místy až dekalifikované polohy, kde může docházet ke tvorbě významných horizontálně propustných zón až krasového charakteru, pravděpodobně s dosahem i na velké vzdálenosti (viz. kap. 6.4 - čerpací zkoušky na vrtu LO-15). Zejména v kolektorech s napjatou hladinou podzemní vody, na rozhraní izolátorů a kolektorů, takto mohou vznikat výrazné preferenční zóny proudění podzemní vody. Hlavní vodivé zóny v kolektorském prostředí přechodní facie východočeské křídy nemusí tak být vázány pouze na subvertikální, převážně tektonické poruchy jak se dříve soudilo (Herčík et al. 1999), ale spíše na subhorizontální, převážně rozpouštěním a mechanickým účinkem vody podmíněné poruchové zóny (krasové jevy, abrazivní působení tlakové vody v zónách se zvýšeným hydraulickým gradientem v napjatých zvodních).

6.1.3 Rozbory vzorků z povrchových výchozů

V rámci zpracování disertační práce bylo odebráno celkem 50 ks vzorků horniny z povrchových výchozů v prostoru vysokomýtské a ústecké synklinály. Detailní informace z kalcimetrických analýz a loužení vzorků (hodnoty porozity před loužením a po loužení, míra rozpadu) jsou uvedeny v tabulce 6-14. V tabulce 6-15 jsou uvedeny popisné údaje i pro vzorky Baláka (2016). Fotodokumentace všech vzorků před loužením a po loužení je součástí přílohy 1. Níže jsou podrobně diskutovány jednotlivé výchozy, kde byly vždy odebírány párové vzorky horniny s označením P (porušená zóna) a M (z masivní horniny).

Tab. 6-14 Přehled vzorkovaných objektů - výchozy (P – pukliny; M – masivní hornina) a jejich hlavních charakteristik zjištěných loužením v HCl a kalcimetrií, souřadnice JTSK.

	souřadnice	souřadnice	Kolektor*	puklina/ masiv	pórovitost	pórovitost	rozdí	obsah rozpuštěné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
název vzorku	X	Y		P/M	n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
ACH1	1073977	605154	I	M	0,04	0,36	0,32	35,85	-	0,12
ACH2	1073977	605154	I	P	0,07	0,43	0,36	39,11	-	0,39
BR1	1076289	624335	Cb	M	0,14	0,53	0,39	43,65	41,19	0,56
BR2	1076289	624335	Cb	P	0,13	0,53	0,41	46,27	43,08	0,39
KO1	1080217	611419	Cb	P	0,04	0,75	0,71	72,46	49,97	2,13
KO2	1080217	611419	Cb	M	0,14	0,40	0,26	32,30	20,61	0,12
MR1	1073764	628441	Ca	P	-	-	-	-	-	100,00
MR2	1073764	628441	Ca	M	-	-	-	-	-	100,00
MR3	1073916	628197	Cb	P	0,10	0,46	0,37	40,05	38,18	0,48
MR4	1073916	628197	Cb	M	0,02	0,78	0,75	74,96	73,51	1,53
NH1	1085684	624568	B	M	0,10	0,51	0,41	45,20	43,87	0,31
NH2	1085684	624568	B	P	0,15	0,40	0,25	31,20	26,34	0,30
RA1	1105451	601943	Cb	P	0,08	0,57	0,49	52,89	50,47	0,57

	souřadnice	souřadnice	Kolektor*	puklina/ masiv	pórovitost	pórovitost		obsah rozpuštěné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
název vzorku	X	Y		P/M	n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
RA2	1105451	601943	Cb	M	0,13	0,49	0,37	44,86	42,62	0,33
RE1	1074965	606607	Cb	M	0,05	0,33	0,28	31,91	-	0,11
RE2	1074965	606607	Cb	P	0,07	0,34	0,28	32,90	-	0,11
SEJ1	1076665	625207	Cb	M	0,11	0,58	0,47	51,45	49,03	0,54
SEJ2	1076665	625207	Cb	P	0,12	0,59	0,46	51,84	51,03	0,54
STR	1079142	628068	I	M	0,05	0,76	0,71	72,07	-	0,86
SV1	1075204	626554	Cb	P	0,14	0,50	0,36	41,87	54,67	2,98
SV2	1075204	626554	Cb	M	0,03	0,71	0,68	71,40	72,07	1,92
TR1	1090931	609308	Cb	M	0,03	0,63	0,60	62,56	58,13	0,19
TR2	1090931	609308	Cb	P	0,09	0,35	0,26	35,16	45,81	1,41
VE1	1099242	606894	Ca	P	0,18	0,34	0,16	13,50	-	0,06
VE2	1099242	606894	Ca	M	0,10	0,40	0,30	32,78	-	0,36
LU +1m	1079117	631396	B	-	0,16	0,29	0,14	19,53	21,04	0,21
LU +2,3m	1079117	631396	B	-	0,14	0,25	0,10	20,65	29,57	0,33
LU +3,0m	1079117	631396	B	-	0,14	0,23	0,08	16,82	-	0,05
LU +4,7m	1079117	631396	B	-	0,04	0,55	0,51	61,54	81,62	3,31
LU +7,2m	1079117	631396	B	-	0,04	0,48	0,44	53,75	76,74	4,16
BN1	1085751	610289	Cb	M	0,14	0,49	0,35	43,35	49,78	8,33
BN2	1085751	610289	Cb	P	0,22	0,50	0,29	28,12	32,98	3,11
BU1	1089759	622651	A	P	0,26	0,28	0,02	0,81	0,09	0,27
BU2	1089759	622651	A	P	0,32	0,33	0,01	0,91	0,30	1,41
BU3	1089759	622651	A	M	0,23	0,28	0,05	0,30	0,07	0,05
SK1	1076565	596770	A	M	0,23	0,25	0,02	0,92	0,36	0,25
SK2	1076565	596770	A	P	0,18	0,19	0,01	0,09	0,27	0,09
SV3	1076482	625692	Cb	M	0,07	0,56	0,49	50,86	56,65	7,21
SV4	1076482	625692	Cb	M	0,09	0,44	0,35	45,47	53,72	3,36
VR1	1070919	625754	Cb	M	0,13	0,42	0,30	34,20	37,48	2,34
VR2	1070919	625754	Cb	P	0,06	0,44	0,39	55,12	66,30	1,63
UO1	1073115	605033	B	M	0,05	0,25	0,20	27,98	-	1,07
UO2	1073115	605033	B	P	0,04	0,24	0,20	31,50	-	0,48
HK1	1064881	602532	A	M	0,13	0,15	0,02	0,10	0,30	0,00
HK2	1064881	602532	A	P	0,13	0,16	0,03	0,06	0,20	0,06
PE1	1068908	614960	Cb	P	0,37	0,40	0,03	0,74	-	0,00
PE2	1068908	614960	Cb	M	0,07	0,38	0,31	33,97	32,75	1,04
LA1	1071325	599295	A	P	0,16	0,17	0,00	1,47	0,55	0,00
LA2	1071325	599295	A	M	0,15	0,16	0,01	1,08	0,54	0,06
V8	1068579	611870	Cb	-	0,10	0,44	0,33	35,78	36,61	0,49

*izolátor

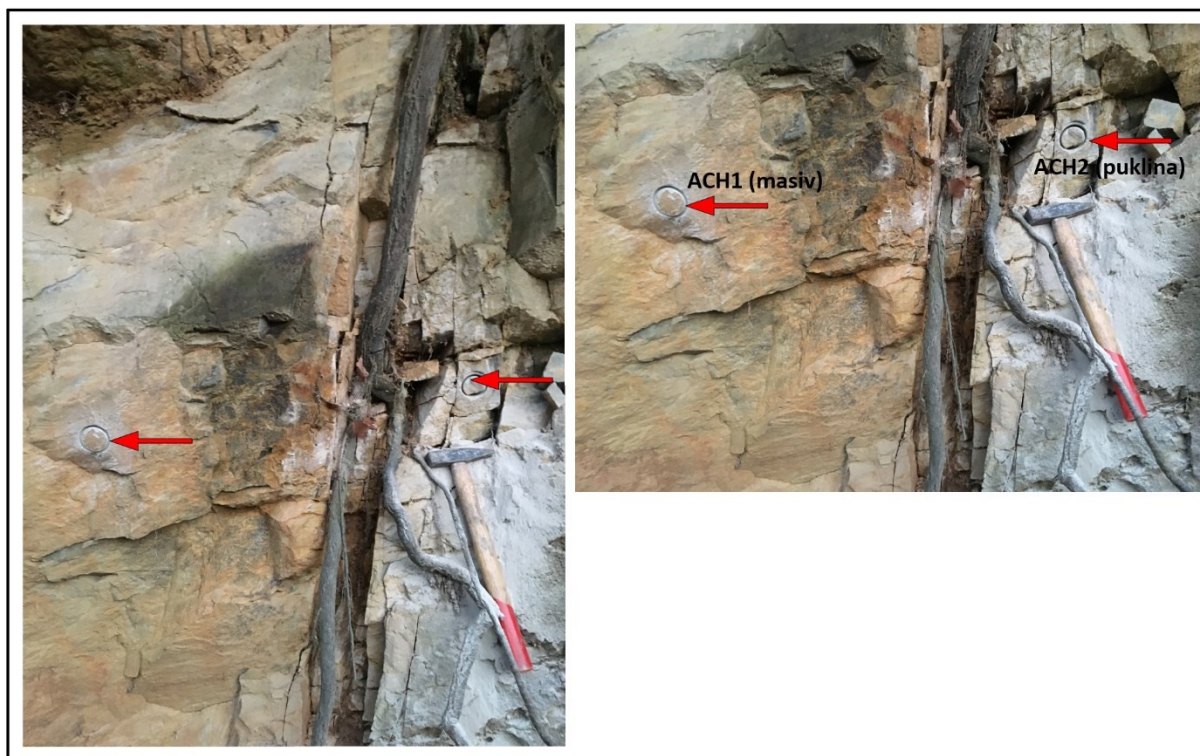
Tab. 6-15 Přehled přejetých vzorkovaných objektů - výchozy (Balák 2016)

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Choceň, V nad zářezem	K27A2	-	-	-	78,15	51,87	100,00
Choceň, Z nad zářezem	K28A2	0,05	0,54	0,49	51,87	0,02	0
Choceň, Z nad zářezem	K28B	0,38	0,41	0,03	0,02	2,3	0
Choceň, Z nad zářezem	K28C	0,39	0,49	0,10	2,3	58,9	0,1
Choceň, v zářezu	K29A1	0,04	0,57	0,53	58,9	47,21	4,8
Choceň, v zářezu	K29B1	0,09	0,53	0,44	47,21	44,3	0
Oucmanice, lom	K30A2	0,08	0,46	0,38	44,3	1,1	0
V dolech 1	K31B	0,27	0,3	0,03	1,1	35,61	1,5
Pramen Bukovka	K32A1	0,07	0,36	0,29	35,61	41,17	0,21

Andrlův Chlum

Lokalita Andrlův Chlum se nachází ve strmém JV křídle hrástvité struktury rajonu 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, nad Ústím nad Orlicí. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu nad silnicí II/360 vedoucí na úbočí kóty Andrlův chlum (Obr.6-29). Oba vzorky prachovitého slínovce (P, M) vykazovaly podobné hodnoty: obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 36 – 39 %, původní porozita velmi nízká mezi 4 - 7 % a změna porozity při loužení mezi 32 – 36 %. Míra rozpadu byla nízká 0,1 – 0,4 %. Všechny vyšší hodnoty z intervalů měřených veličin náleží vzorku P, jedná se o vzorek ze silně rozpukané a více rozvětrané zóny se subvertikálními puklinami, kde je slínovec rozvětrán do menších kvádrových bloků. Vysoká puklinatost zdejších hornin v subvertikálním směru je způsobena intenzivním tektonickým namáháním horniny v prostoru hrástvité struktury Kozlovského hřbetu. Vyšší propustnost puklin umožňuje povrchové vodě stékat v těchto preferenčních zónách a pravděpodobně z tohoto důvodu je zóna „P“ kalcitem chudší, než zóna „M“.

ANDRLŮV CHLUM



Obr. 6-29 Fotodokumentace výchozu Andrlův chlum, s patrnými subvertikálními puklinami v prostoru vzorku „P“.

Brteč

Lokalita Brteč se nachází v mírně ukloněném JV křídle rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, JV od Vysokého Mýta. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace přímo v obci. Jedná se o výchoz jemnozrnných vápničitých pískovců kolektoru Cb (Obr.6-30). Oba vzorky (P, M) vykazovaly velmi blízké hodnoty: obsah kalcitu se zde pohyboval mezi 41 – 43 %, původní porozita mírně zvýšená mezi 13 – 14 % a změna porozity při loužení mezi 39 – 41 %. Míra rozpadu obou vzorků byla nízká 0,4 – 0,6 %. Na výsledcích je patrná malá závislost na pozici vzorků ve vztahu k puklinám. Výchoz je narušen kořeny stromů, které způsobují místy posuny zvětralých bloků z jejich vodorovné polohy. Je zjevné, že k částečnému rovnoměrnému vyluhování kalcitu došlo pravděpodobně ještě v době, kdy byla hornina pod hladinou podzemní vody, nynější systémy rozpuštění v otevřeném výchozu horniny nemají na změnu složení horniny zásadní vliv.

BRTEČ



Obr. 6-30 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápniých pískovců v Brtči, s intenzivním mechanickým rozpukáním kořeny stromů

Končiny

Lokalita Končiny se nachází v mírně ukloněném SV křídle rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, S od Litomyšle. Vzorky byly odebrány z dlouhého skalního výchozu u místní komunikace, na SV úpatí kóty U končin. Jedná se o výchoz jemnozrnných vápniých pískovců kolektoru Cb (Obr.6-31). Vzorek „P“ měl velmi nízkou porozitu 4 % a vysoký obsah kalcitu 50 %. Změna porozity při loužení činí až 71 %, přesto si vzorek uchoval svůj tvar a míra rozpadu zde činí pouze 2,1 %. Vysokou soudržnost způsobuje sekundární křemičitý tmel, který vytváří v kalcitu podpůrnou strukturu. Vzorek „M“ měl naopak mírně zvýšenou původní porozitu 14 % a nižší obsah kalcitu 21 %. Rozdíl porozity při loužení činil 26 % a míra rozpadu byla pouhých 0,1 %. Na výsledcích je patrné nabožení pískovce karbonátem v prostoru porušené zóny a celkově větší narušení struktury vzorku vlivem přítomnosti porušené zóny.

KONČINY

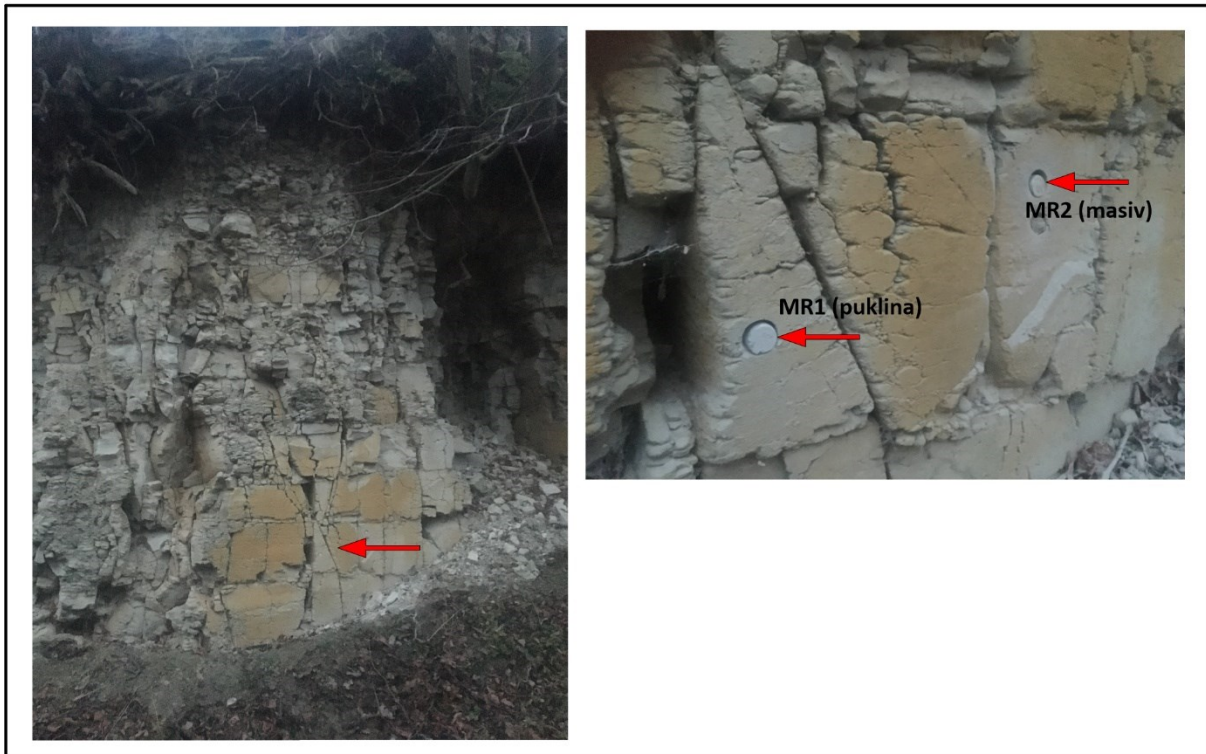


Obr. 6-31 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců Končínách, s typickou lavicovitou odlučností

Mravín

Lokalita Mravín se nachází ve V části rajonu 4230 Chrudimská křída, 8 km Z od Vysokého Mýta. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace (Obr. 6-32). Jedná se se o kombinovanou kolektorskou horninu na pomezí mezi slínovcem a jemnozrnným pískovcem – kolektor Ca (Štaffen, ústní sdělení), se strakatou žluto-šedou šmouhovanou texturou. Při saturaci vodou se oba vzorky zcela rozložily působením slakingu, vzhledem k vysokému podílu jílovité složky a nepřítomnosti křemičitého tmelu. Již samotný tvar výchozu se známkami intenzivního zvětrávání a rozpadu nasvědčuje tomuto závěru. Výchoz je silně rozpukaný a i v masivní části horniny jsou patrné silně se rozevírající (vykliňující) poruchy o šíři od mm až po první jednotky cm.

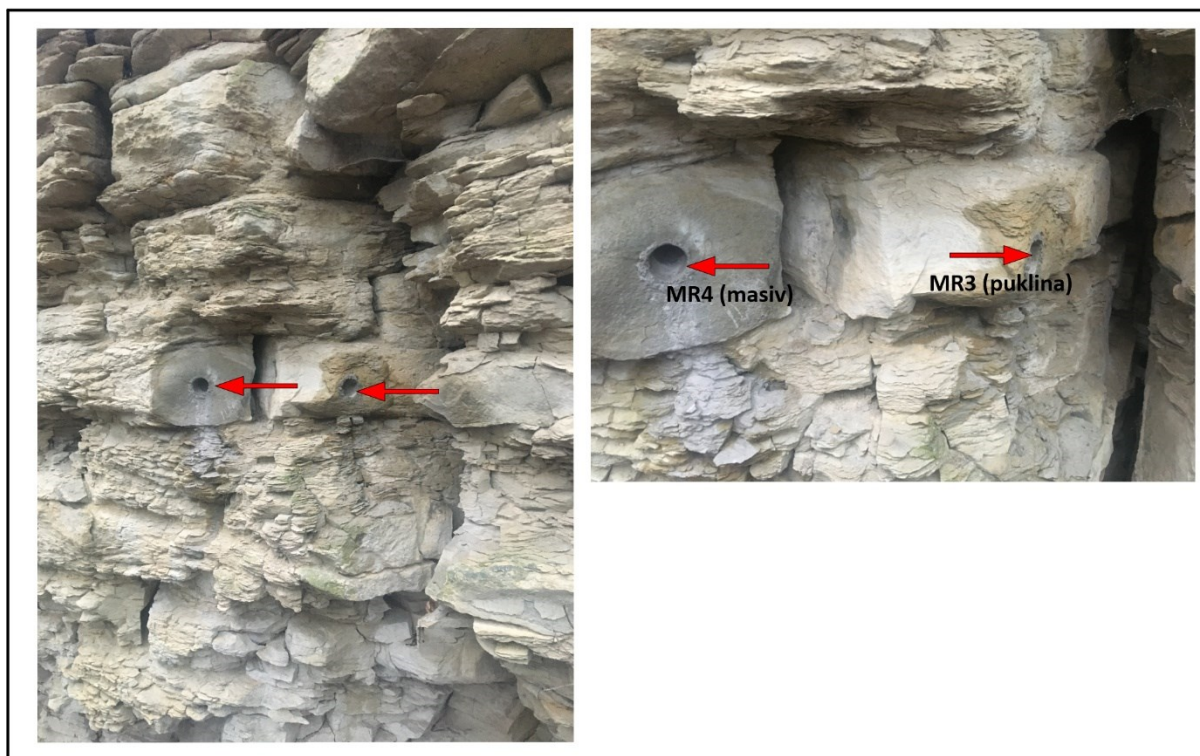
MRAVÍN



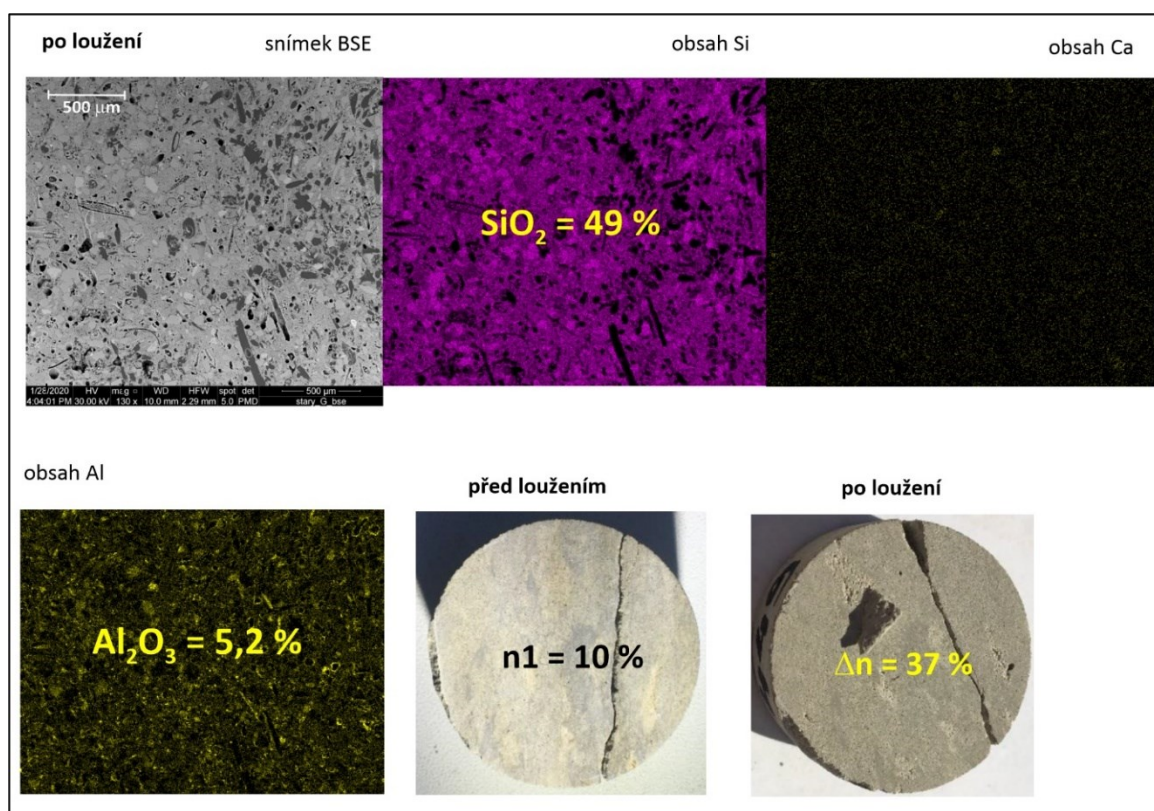
Obr. 6-32 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnných pískovců u Mravína, kombinovaná hornina na přechodu pískovce a slínovce (dle ústního sdělení Štaffena) s minimální mírou soudržnosti

Další vzorky na lokalitě Mravín z téhož souvrství (kolektor Ca) byly odebrány z nedalekého výchozu o cca 10 výškových metrů výše a 200 m dále u téže místní komunikace. Zde se opět jedná o vzorky na pomezí písčitých a vápnných hornin (Obr.6-33). Vzorek MR3 odebraný z porušené zóny měl mírně zvýšenou původní porozitu ve výši 10 % a obsah kalcitu 38 %. Změna porozity při loužení činila 37 %, míra rozpadu se pohybovala do 0,5 %. U vylouženého vzorku byla provedena SEM po loužení (Obr. 6-34). Na snímcích BSE jsou patrné četné relikty mořských jehlic, hub a amonitů. Hornina je téměř z poloviny tvořena relativně hustým porézním křemičitým tmelem a pískovými zrny, jedná se o vzorek na pomezí pískovce a silicitu. Vysoký podíl tmelu a nízký podíl jílových minerálů také zajišťuje vysokou soudržnost vzorku i po loužení, s minimální mírou rozpadu po loužení.

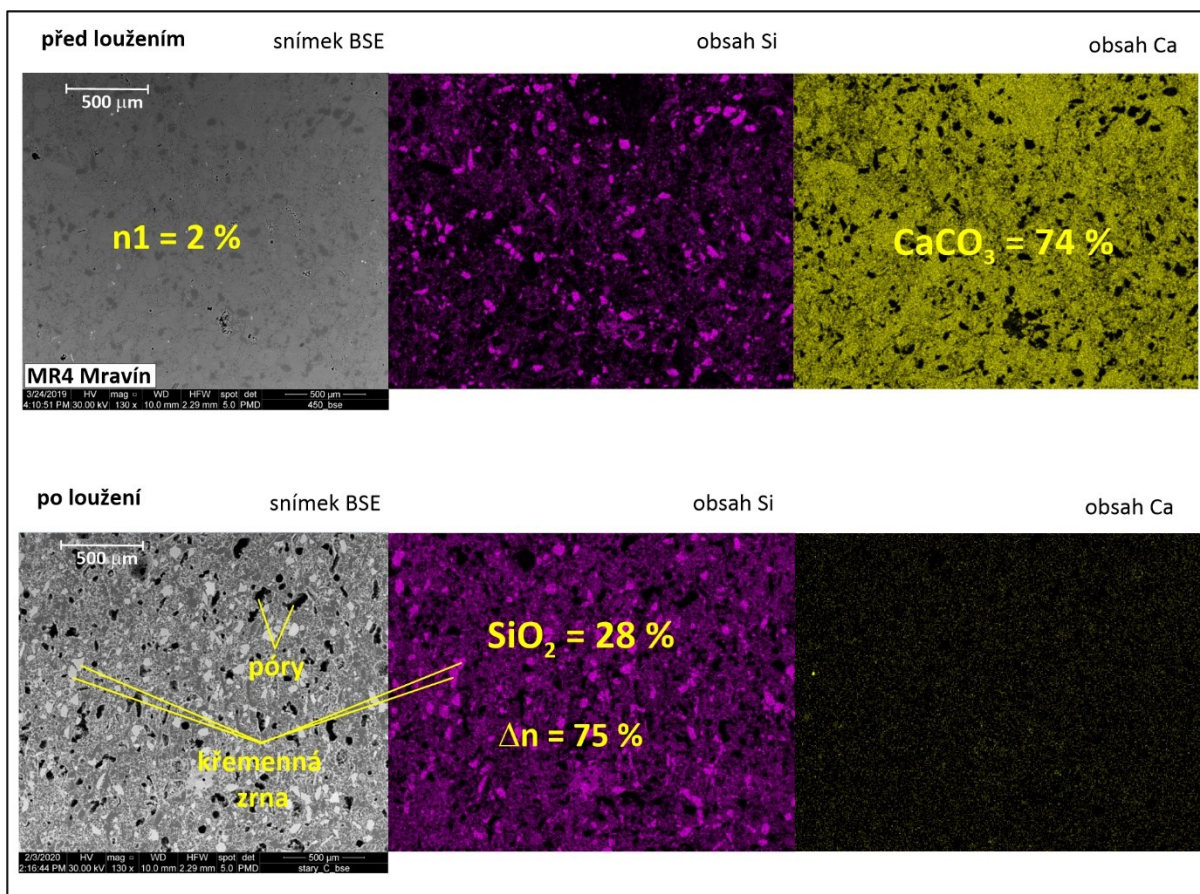
MRAVÍN



Obr. 6-33 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnných pískovců a písčitých vápenců u Mravína, s vysokým rozdílem v obsahu kalcitu v rámci jedné sedimentární vrstvy



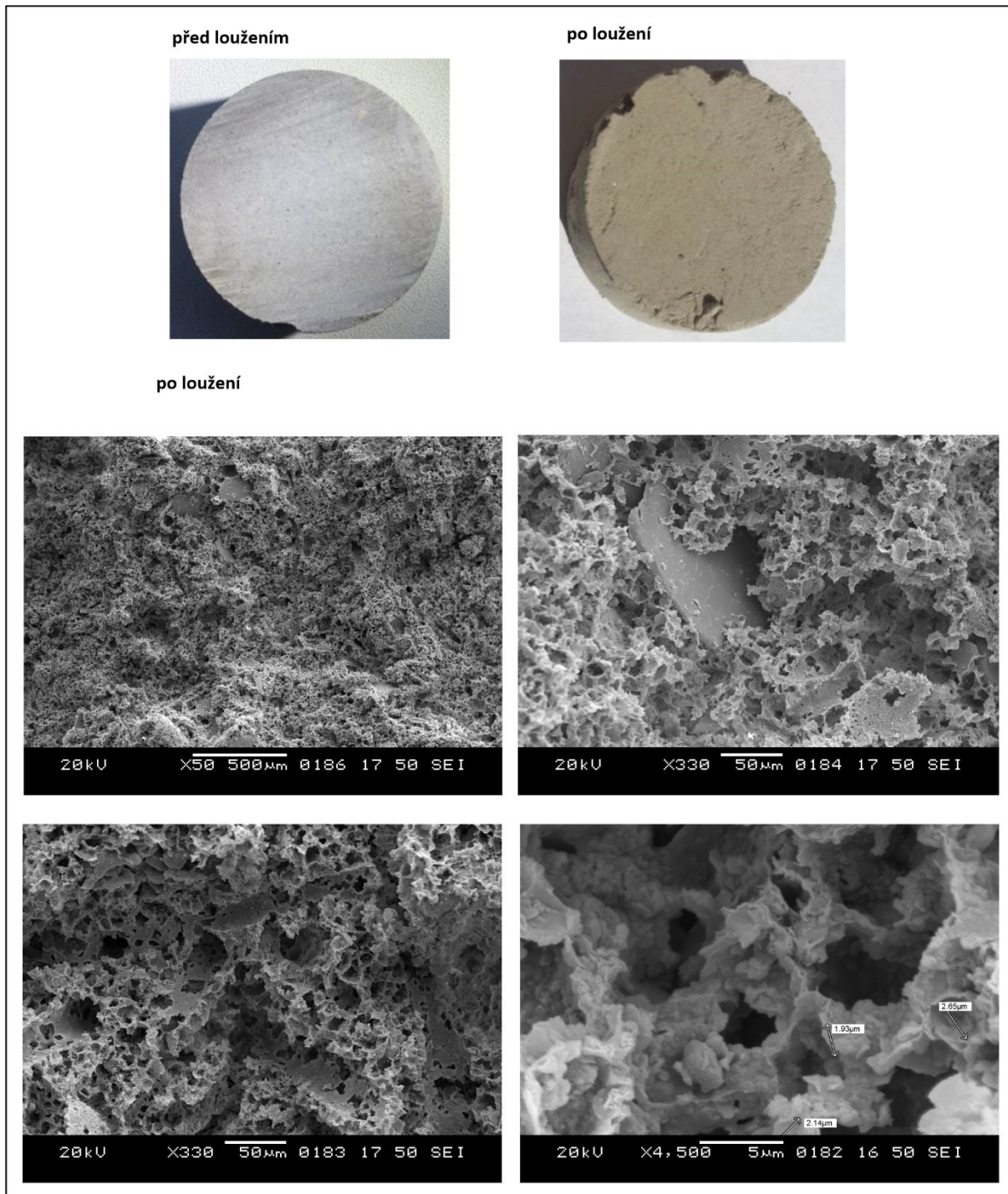
Obr. 6-34 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy: vzorek MR3, vápnný jemnozrnný pískovec se spongilitickou příměsí po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca a Al jsou vápník a hliník detekovány žlutou barvou. Na snímku BSE jsou patrné četné jehlice mořských hub a póry o velikosti až 0,15 mm



Obr. 6-35 Snímky nábrusů vzorků z mikrosondy: vzorek MR4, písčité vápence před a po loužení. Snímky BSE (zpětně odražené elektrony), na snímcích s obsahem Si je křemík detekován fialovou barvou a na snímcích s obsahem Ca je vápník detekován žlutou barvou. Na snímku BSE jsou patrné četné zbytky mořské fauny a póry o velikosti až 0,15 mm

Vzorek MR4 byl odebrán z masivního horninového bloku, který se již při makroskopickém pohledu jevil jako velmi soudržná část vzorkovaného výchozu (Obr. 6-33). Vzorek MR4 měl extrémně nízkou původní porozitu ve výši 2 % a naopak velmi vysoký obsah kalcitu 74 %. Změna porozity při loužení činila 75 %, míra rozpadu se pohybovala pouze okolo 1,5 %. Jedná se tedy o velmi soudržný vzorek písčitého vápence, kde však míru rozpadu horniny neurčuje prioritně obsah kalcitu v hornině, jak je popsáno níže. U nevyloženého i vylouženého vzorku byla provedena SEM (Obr. 6-35). Na snímcích Si jsou u nevyloženého vzorku dobře patrná relativně rovnoměrně rozptýlená „plovoucí“ křemenná zrna o velikosti do 100 μm v křemičitém a kalcitovém tmelu, póry v hornině nejsou viditelné. Po vyloužení rozpustné složky výrazně vyniká reliéf křemičitého tmelu, včetně poměrně širokých pórů o průměru až 200 μm , které jsou také rovnoměrně rozmístěny. Při detailním pohledu na vyloužený vzorek pod elektronovým mikroskopem (Obr. 6-36) jasně vyniká hustá struktura soudržného, ale současně křehkého a tenkostěnného křemičitého tmelu, s nejmenšími póry o průměru okolo 2 μm (obrázky vlevo nahoře a vpravo dole). Tmel má houbovitou, silně porézní strukturu (pórovitost 78 %). Ve tmelu jsou vidět protáhlé válcovité nebo jehlanové prohlubně, které jsou negativními otisky jehlic mořských hub (obrázek vlevo dole). Tyto houby byly původně tvořeny biogenním opálem (dobře rozpustná forma SiO_2), která se při diagenézi rozpustila a stala se základem pro tvorbu křemičité houbovitě struktury. Na obrázku vpravo nahoře je detailně vidět navázání křemičitého tmelu na větší krystal živce, který je pevně zabudován do tmelící struktury, podobně jako

například zrna písku či jiných stabilních minerálů. Z tohoto důvodu nedochází k vypadávání těchto zrn z povrchu vylouženého vzorku (Obr. 6-35) a celkově si struktura zachovává vysokou soudržnost.



Obr. 6-36 Vzorek MR4. Vlevo lokalizace odběru vzorku na rozhraní porušené (kalcitem chudé) zóny, vpravo snímky vylouženého vzorku pod elektronovým mikroskopem. Na snímcích jsou dobře patrná zrna křemene zapojená do struktury křemičitého tmelu, který drží vzorek i po loužení přes extrémní porozitu relativně soudržný.

Nové Hradý

Lokalita Nové Hradý se nachází v silničním zářezu v Tomšově rokli u Nových Hradů, v okrajové Z části rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, s erozně denudačním reliéfem. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace vedoucí z rokly do obce Bor u Skutče. Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru B (Obr.6-37). Vzorek „P“ (NH2) měl vyšší porozitu 15 % a nižší obsah kalcitu 26 %. Změna porozity při loužení činí až 25 % a míra rozpadu pouze 0,3 %. Vzorek „M“ (NH1) měl nižší původní porozitu 10 % a vyšší obsah kalcitu 44 %. Rozdíl porozity při loužení činil 41 % a míra rozpadu byla také 0,3 %. V prostoru porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny, než v okolní masivní hornině, což se projevuje také částečnou ztrátou soudržnosti a kostkovitým rozrušením horninového bloku na křížení subhorizontálních a subvertikálních puklin.

NOVÉ HRADY



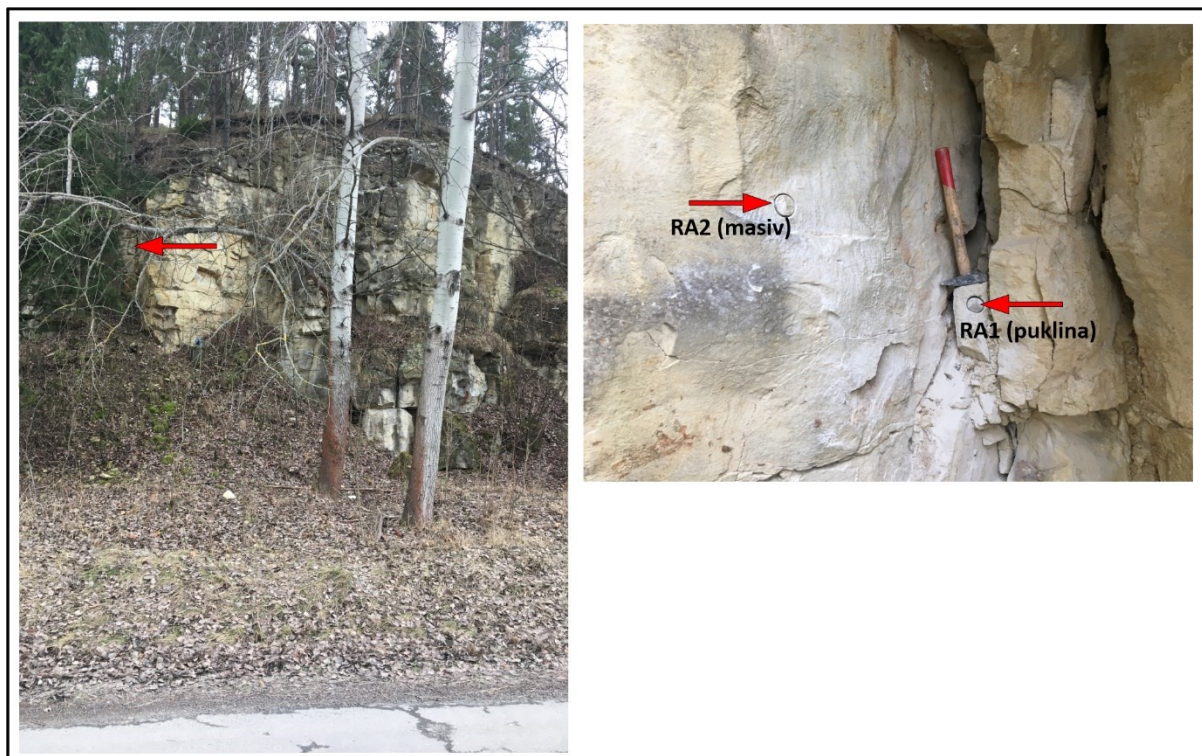
Obr. 6-37 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru B u Nových Hradů. V poruchové zóně se subvertikálními i subhorizontálními puklinami (vzorek NH2) byly zjištěny nižší obsahy kalcitu a vyšší porozita

Radiměř

Lokalita Radiměř se nachází v centrální části rajonu 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy, poblíž drenážní báze – řeky Svitavy. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace na okraji obce Radiměř (Obr.6-38). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb. Vzorek „P“ (RA1) měl nízkou porozitu 8 % a vysoký obsah kalcitu 50 %. Změna porozity při loužení činí až 49 %, přesto si vzorek uchoval svůj tvar a míra rozpadu zde činí pouze 0,6 %. Vzorek „M“ (RA2) měl naopak mírně zvýšenou původní porozitu 13 % a mírně nižší obsah kalcitu 43 %. Rozdíl porozity při loužení činil 37 % a míra rozpadu byla pouhých 0,3 %. Mírně zvýšený obsah karbonátu v porušené zóně může indikovat větší křehkost více kalcifikovaných zón a jejich náchylnost ke vzniku puklin.

Vysokou soudržnost obou vzorků po loužení způsobuje sekundární křemičitý tmel, který vytváří v kalcitu podpůrnou houbovitou strukturu.

RADIMĚŘ

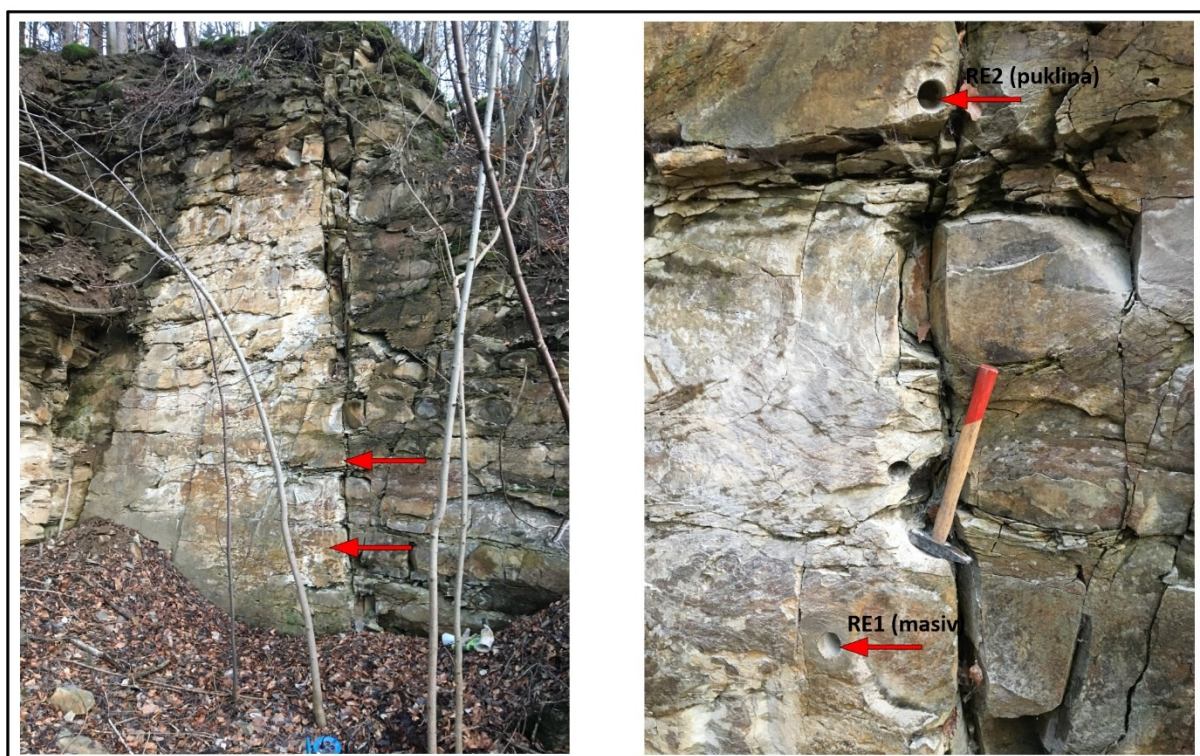


Obr. 6-38 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb u Radiměře. V poruchové zóně se subvertikálními puklinami (vzorek RA1) byly zjištěny vyšší obsahy kalcitu a nižší porozita

Řetůvka

Lokalita Řetůvka se nachází v mírně ukloněném V křídle rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, V od obce Řetůvka. Vzorky RE1 z masivní horniny a RE2 z porušené zóny byly odebrány ze skalního výchozu v bývalém lůmku u komunikace II/360. Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb (Obr.6-39). Přestože měly vzorky ve výbrusech odlišnou texturu (vzorek RE2 měl výraznější šmouhovitou texturu), oba vzorky vykazovaly velmi blízké hodnoty: obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 32 – 33 %, původní porozita velmi nízká mezi 5 - 7 % a změna porozity při loužení u obou vzorků 28 %. Míra rozpadu obou vzorků byla nízká - 0,1 %. Na výsledcích je patrná malá závislost na pozici vzorků ve vztahu k puklinám. Přestože vzorek RE2 byl odebrán v prostoru křížení horizontální a vertikální pukliny, neprojevila se zde žádná změna složení či porozity ve vztahu ke vzorku z horninového masivu, kde lze očekávat pouze vertikální puklinu (podél které byly horninové bloky v lomu odtěžovány).

ŘETŮVKA



Obr. 6-39 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnných pískovců kolektoru Cb v bývalém lomu u Řetůvky. Oba vzorky vykazovaly podobné hodnoty obsahu rozpustné složky i původní porozity

Sejtinka

Lokalita Sejtinka se nachází v mírně ukloněném JV křídle rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, JV od Vysokého Mýta. Vzorky SEJ1 z masivní části horniny a SEJ2 z porušené zóny byly odebrány z bývalého lomu u místní komunikace (Obr.6-40). Oba vzorky vykazovaly velmi blízké hodnoty: obsah kalcitu se zde pohyboval mezi 49 – 51%, původní porozita mezi 11 – 12 % a změna porozity při loužení u obou vzorků 46 - 47 %. Míra rozpadu obou vzorků byla také stejná - 0,5 %. Na výsledcích je patrná malá závislost na pozici vzorků ve vztahu k puklinám. Přestože vzorek SEJ2 byl odebrán v blízkosti otevřené vertikální pukliny, neprojevila se zde žádná změna složení či porozity ve vztahu ke vzorku z horninového masivu.

SEJTINKA



Obr. 6-40 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápntých pískovců kolektoru Cb v bývalém lomu u Sejtinky. Oba vzorky vykazovaly podobné hodnoty obsahu rozpustné složky i původní porozity.

Střemošnice

Jedná se výchoz izolátoru Ca/Cb ve svahu morfologicky výrazného hřebene nad obcí Střemošnice. Z této lokality byl odebrán 1 vzorek z soudržné vrstvy písčitého vápence. Vzorek měl velmi nízkou porozitu 5 % a vysoký obsah rozpustné složky 72 %. Změna porozity při loužení vzorku byly 71 % a míra rozpadu vzorku i přes takto vysoký obsah kalcitu činila pouze 0,9 %. Vzhledem k soudržnosti vzorku po loužení zde musí být také přítomen křemičitý tmel, který vytváří podpůrnou houbovitou strukturu. Naopak v mezilehlých vrstvách tento tmel schází, a proto podléhají střípkovitému rozpadu (Obr. 6-41).

STŘEMOŠNICE



Obr. 6-41 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců a slínovců rytmičky se střídajících ve výchozu izolátoru Ca/Cb. Vápencové lavice mají větší soudržnost a vytváří morfologicky vystupující vrstvy ze svahu nad obcí Střemošnice

Svařeň

První lokalita Svařeň, kde byly odebrány vzorky SV1 a SV2 (Obr. 6-42), se nachází v blízkosti soutoku Svařeňky a Bětnického potoka u obce Domoradice, v okrajové V části rajonu 4310 Chrudimská křída, s typickým erozně denudačním reliéfem. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace vedoucí k odbočce na Svařeň. Jedná se o výchoz jemnozrnných písčitých vápenců kolektoru Cb. Vzorek z porušené zóny (SV1) měl vyšší porozitu 14 % a nižší obsah kalcitu 55 %. Změna porozity při loužení činí 36 % a míra rozpadu je mírně zvýšená a činí 3 %. Vzorek SV2 z masivní části horniny měl velmi nízkou původní porozitu 3 % a vyšší obsah kalcitu 72 %. Rozdíl porozity při loužení činil 68 % a míra rozpadu byla také zvýšená a činila 2 %. V prostoru porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny, než v okolní masivní hornině, což se projevuje také částečnou ztrátou soudržnosti a rozrušením horninového bloku u vzorku SV1, kdy bylo obtížné odebrat vzorek klasického válcovitého tvaru. Vzorek SV2 byl naopak odebrán z velkého a relativně soudržného kalcifikovaného skalního bloku, beze známek zvětrání či rozrušení. Vzhledem k soudržnosti obou vzorků po loužení zde musí být také přítomen křemičitý tmel, který vytváří podpůrnou houbovitou strukturu.

SVAREŇ

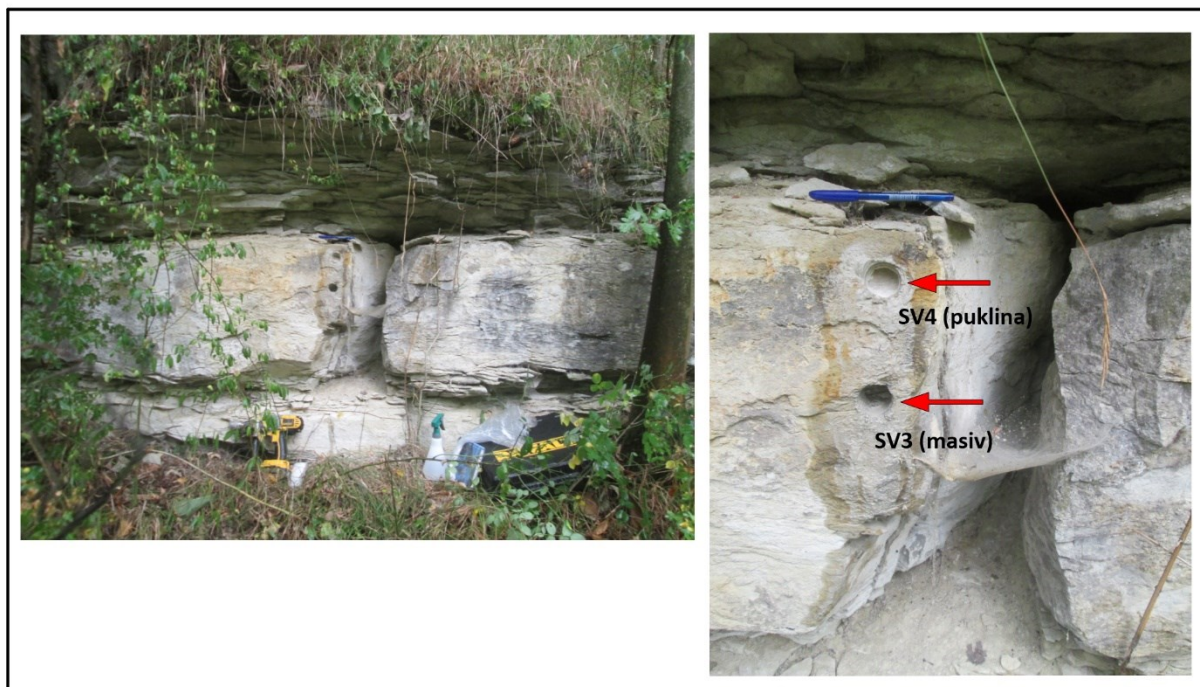


Obr. 6-42 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců ve výchozu kolektoru Cb. Kalcitem bohaté polohy mají větší soudržnost a makroskopicky výrazně hladší povrch

Druhá lokalita Svařeň, kde byly odebrány vzorky SV3 a SV4 (Obr. 6-43), se nachází nad obcí Svařeň, v okrajové V části rajonu 4310 Chrudimská křída, s typickým erozně denudačním reliéfem. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace vedoucí k obci Sejtinka. Jedná se o výchoz jemnozrnných písčitých vápenců kolektoru Cb. Vzorek z porušené zóny (SV4), který byl situován blíže porušené zóně, měl porozitu 9 % a obsah kalcitu 54 %. Změna porozity při loužení činí 35 % a míra rozpadu je mírně zvýšená a činí 3 %. Vzorek SV3 z masivní části horniny měl mírně nižší

původní porozitu 7 % a mírně vyšší obsah kalcitu 57 %. Rozdíl porozity při loužení činil 49 % a míra rozpadu byla také zvýšená a činila 7,2 %. V prostoru blíže porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny, než ve středové části masivní horniny. Větší míra rozpadu obou vzorků indikuje menší množství křemičitého tmelu, který by zajišťoval větší soudržnost vzorků.

SVAŘEŇ

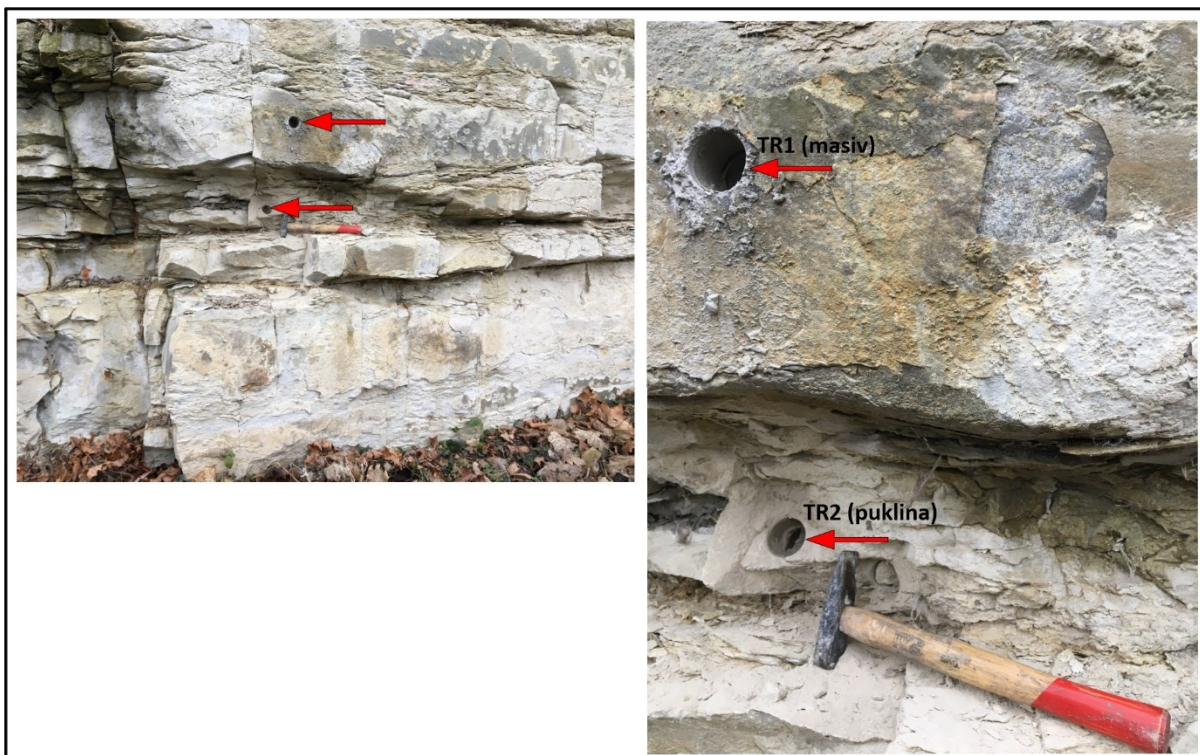


Obr. 6-43 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných písčitých vápenců ve výchozu kolektoru Cb. Vápencové morfoloogicky výrazné polohy mají větší soudržnost a blokovou odlučnost, mezivrstevní kalcitem chudé polohy mají charakter zvětralých vápnitých pískovců

Trstěnice

Lokalita Trstěnice (vzorky TR1 a TR2) se nachází v blízkosti toku Loučná v jižní osní části rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace vedoucí přes obec Trstěnice (Obr.6-44). Jedná se o výchoz jemnozrnných písčitých vápenců a vápnitých pískovců kolektoru Cb. Vzorek z porušené zóny (TR2) měl vyšší porozitu 9 % a nižší obsah kalcitu 46 %. Změna porozity při loužení činí 26 % a míra rozpadu je mírně zvýšená a činí 1,4 %. Vzorek TR1 z masivní části horniny měl velmi nízkou původní porozitu 3 % a vyšší obsah kalcitu 58 %. Rozdíl porozity při loužení činil 60 % a míra rozpadu byla velmi nízká – 0,2 %. V prostoru porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny, než v okolní masivní hornině, což se projevuje také větším rozrušením horninového bloku v horizontálním směru (vrstevní směr) a morfoloogicky prohlubněmi v kolmé skalní stěně. Vzorek TR1 byl odebrán z většího skalního bloku, beze známek zvětrání či rozrušení.

TRSTĚNICE

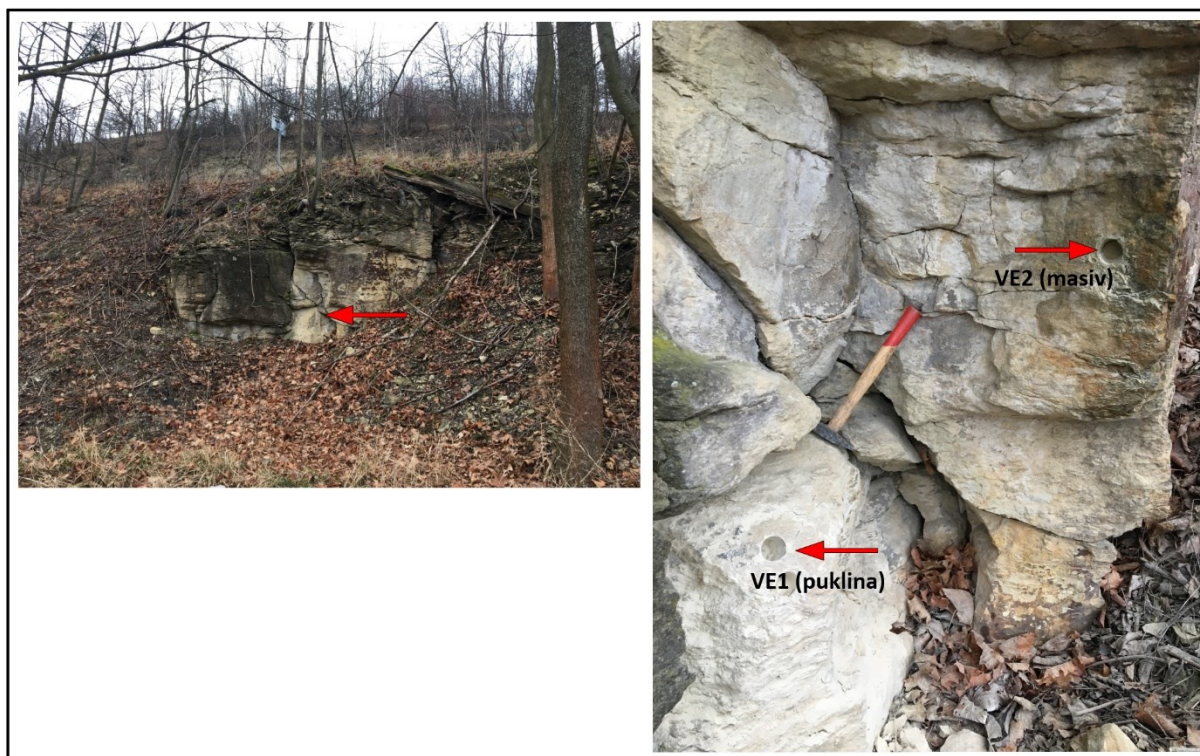


Obr. 6-44 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných pískitých vápenců a vápnitých pískovců ve výchozu izolátoru Ca/Cb v údolí Loučné u Trstěnic. Vápencové lavice mají větší soudržnost a vytváří morfologicky vypreparované vrstvy oproti kalcitem chudším subhorizontálně uloženým vrstvám, které svým složením již odpovídají vápnitým pískovcům

Vendolí

Lokalita Vendolí (vzorky VE1 a VE2) se nachází v Z části rajonu 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu v zatáčce místní komunikace pod železniční zastávkou Vendolí (Obr.6-45). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Ca. Vzorek z porušené zóny (VE1) měl vyšší porozitu 18 % a nižší obsah rozpustné složky 14 %. Změna porozity při loužení činí 16 % a míra rozpadu byla nepatrná - 0,1 %. Vzorek VE2 z masivní části horniny měl nižší původní porozitu 10 % a vyšší obsah rozpustné složky 33 %. Rozdíl porozity při loužení činil 30 % a míra rozpadu byla velmi nízká - 0,4 %. V prostoru porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny, než v okolní masivní hornině.

VENDOLÍ



Obr. 6-45 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců ve výchozu kolektoru Ca u železniční zastávky Vendolí.

Luže

Lokalita Luže se nachází v blízkosti toku Loučná ve V části rajonu 4310 Chrudimská křída, s typickým erozně denudačním reliéfem v údolí vodních toků. Celkem 5 ks vzorků z různých vertikálních úrovní bylo odebráno ze skalního výchozu spongilitických slínovců (opuk) a písčítých vápenců ve starém židovském městě v Luži (Obr.6-46). Jedná se o výchoz kolektoru B, vzniklý lomovou činností na okraji říční nivy Novohradky. Byly odebrány vzorky z lomové stěny ve výškových úrovních od 1 m až do 7,2 m nad úrovní nivy. Obecně lze konstatovat, že odspodu směrem k horní části lomové stěny se u vzorků zmenšuje porozita a zvyšuje obsah kalcitu. Vzorek z úrovně 1 m měl původní porozitu 16 %, zatímco vzorky z úrovně 4,7 a 7,2 m pouze 4 %. Vzorky ze spodní části profilu měly obsah kalcitu mezi 17 – 29 %, ve svrchní části profilu se již jedná o písčité spongilitické vápence s obsahem kalcitu mezi 77 – 82 %. Změna porozity během loužení u báze a ve střední části profilu se pohybuje mezi 8 – 17 %, v horní části profilu mezi 44 – 51 %. Zde je patrné, že loužicí roztok ani po 4 týdenním loužení neproniknul zcela do jádra vzorku a část rozpustné složky zůstala ve vzorku po loužení zachována. Důvodem může být mikrostruktura křemičitého amorfního tmele, který pravděpodobně vytváří příliš jemnou porézní strukturu bránící průniku kapaliny až do jádra. Vzorky z bazální a střední části profilu měly velmi nízkou míru rozpadu mezi 0,1 – 0,3 %, zatímco vzorky z horní části profilu měly míru rozpadu zvýšenou – mezi 3,3 – 4,2 %. Kalcitem chudší vzorky při bázi profilu mohou indikovat intenzivnější a delší dobu působení korozních procesů povrchové vody v údolí Novohradky, které při erozní bázi řeky působily déle, než ve svrchní části výchozu. Také makroskopicky jsou patrné rozdíly ve stupni zvětrání spodní a svrchní části profilu.

LUŽE

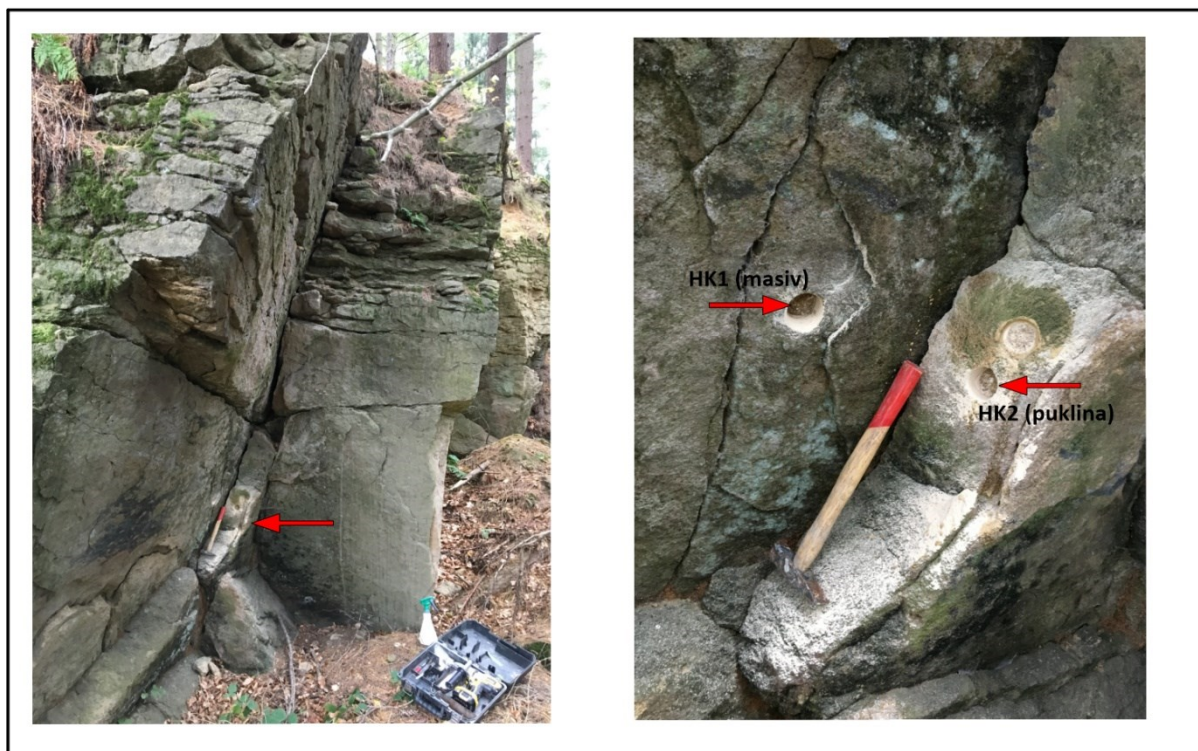


Obr. 6-46 Fotodokumentace výchozu jemnozrnných vápnitých pískovců (dolní část profilu) a písčitých vápenců (horní část profilu) ve výchozu kolektoru B při okraji údolní nivy Novohradky v Luži. Ve spodní části profilu je patrná intenzivnější vyloužení vrstev, způsobující ochuzení horniny kalcitem a vyšší míru porozity

Výchozy cenomanských pískovců na lokalitách Budislav, Skuhrov, Hejnice a Lanšperk

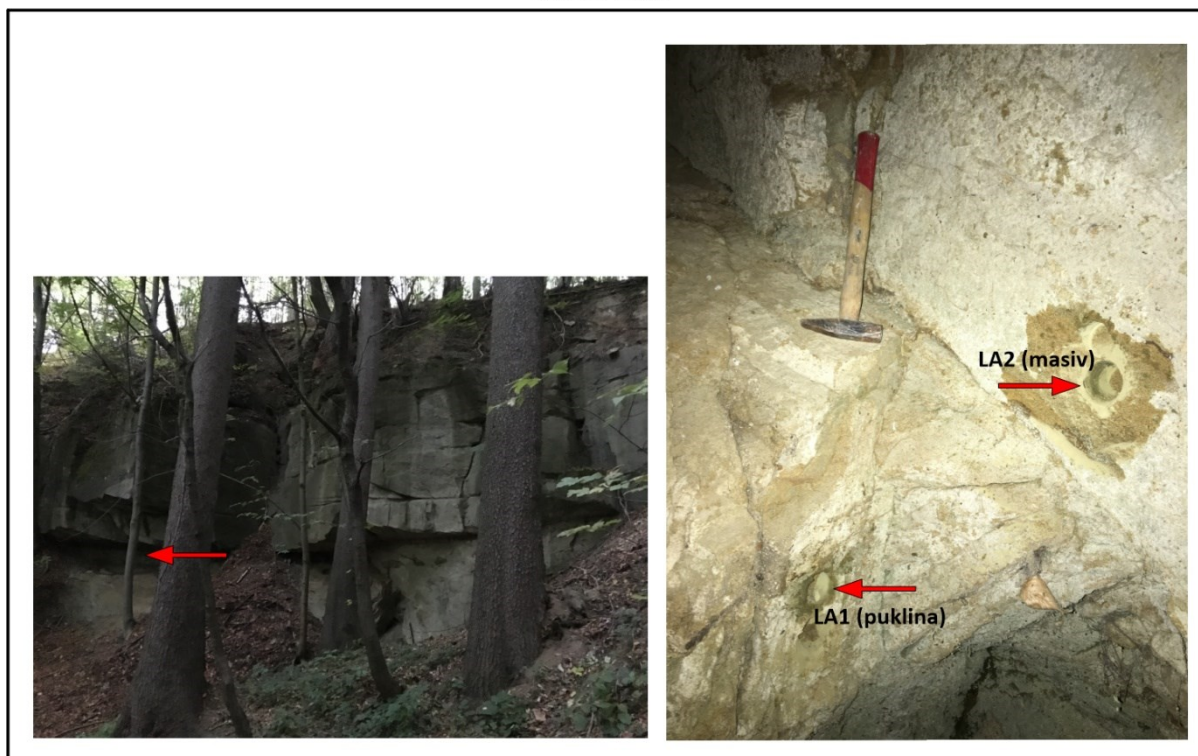
Pro účely rozšířeného srovnání hodnot vápnitosti a porozity s kolektorem A bylo ovzorkováno také celkem 9 výchozů cenomanských pískovců. Jedná se o lokality Budislav (vzorky BU1 – BU3), Skuhrov (vzorky SK1 a SK2), Hejnice (HK1 a HK2) a Lanšperk (LA1 a LA2). V případě lokalit Budislav a Skuhrov se jedná o staré nevyužívané lomy, v případě lokalit Hejnice – Na Křižánkách a Lanšperk se jedná o přírodní výchozy cenomanských pískovců. Lokality Hejnice, Lanšperk a Skuhrov se nachází ve východní infiltrační části rajonu 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, lokalita Budislav v JZ části rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála. Situace vzorkovaných lokalit je patrná z Obr. 6-47 až 6-50.

HEJNICE - NA KŘIŽÁNKÁCH



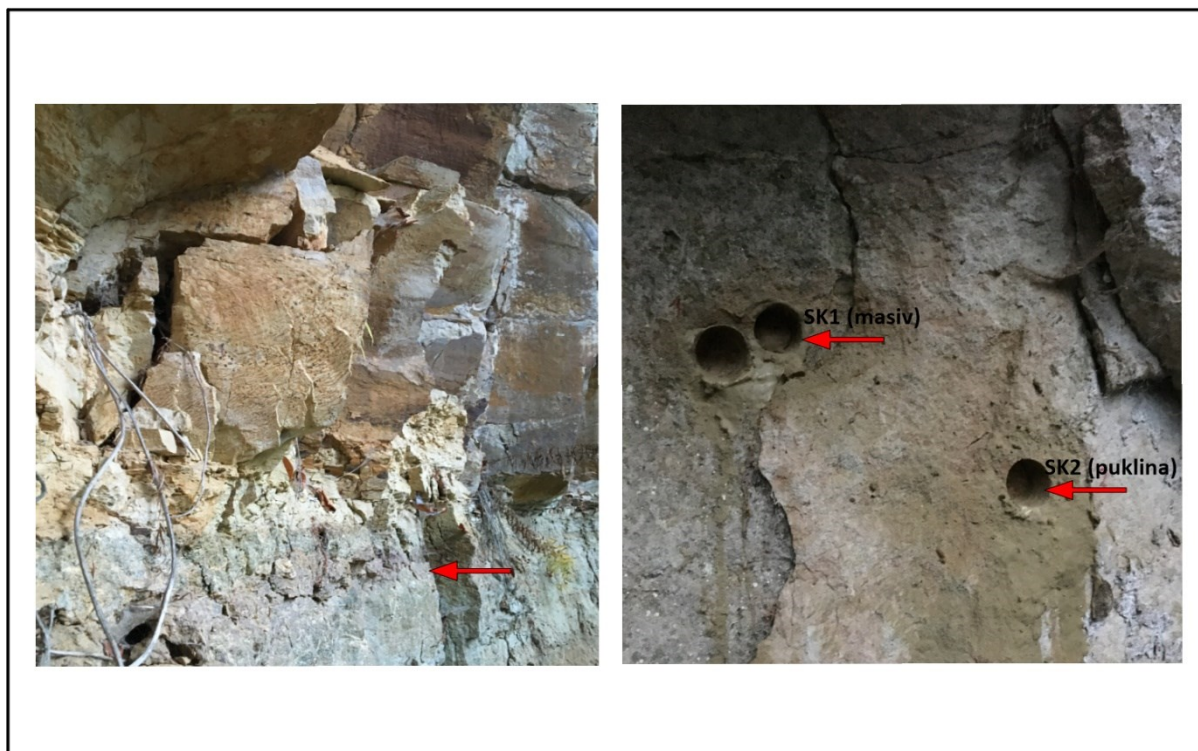
Obr. 6-47 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst hrubozrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Na Křižánkách u Hejnic.

LANŠPERK



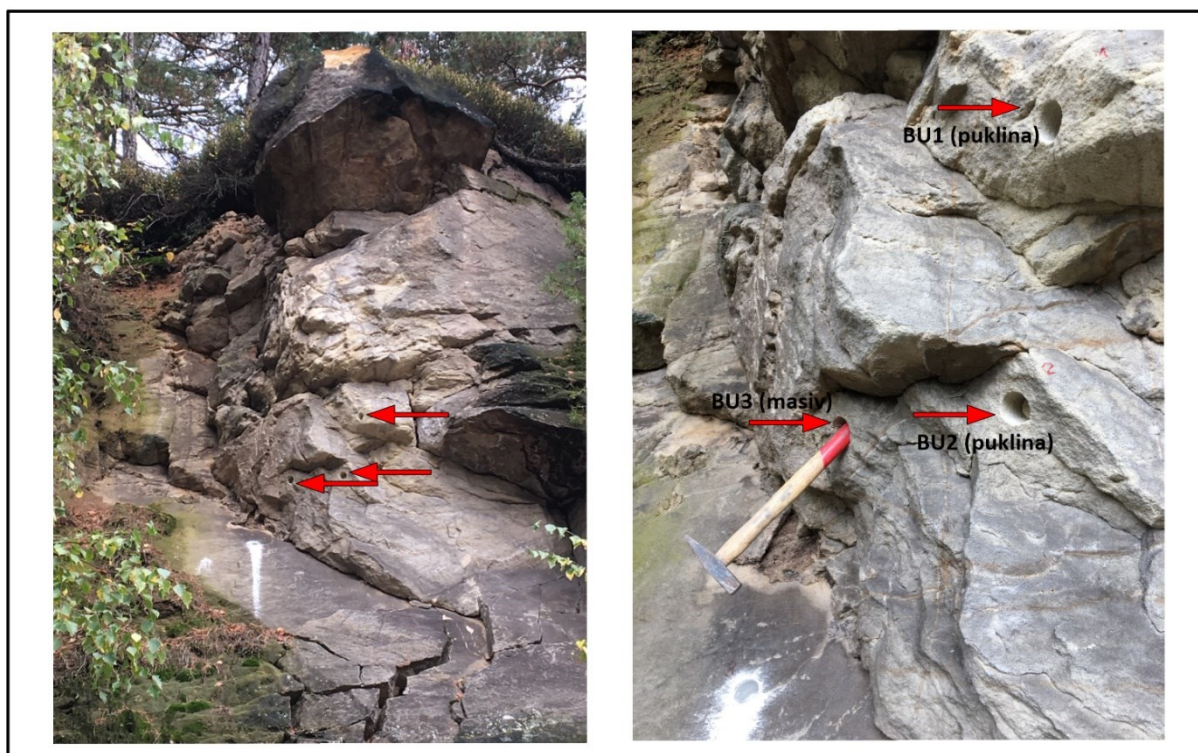
Obr. 6-48 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst střednězrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Lanšperk.

SKUHROV - LOM



Obr. 6-49 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst střednězrnných glaukonitických křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Skuhrov - lom.

BUDISLAV-LOM



Obr. 6-50 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst hrubozrnných křemenných pískovců ve výchozu kolektoru A na lokalitě Budislav - lom.

Vzorky z výchozů z kolektoru A mají oproti vzorkům z kolektorů B a C obecně vyšší původní porozitu, která se pohybuje mezi 13 – 32 %. Naopak změna porozity při loužení je velmi nízká a pohybuje se převážně do 3 %, výjimečně činí 5 %. Tomu odpovídá také velmi nízký obsah kalcitu mezi 0,1 – 0,55 %. Míra rozpadu vzorků po loužení je také velmi nízká a pohybuje se mezi 0 – 0,27 %, výjimečně dosáhla 1,41 %. Nízká míra rozpadu je způsobena přítomností křemitého tmelu, který způsobuje zvýšenou soudržnost křemenných zrn, s minimálním obsahem vápenného tmelu v průlinové porozitě. Vzorky z porušené zóny na lokalitě Budislav vykazují mírně zvýšenou původní porozitu (26 – 32 %) oproti vzorku z masivní horniny (23%), u ostatních lokalit není dokumentován zásadní rozdíl mezi porozitou v porušených zónách a v masivní hornině. Také míra rozpadu je u vzorků z porušené zóny na lokalitě Budislav vyšší (0,27 -1,41 %), než u vzorku z masivní části výchozu (0,05 %), naopak u lokality Skuhrov se poměr opačný – masivní část výchozu má větší míru rozpadu (0,25 %), než porušená zóna (0,09 %).

Benátky u Litomyšle

Lokalita Benátky a Litomyšle (vzorky BN1 a BN2) se nachází v centrální části rajonu 4270 Vysokomyštská synklinála. Vzorky byly odebrány ze stěny lomu na vápenné pískovce na okraji obce Benátky (Obr.6-51). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápenných pískovců kolektoru Cb. Vzorek z porušené zóny (BN2) měl vyšší porozitu 22 % a nižší obsah kalcitu (33 %). Změna porozity při loužení činí 29 % a míra rozpadu zvýšená - 3,1 %. Vzorek BN1 z masivní části horniny měl nižší původní porozitu 14 % a vyšší obsah kalcitu 50 %. Rozdíl porozity při loužení činil 35 % a míra rozpadu byla zvýšená – 8,3 %. V prostoru porušené zóny jsou dokumentovány kalcitem chudší horniny s vyšší porozitou, než v okolní masivní hornině, ale s menší mírou rozpadu vzorku po loužení.

BENÁTKY U LITOMYŠLE - LOM



Obr. 6-51 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst jemnozrnných silně vápenných pískovců na lokalitě lomu v Benátkách.

Vraclav – Svatý Mikuláš

Lokalita Vraclav – Svatý Mikuláš se nachází v nejvýchodnější části rajonu 4310 Chrudimská křída. Vzorky byly odebrány ze skalního výchozu u místní komunikace, v místní části Svatý Mikuláš (Obr.6-52). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců a písčítých vápenců kolektoru Cb. Vzorek z porušené zóny (VR2) měl nízkou porozitu 6 % a vysoký obsah kalcitu 66 %. Změna porozity při loužení činí až 39 %, přesto si vzorek uchoval svůj tvar a míra rozpadu zde činí pouze 1,6 %. Vzorek z masivní části (VR1) měl naopak mírně zvýšenou původní porozitu 13 % a nižší obsah kalcitu 37 %. Rozdíl porozity při loužení činil 30 % a míra rozpadu byla zvýšená – 2,3 %. Zvýšený obsah karbonátu v porušené zóně může indikovat větší křehkost kalcitem bohatších zón a jejich náchylnost ke vzniku puklin. Relativně vysokou soudržnost obou vzorků po loužení způsobuje sekundární křemičitý tmel, který vytváří v kalcitu podpůrnou houbovitou strukturu.

VRACLAV - SVATÝ MIKULÁŠ



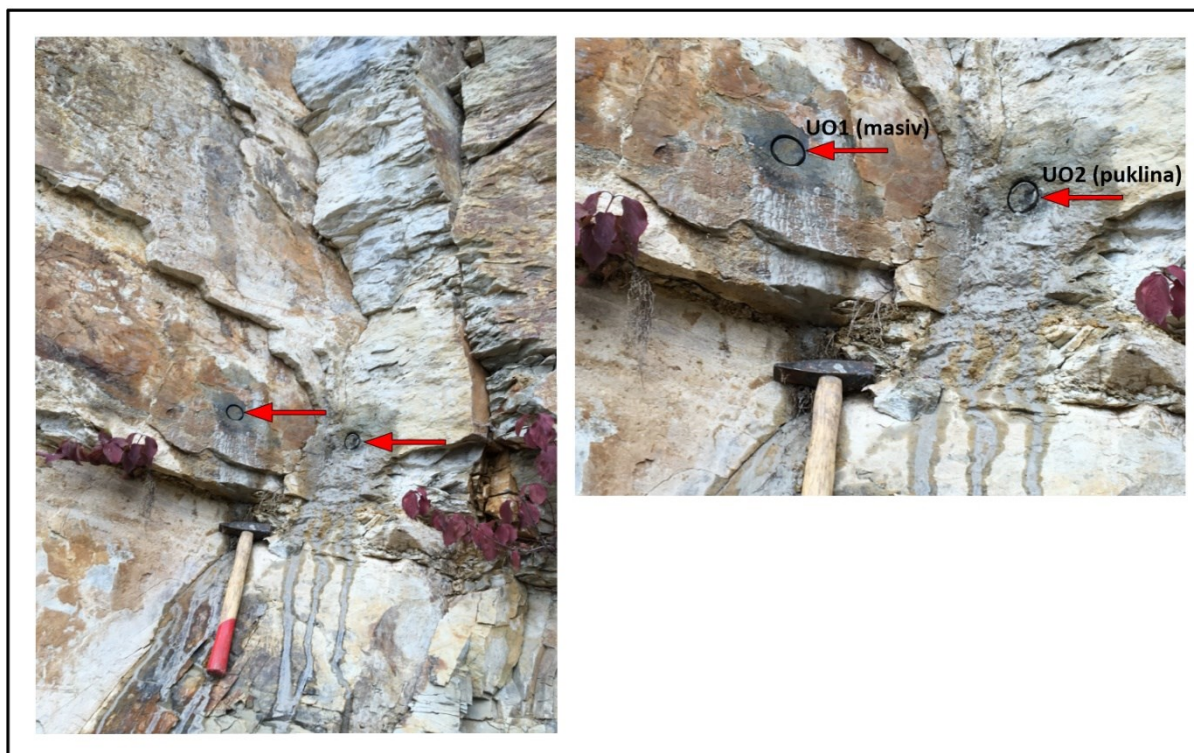
Obr. 6-52 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Vraclav – Svatý Mikuláš - VR1 vápnitý pískovec, VR2 písčítý vápenec.

Ústí nad Orlicí - nádraží

Lokalita Ústí nad Orlicí se nachází v centrální části rajonu 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice, jedná se o výchoz spongilitických písčítých slínovců kolektoru B. Vzorky UO1 z masivní části horniny a UO2 z porušené zóny byly odebrány z výrazného skalního odřezu u vlakového nádraží v Ústí nad Orlicí (Obr. 6-53). Oba vzorky vykazovaly velmi blízké hodnoty: obsah rozpustné složky se zde pohyboval mezi 28 – 31 %, původní porozita mezi 4 - 5 % a změna porozity při loužení u obou vzorků 20 %. Míra rozpadu obou vzorků se pohybovala mezi 0,5 – 1,1 %. Na výsledcích je patrná malá závislost na pozici vzorků ve vztahu k puklinám. Přestože vzorek UO2 byl odebrán v blízkosti více

porušené zóny, neprojevila se zde žádná změna složení či porozity ve vztahu ke vzorku z horninového masivu.

ÚSTÍ NAD ORLICÍ - NÁDRAŽÍ

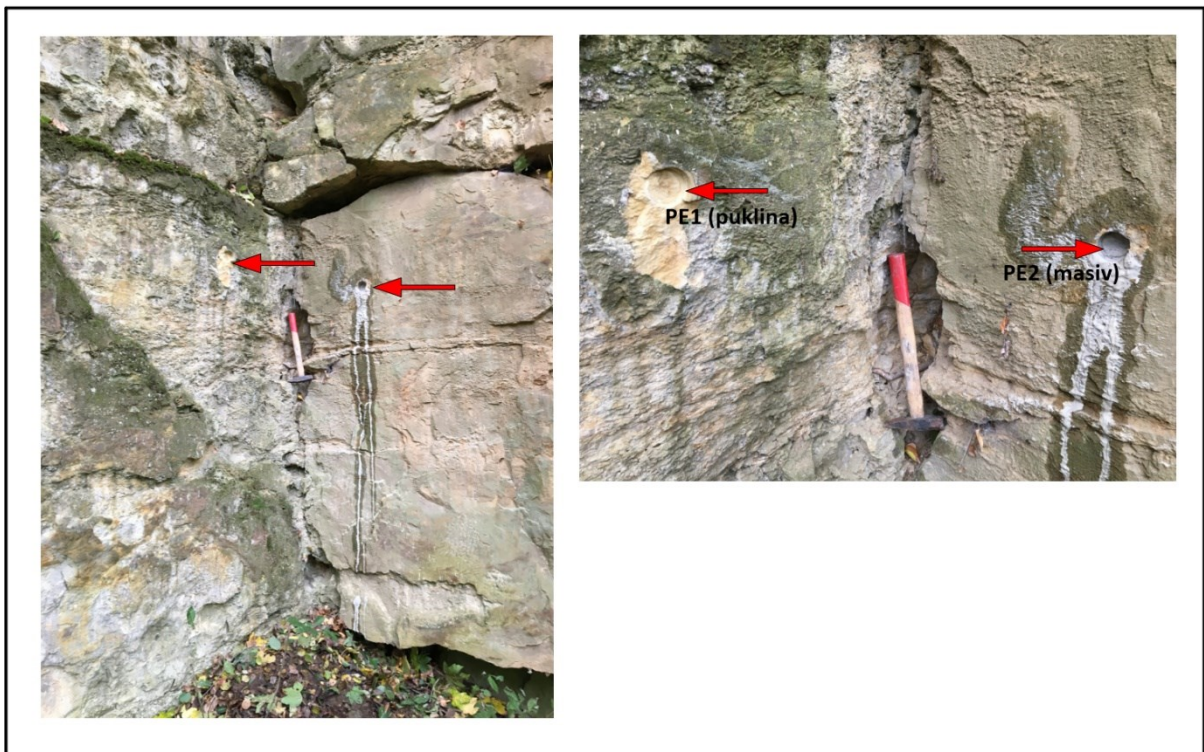


Obr. 6-53 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Ústí nad Orlicí – nádraží. spongilitické písčité slínovce – kolektor B

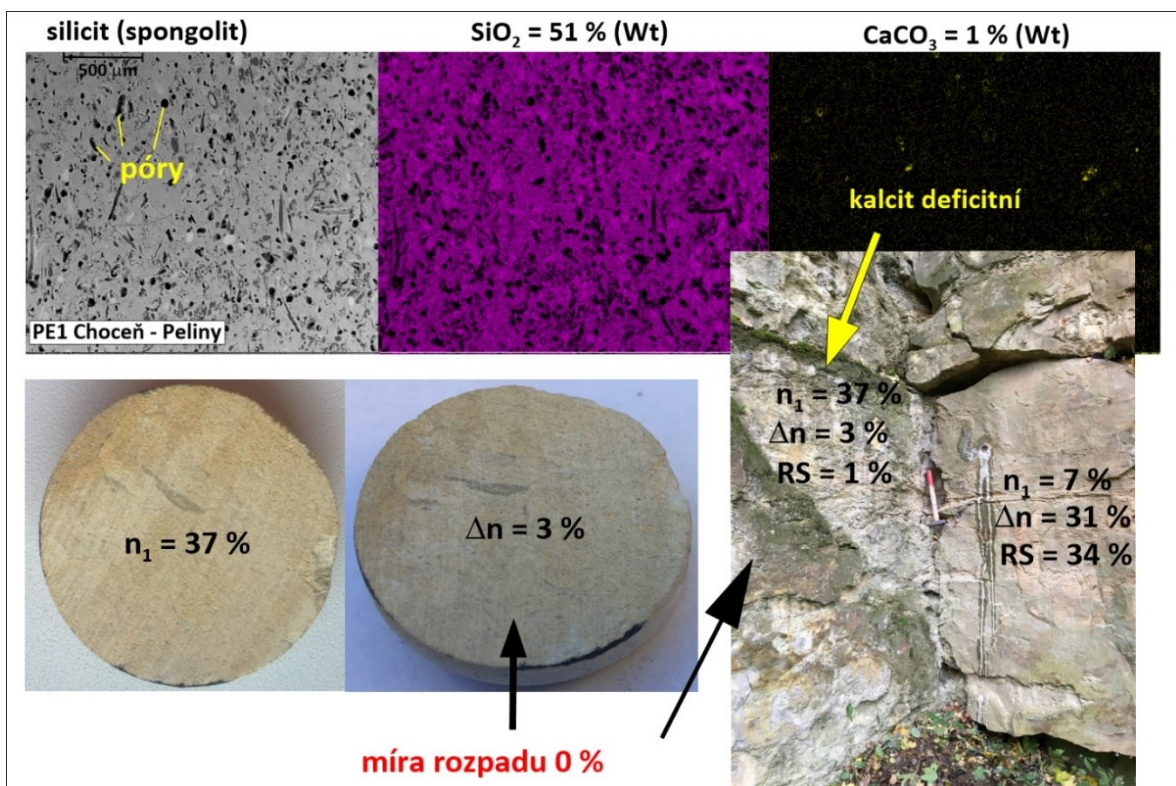
Choceň - Peliny

Lokalita Choceň - Peliny (vzorky PE1 a PE2) se nachází v severní části rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála. Vzorky byly odebrány ze stěny bývalého lomu v údolí Tiché Orlice na lokalitě Worlova skála (Obr.6-54). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb. Vzorek z makroskopicky porušené zóny (PE1) měl velmi vysokou původní porozitu 37 % a minimální obsah kalcitu (0,7 %). Změna porozity při loužení činí 3 % a míra rozpadu byla nulová. Vzorek PE2 z masivní kolmo situované stěny, která vykazovala mnohem menší míru zvětrání, měl nižší původní porozitu 7 % a vyšší obsah kalcitu 33 %. Rozdíl porozity při loužení činil 31 % a míra rozpadu byla mírně zvýšená – 1 %. V prostoru porušené zóny (PE1) jsou dokumentovány silně dekalciﬁkované horniny s vysokou porozitou a s menší mírou rozpadu vzorku po loužení. Obsah křemičité složky zde činí 51 %, jedná se tedy již o silicit (Obr. 6-55). Jak je patrné ze snímku BSE, jedná se o velmi porézní horninu s četnými zbytky jehlic a póry vzniklémi rozpuštěním vápnitých schránek mořských organismů. Na Obr. 6-56 je dobře zachycena morfologie a chemické složení vzorku PE1 před loužením (porušená silně dekalciﬁkovaná zóna) a vzorku PE2 po loužení (uměle extrahována vápnitá složka loužením vzorku masivní horniny v HCl). Vzorky jsou morfologicky i chemicky téměř shodné a demonstrují dobrou reprezentativnost metody loužení v HCl pro simulaci přírodního procesu rozpouštění vápnité složky a celkové dekalciﬁkace horniny.

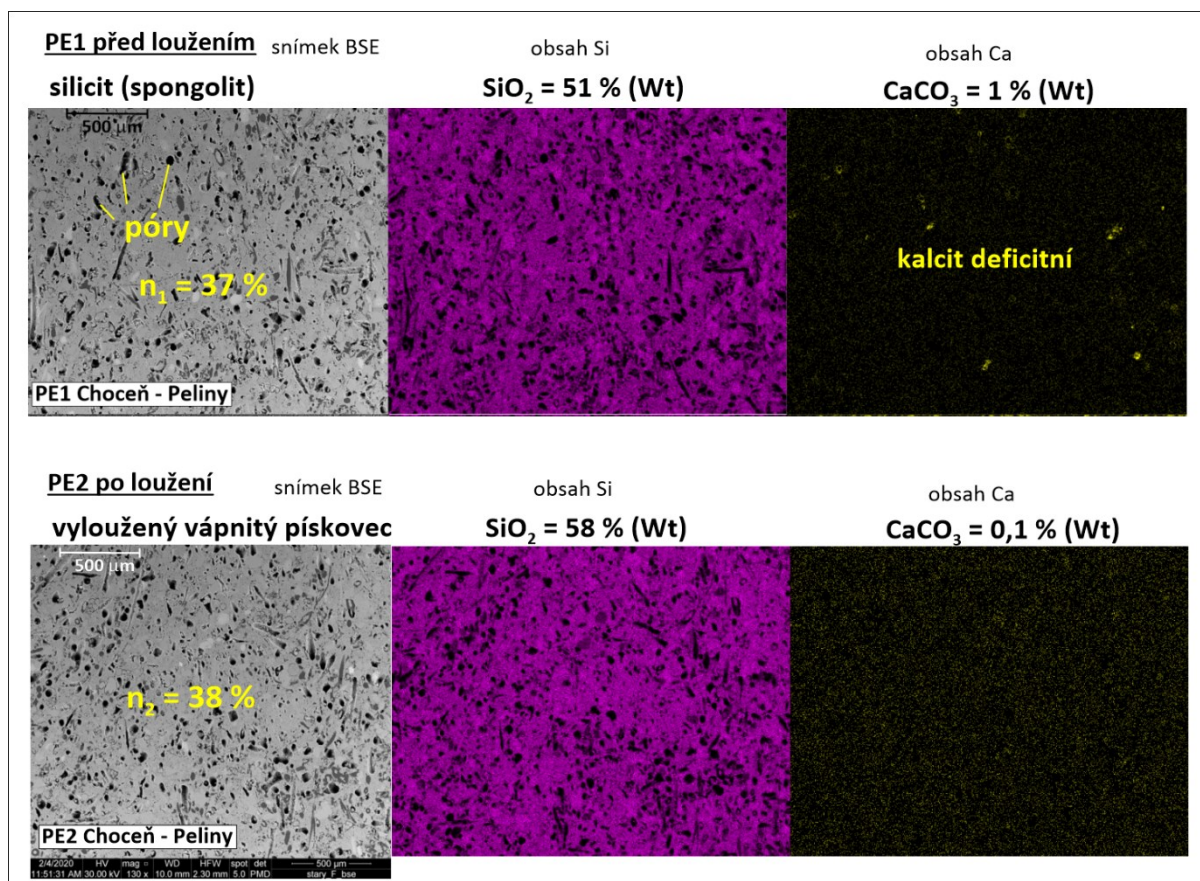
CHOCEŇ - PELINY



Obr. 6-54 Fotodokumentace výchozu a vzorkovaných míst na lokalitě Choceň - Peliny. Silicity a vápnité jemnozrnné pískovce kolektoru Cb



Obr. 6-55 Snímky SEM a fotodokumentace vzorků PE1. Na snímku BSE je patrná výrazná porézní struktura silicitu a na dalších snímcích SEM významný rozdíl mezi obsahy SiO_2 a CaCO_3 . Na fotodokumentaci výchozu je patrný zjevný makroskopický rozdíl mezi porušenou zónou postiženou dekalifikací a masivní nenarušenou horninou



Obr. 6-56 Porovnání snímků SEM vzorků PE1 před loužením (porušená silně dekarbonátovaná zóna) a PE2 po loužení (uměle extrahovaná vápnitá složka loužením vzorku masivní horniny v HCl). Na snímcích je dobře ilustrována vzájemná podobnost obou vzorků.

Brandýs nad Orlicí

Lokalita Brandýs nad Orlicí (vzorek V8) se nachází v severní části rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála. Vzorek byl odebrán ze stěny bývalého lomu u silniční zatáčky nad Brandýsem nad Orlicí. (Obr.6-57 a 6-58). Jedná se o výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb. Vzorek z makroskopicky neporušené zóny měl relativně nízkou původní porozitu 10 % a zvýšený obsah rozpustné složky (36 %). Změna porozity při loužení činí 33 % a míra rozpadu byla nepatrná – 0,5 %.



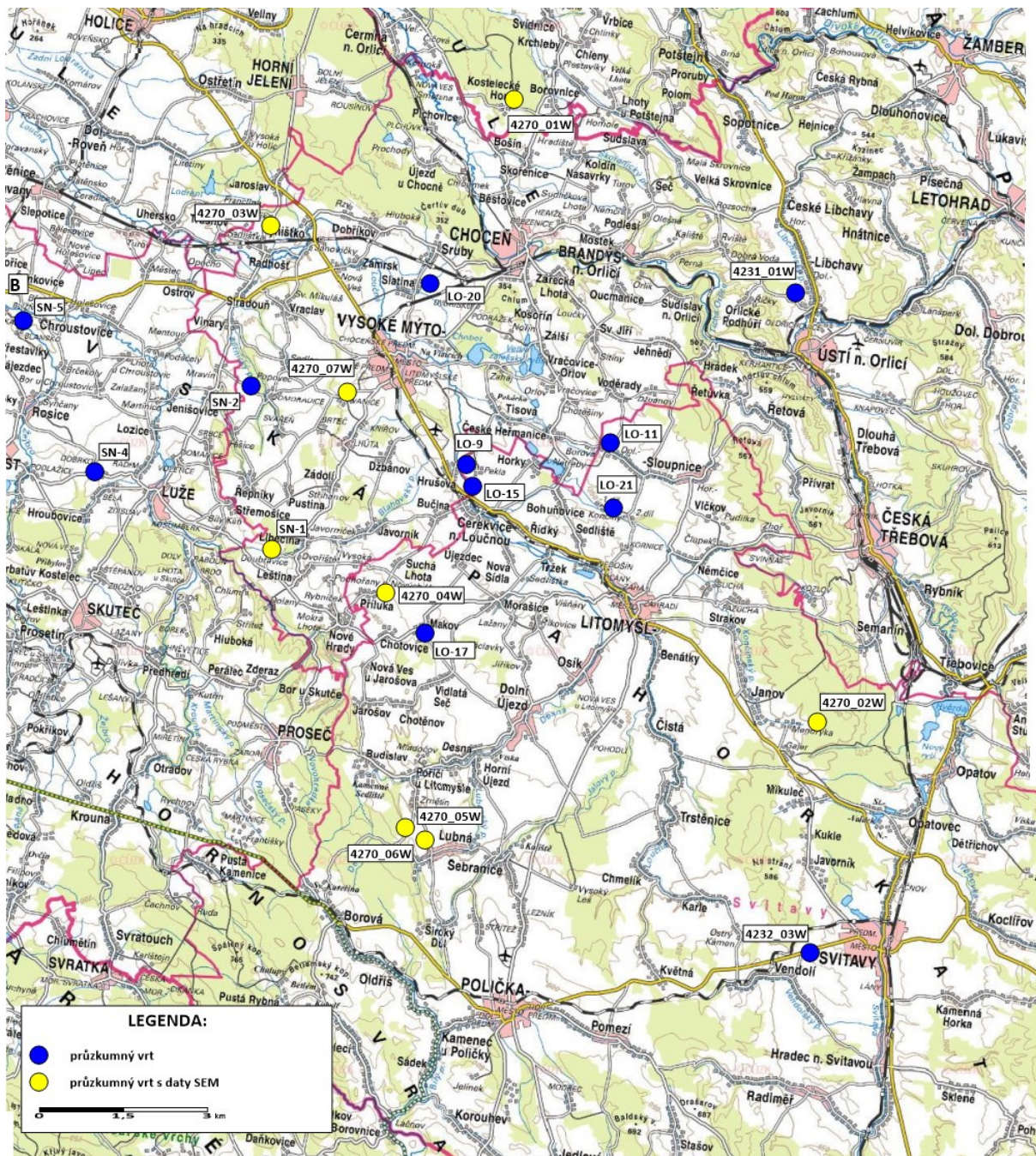
Obr. 6-57 a 6-58 Výchoz jemnozrnných vápnitých pískovců kolektoru Cb u Brandýsa nad Orlicí, lokalita odběru vzorku V8

6.2 Celkové výsledky kalcimetrických analýz a posouzení potenciálu pro krasovění hornin

6.2.1 Vyhodnocení vzorků z vrtů

V rámci této disertační práce bylo zkoumáno celkem 117 ks vzorků z vrtných jader, extrahovaných z vrtů realizovaných v rámci akce Rebilance zásob podzemních vod (Kadlecová et al.

2016a-d) a Novohradky (Smutek 1988) – Obr. 6-59. Do studia byly pro účely větší komplexnosti výzkumu kromě vzorků odebraných autorem zahrnuty také vzorky z oblasti východočeské křídly z předchozích prací Baláka (2015) a Vojtíška (2016). Balák zkoumal celkem 34 jader z vrtů Lo-9 (Hrušová), Lo-11 (Dolní Sloupnice), Lo-15 (Cerekvice n.L. – Pekla), Lo-17 (Makov), Lo-20 (Slatina) a Lo-21 (Končiny). Vojtíšek detailněji zkoumal celkem 34 vzorků horniny z vrtu 4270_02W Janov u Litomyšle, v hloubkovém intervalu 6 – 180 m.



Obr. 6-59 Situování lokalit vzorkovaných vrtů

V rámci disertační práce byly zpracovány kalcimetrické analýzy z celkem 65 ks vzorků jader (autor) a dále bylo do vyhodnocení zařazeno dalších 34 vzorků jader z vrtu 4270_02W, které

analyzoval Vojtíšek (2016) – Tab. 6-16. Byly analyzovány obsahy Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO a CO_2 . Obsah CaCO_3 se pohybuje v rozpětí 0,32 – 86,9 %, ale u většiny vzorků se pohybuje v intervalu 13,3 – 68,1 % (10. a 90. percentil). Průměrný obsah CaCO_3 činí 35,8 %. Obsah MgCO_3 se pohybuje v rozpětí 0,04 – 1,23 %, ale u většiny vzorků se pohybuje v intervalu 0,21 – 1,03 % (10. a 90. percentil). Průměrný obsah MgCO_3 činí 0,54 %. Ze srovnání molárních poměrů vyplývá výrazná převaha CaCO_3 nad MgCO_3 . Kalcit lze klasifikovat jako nízkohořečnatý, vzhledem k velmi nízkému obsahu obsahu MgCO_3 je pro karbonát v textu disertační práce používán název „kalcit“. Také průměrný obsah oxidů Fe a Mn je velmi nízký (0,44 a 0,02 %) a z hlediska potenciální tvorby tmelu se jedná o obsahy nevýznamné. Jediný tmel, který je přítomen v dominantním množství, je kalcitový tmel. Jedná se o tmel, který se dobře rozkládá v kyselém prostředí, resp. modelově v kyselině chlorovodíkové.

Tab. 6-16 Přehledné výsledky kalcimetrických analýz ve vrtech (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina)

	kolektor	pozice*	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	CO_2	Suma kalcimetrie	kalcit
vzorek		S-strop C-centr. B-báze	%	%	%	%	%	%	%	% CaCO_3
4231_01w 86,1 P	Cb	S	1,13	0,33	0,39	0,027	32,15	25,69	59,72	57,38
4231_01w 86,7 M	Cb	S	0,01	0,87	0,38	0,019	32,02	27,00	60,30	57,15
4231_01w 95,6 P	Cb	C	0,92	0,43	0,38	0,019	40,81	31,06	73,63	72,84
4231_01w 96,6 M	Cb	C	1,98	0,19	0,29	0,012	8,48	5,96	16,91	15,13
4231_01w 143,4 P	Ca	B	0,25	0,65	0,91	0,016	25,32	20,39	47,53	45,19
4231_01w 143,8 M	Ca	B	0,17	0,79	1,09	0,009	14,97	12,09	29,12	26,72
4231_01w 238,3 P	B	C	0,72	0,56	0,22	0,073	27,03	20,58	49,18	48,24
4231_01w 239,8 M	B	C	0,59	0,37	0,29	0,013	20,69	14,69	36,64	36,93
4232_03w 75,1m M	Cb	C	1,14	0,09	0,24	0,008	24,13	19,40	45,01	43,07
4232_03w 75,9m P	Cb	C	0,74	0,23	0,31	0,005	37,24	28,06	66,58	66,46
4232_03w 83,5 P	Cb	C	1,75	0,11	0,27	0,016	20,03	14,44	36,62	35,75
4232_03w 84,8 M	Cb	C	2,11	0,19	0,43	0,031	44,83	34,16	81,76	80,01
4232_03w 233,6 m P	B	C	0,59	0,26	0,17	0,010	10,46	6,85	18,34	18,67
4232_03w 234,6 m M	B	C	0,91	0,23	0,26	0,026	18,83	13,92	34,18	33,61
4270_01w 144,3m M	I	I	0,38	0,64	0,75	0,024	26,16	20,55	48,50	46,69
4270_01w 145,3m P	I	I	0,69	1,10	1,23	0,016	17,36	13,88	34,27	30,98
4270_01w 210,6 m P	B	S	0,92	0,11	0,04	0,007	0,18	0,07	1,33	0,32
4270_01w 211,5 m M	B	S	0,77	0,08	0,08	0,008	0,20	0,05	1,19	0,36
4270_01w 232,1 m M	B	C	0,76	0,58	0,88	0,023	18,70	14,84	35,79	33,37
4270_01w 232,7 m P	B	C	0,85	1,00	1,11	0,048	19,60	15,30	37,91	34,98
4270_02w 133,4 m P	B	S	0,26	0,16	0,07	0,026	4,42	3,45	8,39	7,89
4270_02w 134,9 m M	B	S	0,71	0,17	0,17	0,029	13,77	9,63	24,48	24,58
4270_02w 151,8 m P	B	C	1,17	0,33	0,27	0,037	16,24	10,72	28,77	28,98
4270_02w 152,9 m M	B	C	0,65	0,25	0,48	0,026	13,21	9,52	24,14	23,58
4270_03w 249,8 m P	B	S	0,65	0,45	0,83	0,024	7,56	5,94	15,45	13,49
4270_03w 250,8 m M	B	S	0,46	0,30	0,61	0,030	12,87	7,83	22,09	22,97
4270_03w 255,9 m P	B	S	1,28	0,26	0,66	0,014	8,66	5,56	16,44	15,46
4270_03w 257,1 m M	B	S	0,66	0,41	0,64	0,022	15,86	12,91	30,50	28,31
4270_03w 269,3 m P	B	C	0,50	0,21	0,55	0,013	7,89	5,90	15,06	14,08

4270_03w 269,9 m M	B	C	0,51	0,31	0,65	0,031	9,81	8,75	20,07	17,51
4270_03w 274,8 m M	B	C	0,68	0,54	0,76	0,028	19,77	16,48	38,25	35,28
4270_03w 275,6 m P	B	C	0,68	0,61	0,89	0,025	17,19	13,97	33,36	30,68
4270_04w 25,7m P	I	I	0,66	0,56	0,92	0,017	32,41	26,03	60,60	57,84
4270_04w 26,7m M	I	I	0,62	0,80	1,05	0,004	25,40	20,69	48,57	45,33
4270_04w 70,8m P	Ca	C	1,08	0,25	0,24	0,007	21,84	17,30	40,72	38,98
4270_04w 71,8m M	Ca	C	0,53	1,01	1,03	0,016	13,75	11,04	27,37	24,54
4270_04w 91,1m M	I	I	0,55	0,67	0,94	0,021	23,51	17,84	43,53	41,96
4270_04w 91,6m P	I	I	0,58	0,77	1,04	0,017	24,03	18,64	45,08	42,89
4270_04w 123,5m P	B	S	0,68	0,50	0,34	0,022	5,99	4,58	12,12	10,69
4270_04w 125,3m M	B	S	0,71	0,63	0,38	0,016	11,34	8,22	21,30	20,24
4270_04w 127,5m M	B	S	0,45	0,54	0,44	0,025	8,51	4,67	14,63	15,19
4270_04w 128,8 m P	B	S	0,71	0,34	0,44	0,014	6,30	5,70	13,51	11,24
4270_04w 146,1m P	B	C	0,37	0,59	0,53	0,024	17,06	13,38	31,96	30,45
4270_04w 148,7m M	B	C	0,43	0,60	0,47	0,020	23,81	18,87	44,20	42,50
4270_05w 16,2m P	B	C	0,47	0,23	0,40	0,029	31,01	24,37	56,51	55,35
4270_05w 16,9m M	B	C	0,50	0,33	0,45	0,024	15,13	11,77	28,20	27,00
4270_06w 8,5m M	Ca	C	0,86	0,20	0,39	0,012	22,40	17,26	41,12	39,98
4270_06w 9,7m P	Ca	C	1,75	0,14	0,33	0,016	21,17	16,55	39,96	37,78
4270_06w 46,1m P	Ca	B	1,75	0,27	0,31	0,024	19,53	14,60	36,49	34,86
4270_06w 46,6m M	Ca	B	1,55	0,29	0,44	0,011	10,77	7,71	20,76	19,22
4270_06w 85,9 m P	B	S	1,09	0,09	0,26	0,037	16,04	11,41	28,93	28,63
4270_06w 86,5 m M	B	S	0,78	0,12	0,20	0,012	7,46	8,98	17,55	13,31
4270_07w 213,1 m P	B	S	0,41	0,40	0,48	0,038	28,84	22,76	52,92	51,47
4270_07w 213,8 m M	B	S	0,31	0,71	0,77	0,023	7,46	6,62	15,89	13,31
4270_07w 216,6m P	B	S	0,41	0,67	0,57	0,008	10,07	8,10	19,82	17,97
4270_07w 216,8m M	B	S	0,23	0,30	0,38	0,048	48,21	38,25	87,42	86,04
4270_07w 240,6 m P	B	C	0,25	0,51	0,51	0,035	32,79	24,94	59,04	58,52
4270_07w 241,5 m M	B	C	0,68	0,54	0,84	0,046	19,47	16,88	38,46	34,75
SN_1 24,4m	B	S	0,27	0,47	0,40	0,014	17,31	13,68	32,14	30,89
SN_2 17,0m	Cb	C	0,50	0,60	0,50	0,011	13,63	10,66	25,90	24,33
SN_2 24,8m	Cb	C	0,50	0,49	0,54	0,017	26,90	21,95	50,41	48,01
SN_4 13,0m	I	I	0,79	0,74	0,81	0,008	14,92	12,22	29,48	26,63
SN_4 16,6m	Ca	S	1,43	0,28	0,69	0,023	22,50	18,28	43,20	40,16
SN_5 161,0m	B	S	0,64	0,93	1,12	0,031	15,10	11,82	29,64	26,95
SN_5 182,3m	B	C	0,24	0,47	0,44	0,026	37,85	30,92	69,95	67,55
4270_02w 6,0	Cb	S	0,62	0,10	0,24	0,018	15,84	12,11	28,93	27,95
4270_02w 9,85m	Cb	C	0,66	0,18	0,32	0,015	23,29	17,41	41,87	40,70
4270_02w 12,0m	Cb	C	0,48	0,28	0,37	0,017	34,46	26,54	62,15	61,0
4270_02w 12,4m	Cb	C	0,91	0,16	0,37	0,018	14,81	9,70	25,97	24,51
4270_02w 18,35m	Cb	B	2,26	0,14	0,40	0,014	2,40	1,62	6,84	4,02
4270_02w 21,6m	Cb	B	0,28	0,49	0,44	0,007	22,18	15,84	39,24	38,02
4270_02w 43,05m	Ca	S	1,00	0,85	0,76	0,010	12,74	9,83	25,19	22,58
4270_02w 49,25m	Ca	C	0,36	0,29	0,37	0,007	13,50	10,48	25,01	23,98
4270_02w 54,0m	Ca	C	0,91	0,20	0,36	0,016	13,70	11,34	26,52	25,04
4270_02w 57,0m	Ca	C	0,92	0,20	0,40	0,011	15,83	12,07	29,43	27,90

4270_02w 58,0m	Ca	C	0,26	0,38	0,42	0,011	18,87	14,72	34,66	33,59
4270_02w 60,05m	Ca	C	1,11	0,29	0,45	0,016	15,83	12,44	30,13	28,27
4270_02w 64,6m	Ca	C	1,15	0,70	0,40	0,050	7,68	5,28	15,27	12,97
4270_02w 68m	Ca	C	0,09	0,40	0,33	0,023	36,24	26,02	63,11	62,26
4270_02w 70,6m	Ca	C	0,42	0,51	0,53	0,015	19,95	14,98	36,41	34,93
4270_02w 75,9m	Ca	C	0,21	0,42	0,42	0,014	20,29	14,82	36,17	35,10
4270_02w 80,05m	Ca	C	0,13	0,52	0,39	0,015	19,68	16,10	36,84	35,79
4270_02w 91,7m	Ca	B	0,13	0,65	0,96	0,017	24,83	16,06	42,64	40,88
4270_02w 128,3m	B	S	0,57	0,85	0,77	0,010	10,86	5,82	18,89	16,68
4270_02w 129,15m	B	S	0,29	0,18	0,19	0,028	21,17	15,12	36,98	26,29
4270_02w 132,9m	B	S	0,34	0,19	0,21	0,026	16,96	12,34	30,07	29,31
4270_02w 134,35m	B	C	0,08	0,36	0,30	0,040	48,16	38,78	87,72	86,94
4270_02w137,4m	B	C	0,04	0,20	0,44	0,030	45,26	36,75	82,71	82,01
4270_02w 141,4m	B	C	0,09	0,22	0,43	0,029	47,72	37,72	86,20	85,44
4270_02w 143,15m	B	C	0,06	0,10	0,02	0,006	2,21	1,61	4,01	3,82
4270_02w 146,9m	B	C	0,07	0,26	0,44	0,026	44,65	36,14	81,59	80,80
4270_02w 147,4m	B	C	0,06	0,24	0,34	0,029	43,81	35,00	79,48	78,81
4270_02w 149,2m	B	C	0,11	0,35	0,27	0,020	20,25	16,55	37,54	36,79
4270_02w 156,25m	B	C	0,05	0,25	0,42	0,032	48,02	37,59	86,36	85,60
4270_02w 157,75m	B	C	0,12	0,22	0,63	0,020	15,20	11,18	27,36	26,37
4270_02w 165m	B	C	0,25	0,41	0,87	0,019	13,63	12,02	27,20	25,65
4270_02w 169m	B	C	0,27	0,68	0,92	0,013	16,99	14,15	33,03	31,14
4270_02w 172,2m	B	C	0,19	0,56	0,83	0,015	15,42	11,77	28,78	27,19
4270_02w 180,05m	B	C	0,29	0,46	0,77	0,011	16,85	12,86	31,24	29,71

Pozn.: index P = vzorek odebraný z pukliny; index M = vzorek odebraný z masivní horniny; I = izolátor*jedná se o vertikální umístění v rámci daného kolektoru

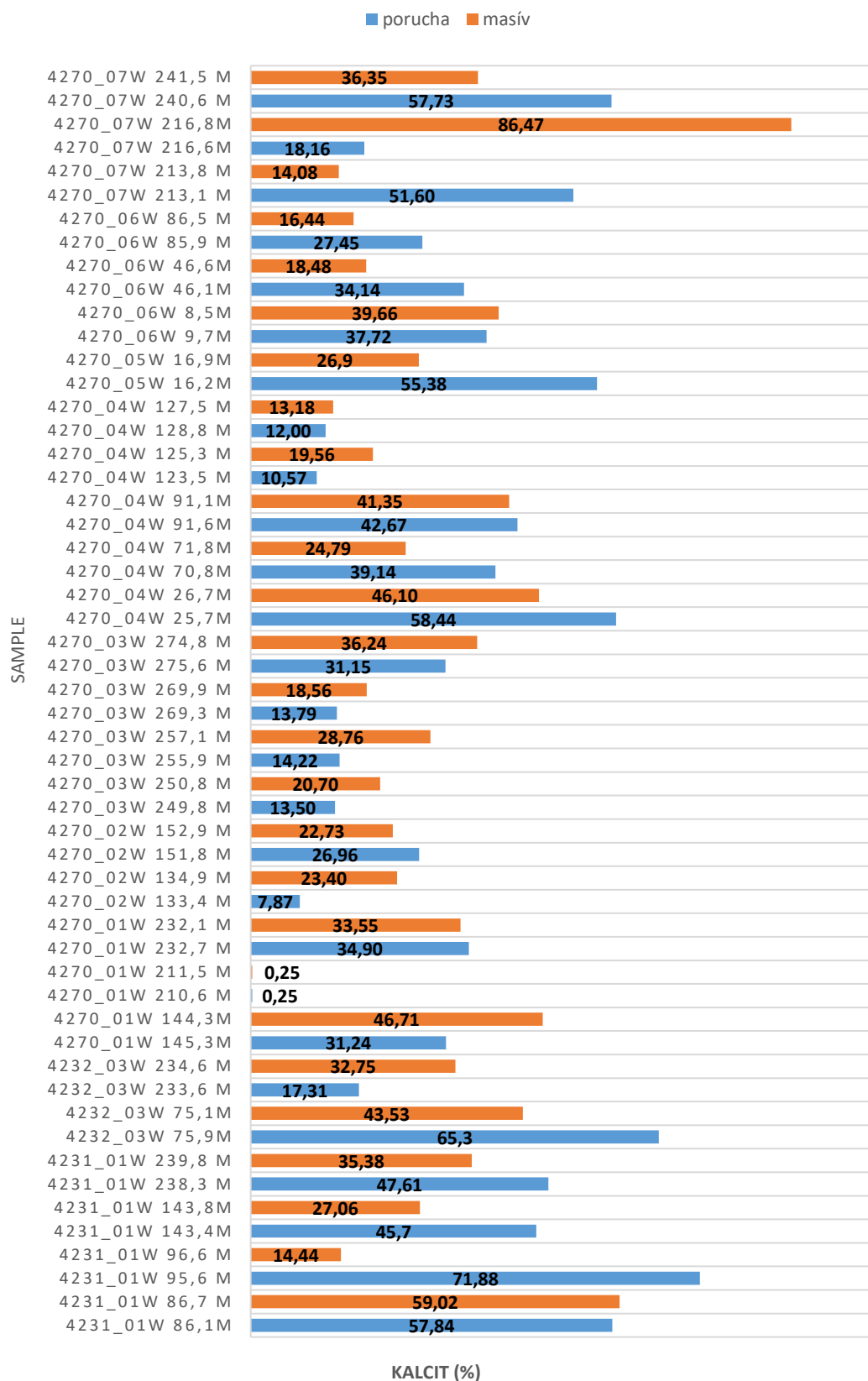
Z hlediska vertikální distribuce kalcitu ve vzorcích z vrtů v rámci celého studovaného sledu kolektorů lze konstatovat, že v průměru nejvyšších hodnot dosahují vzorky z nejnižšího situovaného kolektoru Cb (průměrný obsah 43,52 %), nejnižších z nejnižšího situovaného kolektoru B (průměrný obsah 33,9 %). Z hlediska vertikální distribuce kalcitu ve vzorcích v rámci jednotlivých kolektorů lze konstatovat, že u kolektorů Ca a B ubývá obsahu kalcitu směrem ke stropu kolektorů. Naopak u kolektoru Cb je dokumentován opačný trend, nejnižší obsahy kalcitu jsou dokumentovány u báze kolektoru (Tab. 6-17). Výše uvedená zjištění naznačují, že obsah kalcitu ve vertikálním směru v jednotlivých kolektorech může souviset s tlakovými poměry ve studovaných zvodních. V nejnižší situovaném kolektoru Cb, kde je dokumentována převážně volná hladina podzemní vody, probíhá nejintenzivnější proudění při bázi kolektoru. Naopak u kolektorů Ca a B s napjatou hladinou podzemní vody může k intenzivnějšímu rozpouštění kalcitu docházet především ve stropní části těchto kolektorů se živějším oběhem podzemní vody. Významná část kalcitu mohla být z některých úseků již přirozeně vyloužena (zejména z těch, které vykazují vyšší porozitu před loužením).

Tab. 6-17 Obsah kalcitu ve vrtných jádrech ve vztahu k vertikální pozici vzorků v rámci daného kolektoru

CaCO ₃ (%)	average	strop	centrum	báze
Cb	43,52	47,5	46,53	21,02
Ca	35,72	31,37	32,93	33,37
B	33,9	22,25	42,26	-

Kromě vertikální distribuce kalcitového tmelu byla ve vrtech sledována také distribuce tmelu v prostorech masivní horniny ve srovnání s prostory rozrušených nebo dobře vodivých zón s intenzivnějším oběhem podzemní vody (Obr. 6-60). Vzájemná vzdálenost párových vzorků nikde nepřekročila 1,5 m. Celkem byla provedena srovnávací analýza u 29 párů vzorků horniny z vrtů z různých kolektorů a hloubkových úrovní vč. dvou párů z izolátorů. Na základě Studentova T testu se ukázalo že statisticky významný rozdíl na hladině významnosti $p = 0,05$ existuje pouze pro obsah kalcitu. Statisticky významné rozdíly naopak nebyly zjištěny pro obsah MgO, MnO, FeO, Fe₂O₃. Z analýzy vyplývá, že průměrná hodnota obsahu kalcitu v masivní hornině je 32,7 % (min. 0,4%, max. 86,0 %). Průměrná hodnota obsahu kalcitu v puklinových systémech je 34,4 % (min. 0,3, max. 72,8 %). Obsah kalcitu ve vrtech je vyšší v průměru o 2 % ve stěnách puklinových systémů oproti jeho obsahu v masivní hornině. Tento rozdíl může být způsoben přítomností kalcitových žilek vázaných na pukliny. Výše uvedené analýze odpovídá také porovnání párových odběrů navzájem – ve 12 případech byl vyšší obsah kalcitu v masivní části horniny, ve 14 případech v oblastech porušené horniny (Obr. 6-60).

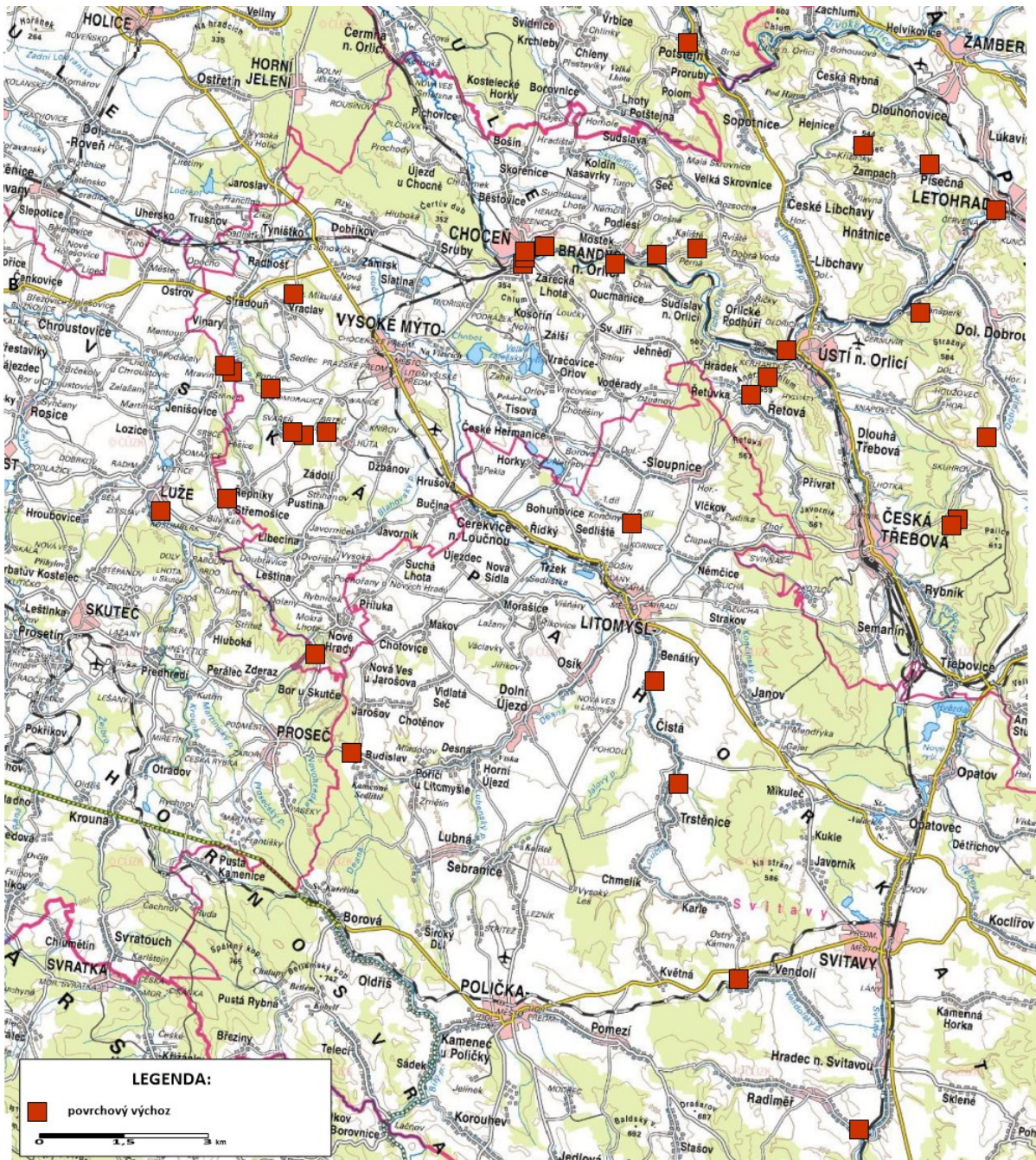
ZÁVISLOST OBSAHU KALCITU (%) NA UMÍSTĚNÍ VZORKU V HORNINĚ (PORUCHA, MASÍV) VE VRTECH



Obr. 6-60 Závislost obsahu kalcitu na situování vzorku (pukliny, masivní části horniny)

6.2.2 Vyhodnocení vzorků z povrchových výchozů

Bylo zkoumáno celkem 59 ks vzorků z povrchových výchozů (Obr. 6-61). Do studia byly pro účely větší komplexnosti výzkumu kromě vzorků odebraných autorem zahrnuty také vzorky z oblasti východočeské křídy z předchozí práce Baláka (2015) – celkem 9 ks vzorků.



Obr. 6-61 Situování lokalit vzorkovaných výchozů

Kalcimetrické analýzy byly zpracovány u celkem 38 ks vzorků jader (autor) a dále bylo do vyhodnocení zařazeno dalších 9 vzorků jader z dalších lokalit v prostoru zájmového území (Balák 2015) – Tab. 6-18. Byly analyzovány obsahy Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO a CO_2 . Obsah CaCO_3 se

pohybuje v rozpětí 0 – 85,36 %, ale u většiny vzorků se pohybuje v intervalu 0,27 – 73,23 % (10. a 90. percentil). Průměrný obsah CaCO_3 činí 36,41 %. Obsah MgCO_3 se pohybuje v rozpětí 0,04 – 0,74 %, ale u většiny vzorků se pohybuje v intervalu 0,11 – 0,58 % (10. a 90. percentil). Průměrný obsah MgCO_3 činí 0,39 %. Ze srovnání molárních poměrů vyplývá výrazná převaha CaCO_3 nad MgCO_3 . Kalcit lze klasifikovat jako nízkohořečnatý, vzhledem k velmi nízkému obsahu obsahu MgCO_3 je pro karbonát dále v textu používán název „kalcit“. Také průměrný obsah oxidů Fe a Mn je velmi nízký (0,32 a 0,02 %) a z hlediska potenciální tvorby tmelu se jedná o obsahy nevýznamné. Jediný tmel, který je přítomen v dominantním množství, je kalcitový tmel. Jedná se o tmel, který se dobře rozkládá v kyselém prostředí, resp. modelově v kyselině chlorovodíkové.

Tab. 6-18 Přehledné výsledky kalcimetrických měření v povrchových výchozech (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina)

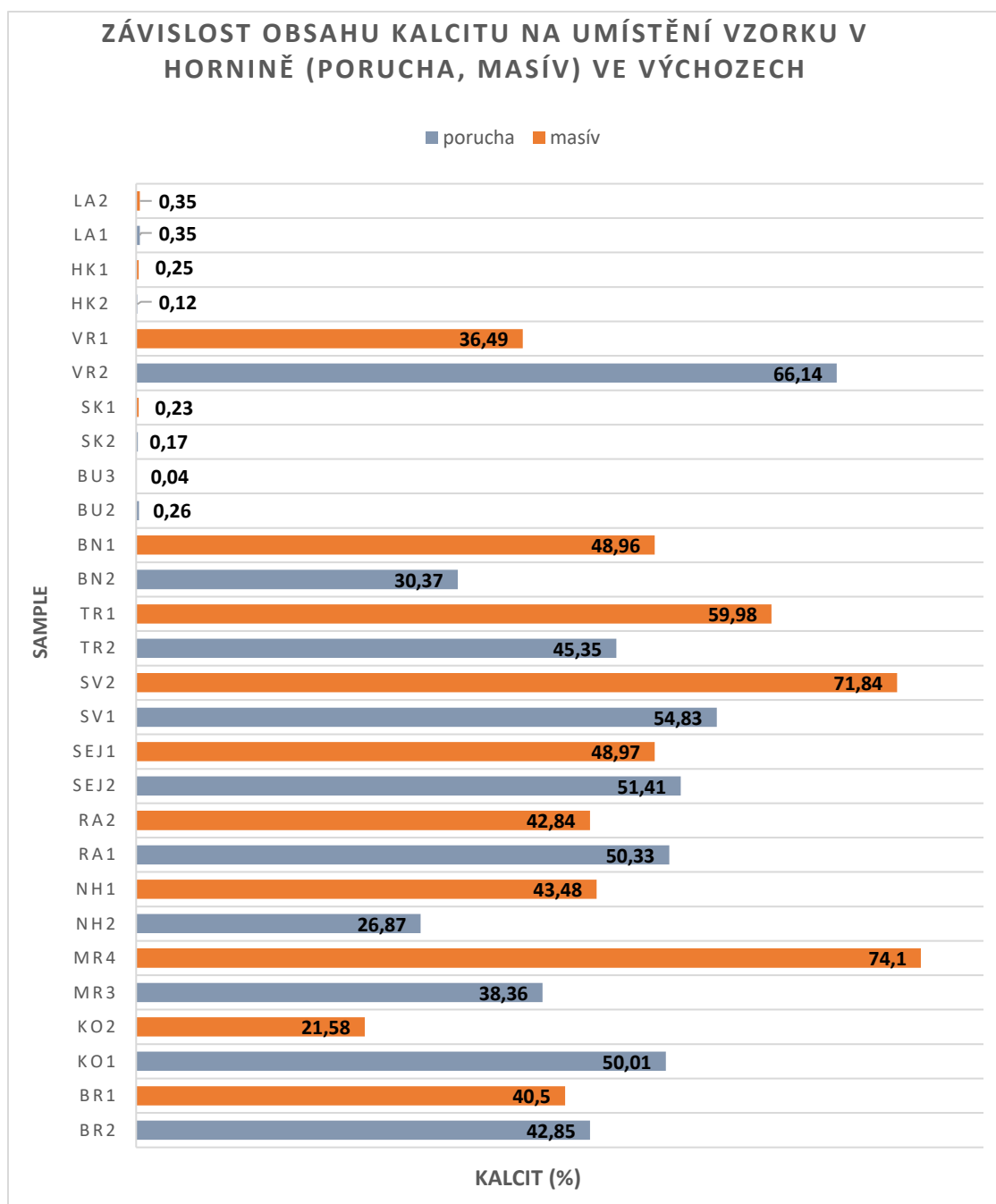
	kolektor	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	CO_2	Suma kalcimetrie	kalcit
vzorek		%	%	%	%	%	%	%	% CaCO_3
BR1 M	Cb	1,20	0,18	0,37	0,030	23,08	17,42	42,28	41,19
BR2 P	Cb	1,40	0,20	0,37	0,014	24,14	18,71	44,83	43,08
KO1 P	Cb	1,95	0,22	0,35	0,010	28,00	22,02	52,54	49,97
KO2 M	Cb	1,36	0,12	0,36	0,009	11,55	10,02	23,42	20,61
MR3 P	Cb	0,90	0,45	0,48	0,013	21,39	16,97	40,20	38,18
MR4 M	Cb	0,51	0,36	0,47	0,020	41,19	32,92	75,46	73,51
NH1 M	B	0,89	0,22	0,50	0,056	24,58	18,90	45,14	43,87
NH2 P	B	1,27	0,21	0,46	0,046	14,76	12,11	28,86	26,34
RA1 P	Cb	0,86	0,29	0,53	0,021	28,28	22,06	52,03	50,47
RA2 M	Cb	1,42	0,45	0,64	0,032	23,88	18,97	45,38	42,62
SEJ1 M	Cb	0,46	0,28	0,37	0,028	27,47	21,50	50,10	49,03
SEJ2 P	Cb	1,02	0,27	0,37	0,026	28,59	22,82	53,10	51,03
SV1 P	Cb	0,67	0,54	0,44	0,016	30,63	24,20	56,50	54,67
SV2 M	Cb	0,40	0,44	0,41	0,012	40,38	31,47	73,11	72,07
TR1 M	Cb	0,40	0,40	0,35	0,017	32,57	27,41	61,14	58,13
TR2 P	Cb	1,26	0,42	0,45	0,023	25,67	19,68	47,51	45,81
LU +1m	B	1,29	0,20	0,30	0,025	11,79	8,71	22,31	21,04
LU +2,3m	B	1,27	0,22	0,34	0,034	16,57	10,44	28,87	29,57
LU +4,7m	B	0,58	0,27	0,36	0,027	45,73	33,96	80,93	81,62
LU +7,2m	B	0,64	0,36	0,30	0,043	43,00	33,30	77,64	76,74
BN1 M	Cb	1,49	0,40	0,38	0,011	27,89	21,08	51,24	49,78
BN2 P	Cb	2,09	0,19	0,33	0,025	18,48	11,89	33,00	32,98
BU1 P	A	0,39	0,03	0,07	0,002	0,05	0,01	0,55	0,09
BU2 P	A	0,07	0,18	0,05	< 0,001	0,17	0,09	0,56	0,30
BU3 M	A	0,13	0,10	0,04	0,007	0,04	0,01	0,32	0,07
SK1 M	A	2,33	0,15	0,44	0,034	0,20	0,03	3,19	0,36
SK2 P	A	2,64	0,13	0,45	0,016	0,15	0,02	3,40	0,27
SV3 M	Cb	1,17	0,35	0,46	0,021	31,74	22,37	56,12	56,65
SV4 M	Cb	1,08	0,40	0,41	0,017	30,10	24,34	56,34	53,72
VR1 M	Cb	1,78	0,33	0,42	0,018	21,00	15,49	39,04	37,48

	kolektor	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	Suma kalcimetrie	kalcit
vzorek		%	%	%	%	%	%	%	% CaCO ₃
VR2 P	Cb	1,04	0,34	0,38	0,033	37,15	28,99	67,94	66,30
HK1 M	A	1,85	0,10	0,10	0,029	0,17	0,08	2,33	0,30
HK2 P	A	1,70	0,11	0,13	0,017	0,11	0,01	2,07	0,20
PE2 M	Cb	1,09	0,34	0,25	0,023	18,35	14,58	34,64	32,75
LA1 P	A	2,63	0,35	0,60	0,029	0,31	0,04	3,96	0,55
LA2 M	A	3,30	0,53	0,74	0,032	0,30	0,05	4,95	0,54
206	B	0,74	0,74	0,41	0,005	26,82	20,37	49,09	47,87
207	B	0,61	0,41	0,30	< 0,001	14,17	9,20	24,69	25,29
208	B	1,56	0,75	0,73	< 0,001	18,97	13,32	35,33	33,86
209	Ca	1,28	0,45	0,38	0,026	20,81	15,65	38,59	37,14
210	Cb	1,10	0,65	0,53	0,021	20,51	15,41	38,22	36,61
211	B	0,33	0,29	0,39	0,033	47,83	37,69	86,57	85,36
K27A2	Cb	0,29	0,20	0,55	0,021	43,78	38,81	83,65	78,15
K28A2	Cb	0,23	0,44	0,45	0,015	30,84	22,81	54,79	51,88
K28B	Cb	0,55	0,30	0,19	0,000	0,22	0,00	1,26	0,00
K28C	Cb	0,35	0,25	0,20	0,004	1,57	1,01	3,38	2,29
K29A1	Cb	0,22	0,40	0,41	0,016	32,06	25,90	59,01	29,23
K29B1	Cb	1,54	0,40	0,49	0,014	26,52	20,76	49,74	47,22
K30A2	Cb	0,84	0,29	0,45	0,014	24,80	19,48	45,87	44,27
K32A1	Ca	1,10	0,40	0,53	0,019	19,39	15,66	37,09	34,61

Pozn.: index P = vzorek odebraný z pukliny; index M = vzorek odebraný z masivní horniny; I = izolátor

Z hlediska distribuce kalcitu ve vzorcích podle zařazení výchozů do jednotlivých kolektorů lze konstatovat, že v průměru nejvyšších hodnot dosahují vzorky z kolektoru B (47,2 %) a Cb (45,2 %), nižší obsahy jsou dokumentovány ve výchozech kolektoru Ca (24,3 %), zde však byly analyzovány pouze 3 vzorky. Pro srovnání obsahů kalcitu ve všech kolektorech bylo také analyzováno 9 ks vzorků z výchozů kolektoru A, zde je obecně koncentrace vápenného tmelu velmi nízká a pohybuje se v průměru okolo 0,3 %.

Kromě vertikální distribuce kalcitového tmelu byla ve výchozech sledována také distribuce tmelu v prostorech masivní horniny ve srovnání s prostory rozrušených nebo dobře vodivých zón (Obr. 6-62). Celkem byla provedena srovnávací analýza u 20 párech vzorků horniny z povrchových výchozů různých kolektorů s výjimkou kolektoru A. Z analýzy vyplývá, že průměrná hodnota obsahu kalcitu v masivní hornině je 48,8 % (min. 20,6 %, max. 73,5 %). Průměrná hodnota obsahu kalcitu v puklinových systémech je 45,9 % (min. 26,3 %, max. 66,3 %). Průměrný obsah kalcitu v povrchových horninových výchozech je mírně nižší - o 3 % ve stěnách poruchových systémů oproti jeho obsahu v masivní hornině. Nicméně rozdíl v obsahu kalcitu ani i žádné jiné komponenty kalcimetrie není mezi puklinami a masivem statisticky významný na základě Studentova T testu a hladině významnosti p 0,05. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují.



Obr. 6-62 Závislost obsahu kalcitu na situování vzorku (pukliny, masivní části horniny) v povrchových výchozech (vzorky s obsahem kalcitu < 1 % byly odebrány z křemenných pískovců kolektoru A)

6.3 Celkové výsledky loužících pokusů a posouzení potenciálu pro krasovění hornin

6.3.1 Vyhodnocení vzorků z vrtů

Na celkem 117 ks vzorků z vrtných jader byly provedeny loužící pokusy v kyselině chlorovodíkové, jejichž cílem bylo stanovení obsahu rozpustné složky v hornině, míry rozpadu a potenciálu pro vznik krasových jevů. Dále bylo do celkového hodnocení zpracováno 71 ks vzorků

z oblasti východočeské křídly z předchozích prací Baláka (2015) a Vojtíška (2016). Balák zkoumal celkem 37 jader z vrtů Lo-9 (Hrušová), Lo-11 (Dolní Sloupnice), Lo-15 (Cerekvice n.L. – Pekla), Lo-17 (Makov), Lo-20 (Slatina) a Lo-21 (Končiny). Vojtíšek detailněji zkoumal celkem 34 vzorků horniny z vrtu 4270_02W Janov u Litomyšle, v hloubkovém intervalu 6 – 180 m.

Přehledně jsou výsledky loužících pokusů uspořádány v tabulce (Tab. 6-19), tabulka sumarizuje vybrané údaje z tabulek 6-1 až 6-13. U některých vzorků je na konci názvu označení P (vzorek byl odebrán z prostoru rozpukání či rozvětrání hornin) nebo M (vzorek byl odebrán z úseku masivního horninového jádra beze známek porušení). V dalších sloupcích jsou zachyceny hodnoty pórovitosti horniny před ložením (n1), po loužení (n2), rozdíl (Δn) a vypočtený obsah rozpustné složky (RS). U vzorků, kde byla provedena navíc kalcimetrická analýza, je pro porovnání uvedena o hodnota laboratorně zjištěného obsahu kalcitu. Jedná se o hodnoty vypočtené dle poměru molárního množství CaO a CO₂. Do níže tabulky jsou zahrnuty také všechny vzorky z oblasti východočeské křídly přejaté od dalších autorů (Balák 2015, Vojtíšek 2016).

Tab. 6-19 Přehled vzorkovaných objektů - vrtů (koncovka P – pukliny; koncovka M – masivní hornina)

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Dolní Libchavy	4231_01w 86,1 P	0,02	0,68	0,66	66,00	57,38	7,51
Dolní Libchavy	4231_01w 86,7 M	0,03	0,61	0,58	58,17	57,15	1,05
Dolní Libchavy	4231_01w 95,6 P	0,04	0,68	0,64	53,96	72,84	32,18
Dolní Libchavy	4231_01w 96,6 M	0,12	0,24	0,12	14,11	15,13	0,10
Dolní Libchavy	4231_01w 143,4 P	0,04	0,54	0,50	50,04	45,19	0,38
Dolní Libchavy	4231_01w 143,8 M	0,05	0,32	0,27	29,77	26,72	0,05
Dolní Libchavy	4231_01w 227,4 P	0,04	0,39	0,35	35,96		0,06
Dolní Libchavy	4231_01w 228,5 M	0,03	0,36	0,32	34,24		0,05
Dolní Libchavy	4231_01w 238,3 P	0,07	0,27	0,20	27,75	48,24	1,28
Dolní Libchavy	4231_01w 239,8 M	0,05	0,22	0,17	26,29	36,93	1,24
Vendolí	4232_03w 66,4 P	0,06	0,48	0,43	49,47		53,98
Vendolí	4232_03w 66,9 M	0,07	0,41	0,34	40,52		6,16
Vendolí	4232_03w 75,9 P	0,15	0,51	0,36	45,10	66,46	70,98
Vendolí	4232_03w 75,1 M	0,07	0,69	0,62	60,98	43,07	18,81
Vendolí	4232_03w 83,5 P	0,15	0,41	0,26	30,78	35,75	1,47
Vendolí	4232_03w 84,8 M	0,03	-	-	69,49	80,01	100,00
Vendolí	4232_03w 143,5 P	0,11	0,34	0,23	24,22		0,18
Vendolí	4232_03w 142,9 M	0,09	0,39	0,30	30,35		0,16
Vendolí	4232_03w 233,6 P	0,29	0,35	0,06	13,19	18,67	0,17
Vendolí	4232_03w 234,6 M	0,19	0,38	0,19	26,73	33,61	2,06
Kostecké Horky	4270_01w 144,3 M	0,04	0,48	0,44	44,13	46,69	0,07
Kostecké Horky	4270_01w 145,3 P	0,07	0,36	0,29	31,22	30,98	0,35
Kostecké Horky	4270_01w 210,6 P	0,12	0,23	0,11	2,73	0,32	0,00
Kostecké Horky	4270_01w 211,5 M	0,21	0,28	0,07	0,77	0,36	0,06
Kostecké Horky	4270_01w 232,7 P	0,04	0,34	0,30	31,99	34,98	0,28

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Kostecké Horky	4270_01w 232,1 M	0,04	0,29	0,25	30,16	33,37	1,12
Janov u Litomyšle	4270_02w 65,2 P	0,19	0,33	0,14	15,49		0,06
Janov u Litomyšle	4270_02w 65,5 M	0,16	0,31	0,15	15,64		0,20
Janov u Litomyšle	4270_02w 133,4 P	0,07	0,15	0,08	7,97	7,89	0,07
Janov u Litomyšle	4270_02w 134,9 M	0,20	0,36	0,16	23,83	24,58	1,54
Janov u Litomyšle	4270_02w 151,8 P	0,18	0,36	0,18	24,35	28,98	0,12
Janov u Litomyšle	4270_02w 152,9 M	0,16	0,39	0,22	22,68	23,58	0,47
Janov u Litomyšle	4270_02w 217,4 P	0,15	0,26	0,11	11,42		3,04
Janov u Litomyšle	4270_02w 217,1 M	0,14	0,25	0,11	8,92		0,60
Radhošť	4270_03w 181,4 P	DW	-	-	-		100,00
Radhošť	4270_03w 182,7 M	DW	-	-	-		100,00
Radhošť	4270_03w 196,3 P	DW	-	-	-		100,00
Radhošť	4270_03w 197,3 M	DW	-	-	-		100,00
Radhošť	4270_03w 249,8 P	0,20	0,34	0,14	14,27	13,49	0,06
Radhošť	4270_03w 250,8 M	0,19	0,37	0,18	18,05	22,97	0,08
Radhošť	4270_03w 255,9 P	0,21	0,37	0,16	11,78	15,46	0,50
Radhošť	4270_03w 257,1 M	0,16	0,35	0,19	25,84	28,31	0,10
Radhošť	4270_03w 269,3 P	0,24	0,36	0,11	8,92	14,08	0,46
Radhošť	4270_03w 269,9 M	0,19	0,28	0,09	14,53	17,51	0,74
Radhošť	4270_03w 275,6 P	0,06	0,30	0,25	32,44	35,28	0,37
Radhošť	4270_03w 274,8 M	0,06	0,26	0,20	26,93	30,68	0,12
Příluka	4270_04w 25,7 P	0,08	0,65	0,57	59,13	57,84	2,34
Příluka	4270_04w 26,7 M	0,09	0,55	0,46	47,99	45,33	0,71
Příluka	4270_04w 70,8 P	0,11	0,50	0,39	41,10	38,98	0,91
Příluka	4270_04w 71,8 M	0,13	0,40	0,27	28,70	24,54	0,00
Příluka	4270_04w 91,6 P	0,11	0,51	0,40	43,75	41,96	0,85
Příluka	4270_04w 91,1 M	0,09	0,51	0,42	47,62	42,89	0,58
Příluka	4270_04w 123,5 P	0,28	0,44	0,16	17,24	10,69	0,18
Příluka	4270_04w 125,3 M	0,24	0,38	0,14	15,99	20,24	0,10
Příluka	4270_04w 128,8 P	0,21	0,22	0,01	6,99	11,24	0,14
Příluka	4270_04w 127,5 M	0,29	0,23	-0,06	3,98	15,19	0,14
Příluka	4270_04w 146,1 P	0,13	0,46	0,33	34,61	30,45	0,12
Příluka	4270_04w 147,6 M	0,11	0,50	0,39	41,94		0,20
Příluka	4270_04w 148,7 P	0,14	0,55	0,41	44,87	42,50	0,22
Poříčí u Litomyšle	4270_05w 16,2 P	0,09	0,61	0,52	55,48	55,35	0,46
Poříčí u Litomyšle	4270_05w 16,9 M	0,11	0,38	0,27	28,00	27,00	0,22
Poříčí u Litomyšle	4270_05w 35,1 P	0,10	0,54	0,44	46,03		0,37
Poříčí u Litomyšle	4270_05w 34,1 M	0,13	0,59	0,46	51,81		0,33
Lubná	4270_06w 9,7 P	0,17	0,54	0,38	42,47	37,78	0,64
Lubná	4270_06w 8,5 M	0,19	0,50	0,31	35,08	39,98	0,58

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Lubná	4270_06w 28,7 P	0,12	0,42	0,30	34,84		0,32
Lubná	4270_06w 27,8 M	0,12	0,46	0,34	37,85		0,18
Lubná	4270_06w 46,1 P	0,11	0,47	0,36	36,34	34,86	0,20
Lubná	4270_06w 46,6 M	0,17	0,40	0,23	21,97	19,22	0,06
Lubná	4270_06w 85,9 P	0,16	0,36	0,19	24,90	28,63	0,10
Lubná	4270_06w 86,5 M	0,20	0,40	0,20	26,02	13,31	0,35
Lubná	4270_06w 138,9 P	0,12	0,46	0,34	35,88		0,27
Lubná	4270_06w 138,3 M	0,12	0,47	0,35	38,71		0,07
Vanice	4270_07w 55,1 M	0,12	0,47	0,35	36,63		0,12
Vanice	4270_07w 146,1 P	DW	-	-	-		100,00
Vanice	4270_07w 146,9 M	DW	-	-	-		100,00
Vanice	4270_07w 213,1 P	0,38	0,84	0,46	64,61	51,47	23,10
Vanice	4270_07w 213,8 M	0,17	0,32	0,16	17,28	13,31	0,05
Vanice	4270_07w 216,6 P	0,14	0,35	0,21	20,16		0,15
Vanice	4270_07w 216,8 M	0,06	0,52	0,46	85,36	86,04	86,06
Vanice	4270_07w 240,6 P	0,04	0,57	0,53	57,73	58,52	1,88
Vanice	4270_07w 241,5 M	0,07	0,29	0,22	34,90	34,75	0,15
Doubřavice	SN_1 10,0m	0,20	0,51	0,30	37,50		0,30
Doubřavice	SN_1 15,6m	0,18	0,36	0,18	20,87		0,00
Doubřavice	SN_1 24,4m	0,13	0,40	0,27	29,86	30,89	0,06
Doubřavice	SN_1 34,0m	0,11	0,44	0,33	37,34		0,22
Doubřavice	SN_1 43,8m	0,40	0,57	0,17	20,24		0,50
Popovec	SN_2 17,0m	0,10	0,40	0,30	31,75	24,33	0,33
Popovec	SN_2 24,8m	0,09	0,54	0,45	47,47	48,01	0,44
Popovec	SN_2 54,0m	DW	-	-	-		100,00
Popovec	SN_2 64,3m	DW	-	-	-		100,00
Popovec	SN_2 85,0m	DW	-	-	-		100,00
Popovec	SN_2 115,8m	0,10	0,32	0,22	23,38		0,07
Popovec	SN_2 145,6m	0,14	0,39	0,25	25,97		0,06
Popovec	SN_2 148,3m	0,16	0,22	0,05	12,06		0,11
Popovec	SN_2 165,0m	0,12	0,40	0,28	30,14		0,06
Popovec	SN_2 179,4m	0,10	0,41	0,32	33,55		0,99
Popovec	SN_2 190,5m	0,08	0,43	0,35	37,32		0,07
Dobřkov	SN_4 10,8m	0,11	0,41	0,30	31,89		0,07
Dobřkov	SN_4 13,0m	0,18	0,51	0,33	29,47	26,63	18,58
Dobřkov	SN_4 16,6m	0,11	0,55	0,44	47,31	40,16	1,40
Dobřkov	SN_4 66,8m	DW	-	-	-		100,00
Dobřkov	SN_4 68m	0,21	0,31	0,10	15,87		0,05
Dobřkov	SN_4 73m	0,10	0,23	0,14	19,99		0,13
Dobřkov	SN_4 81m	0,12	0,19	0,08	14,11		0,05

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Dobrkov	SN_4 93,3m	0,10	0,31	0,21	25,33		0,11
Dobrkov	SN_4 104,4m	0,09	0,39	0,30	30,81		0,32
Blansko	SN_5 14,5m	DW	-	-	-		100,00
Blansko	SN_5 32,1m	DW	-	-	-		100,00
Blansko	SN_5 52,5m	DW	-	-	-		100,00
Blansko	SN_5 86,0m	0,10	0,44	0,34	36,04		0,11
Blansko	SN_5 87,9m	0,09	0,54	0,44	46,75		0,76
Blansko	SN_5 88,6m	0,10	0,30	0,20	22,17		0,05
Blansko	SN_5 92,7m	0,10	0,33	0,23	27,52		0,08
Blansko	SN_5 111,4m	0,09	0,40	0,31	34,71		0,07
Blansko	SN_5 161,0m	0,09	0,37	0,28	31,58	26,95	0,41
Blansko	SN_5 182,3m	0,04	0,69	0,65	65,18	67,55	0,20
Hrušová	Lo-9/49,5	0,04	0,68	0,64	63,6		0
Hrušová	Lo-9/51,5	0,11	0,38	0,27	27		0
Hrušová	Lo-9/52,1	0,16	0,38	0,22	18,4		0
Hrušová	Lo-9/53,3	0,04	0,76	0,72	74,6		4,1
Hrušová	Lo-9/54,5	0,09	0,41	0,32	27,7		0
Hrušová	Lo-9/55	0,07	0,32	0,25	21,7		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/156,5	0,23	0,47	0,13	12,9		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/160	0,11	0,44	0,26	31,5		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/161	0,09	0,38	0,21	23,4		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/170	0,11	0,38	0,2	24,7		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/ 182	0,09	0,44	0,29	34,0		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/ 184	0,11	0,41	0,24	29,0		0,1
Dolní Sloupnice	Lo 11/185	0,1	0,39	0,2	24,3		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/20,7	0,07	0,45	0,27	35,1		0,1
Dolní Sloupnice	Lo 11/23	0,09	0,37	0,21	27,7		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/23,5	0,11	0,38	0,18	23,2		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/25	0,09	0,37	0,2	26,7		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/29	0,12	0,36	0,17	23,2		0
Dolní Sloupnice	Lo 11/30,8	0,04	0,84	0,69	79		5,6
Dolní Sloupnice	Lo 11/31,6	0,08	0,44	0,26	33,1		0,1
Cerekvice - Pekla	Lo15/78	0,09	0,46	0,29	34,1		0
Cerekvice – Pekla	Lo15/80,7	0,11	0,35	0,17	22,4		0
Cerekvice – Pekla	Lo15/88,4	0,11	0,3	0,12	14,7		0
Cerekvice - Pekla	Lo15/99,5	0,1	0,3	0,13	15,7		0
Makov	Lo-17/123	0,04	0,8	0,76	76,5		4,6
Makov	Lo-17/123,3	0,04	0,72	0,68	76,5		33,5
Makov	Lo-17/123,5	0,16	0,42	0,26	25,3		0

lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Makov	Lo-17/134,5	0,12	0,42	0,30	28,5		0
Makov	Lo-17/167,3	0,15	0,42	0,27	26,9		0
Makov	Lo-17/170,3	0,1	0,44	0,34	35,6		0
Slatina	Lo-20/234	0,15	0,49	0,34	35,7		0,1
Slatina	Lo-20/28,5A				81,9		100
Slatina	Lo-20/28,5B				94		100
Slatina	Lo-20/32,5	0,1	0,56	0,46	46,4		0,2
Slatina	Lo-20/39,3	0,07	0,51	0,44	44,6		0,2
Slatina	Lo-21/151,6				4		100
Končiny	Lo-21/152,4	0,21	0,47	0,26	23,4		0,1
Janov u Litomyšle	4270_02w 6,0	0,19	0,42	0,23	29,98	27,95	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 9,85m	0,16	0,51	0,36	41,22	40,7	26,44
Janov u Litomyšle	4270_02w 12,0m	0,09	0,54	0,44	60,39	61	2,49
Janov u Litomyšle	4270_02w 12,4m	0,15	0,33	0,18	25,66	24,51	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 18,35m	0,22	0,33	0,10	14,27	4,02	1,55
Janov u Litomyšle	4270_02w 21,6m	0,09	0,40	0,31	35,85	38,02	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 43,05m	0,12	0,34	0,22	25,72	22,58	0,06
Janov u Litomyšle	4270_02w 49,25m	0,12	0,32	0,20	24,88	23,98	0,04
Janov u Litomyšle	4270_02w 54,0m	0,13	0,32	0,18	27,19	25,04	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 57,0m	0,13	0,26	0,14	22,18	27,9	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 58,0m	0,10	0,33	0,23	31,88	33,59	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 60,05m	0,12	0,26	0,14	24,08	28,27	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 64,6m	0,15	0,26	0,11	13	12,97	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 68m	0,05	0,62	0,57	61,05	62,26	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 70,6m	0,09	0,37	0,28	33,68	34,93	0,16
Janov u Litomyšle	4270_02w 75,9m	0,10	0,40	0,30	34,05	35,1	0,11
Janov u Litomyšle	4270_02w 80,05m	0,10	0,40	0,30	34,72	35,79	0,22
Janov u Litomyšle	4270_02w 91,7m	0,09	0,38	0,29	37,64	40,88	0,33
Janov u Litomyšle	4270_02w 128,3m	-	-	-	15,48	16,68	100
Janov u Litomyšle	4270_02w 129,15m	0,14	0,47	0,33	38,3	26,29	2,92
Janov u Litomyšle	4270_02w 132,9m	0,18	0,44	0,27	31,9	29,31	0,14
Janov u Litomyšle	4270_02w 134,35m	0,025	-	-	87,87	86,94	100
Janov u Litomyšle	4270_02w 137,4m	0,032	-	-	82,44	82,01	100
Janov u Litomyšle	4270_02w 141,4m	0,028	-	-	83,61	85,44	100
Janov u Litomyšle	4270_02w 143,15m	0,06	0,46	0,41	2,23	3,82	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 146,9m	0,03	0,63	0,61	69,32	80,8	10,89
Janov u Litomyšle	4270_02w 147,4m	0,028	-	-	76,6	78,81	100
Janov u Litomyšle	4270_02w 149,2m	0,17	0,37	0,20	27,95	36,79	0,11
Janov u Litomyšle	4270_02w 156,25m	0,05	0,72	0,67	79,24	85,6	50,42

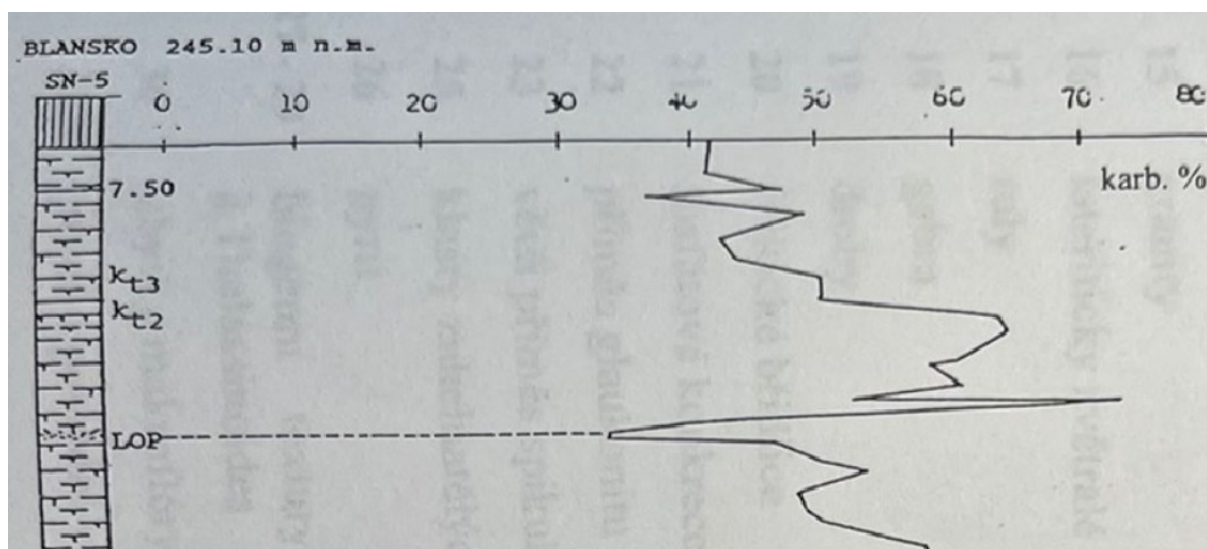
lokality	název vzorku	pórovitost	pórovitost	rozdíl	obsah rozpustné složky	obsah kalcitu	míra rozpadu
		n1	n2	Δn	RS (%)	% CaCO ₃	Y (%)
Janov u Litomyšle	4270_02w 157,75m	0,14	0,43	0,29	37,15	26,37	0,06
Janov u Litomyšle	4270_02w 165m	0,09	0,33	0,25	32,13	25,65	0,06
Janov u Litomyšle	4270_02w 169m	0,09	0,41	0,32	35,64	31,14	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 172,2m	0,10	0,30	0,21	27,34	27,19	0
Janov u Litomyšle	4270_02w 180,05m	0,09	0,32	0,23	29,58	29,71	0

Pozn: DW – vzorek se rozpadl již ve vodě

	Polohy hlavních přítoků dle karotáže při stropu kolektoru B nebo C
	Polohy ostatních přítoků dle karotáže

Z celkového počtu 188 ks vzorků se jich 22 zcela rozpadlo. Ve 13 případech se jednalo o vzorky prachovitého slínovce z izolátorů nebo poloizolátorů (vrty 4270_03W, SN-2, SN-4 a SN-5), tyto vzorky se rozpadly působením slakingu již při pouhé saturaci vodou. Jedná se pravděpodobně o vzorky s vysokým obsahem jílových minerálů. Zbývajících 9 vzorků se zcela rozpadlo při loužení v kyselině chlorovodíkové. Další 3 vzorky ze studovaného souboru se při loužení v HCl rozpadly alespoň z 50 %. Při uvážení, že ke krasovění můžou mít vhodné podmínky horniny s min. 50 % podílem rozpadu, má ve studovaném souboru vzorků ke krasovým procesům potenciál jen 7 % vzorků (tj.=(3+9)/(188-13)) z celého souboru vzorků provedených v oblasti východočeské křídly.

U vrtu SN-5 lze odvodit obsahy kalcitu u vzorků zcela rozpadlých již ve vodě z analýz Štaffena (1992), který v předmětném úseku vrtu SN-5 (úsek 14 – 53 m) zjistil obsahy mezi 30 – 70 % CaCO₃ (Obr. 6-63).



Obr. 6-63 Obsahy karbonátu ve vrtu SN-5 (předmětný vzorkovaný úsek se nachází mezi přechodem kt2/kt3 a polohou LOP – litologicky odlišného prostředí) (upraveno dle Štaffena 1992)

Nejvyšší (100 %) míru rozpadu vykazovaly u vrtu 4270_02W vzorky z úseku 128,3 – 147,4 m (celkem 4 vzorky), tedy z úseku střednozrnných až jemnozrnných vápnitých pískovců ve stropní části kolektoru B. Tyto vzorky obsahovaly 15 – 88 % rozpustné složky. Nelze však konstatovat, že by se takto rozpadaly všechny vzorky z tohoto úseku, v mezilehlých polohách byly dokumentovány také vzorky s obsahem rozpustné složky 8 – 24 % a mírou rozpadu 0,07 – 1,5 %, resp. s obsahem rozpustné složky 2 – 69 % a mírou rozpadu 0 – 11 % (Vojtíšek 2016). Vzorek 4270_02W z hloubky 146,9 m se i při obsahu 81 % kalcitu rozpadnul pouze z 11 %, naopak vzorek 4270_02W z hloubky 128,3 m se zcela rozpadl při obsahu pouhých 15 % rozpustné složky. Je patrné, že i v rámci krátkého horninového úseku, který je litologicky popsán jednotně, mohou být rozdíly v rozpadu hornin velmi značné. Vzorek 4270_02W z hloubky 128,3 m byl odebrán přímo z kontaktní části kolektoru B s nadložním izolátorem, kde se pravděpodobně nachází vlivem intenzivního proudění podzemní vody mechanicky postižená kalcitem chudá poloha. Ve vrtu Lo-20 u vzorků z hloubky 28,5 m byla ověřena také 100 % míra rozpadu. Jedná se o úsek vrtu při stropu kolektoru Cb v úseku jemnozrnných vápnitých pískovců až písčitých vápenců s obsahem rozpustné složky 82 – 94 % a dle karotážního měření také s kavernami o hloubce až 20 cm. Dle geologického popisu (Žižka et al. 1983) ve směru od stropu dolů vzrůstá intenzita kalcifikace a sediment se současně stává soudržnějším, ale křehčím. V úseku 28,5 – 30 m jsou dokumentovány také svislé pukliny vyhojené krystalickým kalcitem. Další vzorek se 100 % mírou rozpadu byl analyzován ve vrtu Lo-21 v hloubce 151,6 m. Tato poloha také představuje přímý strop kolektoru B, kde jsou popisovány jemnozrnné pískovce s čočkovitou texturou, tvořené písčito-vápnitým materiálem bělavé barvy. Zde je dokumentována výrazná dekalifikace, jak dokazuje obsah rozpustné složky ve vzorku před loužením (4 %).

Další vzorky, jejichž míra rozpadu byla vysoká a pohybovala mezi 50 – 100 %, jsou následující:

Vzorek z vrtu 4232_03W z hloubky 66,4 m – jedná se o strop kolektoru Cb, kde jsou popisovány písčité bioklastické vápence (Čech 2015h). Obsah rozpustné složky zde činí 50 %, míra desintegrace 54 %. Vzorek z vrtu 4232_03W z hloubky 75,9 m – jedná se o centrální část kolektoru Cb, kde jsou popisovány písčité vápnitě jemnozrnné pískovce s konkrecionální kalcifikací a intenzivním tektonickým porušením. Obsah rozpustné složky zde činí 61 %, míra desintegrace 71 %. Vzorek z vrtu 4270_07W z hloubky 216,8 m – jedná se o úsek v horní části kolektoru B, kde jsou popisovány jemnozrnné vápnitě pískovce s difúzní kalcifikací sedimentu (Čech 2015g). Obsah rozpustné složky zde činí 85 %, míra desintegrace 86 %. Také o něco výše situovaná poloha při stropu kolektoru B (vzorek 4270_07W 213,1 m) má vysoký obsah rozpustné složky 65 % i míru desintegrace 23 %. Je zde dokumentováno intenzivní střídání kalcifikovaných a dekalifikovaných poloh, což ukazuje na vysokou dynamiku rozpouštění a redepozice kalcitu v rámci stropní části kolektoru. Navíc je zde dokumentována výrazná subhorizontální puklina s hlavním přítokem v rámci celého vrtu. Vzorek z vrtu 4270_02W z hloubky 156,25 m – jedná se o centrální část kolektoru B, kde jsou popisovány jemnozrnné vápnitě pískovce a konkrecionální kalcifikací (Čech 2015b). Obsah rozpustné složky zde činí 79 %, míra desintegrace 50 %.

Výše uvedené vyhodnocení poukazuje na možnou vazbu intenzivnější míry rozpadu horniny a predispozice krasových jevů v hydrodynamicky neaktivnějších částech kolektorů, jedná se zejména o stropní části napjatých zvodní se zvýšeným podílem vápnitě složky v sedimentu. Detailnímu rozboru této problematiky je věnována kapitola 6.4, ve které je ke studiu vertikální distribuce potenciálních krasových jevů v rámci studovaných kolektorů využit rozbor širokého spektra karotážních metod.

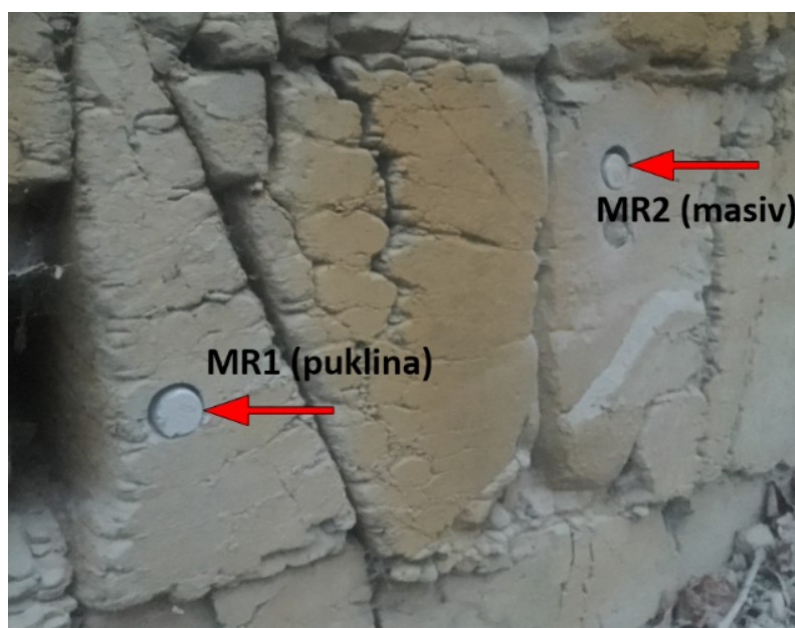
Bylo studováno, zda existuje statisticky významný rozdíl mezi hodnotami z puklin vůči masivní hornině pro parametry n_1 , n_2 , Δn , RS a Y pro 37 párů vzorků odebraných z vrtů. Studentův T test ukázal že na hladině statistické významnosti $p < 0,05$ nevykazuje ve žádném z parametrů rozdíl mezi

vzorky z puklin a masivu statistickou významnost. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují.

6.3.2 Vyhodnocení vzorků z povrchových výchozů

Na celkem 50 ks vzorků z povrchových výchozů byly provedeny loužící pokusy v kyselině chlorovodíkové, jejichž cílem bylo stanovení obsahu rozpustné složky v hornině, míry rozpadu a potenciálu pro vznik krasových jevů (viz Tab. 6-14). Dále bylo do celkového hodnocení zapracováno 9 ks vzorků z oblasti východočeské křídly z předchozí práce Baláka (2015) – viz Tab. 6-15. Z celkového počtu 59 ks vzorků se 3 ks zcela rozpadly (5 %), ve všech 3 případech (vzorky MR1 a MR2 z lokality Mravín) a K27A2 Choceň se tyto vzorky rozpadly již při pouhé saturaci vodou. Jedná se pravděpodobně o vzorky s vysokým obsahem jílových minerálů. I stěna výchozu v Mravíně vykazovala makroskopicky velkou míru porušení a zvětrání (Obr. 6-64). U ostatních vzorků z povrchových výchozů se míra rozpadu pohybuje v rozpětí 0 – 8 %, ale u většiny vzorků se pohybuje v intervalu 0 – 3,3 % (10. a 90. percentil). Vzorky, které vykazovaly míru rozpadu v rozmezí 1 – 8%, pocházejí z lokalit Benátky u Litomyšle, Svařeň a Vraclav (výchozy kolektoru Cb) a z horní části skalního profilu lokality Luže (výchoz kolektoru B).

Bylo studováno, zda existuje statisticky významný rozdíl mezi hodnotami z puklin vůči masivní hornině pro parametry n_1 , n_2 , Δn , RS a Y pro 15 párů vzorků odebraných z povrchových výchozů. Studentův T test ukázal že na hladině statistické významnosti p 0,05 nevykazuje v žádném z parametrů rozdíl mezi vzorky z puklin a masivu statistickou významnost s výjimkou RS. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují s výjimkou RS, kde existuje statisticky významný rozdíl. U RS je vyšší průměrný obsah rozpustných látek v masivu (44,4 %) než v puklinách (38 %), což může být vyloučením karbonátů z puklin v mělké přívěrchové a zóně. Je známo, že intenzivní rozpouštění kalcitu probíhá právě v mělkých hloubkách (Ford a Williams 2007).

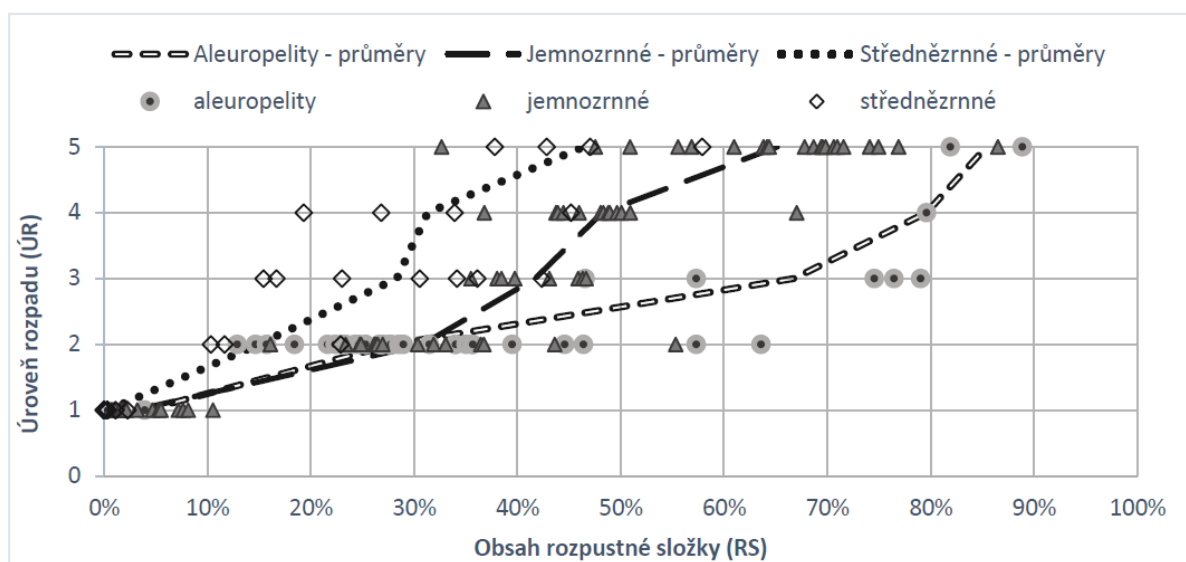


Obr. 6-64

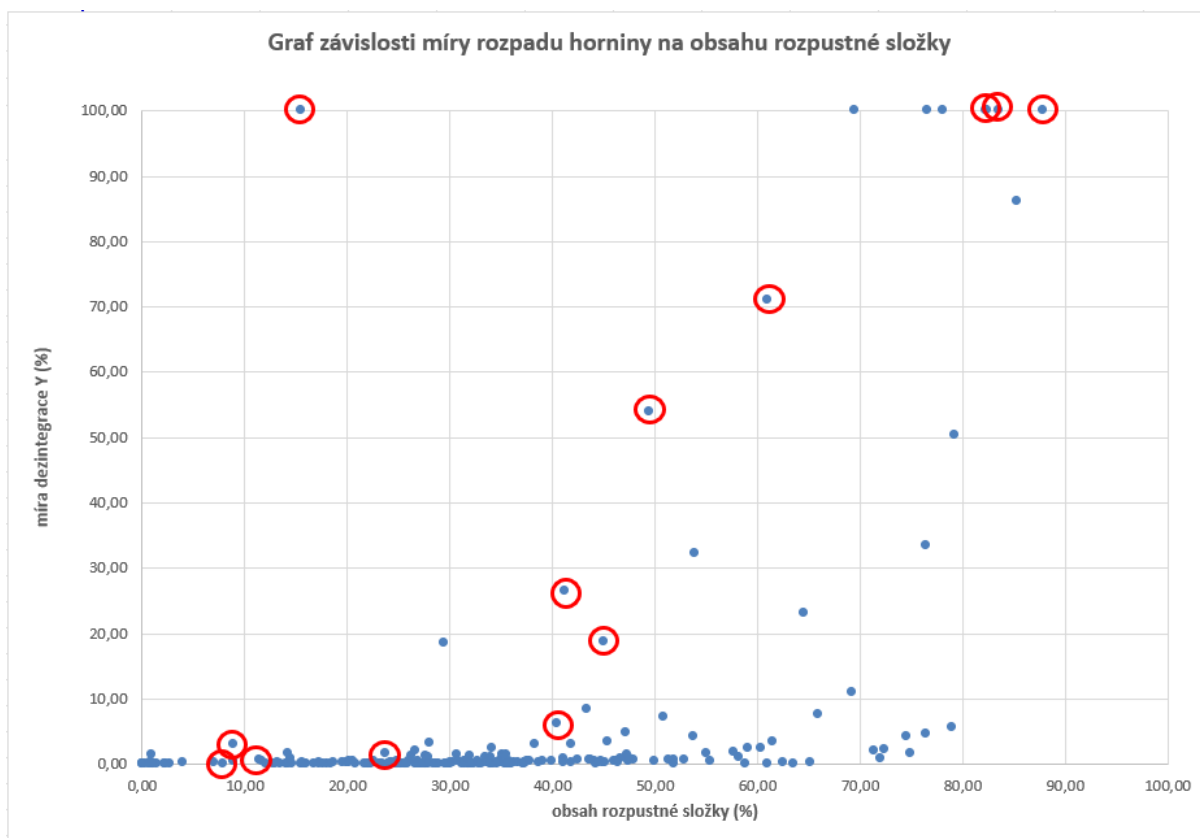
Morfologie výchozu vzorků MR1 a MR2 zcela rozpadlých ve vodě (kolektor Ca).

6.3.3 Porovnání potenciálu krasovění východočeské křídly s dalšími oblastmi české křídové pánve

Celý studovaný soubor vzorků z povrchových výchozů a vrtů východočeské křídly vykazuje významně nižší míru opadu, ve srovnání s dalšími oblastmi české křídové pánve, které zkoumali předchozí autoři (7 % vzorků se rozpadlo alespoň z 50 %, jen 9% má rozpad nad 10%). Kůrková (2023) zkoumala loužením v HCl 75 ks vzorků pískovců z jizerského souvrství severně od Turnova, z toho 49 % vzorků vykazovalo míru rozpadu vyšší než 10 %. Balák (2015) zkoumal 112 ks vzorků z povrchových výchozů v oblasti jizerské křídly, podorlické křídly a polické pánve a zde byla dokumentována míra rozpadu nad 10 % u celkem 39 % vzorků. Jednalo se převážně o jemnozrnné a střednězrnné horniny charakteru jemnozrnných až střednězrnných vápnitých pískovců. Vojtíšek (2016) prokázal vyšší, než 10 % míru rozpadu u celkem 41 % z celkového počtu 71 ks vzorků z vrtných jader v oblasti jizerské křídly a ohárecké křídly (převážně vápnité pískovce a prachovce s přechodnými členy). Z celkového srovnání s výsledky prací předchozích autorů vyplývá výrazně nižší míra rozpadu u vzorků z východočeské křídly, oproti vzorkům z oblasti západní části české křídové pánve. Hlavním faktorem ovlivňujícím míru rozpadu je konstituce a typ horninového tmelu, který je zejména u spongilitických slínovců a jemnozrnných pískovců ve východočeské křídě poměrně soudržný a představuje významný zpevňující faktor studovaných hornin. Detailnímu studiu tohoto fenoménu je věnovány kap. 6.1.1 a 6.1.3. Dalším důvodem může být skutečnost, že při stejných obsazích rozpustné složky ve střednězrnných a jemnozrnných horninách mají střednězrnné horniny obecně vyšší míru rozpadu, než jemnozrnné horniny (Balák 2015). V oblasti východočeské křídly se majoritně vyskytují jemnozrnné horniny přechodní facie charakteru jemnozrnných pískovců, prachovců a slínovců, pouze cca 5 % vzorků obsahovalo střednězrnnou frakci (Obr. 6-66). Vzorky Baláka (2015) z oblasti západočeské křídly oproti tomu měly 31 % podíl vzorků se střednězrnnou frakcí (Obr. 6-65).



Obr. 6-65 Rozdělení vzorků do jednotlivých úrovní rozpadu (Balák 2015). Míra rozpadu vzorků vzrůstá od úrovně 1 do úrovně 5



Obr. 6-66 Grafická závislost míry rozpadu vzorků a obsahu rozpustné složky (dle loužení v HCl) z oblasti východočeské křídly. Červeně jsou zvýrazněny vzorky střednězrnných pískovců z kolektorů B a C.

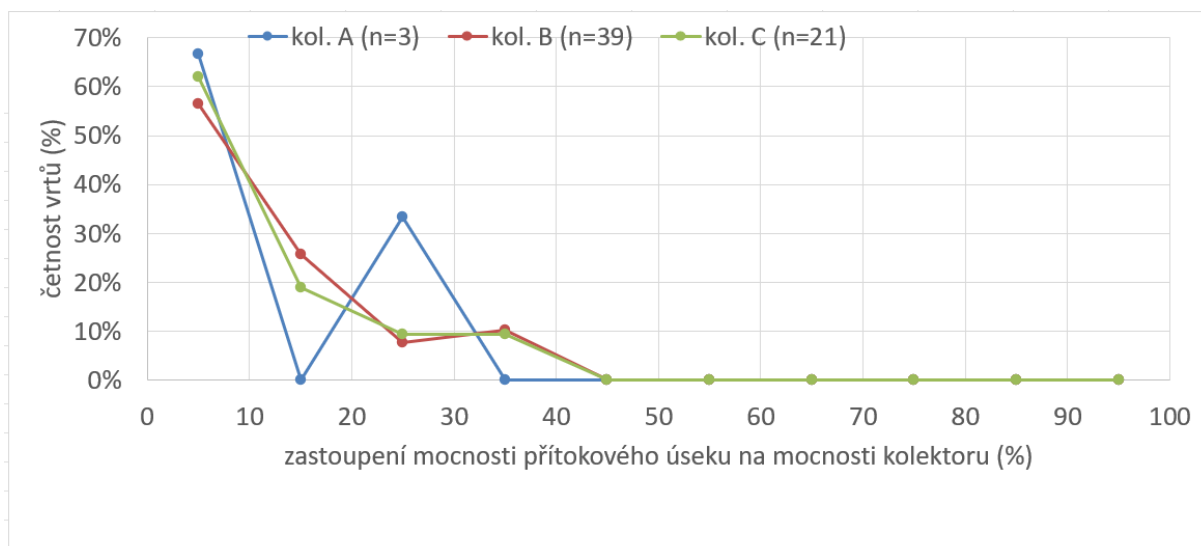
6.4 Souvislosti mezi přítoky do vrtů určenými karotážními metodami a rozpadavostí horninového materiálu

Z prostoru východočeské křídly jsou známy lokality významných jímacích území, kde se vydatnost jednotlivých vrtů pohybuje ve vyšších desítkách l/s, některé vrty mají vydatnost přesahující 100 l/s (např. jímací území Litá, Cerekvice – Pekla, Ústí nad Orlicí, Choceň). U vrtů na těchto lokalitách byly vysledovány mohutné přítoky podzemní vody z velmi krátkých úseků kolektorů (většinou jednotky metrů), jedná se o výraznou puklinovou propustnost, s dosahem puklinových systémů na mnohakilometrové vzdálenosti. Tyto systémy mají tektonický původ a současně jsou významně formovány rozpustností horninového materiálu, zejména v oblastech tzv. přechodných zón kolektorů a izolátorů, kde jsou dokumentovány horniny typu vápnitých pískovců a prachovců a písčitých vápenců.

Z hlediska stratigrafického byly studovány především kolektor C, náležící k jizerskému souvrství a dělící se dále na 2 dílčí subkolektory Ca a Cb a kolektor B, náležící k bělohorskému souvrství. Všechny tyto 3 kolektory mají v některých úsecích vhodné podmínky pro rozpouštění vápnité složky a následný vznik významně propustných poloh. Bazální kolektor A byl studován pouze okrajově pro účely dokreslení celkové situace, obsah vápnité složky v cenomanských pískovcích je obecně velmi nízký a rozpouštěcí procesy zde nehrají zásadní roli pro formování vysoce propustných zón.

Vztah mezi lokalizací hlavních přítoků do vrtů detekovaných karotážními metodami a rozpadavostí horninového materiálu byl studován na celkem 65 hydrogeologických či geologických vrtech, které byly provedeny v rámci významných syntetických hydrogeologických prací (tabulka 4-1). 23 vrtů bylo provedeno v rámci akce Rebilance podzemních vod (Kadlecová et al. 2016a-d), 11 vrtů v rámci akce Ústecká synklinála – střední část (Herrmann 1979), 23 vrtů v rámci akce Vysokomýtská synklinála (Žižka et al. 1979, 1983, 1984), 4 vrty v rámci akce Novohradky (Smutek 1988), 2 vrty pro zásobování větších průmyslových podniků v Chocni a v Ústí nad Orlicí (Šeda 2022, 2023) a 2 vrty v rámci akce Vysoké Mýto – Šnakov (Kněžek 1969). Z karotážních měření byla zpracována jednak data z nejnovějších vrtů (zejména z akce Rebilance zásob podzemních vod), kde byla využívána nejmodernější karotážní technika a metody interpretace získaných dat, jednak karotážní data ze starších měření z rozsáhlých systematických průzkumů východočeské křídly, kde byla aplikována jednotná metodika měření a využívána komplexní a navzájem srovnatelná sestava karotážních metod. Přehledná data z výsledků hydrokarotáže na jednotlivých studovaných vrtech jsou detailně prezentována v kapitole 4.6.

V tabulce 4-1 jsou přehledně zachyceny výsledky karotážních měření na studovaných vrtech a současně jsou zde uvedeny hlavní hydraulické charakteristiky dotčených kolektorů. V první fázi bylo provedeno zhodnocení poměru sumární mocnosti hlavních přítokových zón v rámci jednotlivých kolektorů, zjištěných na základě karotážních měření, vůči celkové mocnosti kolektorů. Výsledná srovnání byla zpracována do histogramu (Obr. 6-67). Z histogramu vyplývá, že v případě kolektorů B a C má 56 – 62 % vrtů hlavní přítoky z úseku do pouhých 10% celkové mocnosti kolektoru. Křivky kolektorů B a C vykazují velkou míru vzájemné korelace. U kolektoru A činí tato hodnota přes 60% celkové mocnosti kolektoru, zde však není k dispozici dostatek dat. U žádného ze studovaných kolektorů mocnost hlavních přítoků nepřekročila 40 % z celkové mocnosti kolektoru. Jak vyplývá z výše uvedených zjištění, ve většině případů jsou přítokové zóny soustředěny velmi krátkých úseků kolektoru. Průměrná mocnost kolektoru B činí 55,22 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru B činí 5,99 m, což představuje 10,85 % z mocnosti kolektoru B. Průměrná mocnost kolektoru Ca činí 42,65 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru Ca činí 3,23 m, což představuje 7,57 % z mocnosti kolektoru Ca. Průměrná mocnost kolektoru Cb činí 40,69 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru Cb činí 5,79 m, což představuje 14,23 % z mocnosti kolektoru Cb. Lze konstatovat, že mocnosti hlavních přítokových zón jsou v rámci studovaných kolektorů B a C (resp. Ca a Cb) velmi nízké. Z výše uvedených zjištění lze vyvodit závěr, že přítoky do vrtů mají z hlediska vertikální distribuce silně heterogenní charakter - více než polovina hlavních přítoků do studovaných vrtů v rámci kolektorů B a C spadá do intervalu 1/10 celkové mocnosti kolektorů (délka přítokové části do 5 m). Jedná se tedy o velmi soustředěné přítoky, které jsou v 8 případech v kolektoru B detekovány v úsecích do délky pouhého 1 m. Naopak pouze u jediného vrtu US-1 v Českých Libchavách nebyly v rámci studovaných kolektorů A, B a C zjištěny karotáží žádné významnější soustředěné přítoky, jedná se o okrajovou část rajonu 4231 s labským litofaciálním vývojem s typickým zjemňováním turonských písčitých sedimentů.



Obr. 6-67 Histogram podílu mocnosti přítokových zón vůči celkové mocnosti kolektorů

V geologických popisech jsou u výrazných přítokových zón často dokumentovány kalcitem chudé až dekalifikované sedimentární horniny (např. vrty 4270_01W, 4270_03W, 4270_07W, 4231_02W, Lo-11). Pro reprezentativní ilustraci kalcitem chudých až dekalifikovaných zón ve studovaných vrtech a vazby silně propustných zón právě na tyto polohy lze použít vzorek vrtného jádra z vrtu 4270_01W Kostelecké Horky (Obr. 6-9a,b). Ve vrtu jsou při stropu spodnoturonského kolektoru B v hloubce 210 – 215 m dokumentovány jemnozrné zcela dekalifikované, kusovitě rozpadavé pískovce s nepatrným obsahem rozpustné složky 0,77 – 2,73%, a to jak v prostoru horninového masivu, tak podél puklin. V ostatních úsecích kolektoru se obsahy rozpustné složky pohybovaly ve výrazně vyšších hodnotách mezi 30 – 44%, s průměrnou hodnotou 34%.

Podobné závěry o závislosti velikosti přítoků na míře dekalifikace lze odvodit z prací Štaffena (1979, 1985, 1999) a Baláka (2015). V těchto pracích byly detailně analyzovány vzorky hornin z vrtů Lo-5 (Choceň - Peliny), Lo-11/2 (Sloupnice) a Lo15/4 (lokalita Cerekvice nad Loučnou – Pekla) na obsahy CaCO_3 a celkovou pórovitost. V případě vzorku z vrtu Lo-5 z hloubky 144 m v úseku významné dislokace potvrdily výsledky kalcimetrie (Štaffen 1979) velmi vysokou pórovitost ve výši 32,17 %. Jedná se o spodní úsek hlavních přítoků v centrální části kolektoru B, kde se během vrtných prací zvýšil přetok až na 150 l/s (Tab. 4-1). V případě vzorku z vrtu Lo-11/2 z hloubky 156,5 m potvrdily výsledky kalcimetrie (Štaffen 1985, 1999) i loužení v kyselině (Balák 2015) velmi nízký obsah CaCO_3 ve výši 14,34 %, resp. obsah rozpustné složky 12,9 % (Obr. 6-68). Celková pórovitost naopak byla vysoká a činila 26,56 %. Jedná se o úsek hlavních přítoků ve stropní části kolektoru B ve výši až 27 l/s kde již byl kalcit podle vysoké porozity v minulosti podzemní vodou vyloužen (Tab. 4-1). V nižších úsecích kolektoru B již tyto hodnoty nebyly srovnatelné. Podobně byl Balákem (2015) dokumentován velmi nízký obsah rozpustné složky ve vrtu Lo-15/2 v úseku 88,4 – 99,5 m ve výši 14,7 – 15,7 %. Jedná se o centrální část kolektoru Ca s celkovým soustředěným přítokem až 90 l/s. Hodnoty obsahu rozpustné složky v bazální části kolektoru Ca se naopak pohybovaly mezi 25,3 – 79,6 %.

Lo-5

Výsledky laboratorních zkoušek
(převzato od Z. Štaffena, 1979)

hloubka vrtu (m)	stratigraf. příslušnost	objemová hmotnost	specifická hmotnost	celková pórovitost %	podíl CaCO ₃ %
32,5	t ₂	2,49	2,51	0,80	32,56
55,7	t ₂	2,45	2,60	5,77	31,0
144,0	t ₁ (dislokace)	1,75	2,58	32,17	
160,0	t ₁	2,56	2,62	2,29	33,42
193,0	t ₁	2,51	2,62	4,20	41,5
201,0	c	2,55	2,63	3,04	
204,8	c	2,56	2,66	3,76	
206,0	c	2,52	2,61	5,62	9,36
209,6	pod c	2,53	2,61	3,06	

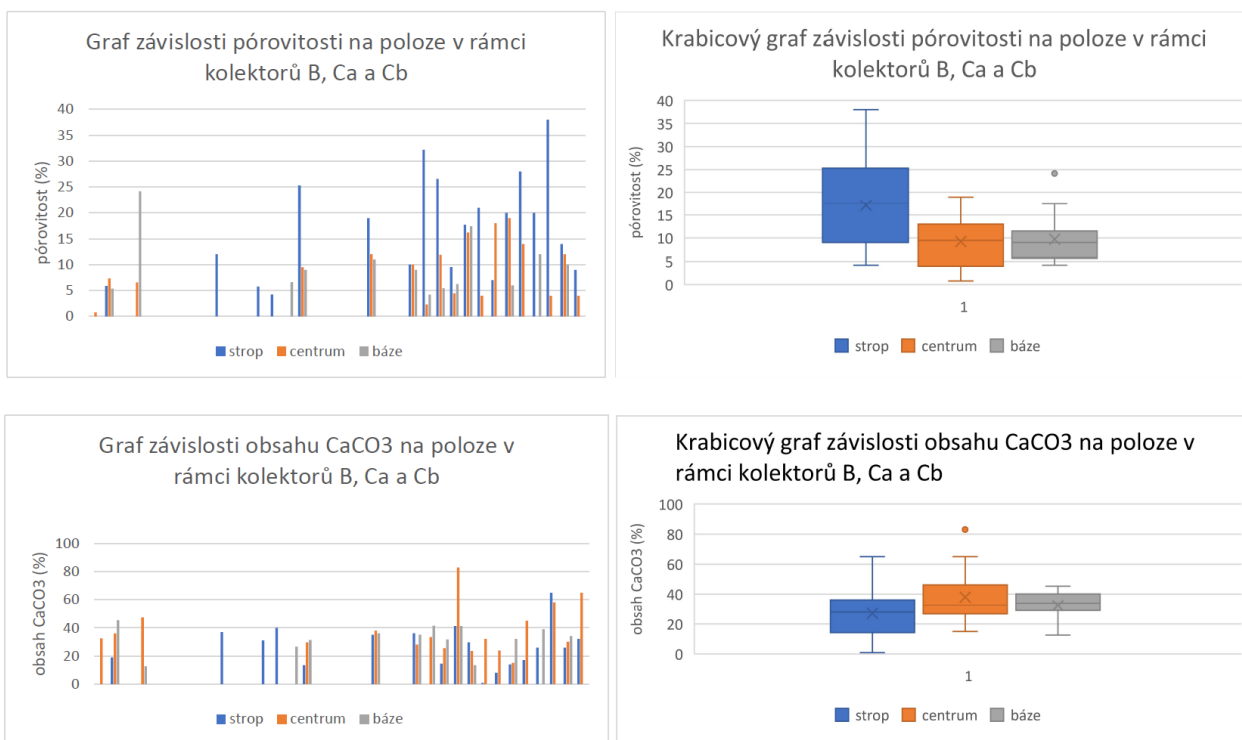
Lo-11

Výsledky laboratorních zkoušek
(převzato od Z. Štaffena, 1979)

Hloubka vzorku (m)	stratigraf. přísluš.	objemová hmotnost	specifická hmotnost	celková pórovitost	podíl CaCO ₃ %
23,0	t ₂	2,40	2,55	5,88	18,88
30,8	t ₂	2,44	2,68	8,95	71,72
36,0	t ₂	2,40	2,59	7,34	35,84
45,0	t ₂	2,41	2,61	5,36	45,39
56,5	t ₂	2,43	2,56	5,08	30,14
64,0	t ₂	2,40	2,60	7,69	24,24
75,0	t ₂	2,40	2,52	4,76	28,79
83,5	t ₂	2,45	2,57	4,67	36,46
98,0	t ₂	2,49	2,60	4,23	40,12
156,5	t ₁	1,88	2,56	26,56	14,34
170,0	t ₁	2,33	2,52	7,54	28,80
185,0	t ₁	2,29	2,60	11,90	25,44
198,8	t ₁	2,44	2,58	5,43	31,61
219,0	t ₁	2,47	2,59	4,63	31,11
239,0	t ₁	2,52	2,59	2,70	38,94
253,3	t ₁	2,54	2,61	2,68	20,11

Obr. 6-68 Výsledky laboratorních zkoušek na vrtech LO-5 a Lo-11 (Štaffen in Žižka, 1979)

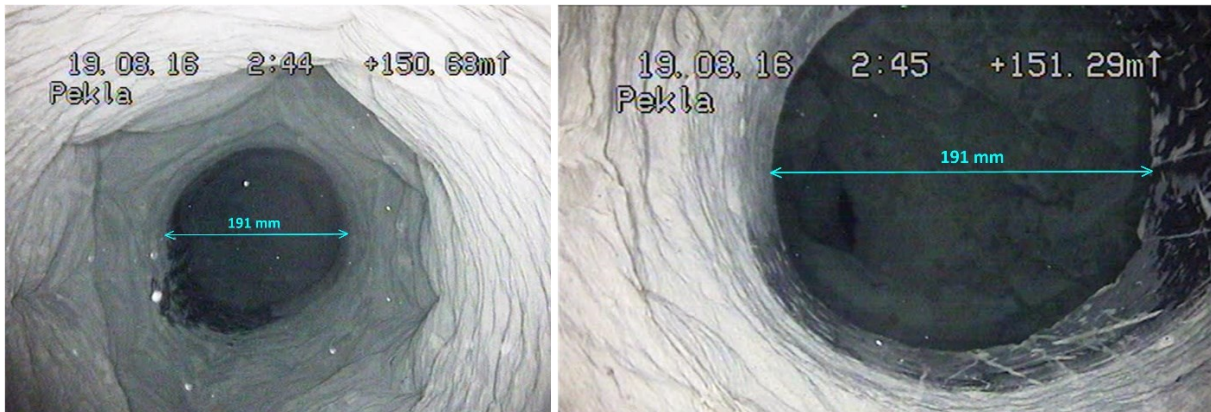
Byla provedena celková grafická a statistická analýza z celkem 12 vrtů (vrtů řady Lo, SN a W), ze kterých bylo k dispozici vrtné jádro na laboratorní zjištění porozity a obsahu CaCO₃ (Obr. 6-69). Jak vyplývá z analýz pórovitosti v rámci studovaných kolektorů, nejvyšší byla dokumentována v prostoru stropu kolektorů, medián zde činí 17,7 %; v centrální části kolektorů 9,5 % a v bazální části kolektorů 9 %. Z hlediska obsahu CaCO₃ lze vysledovat opačný trend – při stropu kolektorů činí medián obsahu 27,8 %, v centru 32,6 % a při bázi 34 %. Tato analýza ukazuje pokles obsahu CaCO₃ je vykompenzován nárůstem pórového prostoru. Prouděním podzemní vody došlo k vyloužení kalcitu a tím k nárůstu porozity horniny.



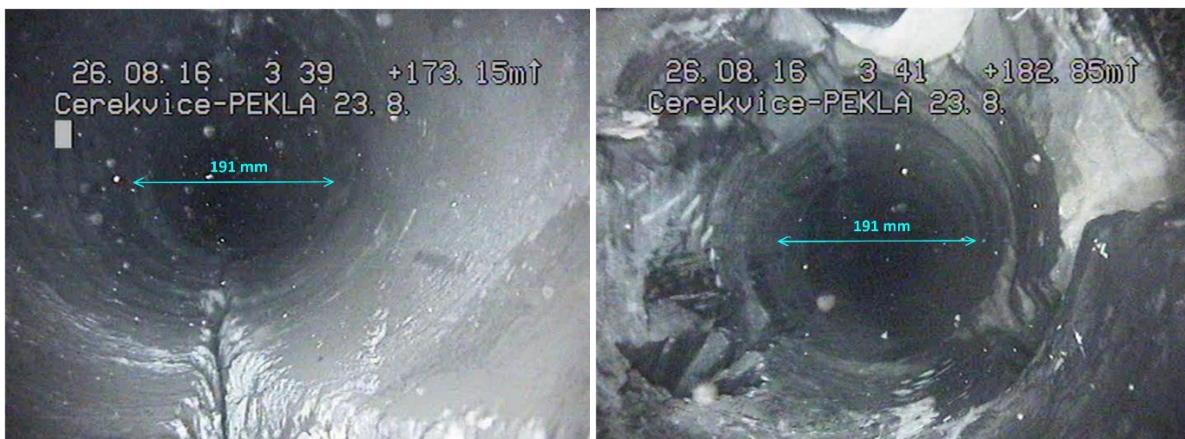
Obr. 6-69 Grafické závislosti původní pórovitosti a obsahu CaCO₃ na poloze vzorků v rámci kolektorů B, Ca a Cb (nerozlišeně)

U většiny hydrogeologických či strukturních vrtů s významnými soustředěnými přítoky podzemních vod byly v místech největších přítoků zaregistrovány rozsáhlé kaverny, u nichž byla karotážními měřeními ověřeno rozevření 10 – 50 cm a v některých případech i několikametrová délka (např. vrty 4232_01B, 4232_02C, SN-1, US-2a, US-3a, US-7a, US-9, US-11a, US-12, LO-15/1, Lo-11/2). Z celkového počtu 63 studovaných vrtů jsou ve 35 případech (56 %) hlavní přítoky podzemní vody ve sledovaném kolektoru vázány na větší kaverny nebo pukliny. Na tyto úseky byla také zaměřena kamerová prohlídka vybraných vrtů. Z hlediska vydatnosti je největší přítok ve studované oblasti dokumentován z kaveren při stropu a v centrální části bělohorského souvrství ve vrtu Lo-15/1 v Cerekvici nad Loučnou - lokalita Pekla (Bulínová 1978 in Žižka 1979; Novotný 2017) – viz Obr. 6-70 až 6-73 a 6-78. Prostor jímacího území Pekla představuje drenážní bázi celého jižního uzávěru rajonu 4270 Vysokomýtská synklinála, který je navíc predisponován svou tektonickou pozicí, jak dokladuje podrobný geofyzikální průzkum provedený v rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod (Bárta et al. 2015a, 2015b). Geofyzikální měření upřesnily, že tektonická struktura jímacího území Pekla má hrástvovou strukturu. Pískovcová kra jizerského souvrství zde vystupuje mezi mladšími krami teplického a březenského souvrství až k povrchu. Intenzivní tektonické postižení za spolupůsobení rozpouštěcích procesů v horizontálním směru podél vrstevních ploch (zejména ve stropní a centrální části kolektoru B) vedlo k vytvoření takto vydatných přítoků, které jsou dokumentovány v rozevřených puklinových systémech i v hlubších partiích kolektoru B (Obr. 6-72 a 6-73) (Novotný 2017). Ve vysoce propustných zónách vrtu Lo-15/1 jsou makroskopicky dokumentovány také silně porézní silicitické rohovce, u kterých je výrazně potlačena vápenná složka a současně tvoří relativně soudržnou voštinovou strukturu v puklinových zónách (Obr. 6-74). Velice kvalitní snímky poskytl kamerový záznam z vrtu Chřibiny-Ledská (Obr. 6-75 až 6-77), který je vystrojen na exploataci kolektoru B v úseku vápenných pískovců a prachovců (Novotný 2021). Na záznamu jsou zřetelně patrné rozevřené pukliny o šířce 2 – 8 cm a délce 0,8 – 1,2 m, na které jsou vázány hlavní přítoky podzemní vody ve výši až 10 l/s. Puklinové systémy zejména v místech křížení pravděpodobně

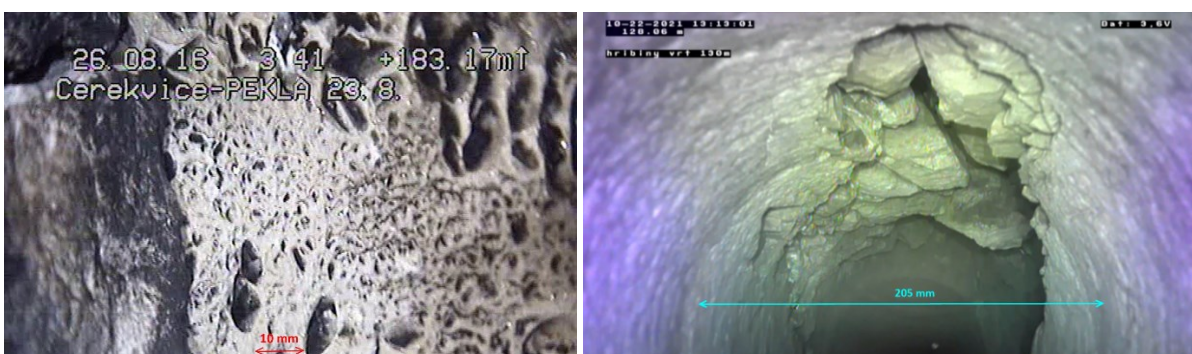
predisponují úseky s intenzivní tvorbou kaveren v důsledku rozpouštění vápenného tmelu. Z tohoto vrtu však nejsou k dispozici vzorky horniny (vrtáno rotačně-příklepovým systémem), proto nelze provést podrobnější analýzu nejpropustnějších poloh z hlediska obsahu karbonátu a porozity.



Obr. 6-70 a 6-71 Kaverny ve vrtu LO-15/1 v hloubce 151 – 152 m těsně pod stropem kolektoru B, s přítokem cca 30 l/s. Upraveno dle: Novotný 2017

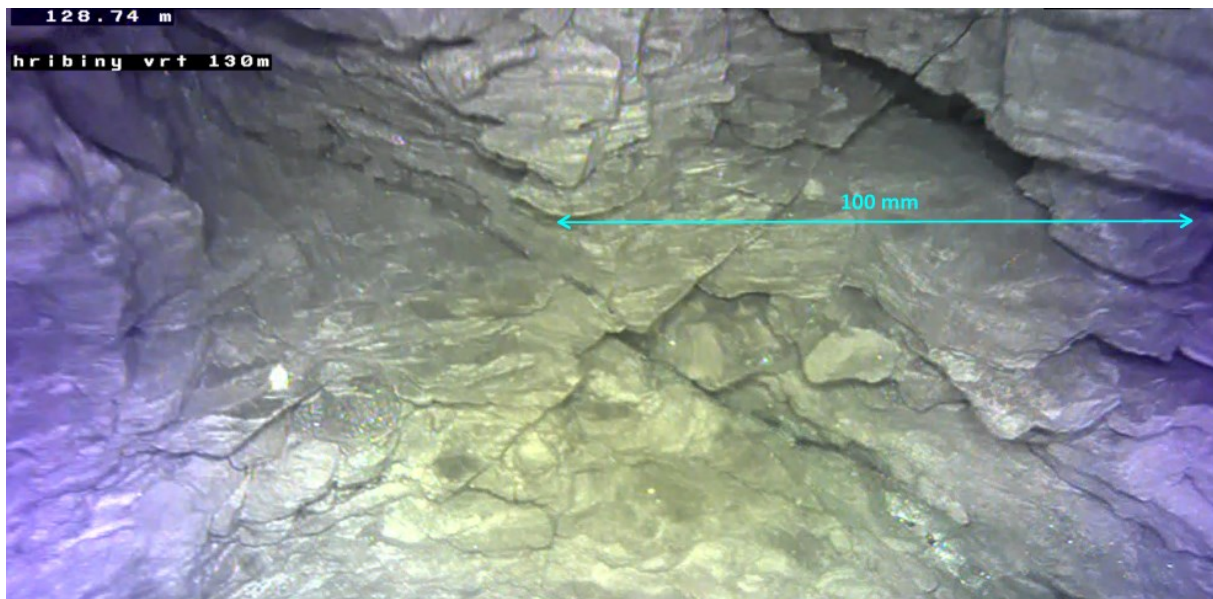


Obr. 6-72 a 6-73 Kaverny a rozevřené tektonické pukliny ve vrtu LO-15/1 v centrální části kolektoru B v hloubce 173 – 183 m s přítokem cca 90 l/s. Upraveno dle: Novotný 2017

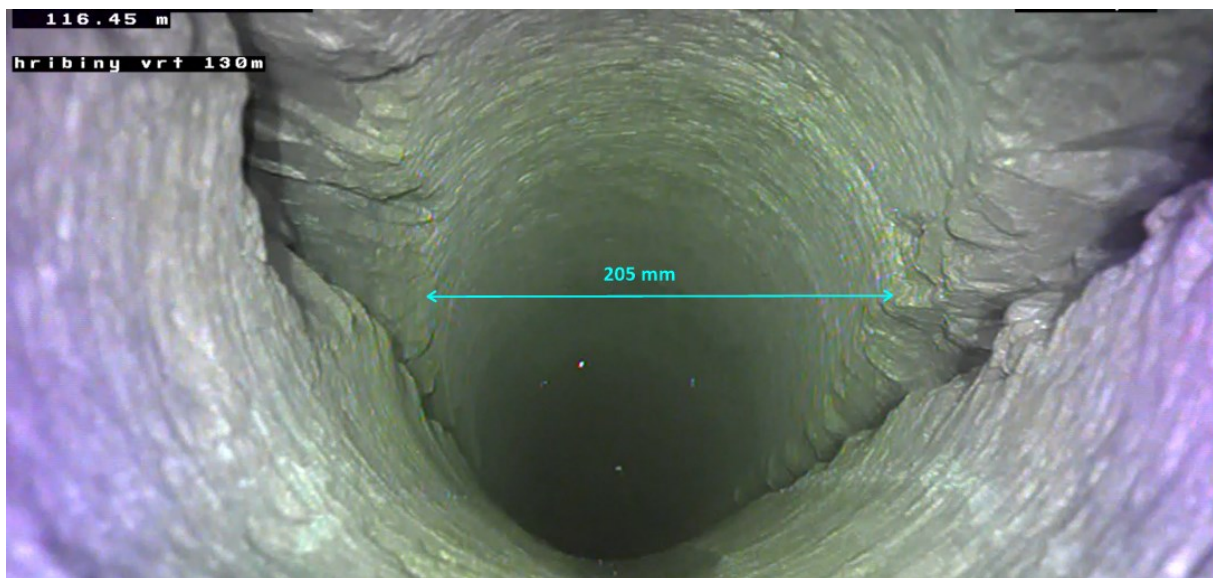


Obr. 6-74 (vlevo) Porézní voštinová struktura silicitických rohvců v centrální části kolektoru B po rozpouštění vápenného tmelu – vrt Lo-15/1 v hloubce 183,17 m. Upraveno dle: Novotný 2017

Obr. 6-75 (vpravo) Výrazná přítoková zóna v úseku vápenných pískovců a prachovců v centrální části kolektoru B v hloubce 128,1-128,9 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5-10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021

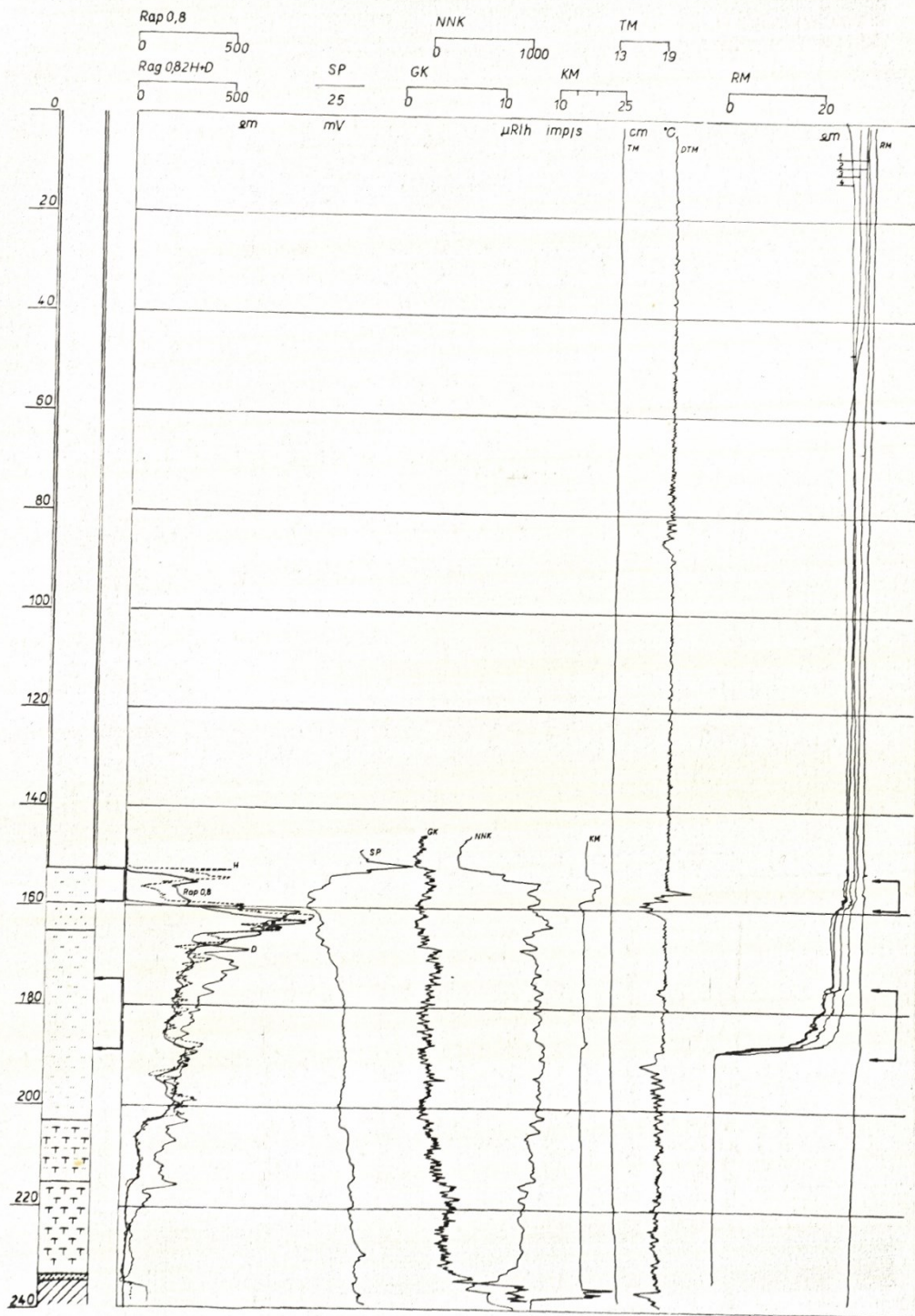


Obr. 6-76 Tvorba kaveren na průsečiku subvertikálních puklin a vodorovných mezivrstevních spár v úseku vápntých prachovců v centrální části kolektoru B v hloubce 128,8 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5 - 10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021



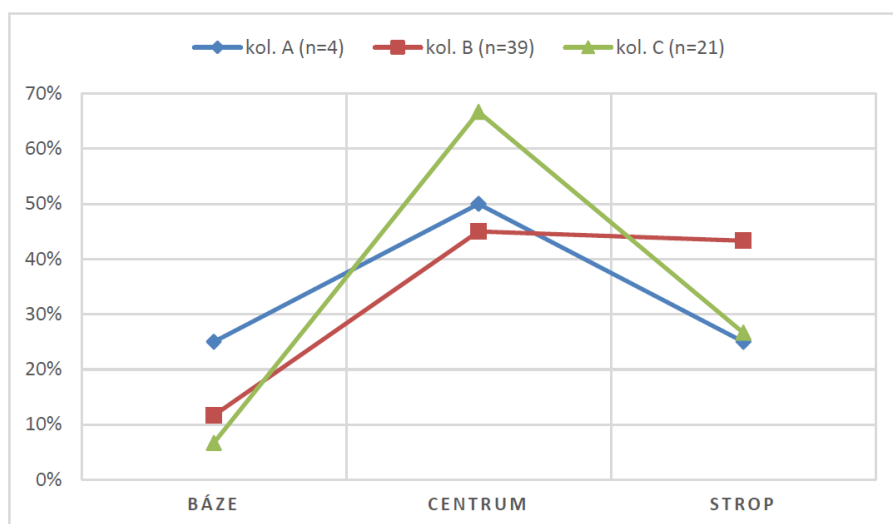
Obr. 6-77 Hlavní přítoková zóna v úseku vápntých pískovců ve stropní části kolektoru B v hloubce 116,5 – 117,7 m ve vrtu Chřibiny-Ledská, celkový přítok 5 - 10 l/s. Upraveno dle: Novotný 2021

L0-15 (PEKLA)



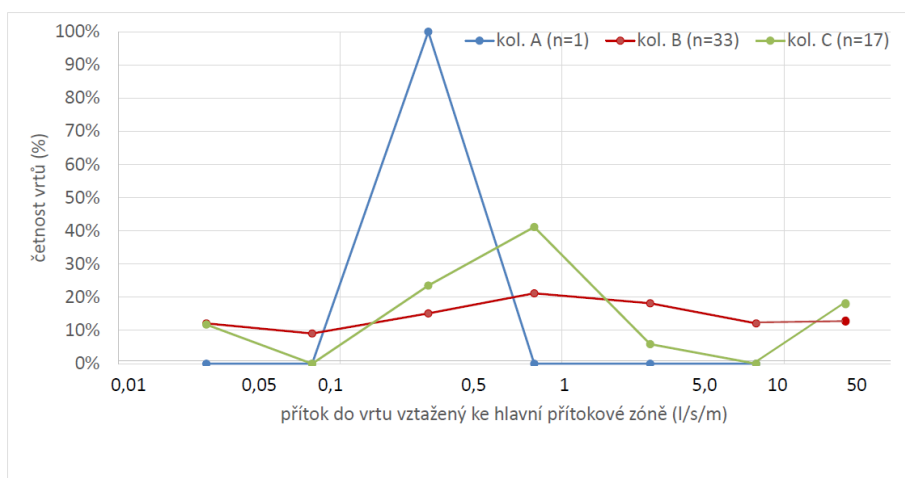
Obr. 6-78 Karotážní záznam z vrtu Lo-15 v úseku 0 – 240 m se zjevnou kavernací v úseku 152 – 158 m a 180 m a hlavními přítoky v úsecích 152,6 – 159,2 m a 175,0 – 188,8 m (Bulínová 1978)

U studovaných vrtů byla také sledována vertikální distribuce hlavních přítokových zón v rámci dotčených kolektorů. Byly vyčleněny 3 vertikální pozice ve vztahu ke kolektoru: bazální (B), centrální (C) a stropní (S). V tabulce 4-1 jsou tyto pozice podrobně popsány společně s metrážemi dílčích přítokových zón. Na základě četností těchto pozic byl pro jednotlivé kolektory sestaven histogram (Obr. 6-79). Z histogramu je zřejmé, že v součtu minimálně 88 % soustředěných přítoků do vrtů v kolektorech B a C je situováno v centrální a stropní části kolektorů. V bazální části kolektorů jsou situovány hlavní přítoky pouze v četnosti do 12 % u kolektoru B a do 7 % u kolektoru C.



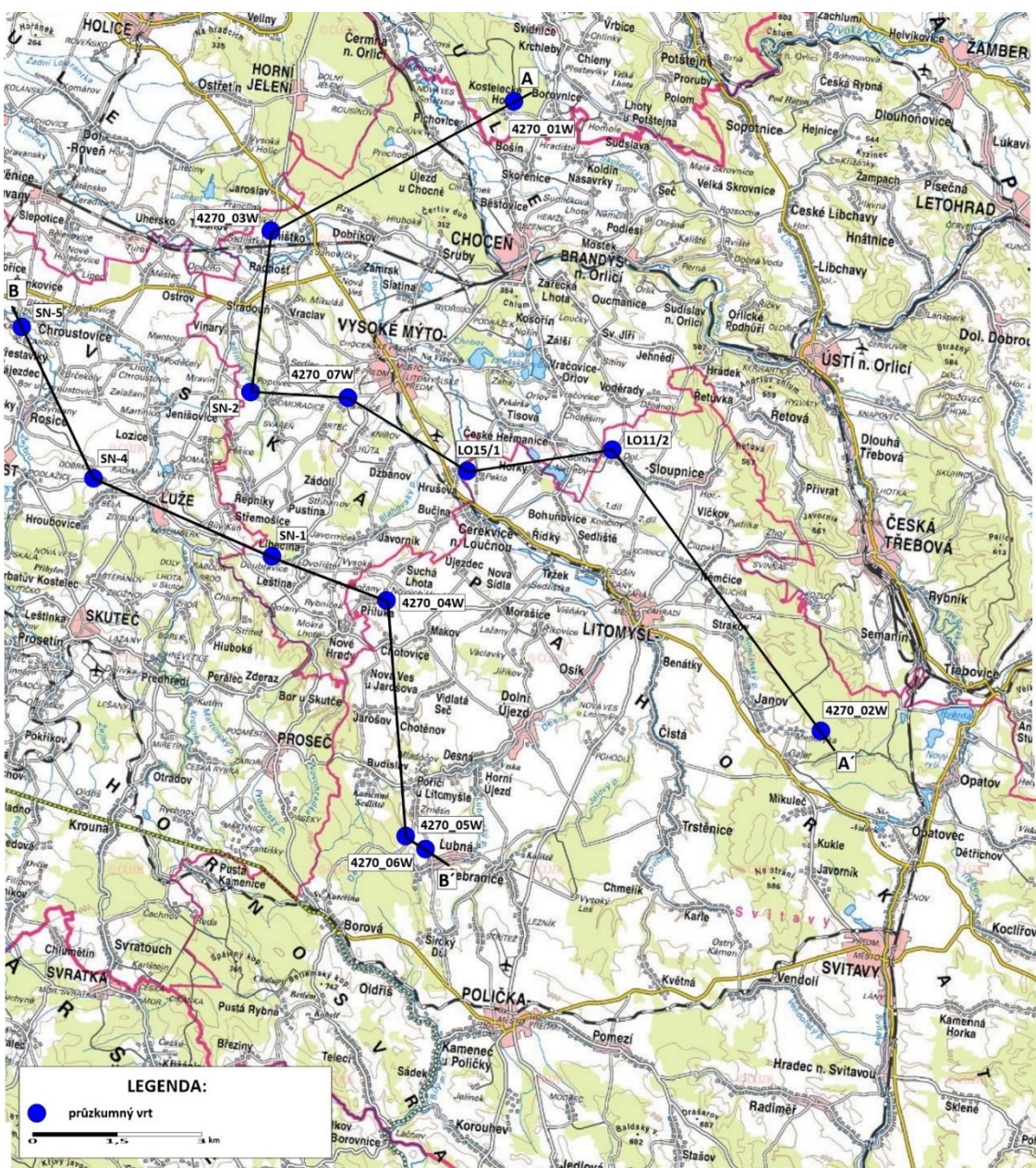
Obr. 6-79 Vertikální distribuce hlavních přítokových zón v jednotlivých kolektorech

Pro účely porovnání celkových hlavních přítoků vztažených na jednotkovou délku silně propustných zón v rámci daného kolektoru byl pro jednotlivé vrty spočítán přítok podzemní vody na úsek o délce 1 m (obdobu specifického přítoku podzemní vody), tato data přehledně zachycuje histogram na obrázku 6-80. Z histogramu vyplývá, že největší četnost mezi 21 – 41% mají v kolektorech B a C přítoky v rozsahu 0,5 – 1 l/s/m. Současně jsou u kolektorů B a C ve 12 – 18 % případů dokumentovány přítoky přes 10 l/s/m.



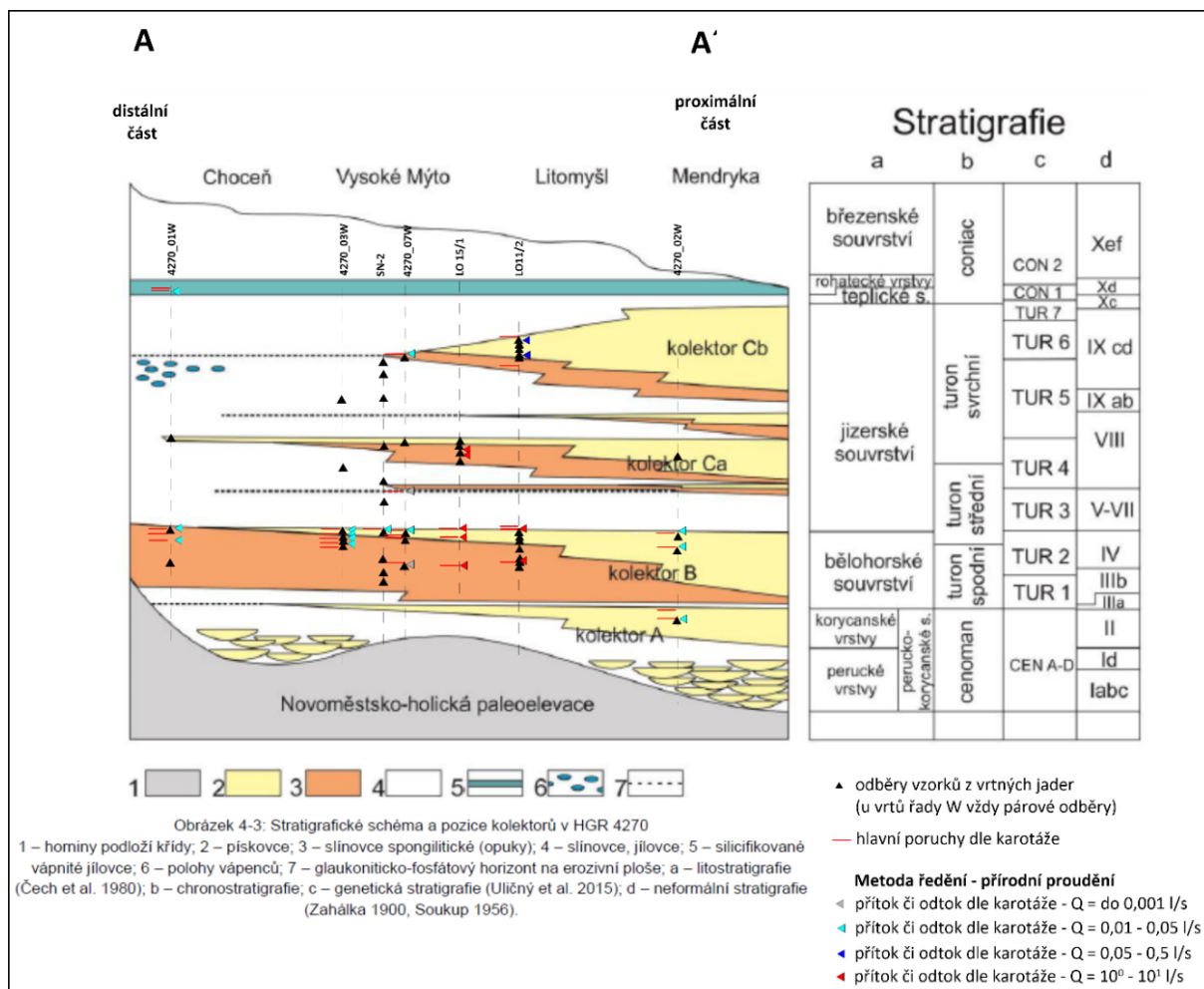
Obr. 6-80 Četnosti přítoků vztažených ke hlavní přítokové zóně dle karotáže pro jednotlivé kolektory

V následujících hydrogeologických řezech v prostorech centrální části hydrogeologického rajonu Vysokomýtská synklinála (Obr. 6-82) a rozhraní mezi rajony Vysokomýtská synklinála a Chrudimská křída (Obr. 6-83) jsou prezentovány průměty zkoumaných hydrogeologických vrtů, se zobrazením pozic odebíraných vzorků, hlavních porušených zón a míst hlavních přítoků do vrtů identifikovaných karotážními metodami. Linie hydrogeologických řezů jsou zachyceny na Obr. 6-81. Z geologických řezů je patrné, že přítokové zóny v kolektoru C (resp. Ca a Cb) jsou častější a vydatnější v proximální části obou hydrogeologických rajonů (JV části), v distální části rajonů (směrem k SZ) se jejich frekvence i vydatnost snižuje. Tato závislost platí také ve směru JZ – SV, tedy ve směru od denudačního okraje rajonu Vysokomýtská synklinála směrem k osní části struktury. Stejně zjištění prezentuje také Lachman (2010) - viz Obr. 6-28a, kde je zachycena zvýšená se specifická vydatnost vrtů v prostoru osní části rajonu Vysokomýtská synklinála oproti ostatním oblastem rajonu.

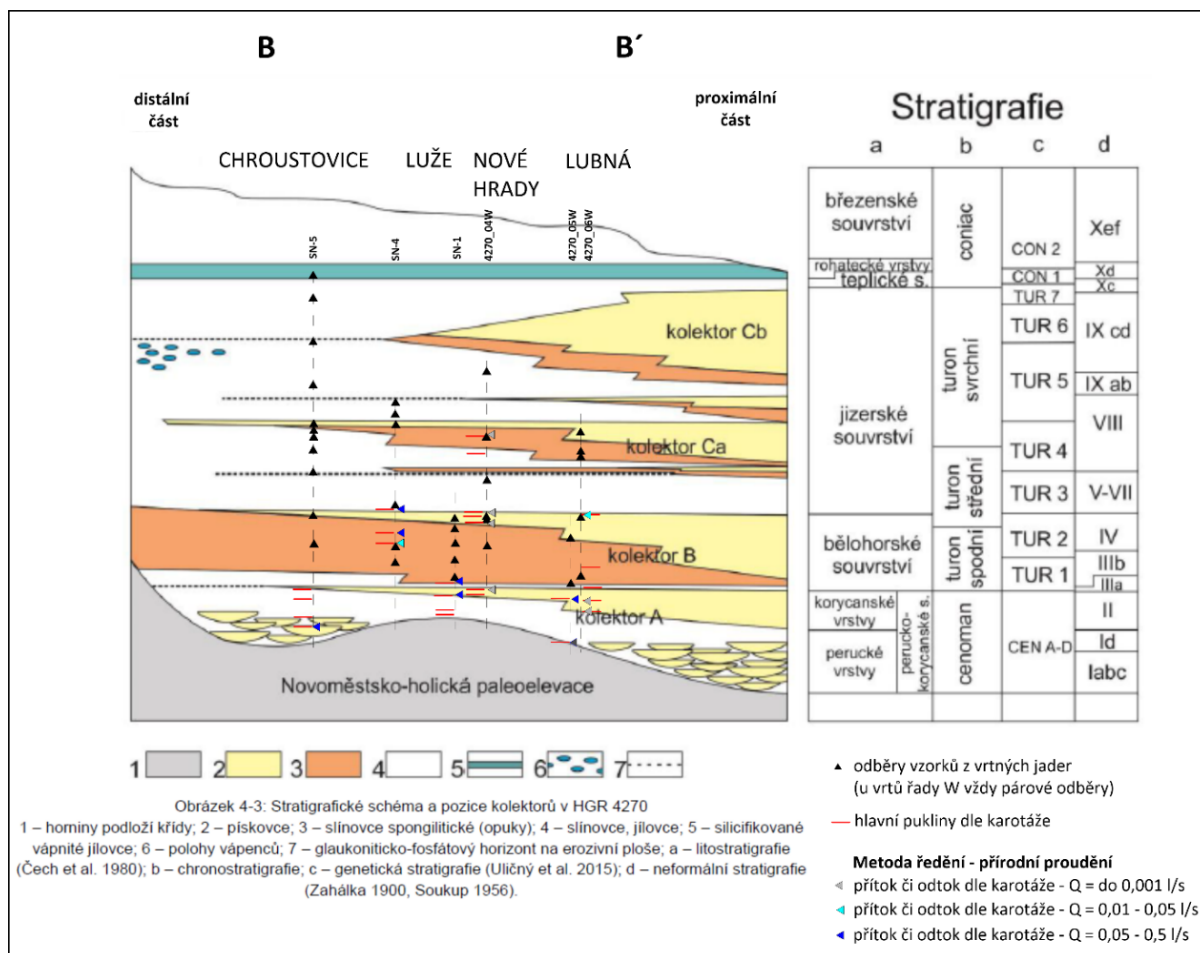


Obr. 6-81

Přehledná situace hydrogeologických řezů



Obr. 6-82 Hydrogeologický řez dokumentačními body v centrální části rajonu Vysokomýtská synklinála (podklad: Kadlecová et al. 2016c)

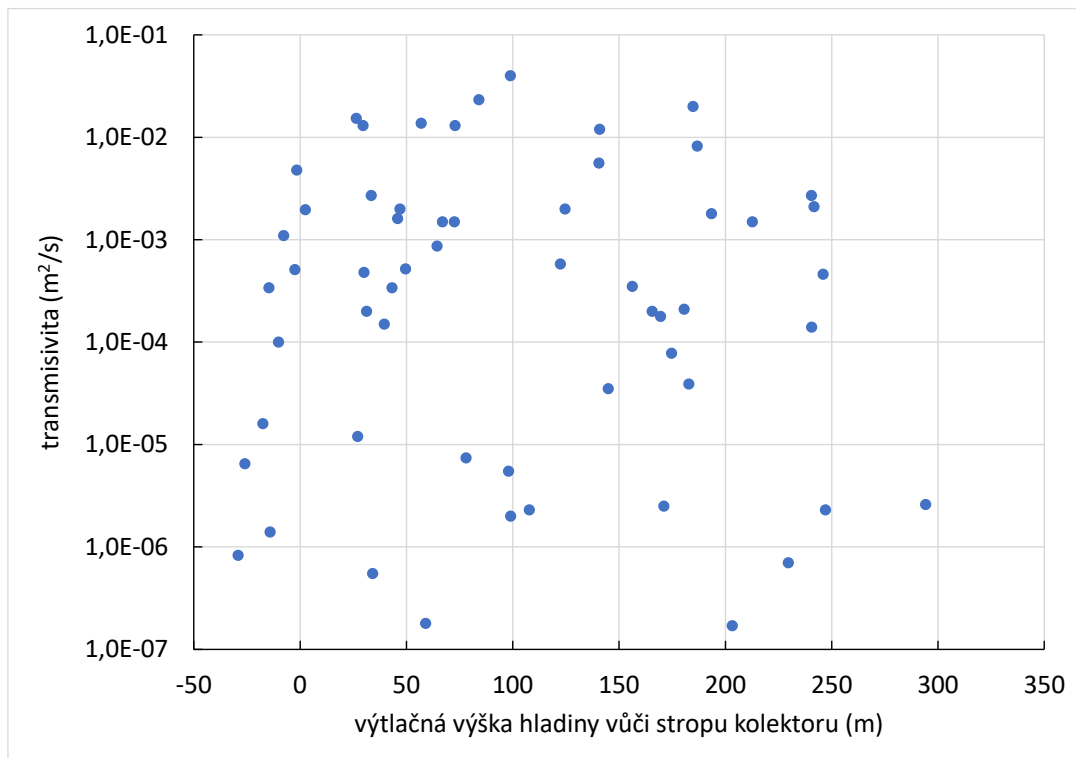


Obr. 6-83 Hydrogeologický řez dokumentačními body v rajonu Vysokomýtská synklinála a Chrudimská křída (podklad: Kadlecová et al. 2016c)

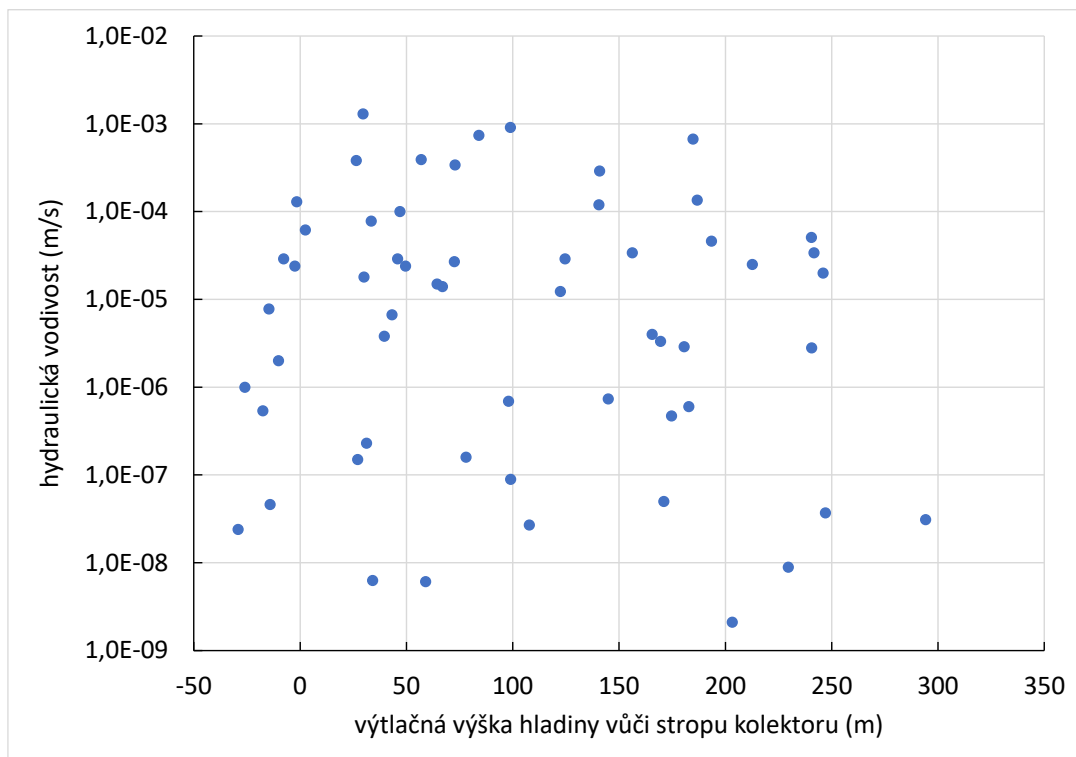
Pro účely porovnání závislosti hydraulických parametrů na celkové výtlačné výšce monitorovaných zvodní byly sestaveny grafy na obrázcích 6-84 až 6-87. Grafy zachycují v lineární oblasti na horizontální ose výtlačné úrovně všech studovaných vrtů, v exponenciální oblasti na svislé ose jsou uvedeny hlavní hydraulické parametry zvodní – koeficient hydraulické vodivosti, transmisivita, celková vydatnost přítoku do vrtu a z ní odvozená specifická vydatnost přítoků do vrtu (dílní přítok podzemní vody dle karotáže připadající na úsek hlavní přítokové zóny o délce 1 m). Neexistuje žádný vztah mezi výtlačnou úrovní hladiny v kolektoru a transmisivitou ani hydraulickou vodivostí (Pearsonův korelační koef. -0,02 a -0,08). Naopak existuje slabý přímý vztah mezi výtlačnou úrovní hladiny v kolektoru a celkovou i specifickou vydatností (Pearsonův korelační koef. 0,32 a 0,29 pro 52 resp 47 měřených dvojic hodnot).

Nejvydatnější 4 vrty jsou dokumentovány v oblastech, kde výtlačná úroveň hladiny podzemní vody ve vztahu ke stropu studovaných kolektorů činí 140 m a více, a kde jsou dokumentovány také kaverny významných rozměrů. Při hydrodynamických zkouškách na vrtu Lo-15/1 Cerekev nad Loučnou - Pekla (Novotný 2017) byl při čerpání 47 l/s podzemní vody ověřen značný plošný dosah vlivu čerpání spodnoturonské zvodně ve velmi krátkém časovém úseku 9 dní, a to na vzdálenost až 15 km od lokality jímání (Obr. 6-87). Významné ovlivnění hladiny podzemní vody u vzdálených vrtů bylo zjištěno nejen v očekávaném směru podél hlavních tektonických linií SZ – JV (Iabského) směru a (SSZ-JJV) orlického směru, ale také ve směru J a JZ. K detailnímu zhodnocení lokální tektonické situace v místech studovaných vrtů a jejímu porovnání se širší strukturálně tektonickou stavbou

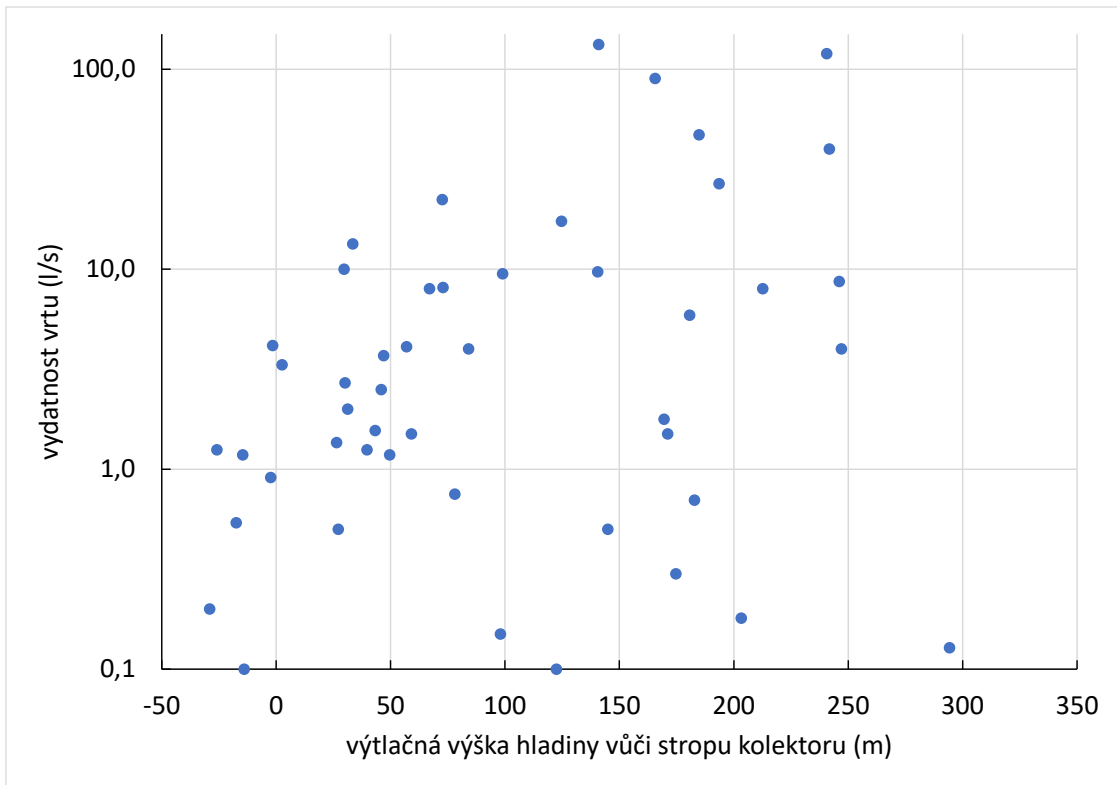
hydrogeologického rajonu byla u vybraných vrtů vyhodnocena metoda akustické karotáže (kap. 6.1.2).



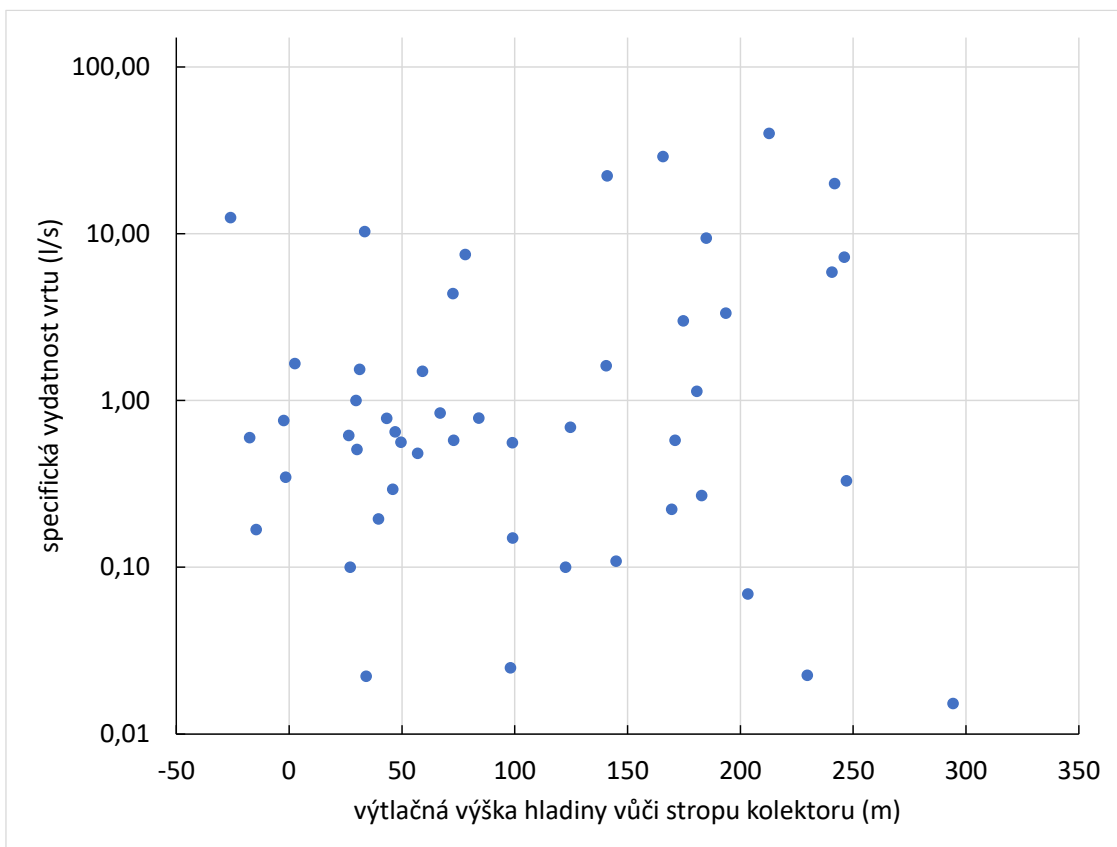
Obr. 6-84 Graf závislosti T na výtlačné výšce zvodně.



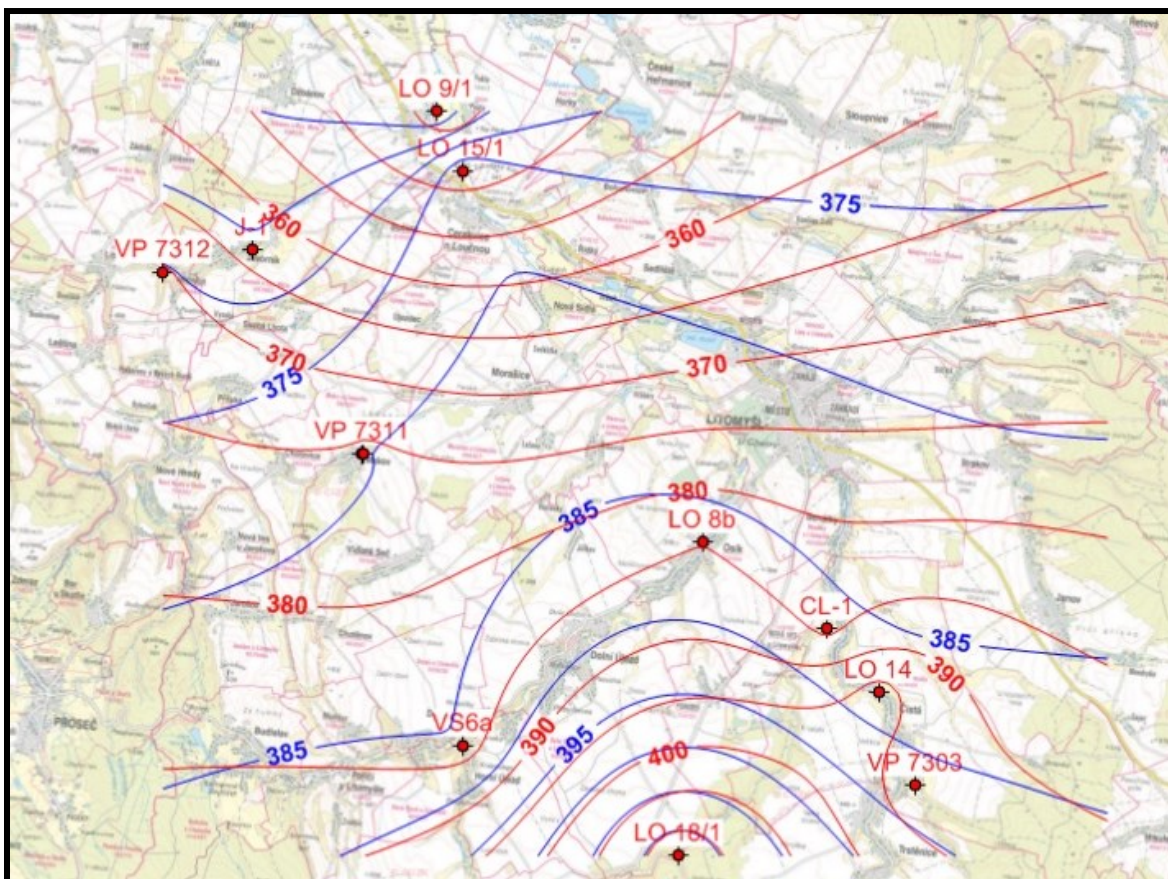
Obr. 6-85 Graf závislosti k na výtlačné výšce zvodně.



Obr. 6-86 Graf závislosti vydatnosti vrtu na výtlačné výšce zvodně.

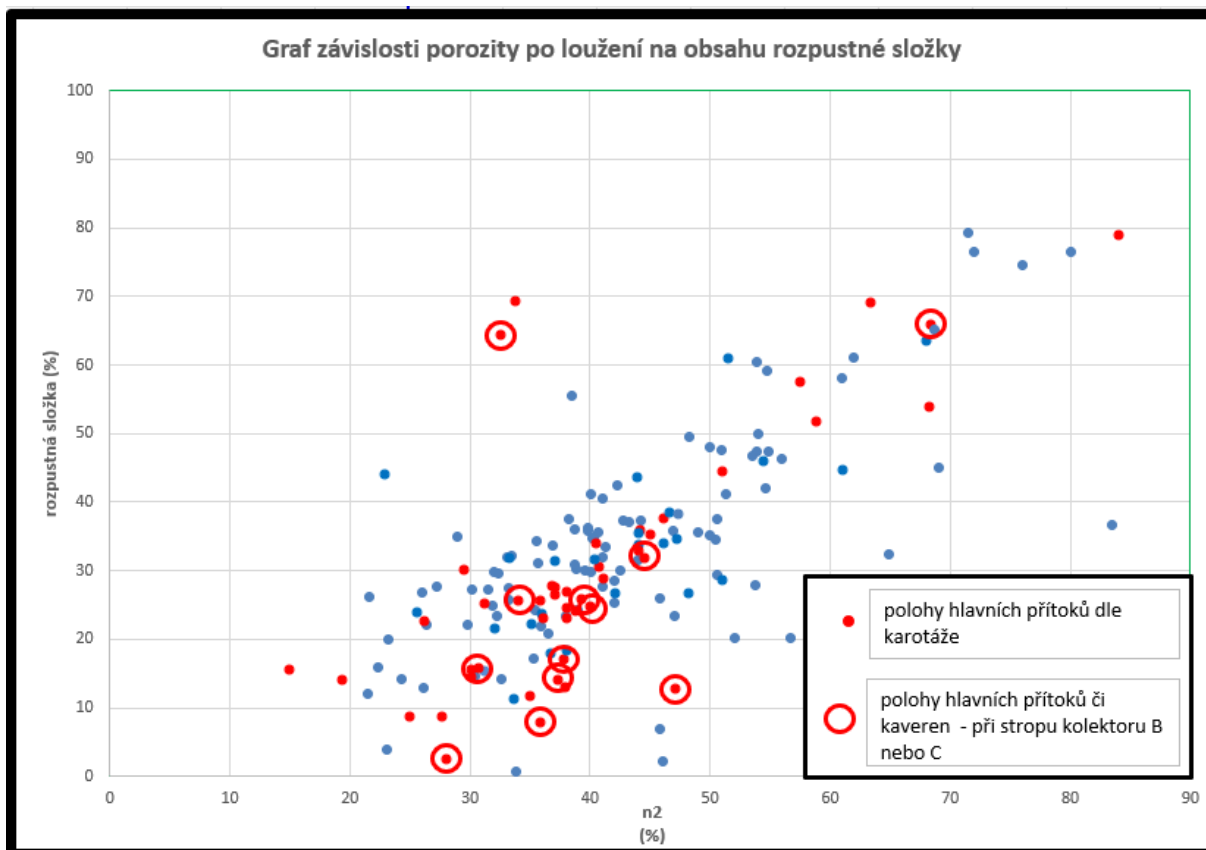


Obr. 6-87 Graf závislosti specifické vydatnosti vrtu na výtlačné výšce zvodně.

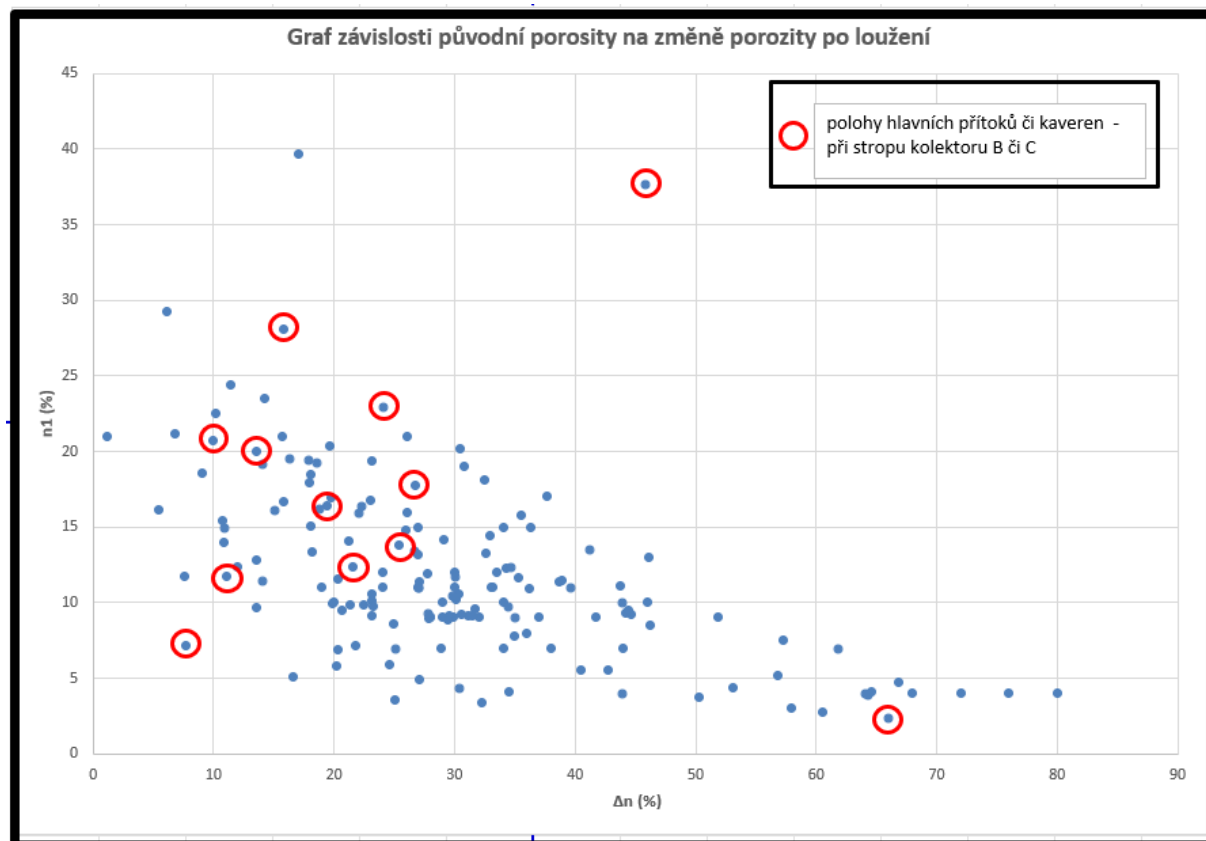


Obr. 6-88 Hydroizohypsy hladiny podzemní vody ve spodnoturonské zvodni dne 11.9.2017 (modře – před zahájením čerpací zkoušky na vrtu Lo-15/1 Pekla) a dne 20.9.2017 (červeně) při odběru 47 l/s (převzato: Novotný 2017)

Jak vyplývá z grafu na Obr. 6-89, úseky vrtů, kde byly dokumentovány nejvýraznější přítoky podzemních vod, mají nízký obsah rozpustné složky. Tento ukazatel však podává jen část celkového obrazu, protože hornina může být zčásti vyloužena již před odběrem vzorku. Navíc kvůli velké nehomogenitě a výraznému střídání litologií je otázka, do jaké míry jsou vzorky odebrané v okolí kaveren reprezentativní pro popis materiálu, ve kterém byly kaverny vytvořeny. Pokud budeme považovat okolní vzorky pro charakterizaci materiálu, ve kterém vznikly kaverny, za reprezentativní, pak porozita po loužení v nich se pohybuje mezi cca 30 a 70%. Úseky vrtů při stropech kolektorů s napjatou hladinou podzemní vody mají původní porozitu hornin n_1 relativně vysokou, 75% procent výrazných přítokových zón při stropech kolektorů spadá do horního 40% percentilu souboru, mezi hodnoty $n_1 = 11,7$ až 39,7 % (graf na Obr. 6-90).



Obr. 6-89 Grafická závislost mezi obsahem rozpustné složky a porozitou po loužení n_2



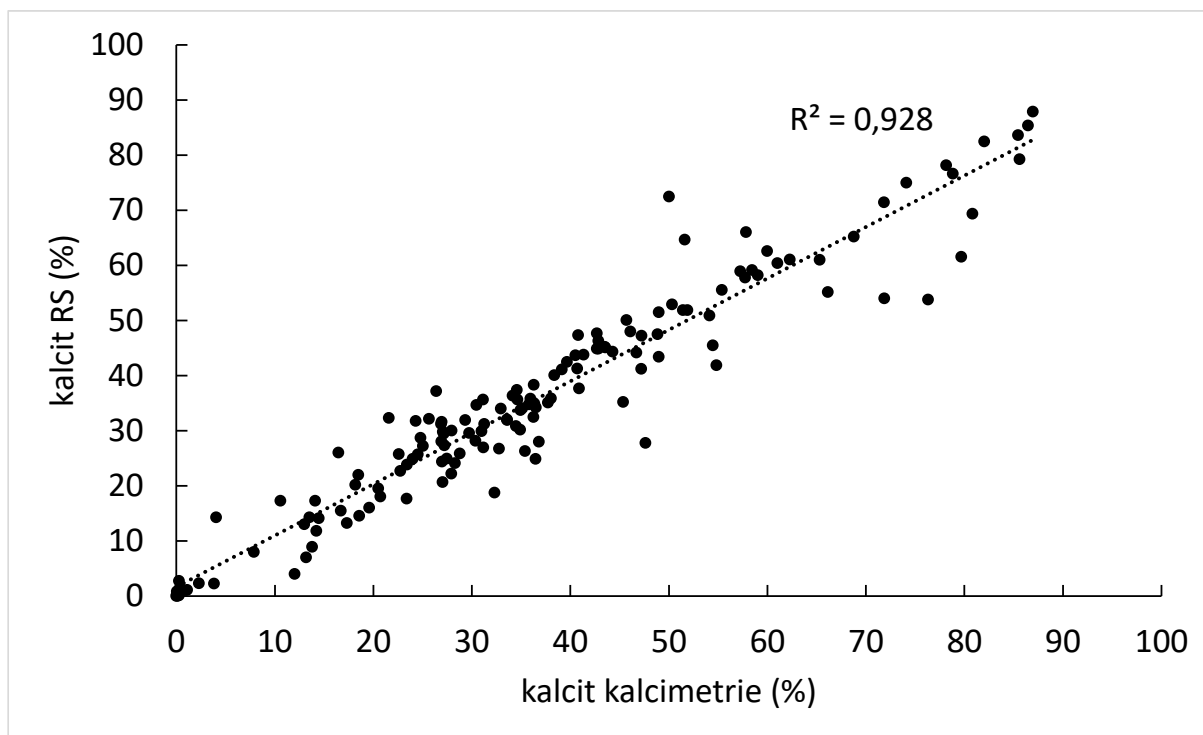
Obr. 6-90 Grafická závislost mezi původní porozitou n_1 a změnou porozity.

7 SHRNUÍ A DISKUZE

7.1 Obsah kalcitu a jeho distribuce

Na celkem 117 ks vzorků z vrtů a 50 ks vzorků z povrchových horninových výchozů byly provedeny loužící pokusy v kyselině chlorovodíkové, jejichž cílem bylo stanovení obsahu rozpustné složky v hornině, míry rozpadu a potenciálu pro vznik krasových jevů. Na většině vzorků byla také provedena laboratorní kalcimetrická měření. Dále bylo do celkového hodnocení za účelem větší komplexnosti zapracováno 71 ks vzorků z vrtů a 9 ks vzorků z povrchových horninových výchozů v oblasti východočeské křídly z předchozích prací Baláka (2015) a Vojtíška (2016).

Při porovnání výsledků metodiky laboratorní kalcimetrie a metodiky zjišťování obsahu rozpustné složky loužením v HCl ve všech vzorcích z vrtů i povrchových výchozů (nerozlišeně) lze konstatovat, že mezi oběma metodami je velmi úzký lineární vztah, Pearsonův korelační koeficient činí 0,96 (Obr. 7-1). Obě metodiky tedy přináší vzájemně srovnatelné výsledky.



Obr. 7-1 Vztah mezi obsahem kalcitu z kalcimetrie a obsahem RS z loužení v HCl je těsný (Pearson 0,96; $R^2=0,93$)

Ze srovnání výsledků kalcimetrických měření vyplývá výrazná převaha CaCO_3 nad MgCO_3 . Kalcit lze klasifikovat jako nízkohořecnatý, také průměrný obsah oxidů Fe a Mn je velmi nízký. Jediný tmel dobře se rozkládající v kyselém prostředí, který je přítomen v dominantním množství, je kalcitový tmel.

Z hlediska distribuce kalcitu ve vzorcích z povrchových horninových výchozů podle zařazení do jednotlivých kolektorů lze konstatovat, že v průměru nejvyšších obsahů kalcitu dosahují vzorky z kolektoru B (47,2 %) a Cb (45,2 %), nižší obsahy jsou dokumentovány ve výchozech kolektoru Ca

(24,3 %), zde však byly analyzovány pouze 3 vzorky. Pro srovnání obsahů kalcitu ve všech kolektorech bylo také analyzováno 9 ks vzorků z výchozů křemenných pískovců kolektoru A, zde je obecně koncentrace vápenného tmelu velmi nízká a pohybuje se v průměru okolo 0,3 %.

Z hlediska vertikální distribuce kalcitu ve vrtech v rámci jednotlivých kolektorů lze konstatovat, že u kolektorů Ca a B ubývá obsahu kalcitu směrem ke stropu kolektorů. Naopak u kolektoru Cb je dokumentován opačný trend, nejnižší obsahy kalcitu jsou dokumentovány u báze kolektoru. Výše uvedená zjištění naznačují, že obsah kalcitu ve vertikálním směru v jednotlivých kolektorech může souviset s tlakovými poměry ve studovaných zvodních. V nejdříve situovaném kolektoru Cb, kde je dokumentována převážně volná hladina podzemní vody, probíhá nejintenzivnější proudění při bázi kolektoru. Naopak u kolektorů Ca a B s napjatou hladinou podzemní vody může k intenzivnějšímu rozpouštění kalcitu docházet především ve stropní části těchto kolektorů se živějším oběhem podzemní vody. Významná část kalcitu mohla být z některých úseků již přirozeně vyloužena (zejména z těch, které vykazují vyšší porozitu před loužením).

Kromě vertikální distribuce kalcitového tmelu byla ve vrtech sledována také distribuce tmelu v prostorech masivní horniny ve srovnání s prostory rozrušených nebo dobře vodivých zón s intenzivnějším oběhem podzemní vody. Vzájemná vzdálenost párových vzorků nikde nepřekročila 1,5 m. Na základě Studentova T testu se ukázalo že statisticky významný rozdíl na hladině významnosti $p < 0,05$ existuje pouze pro obsah kalcitu. Statisticky významné rozdíly naopak nebyly zjištěny pro obsah MgO, MnO, FeO, Fe₂O₃. Z analýzy vyplývá, že průměrná hodnota obsahu kalcitu v masivní hornině je 32,7 % (min. 0,4 %, max. 86,0 %). Průměrná hodnota obsahu kalcitu v puklinových systémech je 34,4 % (min. 0,3, max. 72,8 %). Obsah kalcitu ve vrtech je vyšší v průměru o 2 % ve stěnách puklinových systémů oproti jeho obsahu v masivní hornině. Tento rozdíl může být způsoben přítomností kalcitových žilek vázaných na pukliny.

Kromě vertikální distribuce kalcitového tmelu byla v povrchových horninových výchozech sledována také distribuce tmelu v prostorech masivní horniny ve srovnání s prostory rozrušených nebo dobře vodivých zón. Rozdíl v obsahu kalcitu ani i žádné jiné komponenty kalcimetrie není mezi puklinami a masivem statisticky významný na základě Studentova T testu a hladině významnosti $p < 0,05$. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují.

7.2 Tendence ke krasovění na základě loužících testů a srovnání s jinými oblastmi české křídové pánve

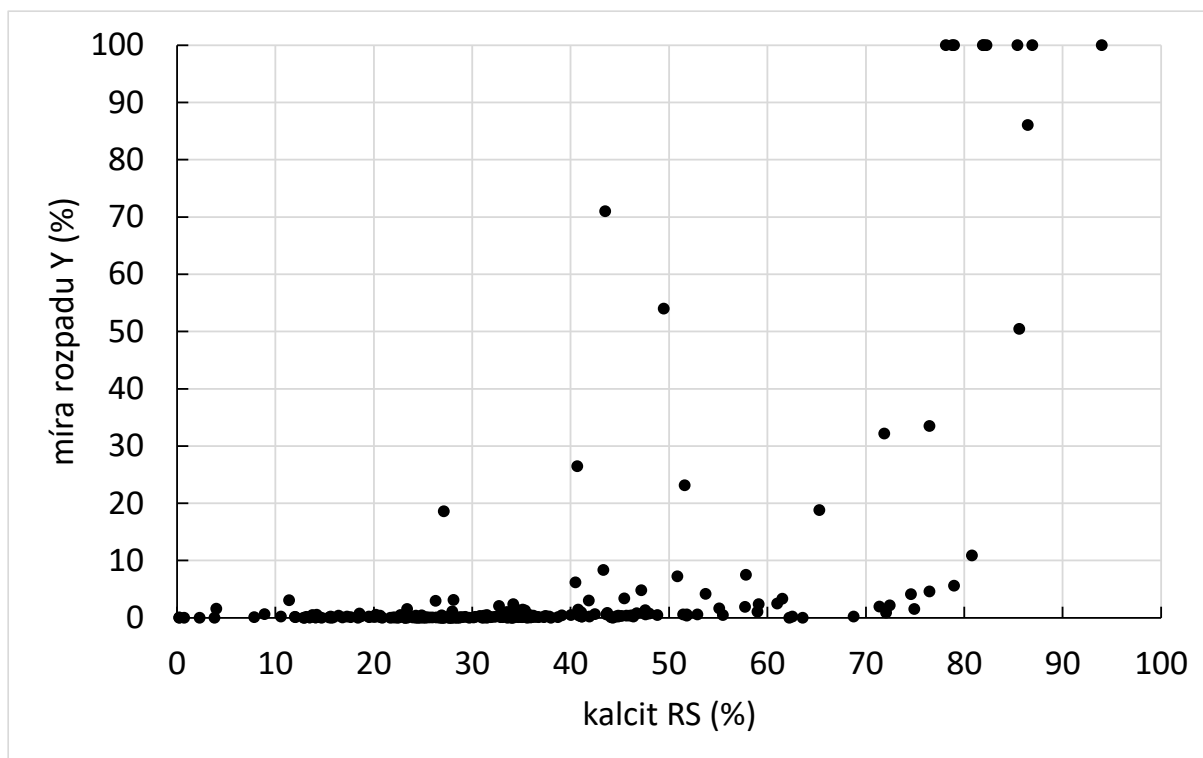
Z celkového počtu 188 ks vzorků z vrtných jader se jich 22 zcela rozpadlo. Ve 13 případech se jednalo o vzorky prachovitého slínovce z izolátorů nebo poloizolátorů, tyto vzorky se samovolně rozpadly působením slakingu již při pouhé saturaci vodou. Jedná se pravděpodobně o vzorky s vysokým obsahem jílových minerálů a především bez tmelu. Zbývajících 175 vzorků bylo louženo v HCl. Pouze 9 vzorků se zcela rozpadlo při loužení v kyselině chlorovodíkové. Další 3 vzorky ze studovaného souboru se při loužení v HCl rozpadly alespoň z 50 %. Při uvážení, že ke krasovění mohou mít vhodné podmínky horniny s min. 50 % podílem rozpadu, má ve studovaném souboru vzorků ke krasovění potenciál jen 7 % vzorků vrtů z celého souboru vzorků provedených v oblasti východočeské křídly. Z provedených analýz a vyhodnocení je patrné, že míra rozpadu vyloužených vzorků je v prostoru východočeské křídly velmi nízká.

Na celkem 50 ks vzorků z povrchových výchozů byly provedeny loužící pokusy v kyselině chlorovodíkové, jejichž cílem bylo stanovení obsahu rozpustné složky v hornině, míry rozpadu a potenciálu pro vznik krasových jevů. Dále bylo do celkového hodnocení zapracováno 9 ks vzorků z oblasti východočeské křídly z předchozí práce Baláka (2015). Z celkového počtu 59 ks vzorků se 3 ks zcela rozpadly (5 %), ve všech 3 případech se tyto vzorky rozpadly již při pouhé saturaci vodou. Jedná se pravděpodobně o vzorky s vysokým obsahem jílových minerálů. U ostatních vzorků z povrchových výchozů je míra rozpadu velmi nízká a pohybuje se v rozpětí 0 – 8 %.

Jak vyplývá z výše uvedených výsledků loužení vzorků v HCl, celkově četnost zcela nebo silně rozpadlých vzorků (míra rozpadu vyšší než 50 %) v obou souborech vzorků (z vrtných jader i povrchových výchozů) dosáhla 5 % (12 vzorků z 231).

Celý studovaný soubor vzorků z povrchových výchozů a vrtů východočeské křídly tak vykazuje významně nižší míru opadu, ve srovnání s dalšími oblastmi české křídové pánve, které zkoumali předchozí autoři. Zatímco jen 9 % vzorků z vrtů a povrchových výchozů ve východočeských synklinálách dosahuje alespoň 10 % rozpadu po loužení v HCl, Kůrková et al. (2019) a Kůrková (2023) zkoumala loužením v HCl 75 ks vzorků pískovců z jizerského souvrství severně od Turnova, z toho 49 % vzorků vykazovalo míru rozpadu vyšší než 10 %. Balák (2015) zkoumal 112 ks vzorků z povrchových výchozů v oblasti jizerské křídly, podorlické křídly a polické pánve a zde byla dokumentována míra rozpadu nad 10 % u celkem 39 % vzorků. Jednalo se převážně o jemnozrnné a střednězrnné horniny charakteru jemnozrnných až střednězrnných vápnitých pískovců. Vojtíšek (2016) prokázal vyšší, než 10 % míru rozpadu u celkem 41 % z celkového počtu 71 ks vzorků z vrtných jader v oblasti jizerské křídly a ohárecké křídly (převážně vápnité pískovce a prachovce s přechodnými členy). Z celkového srovnání s výsledky prací předchozích autorů vyplývá výrazně nižší míra rozpadu u vzorků z východočeské křídly, oproti vzorkům z oblasti západní části české křídové pánve.

Zásadním faktorem ovlivňujícím míru rozpadu je konstituce a typ horninového tmelu, který je zejména u spongilitických slínovců a jemnozrnných pískovců ve východočeské křídě tvořen jemnou ale pevnou křemennou hmotou se houbovitou či pěnovitou strukturou a představuje významný zpevňující faktor studovaných hornin. Vyluhování CaCO_3 ve vzorcích z východočeské křídly proto vede spíše ke zvýšení pórovitosti na neobvykle vysoké hodnoty než k rozpadu vzorků. Mezi kolektory v západní a východní části české křídly jsou značné litologické rozdíly, kdy v západní křídě jsou obecně hrubozrnnější horniny. Určitou roli proto může hrát i skutečnost, že při stejných obsazích rozpustné složky ve střednězrnných a jemnozrnných pískovcích mají střednězrnné pískovce obecně vyšší míru rozpadu, než jemnozrnné pískovce (Balák 2015). V oblasti východočeské křídly se v převážné většině vyskytují jemnozrnné horniny přechodní facie charakteru jemnozrnných pískovců, prachovců a slínovců, pouze cca 5 % vzorků obsahovalo střednězrnnou frakci. Vzorky Baláka (2015) z oblasti západočeské křídly oproti tomu měly 31 % podíl vzorků se střednězrnnou frakcí. Ta má zřejmě méně křemenného tmelu, a proto se i po vyloužení 40 % kalcitu hornina často rozpadá (Kůrková et al. 2019).



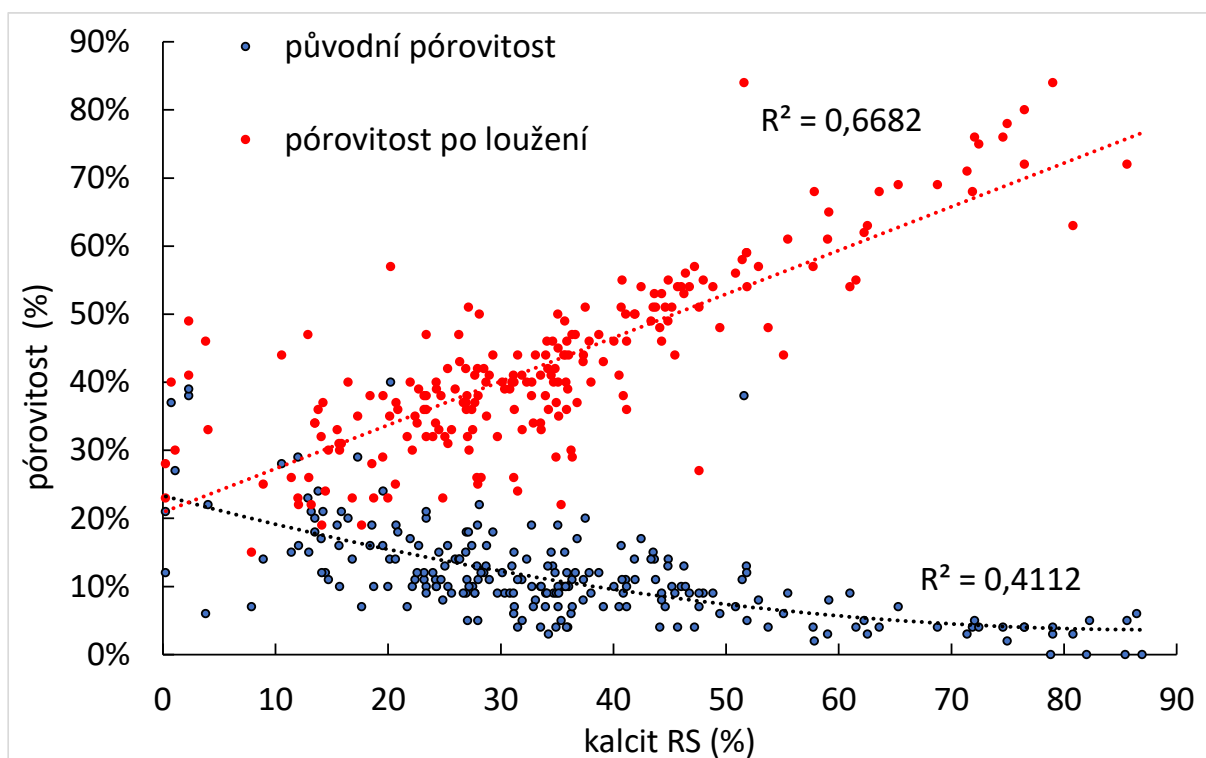
Obr. 7-2 Graf závislosti míry rozpadu vzorků na obsahu kalcitu

Vztah mezi obsahem kalcitu a mírou rozpadu Y je překvapivě slabý. Obecně platí, že vzorky se nerozpadají, pokud je obsah kalcitu nižší než 25 %. Částečný rozpad lze pozorovat u malého procenta vzorků, pokud je obsah kalcitu mezi 25-78 %, ale většina vzorků se nerozpadla téměř vůbec. Na druhé straně se většina vzorků rozpadla úplně, pokud obsah kalcitu přesáhl 78 %. Stále však existovaly dva vzorky, které se rozpadly pouze částečně, přestože obsah kalcitu dosahoval 85-86 %.

Překvapivá byla stabilita vzorků, které původně obsahovaly až 80 % hm. kalcitu, a přesto se po úplném rozpuštění kalcitu nerozpadly. To znamená, že 20 % zbývajícího materiálu je schopno udržet stabilní strukturu horniny. Překvapivá byla také velmi vysoká hranice kritického obsahu kalcitu, která vede k úplnému rozpadu (79-86 hm. %) (Obr. 6-92). Pro vysvětlení těchto zjištění bylo studováno rozložení obsahu karbonátů a oxidu křemičitého na leštěných řezech na vybraných dílčích vzorcích pomocí prvkového mapování pomocí SEM (např. Obr. 6-2; 6-35). Zaměřil jsem se na vzorky, které se nerozpadly, přestože měly velmi vysoký obsah kalcitu. Ze snímků je zřejmé, že kalcit tvoří majoritní složku horniny (vápnitý tmel) a je spojitě rozptýlen mezi zrny křemene. Křemenná zrna jsou poměrně pravidelně rozmístěna v hornině a dosahují velikosti 100 až 200 μm . Struktura křemičitého tmelu není na nevyložených vzorcích zřetelně viditelná, stejně jako horninové póry. Jak ukazují snímky z elektronového mikroskopu po loužení (např. Obr. 6-3; 6-36), po rozpuštění vápnité složky dojde k vyniknutí textury křemičité složky v hornině, která zde vytváří spojitou kostru horniny s houbovitou či pěnovitou silně porézní strukturou. Jedná se o impregnovaný křemičitý tmel, který vytváří na zrnech křemene či jiných stabilních minerálů povlaky keříčkovitých tvarů a představuje spojovací prvek o relativně vysoké soudržnosti, i po extrémní ztrátě vápnité složky horniny po loužení. Hornina se po dekalifikaci stává extrémně lehkou, její hustota rapidně klesá. Ke tvorbě puklinových kanálů tak může docházet v porušených zónách, kde horniny byly tektonicky podrceny na malé úlomky. Ty mohou být následně erodovány rychle proudící podzemní vodou v místech zvýšených hydraulických gradientů.

7.3 Pórovitost před a po loužení a vztahy parametrů pro dvojice puklina vs. masivní hornina

Pórovitost vzorků hornin před loužením se pohybovala mezi 2 a 40 % (průměrně 12 %). To naznačuje, že část vzorků se týká hornin, ze kterých již byl karbonát částečně vyloužen. Pórovitost vzorků hornin před loužením činila průměrně 12 %, po loužení se zvýšila na 43 % (Obr. 7-3). Pórovitost nad 50 % mělo po loužení 26 % vzorků. Nejvyšší pórovitost vzorků po loužení se pohybovala okolo 80 %, přesto zde nedošlo k úplnému nebo natolik významnému rozpadu horniny, který by mohl indikovat tvorbu krasových kanálů. Z obr. 7-3 je zřejmé, že přirozená (původní) pórovitost klesá ze zhruba 20 % při nízkých obsazích kalcitu na pouhých 5 % při vysokých obsazích kalcitu. Pórovitost má tedy s množstvím kalcitu nepřímou závislost. Po vyloužení kalcitu v kyselině porovitost naopak roste lineárně s obsahem kalcitu z cca 20 % až k 80 %. Po vyloužení v 10 % HCl se pórovitost vzorků výrazně zvýšila na 15-84 % (průměr 43 %). Výše uvedené ukazuje, že vyluhování CaCO_3 vede spíše ke zvýšení pórovitosti na neobvykle vysoké hodnoty než k rozpadu vzorků. Tektonicky neporušená hornina s vysokým obsahem kalcitu tak po vyloužení má neobyčejně nízkou hustotu ale zachovává si svou vnitřní strukturu a nerozpadá se.



Obr. 7-3 Graf závislosti pórovitosti vzorků před a po loužení v HCl a obsahu rozpustné složky (kalcitu)

Bylo studováno, zda existuje statisticky významný rozdíl mezi hodnotami z puklin vůči masivní hornině pro parametry n_1 , n_2 , Δn , RS a Y pro 37 párů vzorků odebraných z vrtů. Studentův T test ukázal že na hladině statistické významnosti p 0,05 nevykazuje žádný z parametrů rozdíl mezi vzorky z puklin a masivu statistickou významnost. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují.

Bylo studováno, zda existuje statisticky významný rozdíl mezi hodnotami z puklin vůči masivní hornině pro parametry n_1 , n_2 , Δn , RS a Y pro 15 párů vzorků odebraných z povrchových výchozů. Studentův T test ukázal že na hladině statistické významnosti $p = 0,05$ nevykazuje v žádném z parametrů rozdíl mezi vzorky z puklin a masivu statistickou významnost s výjimkou RS. Pukliny se tedy od masivu statisticky významně v těchto parametrech neodlišují s výjimkou RS, kde existuje statisticky významný rozdíl. U RS je vyšší průměrný obsah rozpustných látek v masivu (44,4 %) než v puklinách (38 %), což může být vyloučením karbonátů z puklin v mělké přípovrchové a zóně. Je známo, že intenzivní rozpouštění kalcitu probíhá právě v mělkých hloubkách pod půdou a v epikrasu (Ford a Williams 2007).

7.4 Přítoky do vrtů a jejich lokalizace a charakterizace

Vztah mezi lokalizací hlavních přítoků do vrtů detekovaných karotážními metodami a rozpadavostí horninového materiálu byl studován na dostupných záznamech z celkem 65 hydrogeologických či geologických vrtů, které byly provedeny v minulosti v rámci významných syntetických hydrogeologických prací. Na základě lokalizace hlavních puklin, kaveren a přítoků jsem odebral vzorky hornin z vrtných jader pro detailnější analýzu porosity, obsahu rozpustné složky, případně kalcimetrii a SEM. Z provedených analýz vyplývá, že v případě kolektorů B a C má 56 – 62 % vrtů hlavní přítoky z úseku do pouhých 10% celkové mocnosti kolektoru. U žádného ze studovaných kolektorů mocnost hlavních přítoků nepřekročila 40 % z celkové mocnosti kolektoru. Jak vyplývá z výše uvedených zjištění, ve většině případů jsou přítokové zóny soustředěny velmi krátkých úseků kolektoru. Průměrná mocnost kolektoru B činí 55,2 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru B činí 6 m, což představuje 10,9 % z mocnosti kolektoru B. Průměrná mocnost kolektoru Ca činí 42,7 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru Ca činí 3,2 m, což představuje 7,6 % z mocnosti kolektoru Ca. Průměrná mocnost kolektoru Cb činí 40,7 m, průměrná mocnost hlavních přítokových zón v kolektoru Cb činí 5,8 m, což představuje 14,2 % z mocnosti kolektoru Cb. Lze konstatovat, že mocnosti hlavních přítokových zón jsou v rámci studovaných kolektorů B a C (resp. Ca a Cb) velmi nízké. Z výše uvedených zjištění lze vyvodit závěr, že přítoky do vrtů mají z hlediska vertikální distribuce silně heterogenní charakter - více než polovina hlavních přítoků do studovaných vrtů v rámci kolektorů B a C spadá do intervalu 1/10 celkové mocnosti kolektorů (délka přítokové části do 5 m). Jedná se tedy o velmi soustředěné přítoky, které jsou v 8 případech v kolektoru B detekovány v úsecích do délky pouhého 1 m.

Pro účely kvantitativního porovnání celkových hlavních přítoků vztahených na jednotkovou délku silně propustných zón v rámci daného kolektoru byl pro jednotlivé vrty spočítán přítok podzemní vody na úsek o délce 1 m (obdobu specifického přítoku podzemní vody). Z výsledků vyplývá, že největší četnost mezi 21 – 41% mají v kolektorech B a C přítoky v rozsahu 0,5 – 1 l/s/m. Současně jsou u kolektorů B a C ve 12 – 18 % případů dokumentovány přítoky přes 10 l/s/m. Nejvyšších hydraulických parametrů dosahují vrty zejména v silně tektonicky postižených zónách, které současně představují drenážní báze dotčených hydrogeologických rajonů (Choceň, Cerekvice-Pekla, Ústí nad Orlicí, Dlouhá Třebová). Vysokou propustnost však způsobují také rozpouštěcí procesy v preferenčních zónách křídových kolektorů, které probíhají nejen ve stěnách puklinových a zlomových systémů vertikálního nebo subvertikálního charakteru, ale také v horizontální rovině zejména ve stropní a centrální části studovaných kolektorů. Na základě analýzy hydraulických

parametrů ve vztahu k výtlačné výšce hladiny lze odvodit, že zóny s vysokou propustností jsou podmíněny tlakovými podmínkami ve zvodni – s narůstajícím tlakem může řádově narůstat vydatnost těchto puklinových systémů. Nejvydatnější vrty jsou dokumentovány v oblastech, kde výtlačná úroveň hladiny podzemní vody ve vztahu ke stropu studovaných kolektorů činí 140 m a více, a kde jsou dokumentovány také kaverny významných rozměrů. Při hydrodynamických zkouškách na vrtu Lo-15/1 Cerekvice nad Loučnou - Pekla (Novotný 2017) bylo v řádu několika dní prokázáno významné ovlivnění hladiny podzemní vody u velmi vzdálených vrtů nejen v očekávaném směru podél hlavních tektonických linií SZ – JV (labského) směru a (SSZ-JJV) orlického směru, ale také ve směru J a JZ, a to až na vzdálenost 15 km od lokality jímání.

K detailnímu zhodnocení lokální tektonické situace v místech studovaných vrtů a jejímu porovnání se širší strukturně tektonickou stavbou hydrogeologického rajonu byla u vybraných vrtů vyhodnocena metoda akustické karotáže. Zásadním novým zjištěním je závislost výskytu hlavních přítoků do vrtu na sklonu puklin. V případě subhorizontálních poruch byly dokumentovány přítokové zóny celkem u 71 % všech detekovaných poruch, v případě subvertikálních je to pouze u 35 % poruch. Subhorizontální poruchy jsou tedy hydrogeologicky výrazně aktivnější než subvertikální poruchy. Z grafického znázornění také vyplývá také celkem logická a výrazná závislost přítokových zón na rozvětvení poruch. Celkem 13 přítokových zón pochází z otevřených poruch, 8 přítoků bylo registrováno v úsecích sevřených poruch. Poměr otevřených puklin v centrální, resp. stropní části kolektorů je celkem vyrovnaný a činí 6, resp. 7 otevřených puklin. V bazální části kolektorů nejsou identifikovány žádné pukliny. Je to dáno zčásti preferenčním výběrem vzorků z přítokových zón, které se nacházejí zejména v centrálních a stropních částech jednotlivých kolektorů, v bazální části bylo v rámci vrtů provedených akustickým skenerem zjištěno pouze malé množství sevřených puklin bez identifikovatelných přítoků.

Z výše uvedeného hodnocení vyplývá velký význam subhorizontálních poruch, zejména ve stropních a středních částech studovaných kolektorů. V těchto úsecích jsou často dokumentovány často kalcitem vyloužené, místy až dekalifikované polohy, kde může docházet ke tvorbě významných horizontálně propustných zón až krasového charakteru, s pravděpodobným dosahem i na velké vzdálenosti v řádu jednotek až prvních desítek km. Zejména v kolektorech s napjatou hladinou podzemní vody, na rozhraní izolátorů a kolektorů, takto mohou vznikat výrazné preferenční zóny s velmi intenzivním prouděním podzemní vody. Hlavní vodivé zóny v kolektorském prostředí přechodní facie východočeské křídly nemusí tak být vázány pouze na subvertikální, převážně tektonické poruchy jak se dříve soudilo (Herčík et al. 1999), ale spíše na subhorizontální, převážně krasověním podmíněné poruchové zóny (vznikající rozpouštěním a později vyplavením křehkých a vysoce odlehčených úlomků horniny vlivem působení tlakové vody v zónách se zvýšeným hydraulickým gradientem). Výsledky této disertační práce jsou podpořeny moderními metodami karotážních měření, četnými hydrodynamickými testy i kamerovými záznamy.

Byla provedena celková analýza z celkem 12 vrtů (vrty řady Lo, SN a W), ze kterých bylo k dispozici vrtné jádro na laboratorní zjištění porozity a obsahu CaCO_3 . Jak vyplývá z analýz pórovitosti v rámci studovaných kolektorů, nejvyšší byla dokumentována v prostoru stropu kolektorů, medián zde činí 17,7 %; v centrální části kolektorů 9,5 % a v bazální části kolektorů 9 %. Z hlediska obsahu CaCO_3 lze vysledovat opačný trend – při stropu kolektorů činí medián obsahu 27,8 %, v centru 32,6 % a při bázi 34 %. Snížený obsah kalcitu ve stropních částech tak lze vysvětlit jeho vyloučením z horniny a tomu odpovídající zvýšení její porozity.

U většiny hydrogeologických či strukturních vrtů s významnými soustředěnými přítoky podzemních vod byly v místech největších přítoků zaregistrovány rozsáhlé kaverny, u nichž byla karotážními měřeními ověřeno rozevření 10 – 50 cm a v některých případech i několikametrová délka. Z celkového počtu 63 studovaných vrtů jsou ve 35 případech (56 %) hlavní přítoky podzemní vody ve sledovaném kolektoru vázány na větší kaverny nebo pukliny. Na přechodu izolátoru a kolektoru jsou ve většině případů dokumentovány výrazné kaverny. Porozita hornin před loužením je zde relativně vysoká.

U studovaných vrtů byla také sledována vertikální distribuce hlavních přítokových zón v rámci dotčených kolektorů. Byly vyčleněny 3 vertikální pozice ve vztahu ke kolektoru: bazální, centrální a stropní. Z výsledků analýz je zřejmé, že v součtu minimálně 88 % soustředěných přítoků do vrtů v kolektorech B a C je situováno v centrální a stropní části kolektorů. V bazální části kolektorů jsou situovány hlavní přítoky pouze v četnosti do 12 % u kolektoru B a do 7 % u kolektoru C. Koncentrace přítoků při stropech kolektorů je často zmiňována již v předchozích pracích (Herčík et al. 1999).

Z vytvořených hydrogeologických řezů (Obr. 6-84 a 6-85) je patrné, že přítokové zóny v kolektoru C (resp. Ca a Cb) jsou častější a vydatnější v proximální části sedimentárního prostoru české křídové pánve v obou hydrogeologických rajonech (JV části), v distální části rajonů (směrem k SZ) se jejich frekvence i vydatnost snižuje. Tato závislost platí také ve směru JZ – SV, tedy ve směru od denudačního okraje rajonu Vysokomýtská synklinála směrem k osní části struktury, kde jsou dokumentovány vrty s nejvyšší specifickou vydatností.

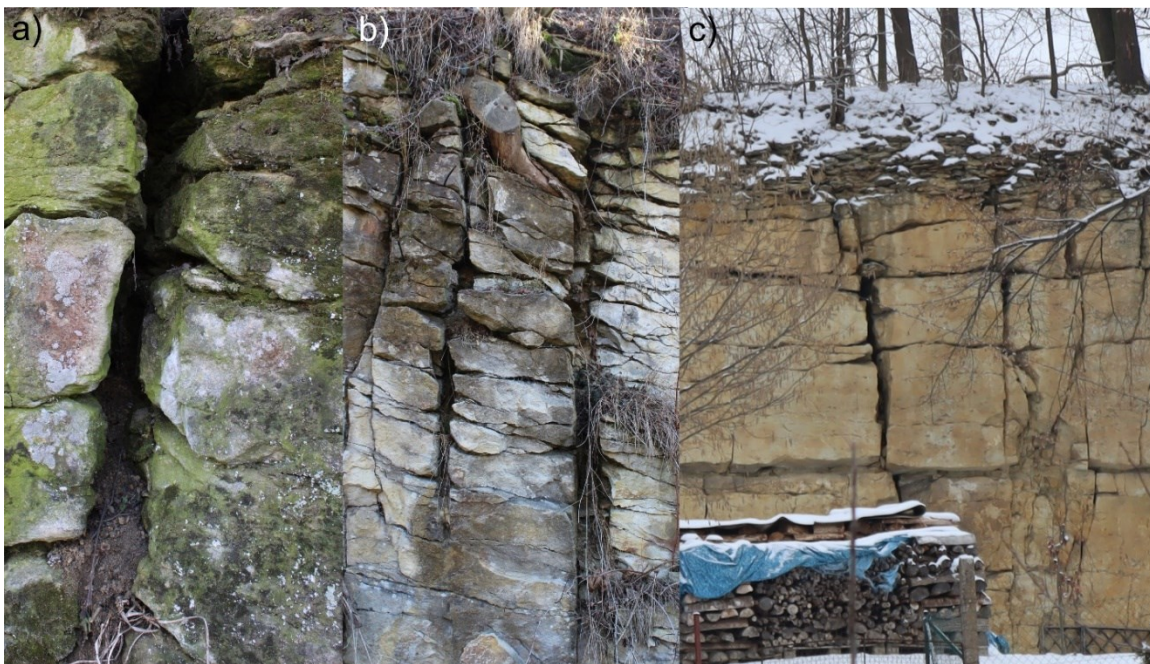
7.5 Propojenost otevřených puklin v prostoru na základě archivních stopovacích zkoušek

Výsledky archivních stopovacích zkoušek provedené v jímacím území Březová nad Svitavou u drenážní báze rajonu 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy (Pavliš et al. 1983) ukazují na složitost systému proudění podzemní vody v preferenčních zónách, kde byla dokumentována rychlost proudění podzemní vody ve stovkách metrů/den na monitorované vzdálenosti 1,5 – 2 km. Obvyklá rychlost proudění křídových vod v intergranulární a běžné puklinové porozitě je o dva až tři řády nižší jak vyplývá z rychlostí zjištěných ze stopovacích zkoušek na kontaminovaných lokalitách v české křídové pánvi. Vody z těchto preferenčních zón proudění dotují jímací systémy brněnského vodovodu v množství několik tisíc l/s. Je tak zjevné, že otevřené pukliny tvoří krátké a vzájemně izolované úseky, ale naopak silně propustnou síť vedoucí na vzdálenost mnoha kilometrů. Obdobné i vyšší rychlosti proudění byly zjištěné v západní části České křídové pánve (Kůrková et al. 2019). Srovnatelné rychlosti vykazaly i siliciklasticko-karbonátové sekvence v Minnesotě a ve Wisconsinu (20–750 m/den; Green et al 2012; Barry et al. 2015) a též v Sherwoodském pískovci ve Velké Británii (140 m/den; Barker et al. 1998).

7.6 Otevřené pukliny a kanály na povrchových výchozech a konceptuální model jejich vzniku

Na mnoha povrchových výchozech v prostoru hydrogeologických rajonů Vysokomýtská synklinála, Ústecká synklinála v povodí Orlice a Podorlická křída byly dokumentovány makroskopické projevy krasovění v horninách přechodní facie a mechanismus vzniku otevřených puklin. Ve výchozech kolektoru Cb v Choceň a u Jalového potoka a ve výchozu kolektoru B v Nových Hradech lze dokumentovat otevřené pukliny, jak ve vertikálním směru (predisponovaném lokální tektonikou), tak v horizontálním směru, kde jsou mezivrstevní plochy značně rozšířené korozí a vyplněné silně rozpadavým reziduem. Jedná se o bloky relativně homogenních vápnitých pískovců. Jedná se o adekvátní porušené zóny jako byly identifikovány kamerovými prohlídkami ve studovaných vrtech (viz Obr. 7-4 – 7-5), které v případě jejich situování ve zvodněné části kolektorů mohou být hlavními přítokovými zónami se živým oběhem podzemních vod.

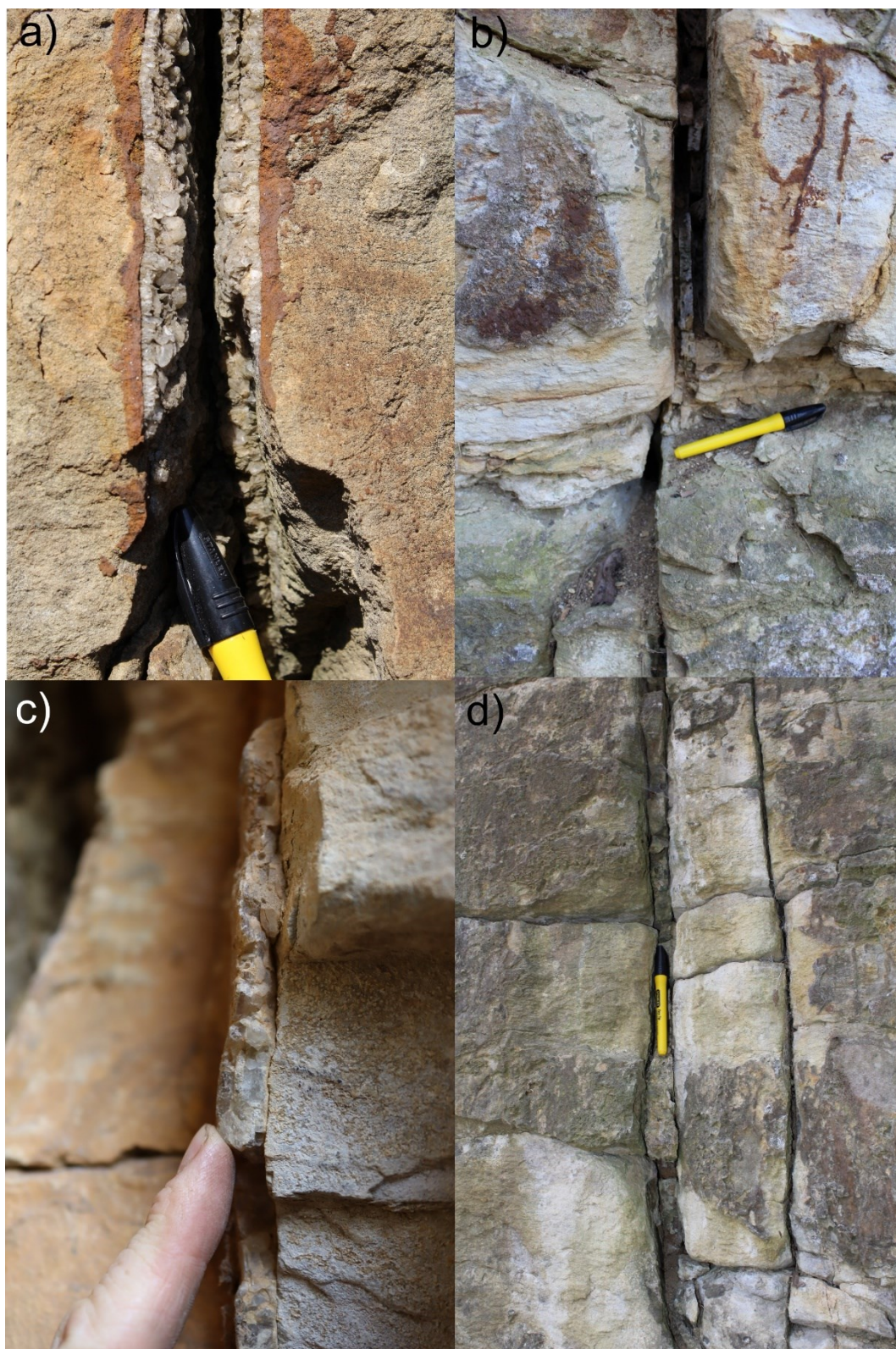
Otevřené, silně propustné pukliny o šířce až 5 cm procházející vertikálně značnou mocností i celým kolektorem se mohou vyvinout krasověním kalcitových žil, které se poměrně hojně vyskytují ve výchozech východočeských křídových synklinál (obr. 7-6).



Obr. 7-4 Korozí rozšířené vertikální pukliny v kolektoru Cb. a) a b) Choceň, c) Jalový potok

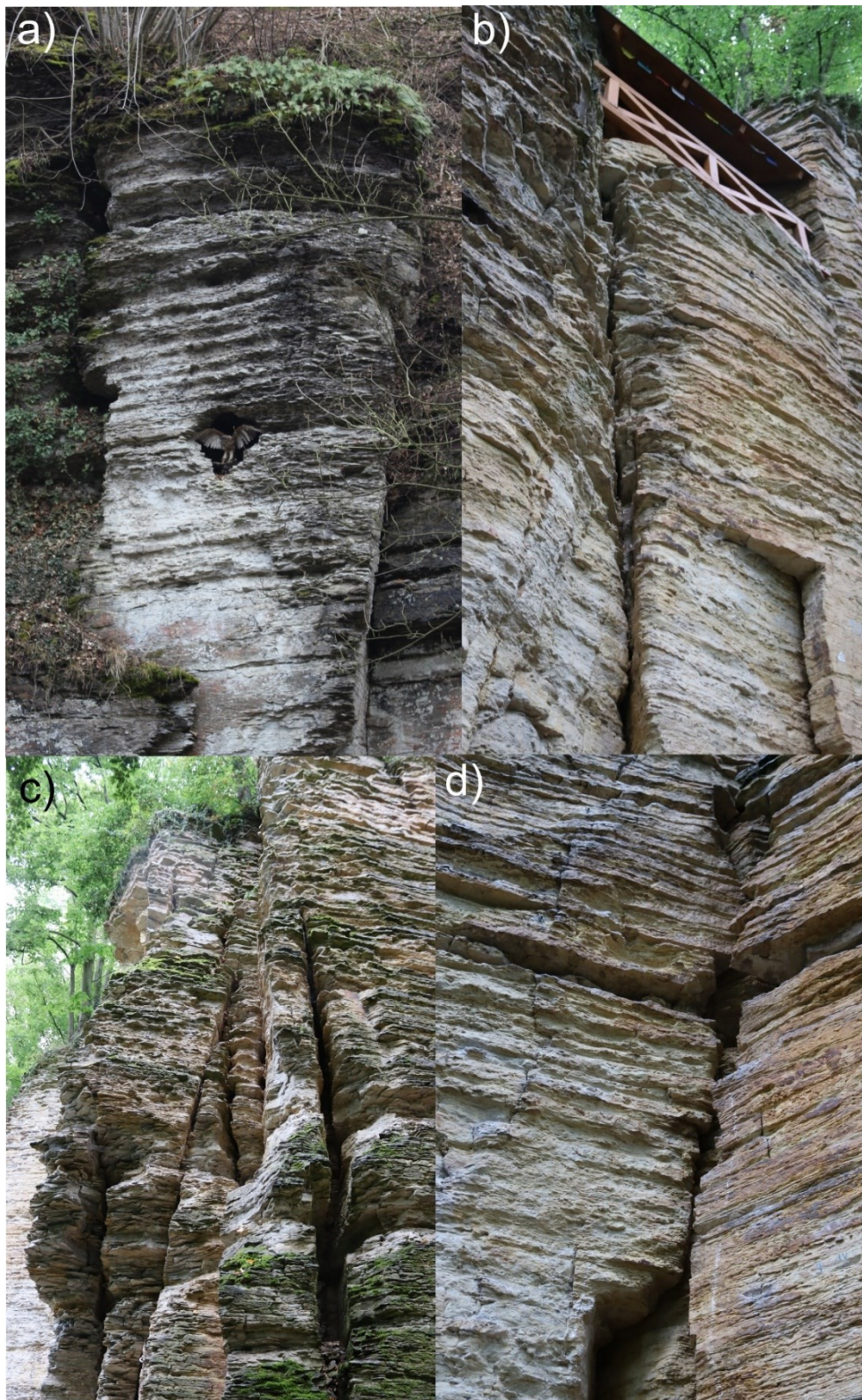


Obr. 7-5 Příkladů zcela rozvětralého a rozpadavého materiálu na vrstevních plochách, jehož vymytím mohou vznikat subhorizontální otevřené trhliny pozorované karotáží v přítokových kavernách vrtů. a), b) Choceň nad nádražím, kolektor Cb, c) Nové Hrady kolektor B



Obr. 7-6 Příkladů několik cm mocných vertikálních kalcitových žil, jejichž rozpuštěním mohou vznikat propustné kanály. a), b) Choceň kolektor Ca, c) Nové Město nad Metují, kolektor B, d) Výplň sintrů v otevřené puklině Brandýs nad Orlicí kolektor Cb. Adekvátní pukliny vyhojené kalcitovým sintrem lze vysledovat např. ve vrtu 4231_01W Dolní Libchavy v kolektoru B v hloubce 238,2 m (Obr. 6-4)

Ve výchozech vápnitých pískovců kolektoru B u Nového města nad Metují a Opočna (Obr. 7-7) je patrné intenzivní střídání litologických typů v rámci jednoho souvrství. Také zde je patrná počínající koroze vrstev náchylnějších k rozpouštění kalcitu, oproti morfologicky vystupujícím vrstvám s vyšším podílem křemičitého tmelu, který způsobuje jejich vyšší odolnost vůči zvětrávání.



Obr. 7-7 Rychlé střídání litologie (v několik cm mocných vrstvách) v kolektoru B zvýrazněné nerovnoměrným vyvětráním odolnějších vrstev. a) Opočno, b), c) d) Nové Město nad Metují

Výrazné svislé i podélné (vrstevní) porušené zóny, které ústí v oblasti drenážních bází kolektorů ve východočeské křídě, jsou často zvodněné a jsou komunikačními kanály pro pramenní vývěry (Obr. 7-8). Může se jednat o prameny dočasného i trvalého charakteru. V osových částech dílčích pánevních struktur východočeské křídě nebo v místech hlavních drenážních bází mohou jejich vydatnosti dosahovat desítek až prvních stovek l/s.

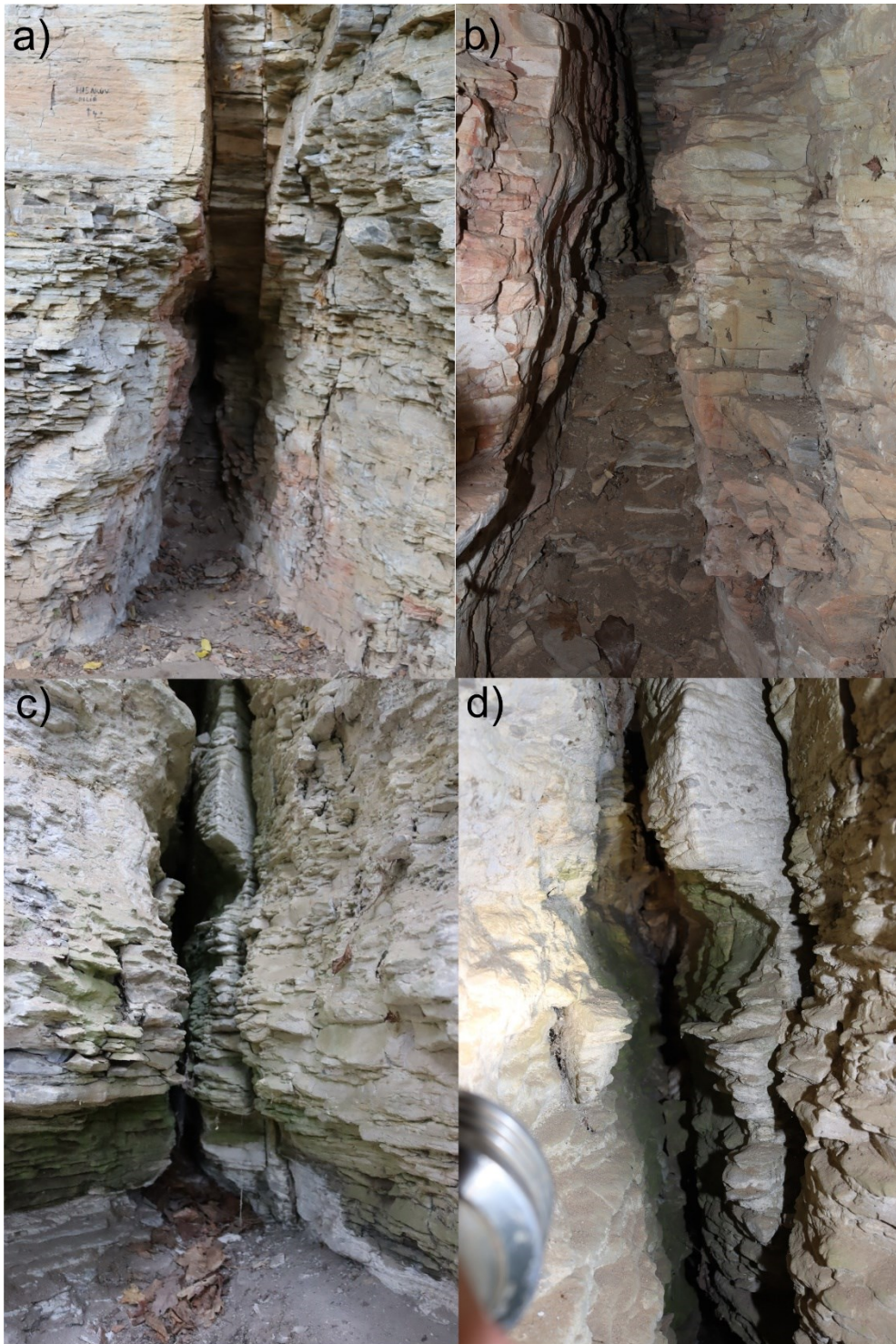
Krasové kanály mívají vzácně v příčném řezu až trubicovitý profil, který je typický pro krasové kanály ve vápencových oblastech (Obr. 7-9). Přítok z trubicovitého kanálu o průměru 0,3-0,4 m dosahoval na vrtu Lo15/4 v prostoru jímacího území Pekla vydatnost 90 l/s (Žižka et al. 1984). Obvykle jsou ale kanály ve vertikálním řezu výrazně protažené podél vertikálních tektonických zón na kterých vznikly (obr. 7-10 až 7-12).



Obr. 7-8 Vývěry vody z puklinových systémů. a) Pramen Bukovka u České Třebové; b) c) občasné prameny v údolí Jalového potoka.



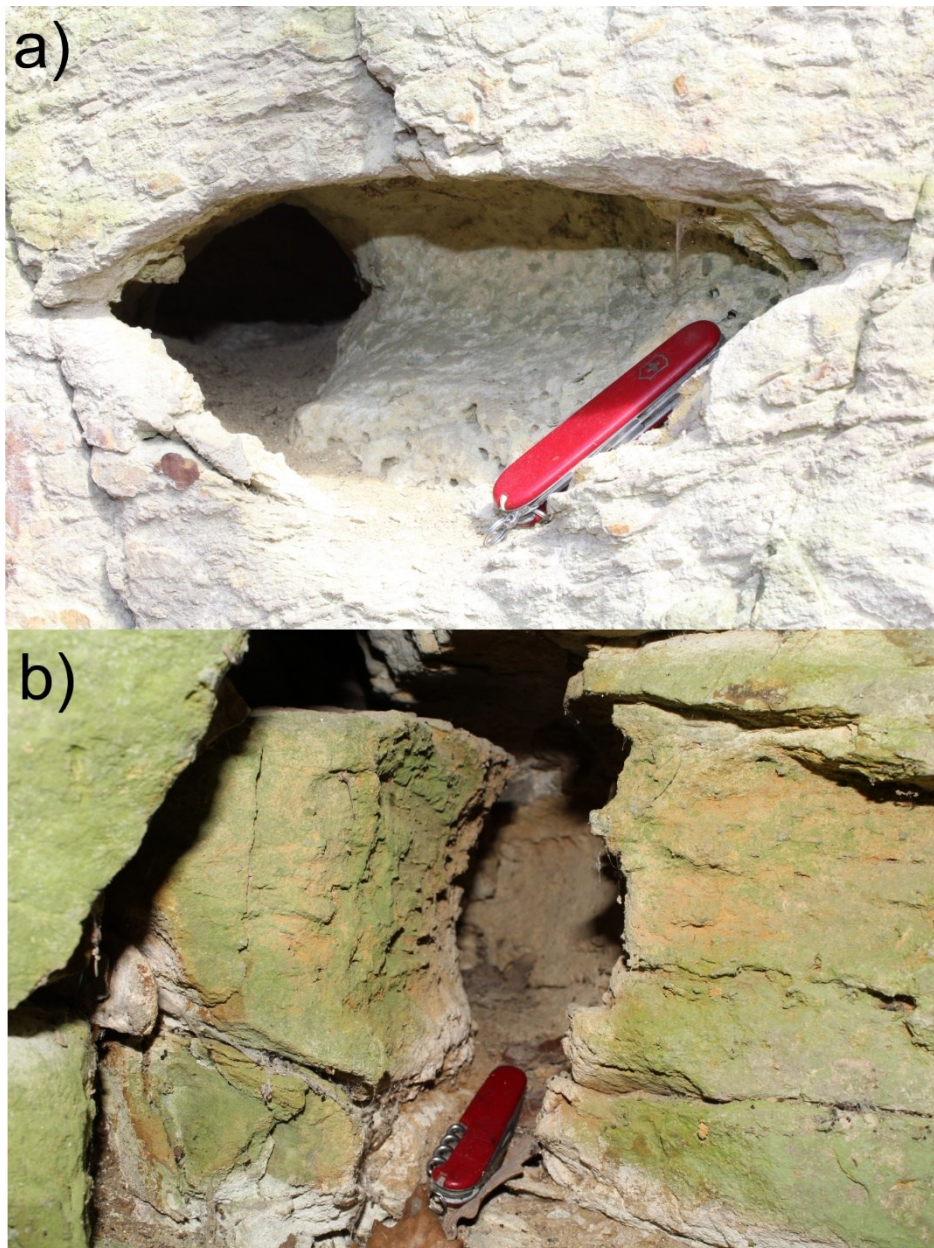
Obr. 7-9 Trubicovitá dutina ve výchozu kolektoru B v Zámeckém parku v Opočnu, a) celkový pohled, b) detail



Obr. 7-10 Vertikálně protažené dutiny na povrchové výchozech kolektorů B u Nového Města nad Metují, a) celkový pohled, b) detail, c) celkový pohled, d) detail

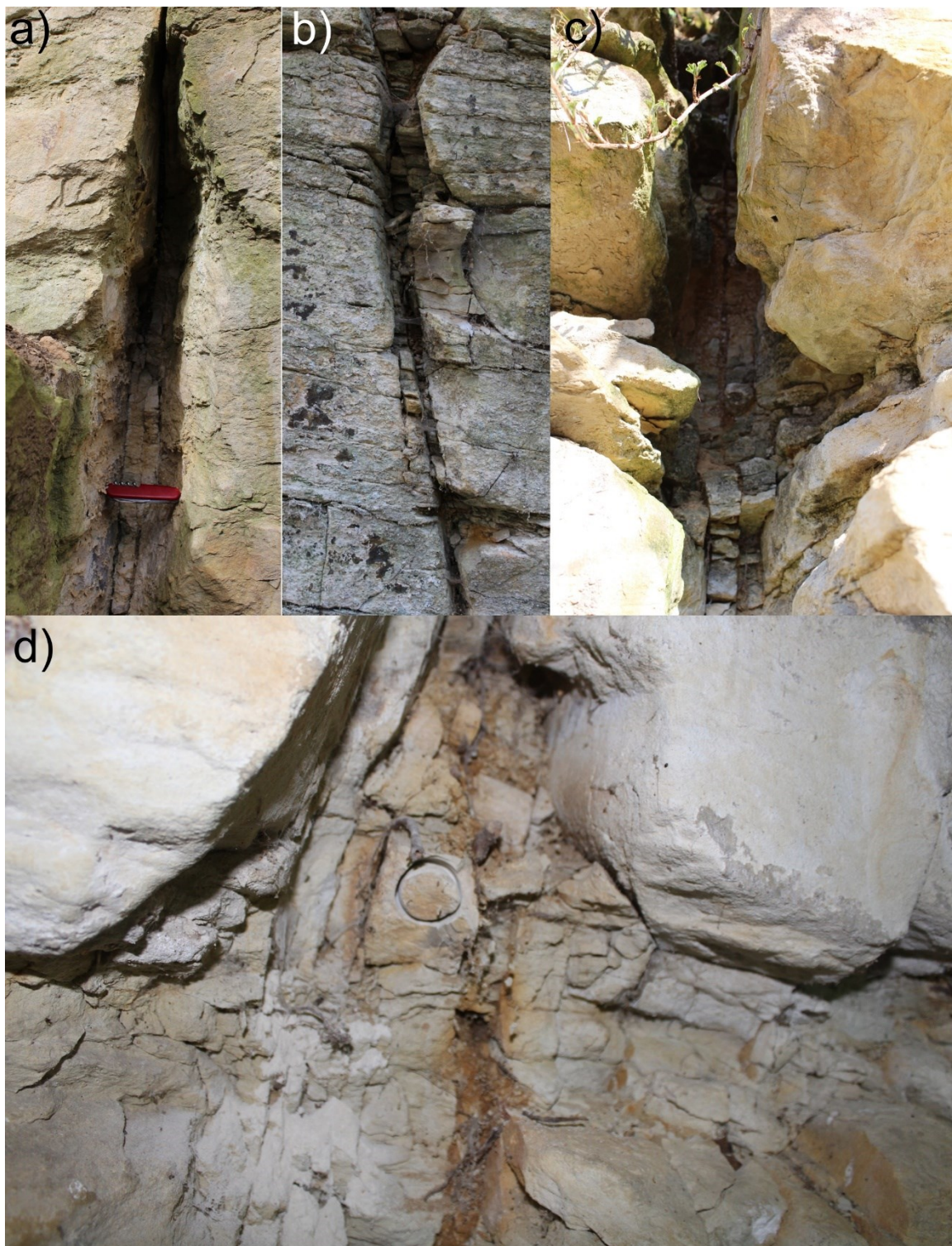


Obr. 7-11 Vertikálně protažené dutiny v povrchové výchozech v kolektoru B u Nového Města nad Metují, a) celkový pohled, b) detail.

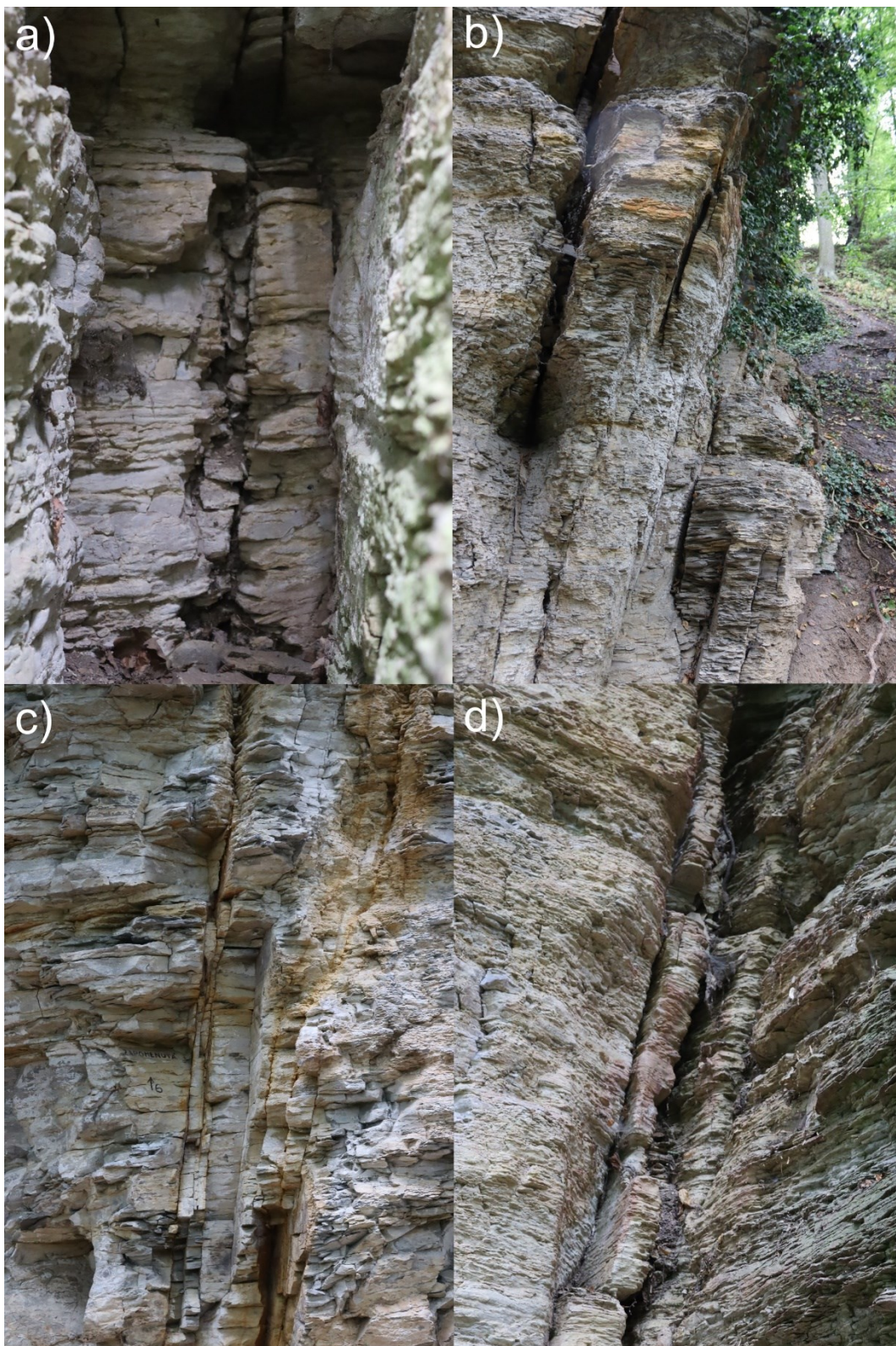


Obr. 7-12 Trubicovité dutiny pozorované na povrchových výchozech v Přepychách a okolí v kolektoru. B

V úsecích silně rozpukaných subvertikálních i subhorizontálních zón v horninách přechodní facie dochází po vyloužení kalcitu ke vzniku lehkých úlomků horniny s porézní houbovitou strukturou zbytkového křemičitého tmelu, a tedy s velmi nízkou hustotou. Tyto lehké úlomky jsou pak snadno odplavitelné v úsecích porušených zón se zvýšeným hydraulickým gradientem. Dochází tak ke vzniku vysoce propustných otevřených (zejících) trhlin s často nerovnými vnitřními stěnami v důsledku odlamování úlomků dekalcifikované horniny. Na Obr. 7-13 až 7-15 jsou dobře pozorovatelné různé fáze vzniku širokých porušených zón podle modelu, který zahrnuje procesy tektonického postižení ve formě svazků subparalelních puklin, rozpouštění a loužení kalcitu v prostoru těchto puklin a následné rozrušení dekalcifikované horniny a vyplavení extrémně lehkých úlomků z puklin (Obr. 7-16).



Obr. 7-13 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny které budí dojem že vznikly tektonickým rozevřením, ale jejich výplně jasně ukazují, že jejich rozevření před uvolněním výplně bylo zanedbatelné. a) b) Přepychy kol. B; c) Choceň nad nádražím, kolektoru Cb; d) Brandýs nad Orlicí, kolektoru Cb.

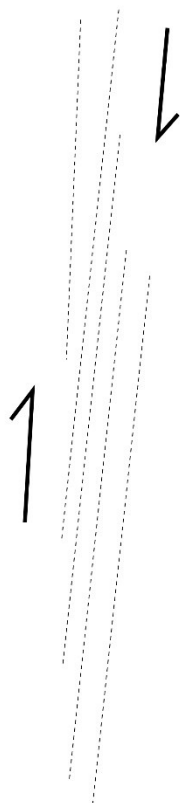


Obr. 7-14 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny. Nové Město nad Metují, kolektor B

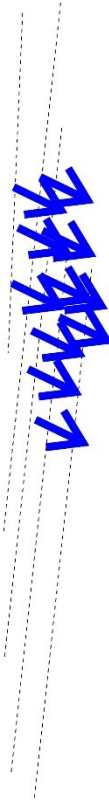


Obr. 7-15 Rozpukavé subvertikální zóny, jejichž vyloužením vznikají snadno odplavitelné malé úlomky. Vyplavení úlomků vytváří vysoce propustné zející trhliny. Nové Město nad Metují, kolektor B

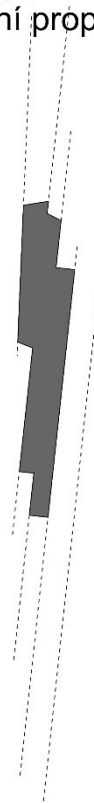
a) vytvoření shluku subvertikálních puklin během tektonického postižení horniny



b) puklinovou zónu intenzivněji proudí podzemní voda a vyluhuje kalcit



c) při zestržení hydraulického spádu se lehké vyloužené úlomky horniny vyplavují proudem podzemní vody, vzniká otevřený puklinový kanál s extrémní propustností



Obr. 7-16 Model vzniku vysoce propustných puklinových kanálů na základě všech získaných dat. a) V první fázi vznikají tektonickým postižením četné shluky subvertikálních puklin, kde mezi nejbližšími paralelními puklinami je vzdálenost jen první cm; b) tyto zóny jsou přednostně využívány pro proudění podzemní vody, která vyluhuje veškerý kalcit z kalcitem bohatých poloh. Protože materiál obsahuje křemičitý tmel, nerozpadá se ani při obsahu CaCO_3 okolo 80 %, ale hustota horniny po vyloužení výrazně klesá; c) pokud dojde na vyloužené puklinové zóně k zestržení hydraulického gradientu (např. v okolí údolí kde je intenzivní drenáž podzemní vody, nebo v důsledku snížení hladiny čerpáním na blízkém vrtu), malé a lehké úlomky horniny jsou z puklinové zóny vyplavovány podzemní vodou, čímž vzniká otevřený puklinový kanál s extrémní průtočností i v desítkách l/s. Kanál může mít ostrohranné stěny podél puklinových ploch a může vzbuzovat falešný dojem, že vznikl tektonickým rozevřením (extenzí).

Výše popsaná skutečnost, že ve východočeských křídových synklinálách se rozpadá po loužení v HCl jen 5 % odebraných horninových vzorků je tak třeba interpretovat tak, že zhruba jen 5 % vertikálního zastoupení kolektorů B, Ca, Cb je schopno krasovění v tektonicky nepostižené hornině. Právě tyto krasovějící úseky zřejmě tvoří subhorizontální kaverny ve vrtech, které tvoří dominantní přítoky do vrtů. Zbývá část horninového sledu (cca 95 % mocnosti kolektorů) se významněji nerozpadá ani po úplném vyloužení často značně zastoupeného kalcitu a to často ani při jeho obsahu blízcím se 80%. Nicméně až první desítky % mocnosti profilu kolektorů zabírají horniny, které po vyloužení mají značnou pórovitost, (26 % vzorků má po vyloužení porovitost nad 50 %). Na subvertikálních puklinových zónách, kde je hornina rozdužena do úlomků v cm velikosti jsou tyto úlomky dostatečně malé, aby po vyloužení a výrazném snížení jejich hustoty i pevnosti mohly být transportovány rychle proudící podzemní vodou. Všude tam, kde v geologické minulosti či v současnosti došlo k vzniku strmých hydraulických gradientů (okolí říčních údolí, vyhloubení vrtů a

jejich čerpání) došlo k erozi úlomků z puklin a tím jejich vyprázdnění a vzniku zejících puklinových kanálů, které předchozí autoři mylně interpretovali jako trhliny vzniklé tektonickým rozevřením. Jejich dochované výplně tvořené podrcenou horninou in situ ale jasně dokládají že jsou produktem vyplavení materiálu z nich. Intenzivně vyplavovaný materiál z „pseudokrasových dutin“ byl pozorován např. při odpouštěcí zkoušce na vrtu Cl1 Čistá, kdy z vrtu samovolně kvůli artézskému přetoku vytékalo až 210 l/s (Pavliš 1981). Protože rozpouštění hraje u těchto jevů zásadní roli, jedná se o krasové jevy a východočeské synklinály mají nejpropustnější cesty tvořené krasovou porozitou. Samovolně se ale kras tvoří jen na 5 % profilu a podél kalcitových žil, jinde krasovění postupuje v tektonicky porušených zónách, kde jejich často ostrohranné okraje budí falešný dojem, že jde čistě o tektonický jev, nikoli o jev kde významnou roli hrálo rozpouštění.

Protože se jedná o dvoustupňový proces, kdy v prvním kroku vzniká vyluhováním kalcitu rezidum a v druhém kroku je toto reziduum vyplavováno za vyšších hydraulických gradientů, jde o typické jevy ghost-rock krasu. Archivní stopovací zkoušky ukázaly, že otevřené pukliny a další kanály tvoří propojenou síť s rychlostí proudění ve stovkách m za den na vzdálenost minimálně kilometrů. Též doložily že právě tyto kanály napájí největší prameny v oblasti (Petrovy) a nejvýznamnější jímací území (Brněnský vodovod). Kvůli vysokým rychlostem proudění a přítomnosti krasových jevů se jedná o zranitelné prostředí.

Rozšířené otevřené pukliny jako ve východočeských synklinálách se vyskytují i v horninách psací křídly (chalk v Anglii; Maurice et al. 2006) v jemnozrnných siliciklasticko-karbonátových sedimentech v Minnesotě a Wisconsinu (Runkel et al. 2006). Je zajímavé že i zde podobně jako v české křídlové pánvi mají výrazně větší rozevření pukliny paralelní s vrstevními plochami (až 30 cm) než vertikální (do 5 cm; Runkel et al. 2006). V arkózovém pískovci ve Velké Británii byly nejpropustnější kanály zjištěny na křížení vrstevních ploch a vertikálních puklin (Medici et al. 2018). Mechanismy rozšíření puklin v těchto oblastech nebyly v detailu studovány.

Vysoké hodnoty porozity byly zjištěny i v horninách psací křídly (30-50 %), kde se ale jedná o vliv sedimentace, ne vyluhování kalcitu (Maurice et al. 2010). Extrémní hodnoty porozity dané vyloužením kalcitu (až 66 %) a extrémní snížení pevnosti popsali z Velké Británie a Belgie Kaufmann a Deceuster (2014), Rowberry et al. (2014) a Dubois et al. (2015) z různých typů ghost rock krasu. Je tak zjevné, že zející trhliny v české křídlové pánvi se značně podobají jevům v Minnesotě a Wisconsinu v USA a horniny turonských kolektorů východočeských křídlových synklinál mají vlastnosti které spadají pod typické vlastnosti prostředí ghost rock krasu.

8 ZÁVĚR

Práce se zabývala charakterem a vznikem silně propustné porozity v turonských kolektorech východočeských křídlových synklinál. Náchylnost hornin ke krasovění byla studována na základě odebraných jader a jejich obsahu kalcitu z kalcimetrie a loužením jader v 10 % HCl a sledování míry rozpadu horniny po vyloužení. Pro pochopení struktury a složení horniny byl využit skenovací elektronový mikroskop a mapy prvků získané z mikrosondy. Charakter přítokových zón do vrtů byl studován zhodnocením dostupných karotážních dat, zejména akustické karotáže, dat o přítocích do vrtů i loužením vzorků hornin z jader odebraných z míst, kde k přítokům docházelo.

Průměrný obsah kalcitu v kolektorech B, Ca, Cb dosahuje 35 %. Srovnání 149 dvojic vzorků analyzovaných na kalcimetrii i obsahu rozpustných složek ukázalo že mezi oběma metodami je těsný lineární vztah (koeficient korelace 0,96).

Celkově bylo studováno 247 jader odebraných jak z archivních jádrových vrtů, tak z povrchových výchozů. Šest % odebraných jader, zejména z izolátorů se samovolně rozpadá ve vodě v důsledku nepřítomnosti tmelu a vyššího obsahu jílu.

Pouhých 5 % vzorků z turonských kolektorů B, Ca, Cb se po vyloužení rozpadá z více než 50%, a zhruba pouhých 5% mocnosti kolektorů tak bude po vyloužení tvořit krasové kanály v tektonicky neporušené hornině. Toto zastoupení je mnohem nižší než v jizerském souvrství v západní části české křídové pánve. Vztah mezi obsahem kalcitu a mírou rozpadu je velmi slabý. Jen malá část vzorků se z části rozpadá při obsahu kalcitu pod 78 %, většina vykazuje žádný nebo velmi malý rozpad. Teprve pokud obsah kalcitu ve vzorcích překoná 80 % rozpadají se vzorky zcela či z velké části.

Překvapivá skutečnost že při loužení ztratí vzorek téměř 80 % hmotnosti a přesto si zachová původní tvar a nerozpadne se na úlomky byl studován elektronovou mikroskopií. Ukázalo se, že takové vzorky drží pohromadě mikroskopická pěnovitá struktura vysrážené křemité hmoty uvolněné zřejmě při diagenézi z jehlic mořských hub bohatých opálem, které jsou v turonských sedimentech ve východočeských synklinálách velmi hojné. Před vyloužením kalcitu tato struktura není vůbec patrná, protože je všudypřítomným kalcitem maskována.

Zatímco průměrná porovitost v turonských kolektorech před loužením dosahuje jen 12 % a klesá s obsahem kalcitu, po loužení dosahuje průměrná porozita 43 % a u 26% vzorků dokonce přesahuje 50% (nejvyšší hodnoty porovitosti 84% po loužení). Vyloužení kalcitu z turonských kolektorů tak obvykle ani při vysokém obsahu kalcitu nevede k rozpadu horniny. Nicméně vzniká extrémně porézní materiál s nízkou hustotou a tím relativně malou pevností a malou odolností vůči erozi.

Lokalizace a charakter hlavních přítoků do vrtů byl studován na 65 vrtech. Ukázalo se že v turonských kolektorech dochází k přítokům v průměru jen z 10% mocnosti kolektoru. Převažují přítoky 0,5-1 l/s na metr přítokové zóny, ale v 12-18 % případů byly dokumentovány extrémní přítoky s vydatností 12-18 l/s na metr přítokové zóny. Nejvydatnější vrty mívají vysokou výtlačnou výšku vůči stropu studovaných kolektorů.

Téměř 90 % soustředěných přítoků do vrtů je situováno ve svrchní a střední části vrstevních sledů a jen 10 % z bazální části, což je v souladu s existující představou že kolektory jsou vázány na svrchní části vrstevních sledů a izolátory naopak na jejich spodní část.

Přítokové zóny jsou převážně vázány na až desítky cm široké kaverny. Zhodnocení dat z akustické karotáže ukázalo, že převažují přítoky z subhorizontálních kaveren a poruch (70 % poruch má přítok), zatímco jen 35 % ze subvertikálních kaveren a poruch má přítok. Subhorizontální přítokové zóny přitom dosud nebyly brány v potaz, existovaly představy o dominantní roli subvertikálních otevřených puklin.

Na základě loužících experimentů, mikroskopického studia hornin po loužení i pozorování tvaru kanálů ve vrtech a povrchových výchozech bylo nově popsáno několik mechanismů vzniku otevřených a silně propustných puklinových kanálů: 1) Kalcitem velmi bohaté polohy, po jejichž

vyloužení vzniká rozpadající se reziduum vedou po vyplavení rezidua k vzniku cm až první dm vysokých subhorizontálních kaveren, z nichž dochází k nejvýznamnějším přítokům do vodárenských vrtů. Ty ale zabírají jen cca 5 % vrstevního sledu kolektorů; 2) Vyloužením subvertikálních kalcitových žil o šířce až 5 cm protínajících většinu mocnosti kolektoru mohou vznikat vysoce propustné puklinové kanály vertikálního směru; 3) Na svazcích subvertikálních puklin, které se v kolektorech na výchozech obvykle opakují po několika málo desítkách metrů a kde jednotlivé puklinové plochy jsou od sebe vzdálené jen několik málo centimetrů dochází proděním vody k vyluhování kalcitu a tím k vzniku silně porézního materiálu. Pokud dojde k vzniku strmého hydraulického gradientu (např. v okolí údolí či při čerpání na vrtu) jsou úlomky silně porézního materiálu s malou hustotou vyplavovány z puklinových zón a vznikají tak subvertikální otevřené (zející) pukliny často s ostrohrannými stěnami, které budí dojem vzniku tektonickým rozevřením, jak tradují četné hydrogeologické práce. Fotodokumentace subvertikálních puklinových zón ale jasně ukazují původní výplň horniny, a tedy nemožnost vzniku tektonickým rozevřením. Tyto otevřené kanály vznikají zřejmě na prvních desítkách % horninového sledu kolektorů ale pouze při tektonickém porušení horniny.

Výsledky archivních stopovacích zkoušek provedených v 80. letech v jímacím území Březová nad Svitavou ukázaly že otevřené pukliny či kanály netvoří jen krátké izolované úseky, ale naopak rozsáhlý propojený systém, kterým rychlostí stovek metrů za den proudí na vzdálenost nejméně 2 km stovky l/s k největším pramenům ve východočeských křídových synklinálách. Srovnatelné rychlosti proudění byly zjištěny v otevřených puklinách v siliciklasticko-karbonátových horninách v Minnesotě a Wisconsinu v USA i v Sherwoodském pískovci ve Velké Británii.

Nejpropustnější porozita ve východočeských křídových synklinálách má tak krasový původ, byť pro vznik kanálů na subvertikálních puklinových zónách je zároveň nutné tektonické porušení horniny. Jedná se o ghost-rock kras, kdy v první fázi dochází k pomalému vyluhování kalcitu z horniny vodou pomalu proudící v pórech a úzkých puklinách. Teprve v druhé fázi při vzniku strmého hydraulického gradientu se reziduum vyplavuje a vznikají zející i dm široké otevřené vrstevní plochy nebo subvertikální pukliny s extrémní průtočností až 90 l/s.

Výsledky této práce mohou posloužit zejména pro lepší pochopení proudění vody v kolektorech východočeských křídových synklinál a při návrzích jejich kvalitativní i kvantitativní ochrany.

POUŽITÁ LITERATURA

- Atkinson T. C., Smith D. I. (1974): Rapid groundwaters flowm in fissures in the chalk: An example from south Hampshire. Q. Jl engng Geol. 7:197-205
- Balák, F. (2015): Možnosti krasovnění v přechodní facii české křídové pánve. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 144 s.
- Badger, C., W., Cummings, A., D., Whitmore, R., L., (1956): The disintegration of shales in water, Journal of the Institute of Fuel, 29, p. 417-423
- Barker, A.P., Newton R., Bottrell, S.H., Tellam, J.H., 1998: Processes affecting groundwater chemistry 504 in a zone of saline intrusion into a urban aquifer. Applied Geochemistry 6, 735-750.
- Barry, J.D., Green, J.A., Steenberg, J.R. (2015): Conduit flow in the Cambrian lone rock formation, Southeast Minnesota, USA. 14th Sinkhole conference NCKRI Symposium 5, 31-41.
- Bárta, J. – Beneš, V. – Jirků, J. – Hrubec, K. – Hrutka, M. – Špaček, K. – Budinský, V. (2015a): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva za úkol „Plošné komplexní geofyzikální měření ve vybraných hydrogeologických rajonech – oblast 1“. – MS ČGÚ. Praha
- Bárta, J. – Beneš, V. – Jirků, J. – Hrutka, M. – Budinský, V. (2015b): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva za úkol „Geofyzikální měření pro verifikaci vybraných koncepčních hydrogeologických modelů v oblasti 1“. – MS ČGÚ. Praha
- Bruthans, J., Mikuš, P., Soukup, J., Světlík, D., Kamas, J., Zeman, O. (2011): Sebeorganizace proudění a porozity v české křídové pánvi: výsledky stopovacích zkoušek a dalších metod. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2010, 233–238.
- Bruxelles, L., Quinif, Y., Wienin, M. (2009): How can ghost rocks help in karst development? Proceeding of 15th international congress of speleology (2009), s. 814 – 818
- Bulínová, M. (1978): Závěrečná zpráva o karotážním měření ve vrtu Lo-15 Pekla. Geoindustria, n.p., odbor karotáže. Praha.
- Burda J. (1994): Hydrogeologická mapa list 14-32 Ústí nad Orlicí. – Český geologický ústav. Praha.
- Burda J. (2000): Hydrogeologie in: Müller V. edit. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a účelových map přírodních zdrojů list 14-32 Ústí nad Orlicí. – Český geologický ústav. Praha.
- Cernuda, C., F., Smith, Vicente-Chandler, J., (1954): Influence of initial soil moisture condition on resistance of macroagregates to slaking and to water drop impact. Soil Science, 77, p. 19-27
- Čech, S. Klein, V. Kříž, J. Valečka, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 5, 277–296.
- Čech, S. ; Herzogová, J.; Knobloch, E.; Pacltová, B.; Pokorný, V.; Sajverová, E.; Slavík, J.; Švábenická, L.; Valečka, J. (1987): Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. Upper Cretaceous in the borehole Volfartice Vf-1. Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 113 – 159. Praha.
- Čech, S.; Valečka, J. (1991): Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi. – MS Čes. Geol. Úst. Praha.
- Čech, S.; Valečka, J. (1994): Cretaceous. In Sine (1994): Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic.. – J. Czech Geol. Soc., 39, 1, 136 – 139. Prague.
- Čech, S. (2011): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami. List 14-343 Svitavy. – ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015a): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_01W Kostecké Horky. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015b): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_02W Janov. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015c): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_03W Radhošť. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015d): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_04W Příluka. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015e): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_05W Poříčí. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015f): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_06W Lubná. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015g): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4270_07W Vanice. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015h): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4232_3W Vendolí. – MS ČGS. Praha.

Čech, S. et al. (2015i): Projekt Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4231_01W Dolní Libchavy. – MS ČGS. Praha.

Čurda J. (1998): Hydrogeologická mapa list 14-34 Svitavy. – Český geologický ústav. Praha.

Čurda J. (2001): Hydrogeologie in: Müller V. edit. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a účelových map přírodních zdrojů list 14-34 Svitavy. – Český geologický ústav. Praha.

Dandurand, G., Dubois, C., Maire, R., Quinif, Y. (2014): The Charente karst basin of the Touvre: alteration of the Jurassic series and speleogenesis by ghost-rock proces. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 27 – 32

Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A. (2014a): The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth- Science Reviews* 131, 116-148.

Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.-M., Dagrain, F., Deceuster, J., Kaufmann, O. (2014b): The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of a weathered limestone in southern Belgium. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 1 – 8.

Fajst M. (1969): Příspěvek k poznání facií a tektoniky křídly jižního rozhraní vysokomýtské a svitavské pánve. – Čas. Min. Geol., 14, 1, 11-22. Praha.

Ford D., Williams P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley and sons. 562p.

Gellasch C.A., Bradbury K, Hart D.J. (2012): Characterization of fracture connectivity in a siliciclastic bedrock aquifer near a public supply well (Wisconsin, USA). *Hydrogeology Journal* 21:383-399

Green, J. A., Runkel, A.C., Alexander, E.C., 2012. Karst conduit flow in the Cambrian St. Lawrence 547 Confining Unit, southeast Minnesota, USA. *Carbonates Evaporates* 27, 167-172. 548

- Grygar, R. (2015): Morfostrukturní interpretace strukturní stavby vybraných oblastí východočeské křídly. Čes. Geo. Služba. Praha.
- Günther, D.; Karp, T. (2014): Final report on „Seismic survey in the eastern part of the Bohemian Cretaceous basin“. – MS Čes. geol. služba. Praha.
- Häuselmann, P., Tognini, P. (2005): Kaltbach Cave (Siebenhengste, Switzerland): Phantom of the sandstone? *Acta Carsologica* 34(2), 383-395.
- Herčík, F. et al. (1987): Hydrogeologická syntéza české křídové pánve. Závěrečná zpráva.- MS Stav. geol, n.p. Praha.
- Herčík, F., Herrmann, Z., Valečka, J. (1999): Hydrogeologie České křídové pánve. - ČGÚ, Praha.
- Herrmann Z. (1977): Ústecká synklinála - střední část, dílčí zpráva za I.fázi průzkumu.- MS Geofond. Praha.
- Herrmann,Z. et al. (1979): Ústecká synklinála - střední část. Závěrečná zpráva. - MS Stavební geologie. Praha.
- Holásek O. – Müller V. – Tíma V. – Rambousek P. (1993): Geologie území. In: Müller, V. (ed.) (1993): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 13-42 Pardubice. – Český geologický ústav, Praha, 46 pp.
- Hynie O. (1961): Hydrogeologie ČSSR I. Prosté vody. – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.
- Jankovský F.: (2015a): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4232_3W Vendolí. Aquatest a.s. Praha.
- Jankovský F.: (2015b): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_06W Lubná. Aquatest a.s. Praha.
- Jankovský F.: (2015c): Výsledky revizní karotáže po definitivním vystrojení vrtu 4270_05B Poříčí u Litomyšle. Aquatest a.s. Praha.
- Kadlecová R., Burda J., Grundloch J., Venera Z., Mixa P. et al. (2016a): Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Příloha č. 2/23. Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický rajon 4231 Ústecká synklinála v povodí Orlice. Česká geologická služba. Praha.
- Kadlecová R., Burda J., Grundloch J., Venera Z., Mixa P. et al. (2016b): Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Příloha č. 2/24. Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický rajon 4232 Ústecká synklinála v povodí Svitavy. Česká geologická služba. Praha.
- Kadlecová R., Burda J., Grundloch J., Venera Z., Mixa P. et al. (2016c): Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Příloha č. 2/26. Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický rajon 4270 Vysokomyštská synklinála. Česká geologická služba. Praha.
- Kadlecová R., Burda J., Grundloch J., Venera Z., Mixa P. et al. (2016d): Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Příloha č. 2/28. Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický 4310 Chrudimská křída. Česká geologická služba. Praha.
- Kaufmann, O., Deceuster, J. (2014): Detection and mapping of ghost-rock features in the Tournaisis area through geophysical methods – an overview. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 17 – 26 Lavery 2012
- Klein, V.; Müller, V., Valečka, J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhemischen Kreide – becken. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, 6, 435 – 446. Stuttgart.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (2000): Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers. NSS, Huntsville, USA, 527p.
- Kněžek, V. (1969): Zhodnocení čerpací zkoušky Vysoké Mýto – Šnakov, okres Ústí nad Orlicí. Vodní zdroje n.p., Praha.

Konta, J. (1972): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. Univerzita Karlova. Praha.

Kořalka S.: (2015a): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_07W Vanice. Aquatest a.s. Praha.

Kořalka S.: (2015b): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4232_01B Hradec nad Svitavou před definitivní výstrojí. Aquatest a.s. Praha.

Krásný J., Kněžek M., Šubová A., Daňková H., Matuška M., Hanzel V. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. – Český hydrometeorologický ústav. 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.- Sbor geol. věd, Hydrogeol. inž. geol. 21, 5 – 100.

Krásný, J., Císlerová, M., Čurda, S., Datel, J., Dvořák, J., Grmela, Z., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszalek, H., Šantrůček, J., Šilar, J., (2012): Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Praha: Česká geologická služba. ISBN 978-80-7075-797-0.

Kříž H. (1975): Hydrogeologie jižní části ústecké synklinály. - Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 12, 69- 105. Praha.

Kůrková I., Bruthans J., Balák F., Slavík M., Schweigstillová J., Bruthansová J., Mikuš P., Vojtíšek J., Grundloch J. (2019): Factors controlling evolution of karst conduits in sandy limestone and calcareous sandstone (Turnov area, Czech Republic). – Journal of Hydrology, 574, 1062–1073.

Kůrková I. (2023): Charakter proudění podzemní vody v silně propustných sedimentech v západní části České křídové pánve. Disertační práce. Karlova univerzita, Přírodovědecká fakulta. Praha, 211 s.

Kukal, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Metodické příručky Ústředního ústavu geologického, svazek 2. Praha.

Lacroix M., Rodet J., Wang H., Laignel B., Dupont J.P. (2002): Microgranulometric approach to a chalk karst western Paris Basin, France. Geomorphology 44:1-17

Lachman, V. (2010): Proudění vody a vysoce propustné zóny v kolektorech východočeských křídových synklinál na příkladu jímacího území Litá a okolí. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 70 s.

Lamont-Black J., Mortimore R. (2000): Dissolution tubules: A new structure from the English chalk. Z. Geomorph 44(4): 469-489.

Malkovský, M. - Benešová, Z. - Čadek, J. – Holub, V. – Chaloupský, J. – Jetel, J. – Müller, V. – Mašín, J. – Tásler, R. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. – Ústř. úst. geol., 262 s. Praha.

Malkovský M. (1979): Tektonogeneze platformního pokryvu Českého masívu. - Knih. Ústř. Úst. geol., 53. Praha.

Mareš, S. (1969): Zpráva o karotáži vrtu VM-2 a MV-4 Vysoké Mýto. Přírodovědecká fakulta UK Praha – katedra užitá geofyziky. Praha.

Maurice L.D., Atkinson T.C., Barker J.A., Williams A.T., Gallagher A.J. (2012): The nature and distribution of flowing features in a weakly karstified porous limestone aquifer. Journal of Hydrology 438-439:3-15

Maurice L., Atkinson T.C., Williams A.T., Barker J.A., Farrant A.R. (2010): Catchment scale tracer testing from karstic features in a porous limestone. Journal of hydrology 389:31-41

- Maurice L.D., Atkinson T.C., Barker J.A., Bloomfield J.P., Farrant A.R., Williams A.T. (2006): Karstic behaviour of groundwaters in the English Chalk. *Journal of Hydrology* 330:63-70
- Medici G., West L.J., Mounney N.P. (2018): Characterization of a fluvial aquifer at a range of depths and scales: the Triassic St Bees Sandstone Formation, Cumbria, UK. *Hydrogeology J.* 26: 565-591
- Mocchiutti A., Maddaleni P. (2005): chemical, geochemical and geomorphological aspects of karst in sandstone and marl of flysch formations in north east Italy. *Acta Carsologica* 34/2(3): 349-368
- Milewicz, J. (1997): Górna kréda depresji północnosudeckiej (Lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). – *Práce geol. – mineral.*, LXI. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Mísař Z. – Dudek A. – Havlena V. – Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I, Český masív.* – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Mocchiutti, A., Maddaleni, P. (2005): Chemical, geomechanical and geomorphological aspects of karst in sandstone and marl of flysch formations in north east Italy. *Acta Carsologica* 34/2(3), 349-368.
- Müller, V. ed. (2000): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů.* List 14-32 Ústí nad Orlicí. – Čes. geol. úst. Praha.
- Nakládal, V. et al. (1987): *Hydrogeologická syntéza české křídové pánve. Bilanční celek 3 středohorský.*- MS Stav. geol., n.p. Praha.
- Novotný T. (2017): *Cerekvice nad Loučnou Pekla. Podrobný hydrogeologický průzkum vrtu LO15/1. II. etapa. Závěrečná zpráva z průzkumných geologických prací. Vodovody a kanalizace Vysoké Mýto, s.r.o. Vysoké Mýto; H3Geo s.r.o. Ústí nad Orlicí.*
- Novotný T. (2021): *Hřibiny-Ledská – vrt HVC-1, geologický průzkum na p.p.č. 3240, k.ú. Velká Ledská. Závěrečná zpráva o řešení geologického úkolu. Obec Hřibiny – Ledská. Hydromania s.r.o., Kunvald.*
- Olmer, M. – Herrmann, Z. – Kadlecová, R. – Prchalová, H. et al. (2006): *Hydrogeologická rajonizace České republiky.* – Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 23, 5–32.
- Panabokke, C., R., Quirk, J., K., (1957), *Effect of initial water content on stability of soil aggregates in water, Principles of Soil Physics 2004, p. 185-195*
- Pauk, F. (1932): *Příspěvek k poznání tektoniky východočeské křídvy.* – Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd. 106, 12-16.
- Pavliš, R. (1981): *Zhodnocení hydrogeologického průzkumu na lokalitě Čistá u Litomyšle I a II etapa.* – 101 s. MS Vodní zdroje, Chrudim, Čes. geol. služba – Geofond P035952.
- Pavliš, R.; Tůma, W. (1983): *Závěrečná zpráva o provedeném hydrogeologickém průzkumu na lokalitě Březová nad Svitavou - Hladové prameny. Vodní zdroje s.p. Chrudim.*
- Pergler, I. (1977a): *Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha III.4. Karotážní zpráva – vrt US-1a České Libchavy. Stavební geologie, n.p. Praha.*
- Pergler, I. (1977b): *Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha IV.4. Karotážní zpráva – vrt US-2a Česká Třebová. Stavební geologie, n.p. Praha.*
- Pergler, I. (1977c): *Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha V.4. Karotážní zpráva – vrt US-3a Semanín. Stavební geologie, n.p. Praha.*
- Pergler, I. (1977d): *Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha VI.4. Karotážní zpráva – vrt US-4a Opatov. Stavební geologie, n.p. Praha.*

- Pergler, I. (1977e): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha VII.4. Karotážní zpráva – vrt US-5a Rozsocha. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977f): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha VIII.4. Karotážní zpráva – vrt US-6a Černovír. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977g): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha IX.4. Karotážní zpráva – vrt US-7a Lhotka. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977h): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha X.4. Karotážní zpráva – vrt US-8a Přívrat. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977i): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha XI.4. Karotážní zpráva – vrt US-9 Rybník. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977j): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha XIII.4. Karotážní zpráva – vrt US-11a Helvíkov. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Pergler, I. (1977k): Ústecká synklinála střední část – I. fáze. Příloha XIV.4. Karotážní zpráva – vrt US-12b Dlouhá Třebová. Stavební geologie, n.p. Praha.
- Petránek, J., Eliáš, M., Kupal, Z., Skoček V. (1961): Základní terminologie usazených hornin. Věstník Ústředního ústavu geologického, 36, 6, 417-434. Praha.
- Petránek, J. (1963): Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Academia. Praha.
- Petránek, J. (1993): Encyklopedie geologie. Nakladatelství JIH. České Budějovice.
- Pitřák, M.: (2015a): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4270_02C Janov u Litomyšle. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015b): Výsledky karotáže v hydrogeologickém vrtu 4270_06B Lubná před výstrojí. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015c): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4231_02B Knapovec. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015d): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4232_01B Hradec nad Svitavou. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015e): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4232_01C Hradec nad Svitavou. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015f): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4232_02B Hradec nad Svitavou. Aquatest a.s. Praha.
- Pitřák, M.: (2015g): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4232_02C Hradec nad Svitavou. Aquatest a.s. Praha.
- Pražák, J.; Čech, S.; Eliáš, M.; Herzogová, J.; Knobloch, E.; Malecha, A.; Švábenická, L.; Valečka, J. (1994): Křída. In: Klomínský, J. (ed): Geologický atlas České republiky. Geological atlas of Czech Republic. – Čes. geol. ústav. Praha
- Procházka, M. (1991): Novohradka. Zpráva o karotáži vrtů SN-1, SN-2, SN-3, SN-4 a SN-5. Stavební geologie Praha a.s. Aquatest – karotážní středisko.
- Procházka, M.: (2015a): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4231_01C Dolní Libchavy. Aquatest a.s. Praha.

- Procházka, M.: (2015b): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_02W Janov u Litomyšle. Aquatest a.s. Praha.
- Procházka, M.: (2015c): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4270_02B Příluka. Aquatest a.s. Praha.
- Procházka, M.: (2015d): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4270_02C Příluka. Aquatest a.s. Praha.
- Procházka, M.: (2015e): Výsledky revizní karotáže po definitivní výstroji vrtu 4231_01B Dolní Libchavy. Aquatest a.s. Praha.
- Procházka, M.: (2015f): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_02W 4232_3W Vendolí. Aquatest a.s. Praha.
- Procházka, M. (2016): Dálnice D8, stavba 0805. Karotážní měření v průzkumných vrtech v širším okolí sesuvu dálnice D8 – Dobkovičky. Aquatest, a.s. Praha.
- Quinif, Y. (2011): Ghost rock structures and the nature of Aze Caves. *Quaternaire*, Hors Serie, 4, s. 7 – 14.
- Quitt E. (1971): Klimatické oblasti Československa.- *Studia Geographica*, 16. Geograf. úst. ČSAV. Brno.
- Ray, S., Gault, H.R.; Dodd, C.G. (1957): The separation of clay minerals from carbonate rocks. *Am. Mineral*, vol. 42, 681-686.
- Rowberry, M. D., Battiau-Queney, Y., Walsh, P., Blazejowski, B., Boutroumzeilles, V., Trentesaux, A., Křížová, L., Griffiths, H. (2014): The weathered Carboniferous limestone at Bullslaughter Bay, South Wales: the first example of ghost-rock recorded in the British Isles. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 33 – 42
- Runkel, A.C., Tipping, R.G., Alexander Jr., E.C., Green, J.A., Mossler, J.H., Alexander, S.C. (2003): Hydrogeology of the Paleozoic bedrock in southeastern Minnesota. Minnesota Geological Survey Report of Investigations 61, 105p.
- Runkel A.C., Tipping R.G., Alexander E. C., Alexander S.C. (2006): Hydrostratigraphic characterization of intergranular and secondary porosity in part of cambrian sandstone aquifer system of the cratonic interior of North America: Improving predictability of hydrogeologic properties. *Sedimentary geology* 184: 281-304
- Sedlák, J. – Zabadal, S. – Gnojek, I. (2013): Plošné gravimetrické měření v jihovýchodní části České křídly. – MS Čes. geol. služba. Praha.
- Sedlák, J. – Zabadal, S. – Gnojek, I. (2015): Gravimetrické práce a interpretace letecké geofyziky. – MS Čes. geol. služba. Praha.
- Skoček, V.; Valečka, J. (1983): Paleogeography of Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 44, 71 – 92, Elsevier. Amsterdam.
- Slavík J. (1986): Závěrečná zpráva o podrobném hydrogeologickém průzkumu březovský vodovod. – MS GEOTest. Brno.
- Smutek D. et al. (1988): Novohradka – vyhodnocení regionálního hydrogeologického průzkumu. Zpráva o hydrogeologickém průzkumu. - MS Vodní zdroje Chrudim.
- Soukup, J. (1956): Stratigrafické rozdělení křídly Českého masivu. Několik poznámek k názvosloví a ke stratigrafické tabulce. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 31, 173-180. Praha.
- Soukup, J. (1962): Stratigrafie křídly v některých nových hlubokých vrtech ve východočeské křídě. – *Sbor. geol. Věd, ř. G*, 9, 37-43. Praha.

Svoboda J. ed. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXIII Česká Třebová. – Geofond Praha, 245 s.

Svododa, J. ed. (1964): Regionální geologie ČSSR. Díl I Český masiv. Svazek 2. Algonkium – kvartér. – Ústř. út. geol. Praha.

Swanson S.K., Bahr J.M., Bradbury K.R., Anderson K.M. (2006): Evidence for preferential flow through sandstone aquifers in Southern Wisconsin. *Sedimentary Geology* 184: 331-342

Šeda, S. (2022): Choceň – mlékárna. Nový zdroj vody. Zpráva o provedení průzkumného hydrogeologického vrtu MH-1. Fingeo s.r.o. Choceň.

Šeda, S. (2023): Ústí nad Orlicí – vrtý Perla 06, Perla 06a. Projektová dokumentace pro ÚR a SP, vyjádření hydrogeologa, projekt bouracích prací. Fingeo s.r.o. Choceň.

Šilar, J. (1979): Stanovení radiouhlíkové aktivity a stáří podzemní vody v souvrství svrchní křídly v ústecké synklinále. – MS Ústav geol. věd. PŘFUK. Praha.

Štaffen, Z. in Žižka, V. (1979): Petrologický výzkum sedimentů. In: Regionální průzkum hydrogeologického rajonu m-28 - vysokomýtská synklinála - jižní část. dílčí zpráva za I. etapu prací. - MS Vodní zdroje. Praha.

Štaffen, Z. in Žižka, V. (1985): Vysokomýtská synklinála. III. etapa - závěrečná zpráva. Petrografický výzkum sedimentů vysokomýtské synklinály. Vodní zdroje n.p. Praha.

Štaffen, Z. in Smutek D. et al. (1988): Petrografický popis hydrogeologických vrtů SN-1 až SN-5. Novohradka – vyhodnocení regionálního hydrogeologického průzkumu. Zpráva o hydrogeologickém průzkumu. - MS Vodní zdroje Chrudim.

Štaffen, Z. (1992): Litologie a litostratigrafie svrchnokřídových sedimentů v širším okolí Novohradky. Vodní zdroje Chrudim.

Štaffen, Z. (1999): Chemostratigrafické stanovení ekvivalence vrstev a souvrství české křídové pánve. – Acta Mus. Richnoviensis, Sect. natur., 6, 2, 7-152. Vysoké Mýto.

Terzaghi, K., Peck, R., B., (1967): Soil mechanics in engineering practice, 2nd ed. John Wiley and Sons, New York, (1. vydání 1948)

Tröger, K. A. (1969): Zur Paläontologie, biostratigrafie und Fazillen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), II.- Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. , 13. Dresden.

Uličný D. (2001): Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – *Sedimentology*, 48, 3, 599–628.

Uličný D., Laurin J., Čech S. (2009a): Controls on clastic sequence geometries in a shallow marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – *Sedimentology*, 56, 1077–1114.

Uličný D., Špičáková L., Grygar R., Svobodová M., Čech S., Laurin J. (2009b): Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: role of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. – *Bull. Geosci.*, 84, 577–610.

Uličný D., Špičáková L., Cajz V., Hronec L. (2015): Závěrečná zpráva. Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. – MS Geofyzikální út. Akad. Věd ČR, v.v.i. Praha.

Urík J. (2014a): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_03W Radhošť. Aquatest a.s. Praha.

Urík J. (2014b): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_04W Příluka. Aquatest a.s. Praha.

- Urík J. (2015a): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4270_01W Kostecké Horky. Aquatest a.s. Praha.
- Urík J. (2015b): Výsledky karotáže v geologickém vrtu 4231_02W Knapovec. Aquatest a.s. Praha.
- Vaculíková, J. (2015): Rozpad sedimentů díky kapilárně stlačenému vzduchu: přehlížený erozní mechanismus. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 72 s.
- Vajdík, J. – Lavriněnkó, M. – Životský, J. – Jurenková, M. – Litzmanová, L. – Staňková, J. – Pospíšil, Z. – Šafránek, V. (1978): Východočeská a západomoravská křída. Závěrečná zpráva. Vyhledávací průzkum na žárůzdorné jílovce.- MS Čes. geol. služ. – Geofond ČR. Praha.
- Valečka, J. (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. Sbor. geol. Věd, Geol., 33, 47 – 80. Praha.
- Valečka J., Slavík J. (1985): Litologický a sedimentologický vývoj na křídových stratotypových lokalitách Sutiny a Merboltice. – MS, výzkumná zpráva, Geofond Praha.
- Valečka, J. (1999): Geologie křídové pánve. In: Herčík, F. et al.: Hydrogeologie české křídové pánve, 15-37.- Český geologický ústav. Praha.
- Valigurský, L. – Čech, S. (2003): Ideový model morfotektonického vývoje Ústecké brázdy. – Geomorf. Sbor., 2, 259-263. Plzeň.
- Verner K. – Buriánek D. – Vrána S. – Vondrovic L. – Pertoldová J. – Hanžl P. – Nahodilová R. (2009): Tectometamorphic features of geological units along the northern periphery of the Moldanubian Zone. Journal of Geosciences, 54, 87-100.
- Vojtíšek J. (2016): Krasovění karbonáto-silikátových hornin: rešerše literatury a loužící experimenty, Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 78 s.
- Vojtíšek J. (2018): Možnosti krasovění vápnných pískovců v jizerské faciální oblasti české křídové pánve a vývoj kanálů v kvádrových pískovcích, Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 108 s.
- Vrba, J. (1966): Nové poznatky o hydrogeologii ve východní části českého křídového útvaru. – Čas. Mineral. Geol., 11, 3, 295 – 305. Praha.
- Vybíral, J. (1983): Závěrečná zpráva Semanín. – MS Čes. geol. služ. – Geofond. Praha..
- Wiese F., Čech S., Ekrt B., Košťák M., Mazuch M., Voigt S. (2004): The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Úpohlavý working quarry: integrated stratigraphy and palaeoenography of a gateway to the Thetys. Cretaceous Research 25, 329-352.
- Zahálka, Č. (1900): Ueber die Schichtenfolge der westböhmisches Kreideformation. Wien :K.k. geol. Reichsanstalt.
- Zahálka, B. (1923-1924): Oblasti České křídý.- Čas. Mineral. Geol. 1-4 (1923), 5-6 (1924).
- Zahálka, Č. (1918): Východočeský útvar křídový. Část jižní. – Roudnice.
- Zahálka, B. (1955): Tektonická skizza východočeské křídý. – Sbor. Ústř. úst. geol., 21, 1954, odd. geol., 359-367.
- Žižka V. et al. (1979): Vysokomýtská synklinála - jižní část. Regionální průzkum hydrogeologického rajonu M-28 – vysokomýtská synklinála – jižní část. Dílčí zpráva za 1. etapu prací. Vodní zdroje n.p. Praha.
- Žižka, V. et al. (1983): Vysokomýtská synklinála – jižní část. Regionální hydrogeologický průzkum rajonu M-28. Závěrečná zpráva za II. Etapu prací. Vodní zdroje, n.p. Praha.

Žižka, V. et al. (1984): Hrušová - Choceň. Závěrečné hodnocení vrtu Lo-15/4 v Peklech a Lo-5/3 v Chocni – Pelinách. Vodní zdroje, n.p. Praha.

Žižka V. et al. (1985): Vysokomýtská synklinála. Regionální hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva za III. etapu prací. - MS Vodní zdroje. Praha.

Žižka, V. (1989): Vysokomýtská synklinála VI.etapa. Hodnocení režimního sledování hladin. – MS Vodní zdroje. Praha.

Další zdroje:

vyhl. č. 369/2004 Sb.

zákon č. 254/2001 Sb. o vodách

vyhláška č. 5/2011 Sb.

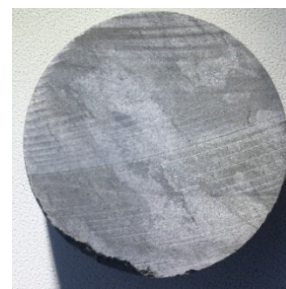
<http://www.geology.cz/rebilance>

https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/ - mapa základního odtoku za období 1991 – 2020

PŘÍLOHA 1 – FOTODOKUMENTACE HORNINOVÝCH VZORKŮ



4231_01w 86,1m



4231_01w 143,4 m



4231_01w 86,7 m



4231_01w 143,8 m



4231_01w 95,6 m



4231_01w 227,4 m

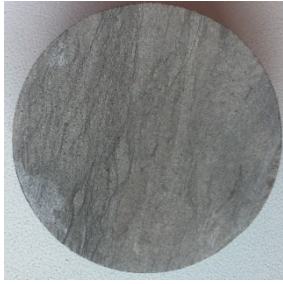


4231_01w 96,6 m



4231_01w 228,5 m

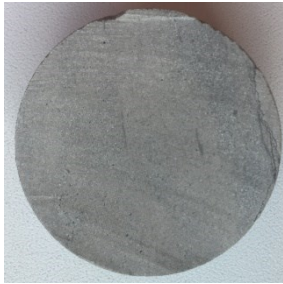




4231_01w 238,3 m



4231_01w 239,8 m



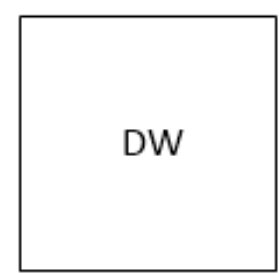
4232_03w 83,5 m



4232_03w 142,9 m



4232_03w 143,5 m



(úplný rozpad v HCl)



4232_03w 75,1 m



4232_03w 75,9 m



4232_03w 66,4 m



4232_03w 66,9 m





4232_03w 233,6 m



4270_01w 210,6 m



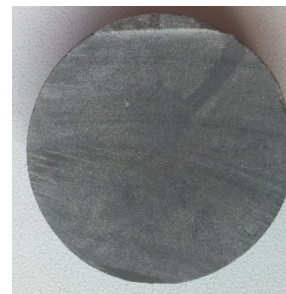
4232_03w 234,6 m



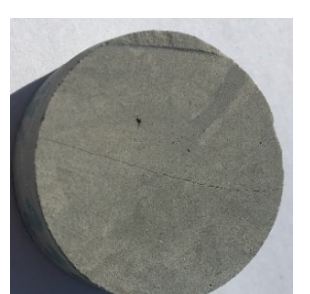
4270_01w 211,5 m



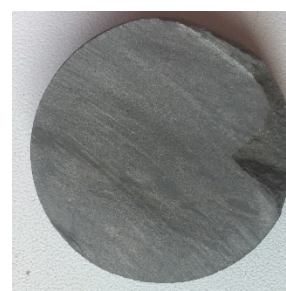
4270_01w 144,3 m



4270_01w 232,1 m



4270_01w 145,3 m



4270_01w 232,7 m





4270_02w 65,2 m



4270_02w 151,8 m



4270_02w 65,5 m



4270_02w 152,9 m



4270_02w 133,4 m



4270_02w 217,1 m



4270_02w 134,9 m



4270_02w 217,4 m





4270_03w 181,4 m



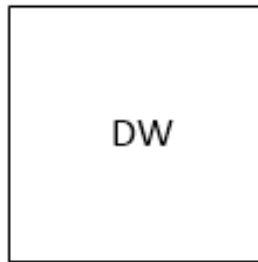
(rozpad slakingem)



4270_03w 249,8 m



4270_03w 182,7 m



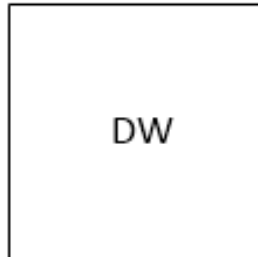
(rozpad slakingem)



4270_03w 250,8 m



4270_03w 196,3 m



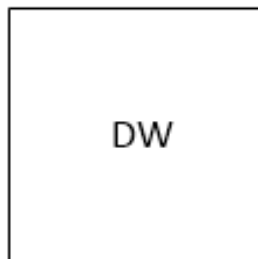
(rozpad slakingem)



4270_03w 255,9 m



4270_03w 197,3 m



(rozpad slakingem)



4270_03w 257,1 m

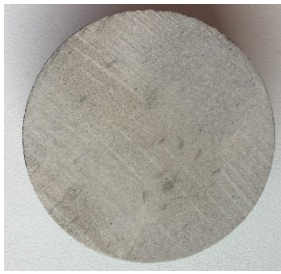




4270_03w 269,3 m



4270_04w 25,7 m



4270_03w 269,9 m



4270_04w 26,7 m



4270_03w 274,8 m



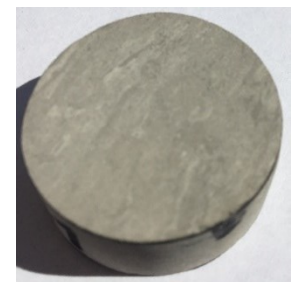
4270_04w 70,8 m

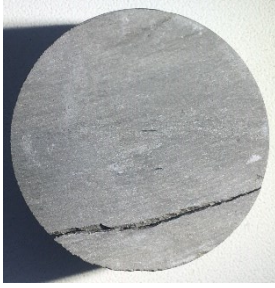


4270_03w 275,6 m



4270_04w 71,8 m

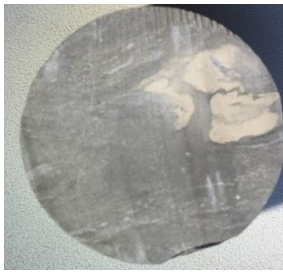




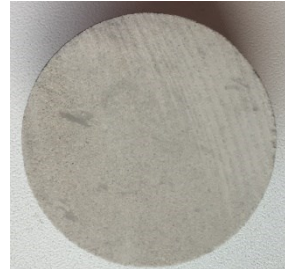
4270_04w 91,1 m



4270_04w 127,5 m



4270_04w 91,6 m



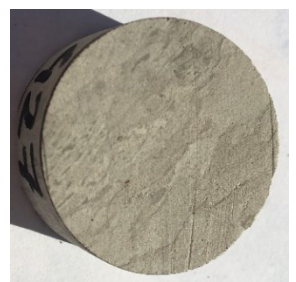
4270_04w 128,8 m



4270_04w 123,5 m



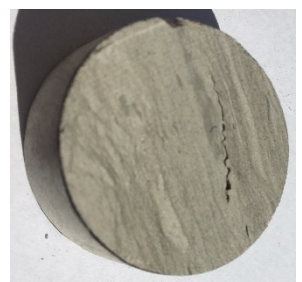
4270_04w 146,1 m



4270_04w 125,3 m



4270_04w 147,6 m





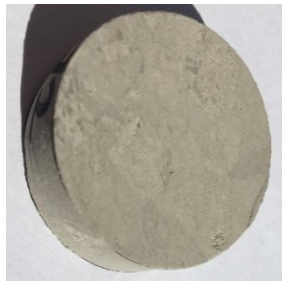
4270_04w 148,7 m



4270_05w 35,1 m



4270_05w 16,2 m



4270_06w 8,5 m



4270_05w 16,9 m



4270_06w 9,7 m



4270_05w 34,1 m



4270_06w 27,8 m





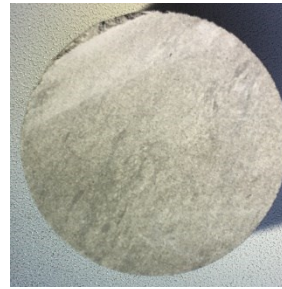
4270_06w 28,7 m



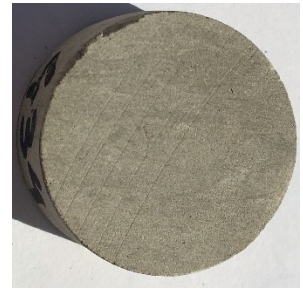
4270_06w 86,5 m



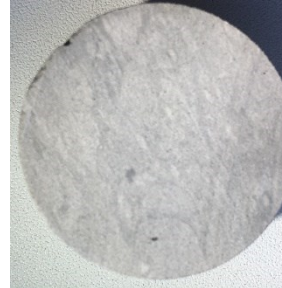
4270_06w 46,1 m



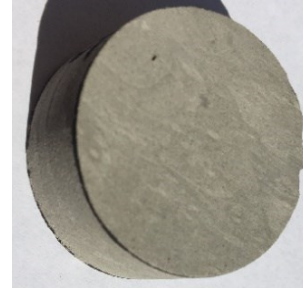
4270_06w 138,3 m



4270_06w 46,6 m



4270_06w 138,9 m



4270_06w 85,9 m

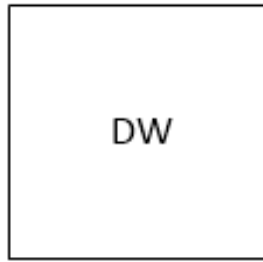


4270_07w 55,1 m





4270_07w 146,1m



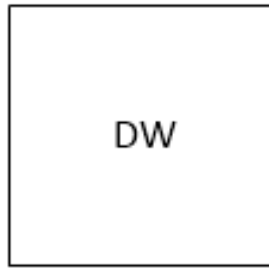
(rozpad slakingem)



4270_07w 216,6 m



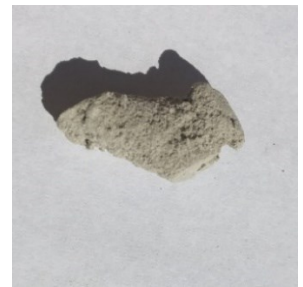
4270_07w 146,9m



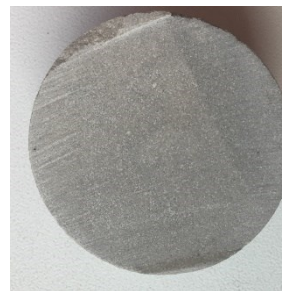
(rozpad slakingem)



4270_07w 216,8 m



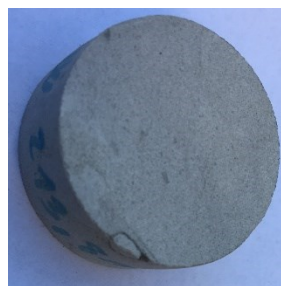
4270_07w 213,1 m



4270_07w 240,6 m



4270_07w 213,8 m



4270_07w 241,5 m





SN_1 10,0 m



SN_1 43,8 m



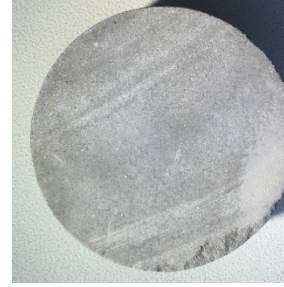
SN_1 15,6 m



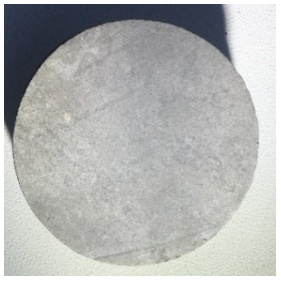
SN_2 17,0 m



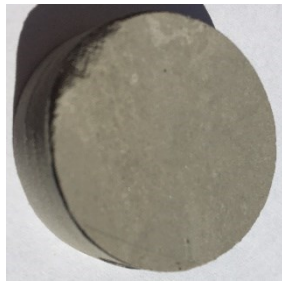
SN_1 24,4 m



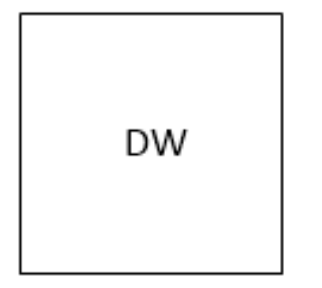
SN_2 24,8 m



SN_1 34,0 m



SN_2 54,0 m



(rozpad slakingem)



SN_2 64,3 m



(rozpad slakingem)



SN_2 165,0 m



SN_2 85,0 m



(rozpad slakingem)



SN_2 179,4 m



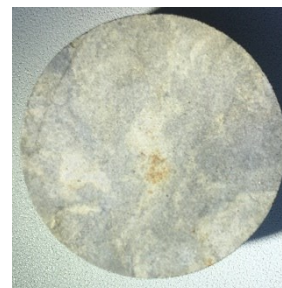
SN_2 115,8 m



SN_2 190,5 m



SN_2 145,6 m



SN_4 10,8 m



SN_2 148,3 m

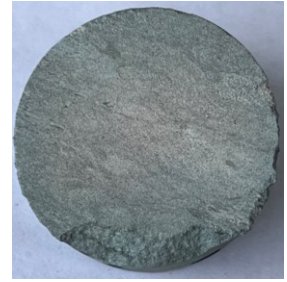




SN_4 13,0 m



SN_4 73,0 m



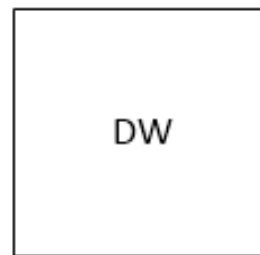
SN_4 16,6 m



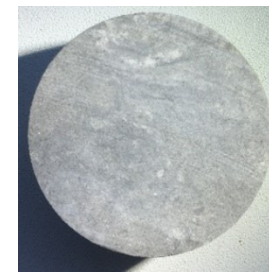
SN_4 81,0 m



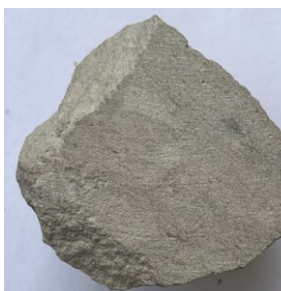
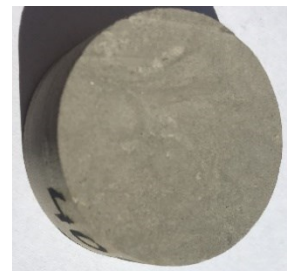
SN_4 66,8 m



(rozpad slakingem)



SN_4 93,3 m



SN_4 68,0 m



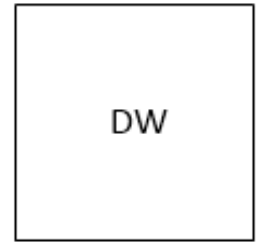
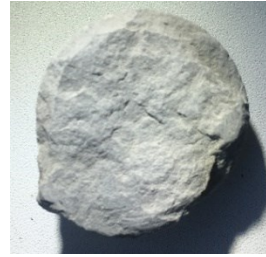
SN_4 104,4 m





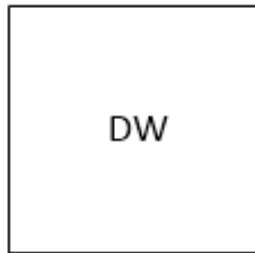
SN_5 14,5 m

(rozpad slakingem)



SN_5 32,1 m

(rozpad slakingem)

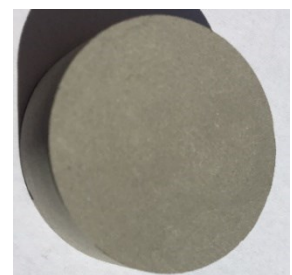


SN_5 52,5 m

(rozpad slakingem)

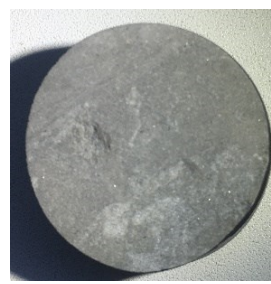
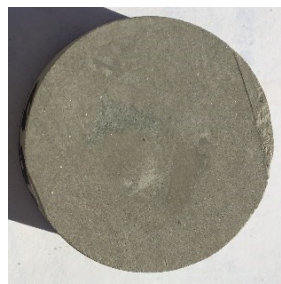
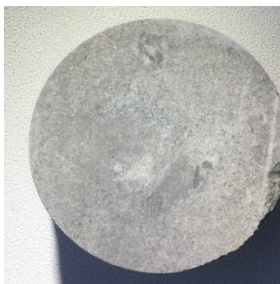


SN_5 86,0 m



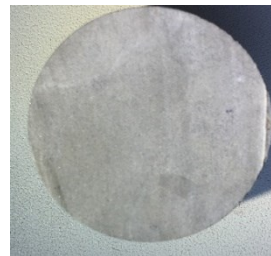
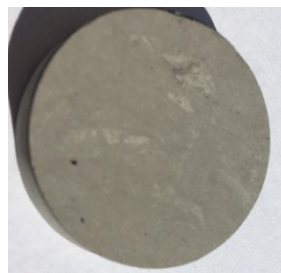
SN_5 87,9 m

SN_5 111,4 m



SN_5 88,6 m

SN_5 161,0 m

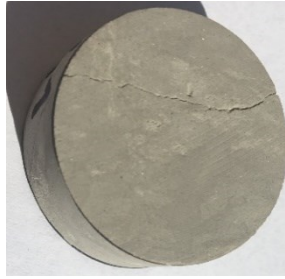


SN_5 92,7 m

SN_5 182,3 m



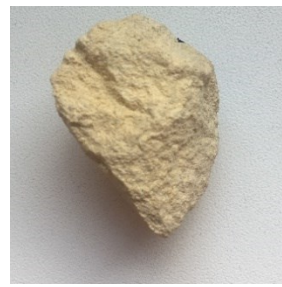
ACH1



BN1



ACH2



BN2



BR1



BU1



BR2



BU2





BU3



KO2



HK1



LA1



HK2



LA2



KO1

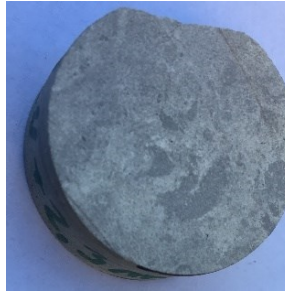


LU +1 m





LU +2,3 m



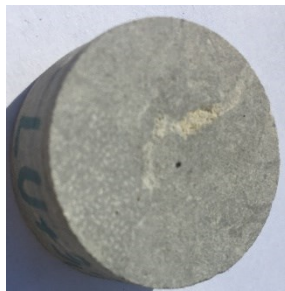
MR1



(rozpad slakingem)



LU +3,0 m



MR2



(rozpad slakingem)



LU +4,7 m



MR3



LU +7,2 m

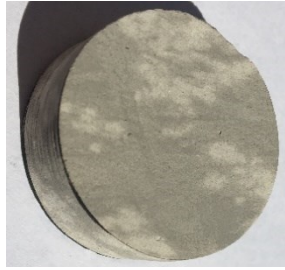


MR4





NH1



RA1



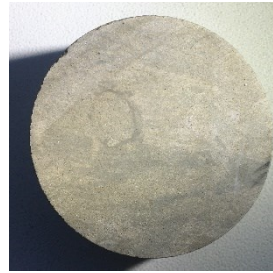
NH2



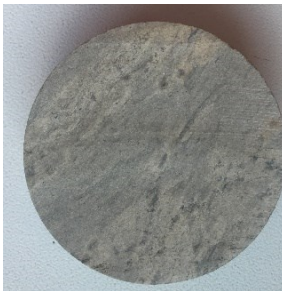
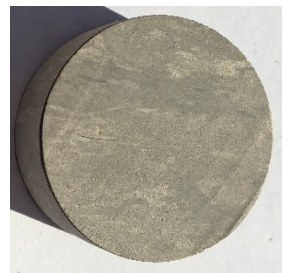
RA2



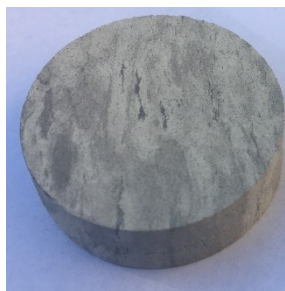
PE1



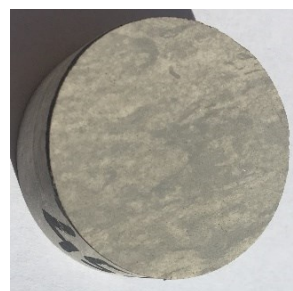
RE1



PE2

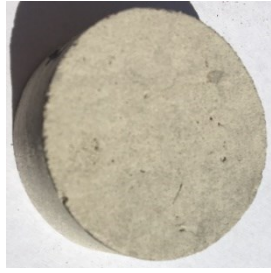


RE2





SEJ1



SEJ2



SV4



SV3



SK1



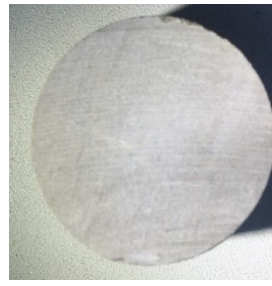
SK2



STR



SV1





SV2



U02



TR1



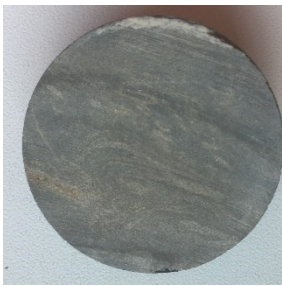
VE1



TR2



VE2



U01



VR1



VR2



V8



PŘÍLOHA 2 – TABULKOVÉ PŘEHLEDY SOUŘADNIC PŘEJATÝCH VZORKŮ OD JINÝCH AUTORŮ

Tab. P2-1 Souřadnice (JTSK) přejetých vzorkovaných objektů - vrty (Balák 2016)

Vrt	Lokalita	X	Y
Lo - 11	Dolní Sloupnice	-1076959	-612370
Lo - 9	Hrušová	-1077761	-618419
Lo - 15/4	Pekla	-1078906	-617894
Lo - 17	Makov	-1084487	-619874
Lo - 20	Slatina	-1070375	-619845
Lo - 21	Končiny	-1079641	-612231

Tab. P2-2 GPS souřadnice přejetých vzorkovaných objektů – výchozy (Balák 2016)

ozn.	místo	zeměp. š.	zeměp. d.
K27	Choceň, V nad zářezem	49,995845	16,230126
K28	Choceň, Z nad zářezem	49,996504	16,230426
K29	Choceň, v zářezu	49,996252	16,230115
K30	Oucmanice, lom	49,997683	16,278251
K31	V dolech 1	49,917438	16,494561
K32	Pramen Bukovka	49,913555	16,490323