

**UNIVERZITA KARLOVA**

**Přírodovědecká fakulta**

**Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



**JAN VOJTÍŠEK**

**Možnosti krasovění vápnných pískovců v jizerské faciální oblasti české křídové pánve  
a vývoj kanálů v kvádrových pískovcích**

**Possibilities of karstification of calcareous sandstones in the Jizera segment of the  
Bohemian Cretaceous Basin and evolution of conduits in the thick-bedded sandstones**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2018

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a veškeré zdroje, ze kterých jsem čerpal, v práci cituji a jsou uvedeny v seznamu použité literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....

Jan Vojtíšek

## **Poděkování**

Tímto bych chtěl poděkovat vedoucímu mé diplomové práce, Jiřímu Bruthansovi, za skvělé vedení, za jeho konzultace, za rady a připomínky, za pomoc při práci v terénu a za veškerý čas, který mně a mé práci věnoval. Dále bych chtěl poděkovat Janě Schweigstillové a Martinu Slavíkovi za pomoc při terénních pracích. Poděkování patří též mé rodině a blízkým za pomoc a podporu během psaní této práce i za podporu během celého studia. Diplomová práce byla finančně podpořena grantem GAČR 16-19459S.

## **Abstrakt**

V různých částech České křídové pánve (ČKP) byly pozorovány projevy krasovění jako je rychlé proudění a přítomnost otevřených kanálů, ale vertikální a plošný rozsah krasovějících hornin není dosud dobře znám. U kanálů v kvádrových pískovcích zatím chybí pozorování jejich vzniku v řezu kolmém na průběh kanálu. Na tyto problematiky je zaměřena tato práce. U možností krasovění se práce omezuje na jizerskou faciální oblast ČKP. K tomuto účelu bylo použito loužení v kyselině chlorovodíkové, které bylo zrychlenou simulací rozpouštění hornin kyselými roztoky. Na zkoumaných vzorcích se hodnotila jejich reakce na loužení v kyselině, rozpadavost a obsah vápnité složky. Obsah vápnité složky byl stanoven i nezávisle pomocí kalcimetrie. Horniny, které se loužením rozpadly mohou být vhodným prostředím pro vznik krasových kanálů. Podle litostratigrafických řezů náleží zkoumané lokality jednotkám TUR5 a TUR6 – v těchto jednotkách se tedy v různých částech profilů vyskytují horniny vhodné pro vznik krasových kanálů. Na lokalitě Předměřice se loužením zcela rozpadlo 23 % zkoumaného profilu, v Kosmonosech 8 % a na Turnovsku 36 %. Zhruba jedna desetina až jedna třetina studovaných profilů tedy může podléhat po rozpuštění vápnitého tmelu vyplavení křemitého písku a vzniku krasových kanálů. Možnost krasovění není dána jen obsahem vápnité složky, ale je ovlivněna i zrnitostí materiálu, v jemnozrnějších horninách je pro rozpad třeba vyšší obsah karbonátu. Kanály v kvádrových pískovcích byly uměle vytvářeny na systémech puklin v lomu Střeleč. Na vzniku kanálů se podílejí dva erozní mechanismy – zatímco méně mocné bloky se erodují převážně vymýváním, mocnější bloky se erodují převážně řícením.

## **Abstract**

Features typical for karst, such as fast groundwater flow and existence of open conduits were observed in various parts of Bohemian Cretaceous Basin (BCB). So far, vertical and areal extent of karst rocks is not known. In case of concerning conduits in quartz sandstones the observation of their evolution in profiles perpendicular to flow is missing. The thesis deals with above mentioned issues. Concerning potential to karstification it is limited to Jizera facial area of BCB. For this purpose, leaching of samples in hydrochloric acid were carried out. The hydrochloric acid was used as an accelerated simulation of natural processes of dissolution of rock by acidic solutions. The reaction of samples on leaching in acid, disintegration and content of the  $\text{CaCO}_3$  component were evaluated.  $\text{CaCO}_3$  content was determined also by calcimetry. Rocks which disintegrated can be a suitable for the evolution of karst conduits. According to the lithostratigraphic sections, the examined profiles belong to the TUR5 and TUR6 units – thus these units contain rocks suitable for the evolution of karst conduits. In Předměřice site about 23 % of samples disintegrated, in Kosmonosy site 8 % and in Turnov site 36 % disintegrated. Thus about 1/10 to 1/3 of tested profiles is prone to karstification and evolution of karst conduits. The possibility of rock karstification is not defined just by the carbonate content, but it is also affected by the particle size; in finer rocks higher  $\text{CaCO}_3$  content is necessary for rock disintegration. Conduits in quartz sandstones were created by artificial erosion on fracture systems that divides the sandstone body into several different blocks in Strelec quarry. The evolution of conduits is a combination of two erosion mechanisms – while the less thick blocks are eroded mainly by rapid water flow, thicker blocks are eroded by tension failures (gravity driven wasting).

# Obsah

1	Úvod.....	8
1.1	Zaměření a cíle práce.....	8
1.2	Siliciklastické horniny.....	10
1.3	Vápence.....	11
1.4	Směsné siliciklastické a karbonátové horniny.....	13
1.5	Kras, krasovění.....	13
1.6	Krasovění karbonáto-silikátových hornin.....	15
2	Česká křídová pánev.....	17
2.1	Základní informace.....	17
2.2	Litologie a stratigrafie ČKP.....	21
2.2.1	Perucko-korycanské souvrství.....	21
2.2.2	Bělohorské souvrství.....	22
2.2.3	Jizerské souvrství.....	22
2.2.4	Teplické souvrství.....	23
2.2.5	Březenské a merboltické souvrství.....	24
2.3	Hydrogeologie ČKP.....	25
2.3.1	Charakterizace proudění ve vertikálním směru.....	25
2.3.2	Charakteristika prostředí v horizontálním směru.....	27
2.3.3	Západní část ČKP.....	29
2.3.4	Centrální část ČKP.....	30
2.3.5	Východní část ČKP.....	30
3	Popis zájmové oblasti.....	32
3.1	Geologie zájmové oblasti.....	33
3.1.1	Obecná charakteristika.....	33
3.1.2	Jizerská křída pravobřežní (rajon 4410).....	34
3.1.3	Jizerská křída levobřežní (rajon 4430).....	35
3.1.4	Jizerský coniac (rajon 4420).....	37

3.2	Hydrogeologie zájmové oblasti.....	37
3.2.1	Kolektory v bc2.....	37
3.2.2	Proudění podzemní vody v bc2.....	40
3.3	Kras na Turnovsku.....	41
3.3.1	Jeskyně Bartošova pec.....	42
3.4	Lom Střeleč.....	43
3.4.1	Puklinové kanály v lomu Střeleč.....	44
3.4.2	Analogie kanálů a skalních měst.....	45
4	Metodika a vzorkované materiály.....	47
4.1	Náchylnost hornin ke krasovění.....	47
4.1.1	Odběr vzorků.....	48
4.1.2	Metodika zpracování vzorků.....	54
4.2	Puklinové kanály.....	58
4.2.1	Umělé vytváření puklinových kanálů.....	59
5	Výsledky a diskuze.....	61
5.1	Náchylnost hornin ke zkrasovění.....	61
5.1.1	Obsah rozpustné složky.....	61
5.1.2	Analýza kalcimetrie – obsah karbonátů.....	65
5.1.3	Obsah rozpustné složky a úrovně rozpadu.....	67
5.1.4	Rozpad vzorků.....	69
5.1.5	Karbonátové křivky.....	70
5.1.6	Řezy ČKP.....	74
5.2	Puklinové kanály.....	79
6	Závěr.....	84
7	Literární zdroje.....	86
8	Přílohy.....	91

# 1 Úvod

## 1.1 Zaměření a cíle práce

Česká křídlová pánev (dále jen ČKP) je nejrozsáhlejší, plošně spojitá sedimentární pánev v ČR, která pokrývá značnou část severní části Českého masivu (Herčík et al., 2003). Rozprostírá se na ploše 14600 km<sup>2</sup>, z toho 12490 km<sup>2</sup> leží na území České republiky (Herčík et al., 2003) a sahá v délce 290 km od okolí Drážďan až na severozápadní Moravu (Chlupáč et al., 2011). Její hydrogeologický význam je dán převážně tím, že její porézní sedimenty jsou vhodným prostředím pro akumulaci a pro proudění podzemní vody (Herčík et al., 2003). Z vodohospodářského hlediska představují pískovcová tělesa jizerského souvrství, zejména v severní a jihovýchodní části, nejrozsáhlejší a nejvýznamnější komplexy kolektorů nejen v ČKP, ale v celém Česku (Krásný et al., 2012). Přes její velký hydrogeologický význam však není v řadě oblastí dosud známé, co tvoří preferenční cesty proudění podzemní vody. Již Hynie (1961) popisuje, že největší prameny v ČKP nejsou vázány na kvádrové pískovce, ale na takzvanou přechodní facii, do které spadají horniny na pomezí mezi kvádrovými pískovci a hlubokovodnější slínovcovou facií, a že by některé z těchto pramenů mohly být krasového původu. I řezy z projektu Rebilance zásob podzemních vod ukazují, že se velké prameny často nachází mimo rozsah pískovcových těles.

V řadě oblastí ČKP, ve kterých se vyskytují prameny s velkou vydatností, se nacházejí tenké polohy pískovců či prachovců, které mají vysoký obsah karbonátů, a to i ve stratigrafických úrovních odpovídajícím kolektorům (Štaffen, 1999). Podle Štaffena (1999), který provedl velké množství měření obsahu CaCO<sub>3</sub> na vrtných jádrech z různých částí ČKP, je kalcit, po křemenu, druhým nejvíce zastoupeným minerálem v ČKP. Díky vysokému obsahu karbonátů v horninách ČKP tak nelze vyloučit, že krasová porozita má mnohem větší význam pro proudění podzemní vody, než se dosud předpokládalo. Podle Herčíka et al. (2003) mají nejvyšší obsah karbonátů hlubokovodnější sedimenty labské faciální oblasti, která je však nejméně propustnou oblastí ČKP. Obsah karbonátů tedy pravděpodobně není jediným řídicím faktorem pro možnost krasování a bez detailnějšího zkoumání hornin není možné určit vztah mezi obsahem karbonátů, náchylností ke krasování a propustností.

Jako kras je označováno území, kde převážná většina vody proudí druhotně rozšířenými krasovými kanály, vzniklými rozpouštěním okolní horniny. Krasové kanály jsou výsledkem sebeorganizace proudění a porozity (Klimchouk et al., 2000). Sebeorganizace proudění a porozity se ale uplatňuje i v některých pískovcích s kaolinickým tmelem,

kteře neobsahují řádný karbonát a nelze tak mluvit o krasu (např. pískovce v lomu Střeleč). V případě takových kvádrových pískovců vznikají kanály sufozů, tedy vymýváním zrn pískovce proudící vodou. Dále existuje řada přechodných litologií, kde je obtížné rozhodnout, zda rozpouštění hraje zásadní či vůbec nějakou roli. Dosud neexistuje jednotný pohled na to, kam zařadit jevy, které nelze řadit pod kras, často jsou zařazovány pod termín pseudokras, což však není vhodné, protože pseudokras zahrnuje i širokou škálu jiných jevů vzniklých velmi různými procesy (např. svahovými pohyby), které mají často velmi různé hydrogeologické vlastnosti (Bruthans et al., 2011).

Z vápnných pískovců jizerského souvrství v okolí Turnova jsou známy krasové jevy – závrt, poloslepá údolí a zejména pramen Bartošova pec o průměrné vydatnosti 15-20 l/s. Ponory a závrt jsou vázány na místa, kde se povrchová voda akumulovaná na mocnějších spraších nebo voda z teplického souvrství, která je výrazně nenasycená vzhledem k  $\text{CaCO}_3$ , dostává do kontaktu s horninami jizerského souvrství, které obsahují až 80 % karbonátu. U některých jevů však není dosud známé, jestli se skutečně jedná o krasové jevy. Příkladem může být například jeskyně Bartošova pec, která podle Bruthanse et al. (2010) mohla vzniknout v polohách málo zpevněných kaolinických pískovců.

Cílem diplomové práce bylo charakterizovat možnosti rozšiřování puklin a vrstevních ploch procesy organizovanými hydraulickým polem a to: 1) krasováním, rozpouštěním vápnných hornin a siliciklastických hornin s karbonátovým tmelem, se zaměřením na jizerskou faciální oblast ČKP, ve které jsou k dispozici rozsáhlé profily přístupné vzorkování, a které lze nasadit na litostratigrafické řezy pánevní výplně; 2) rozšiřování puklinových zón v kvádrových pískovcích sufozů, se zaměřením na lom Střeleč, ve kterém jsou na puklinové zóny vázány kanály s velkou vydatností a kde se dají provádět terénní experimenty.

První část praktické části práce byla založena na pozorování reakce vzorků na loužení v kyselině chlorovodíkové. Loužení v 10 % kyselině chlorovodíkové bylo použito jako zrychlená analogie krasového rozpouštění hornin přírodními kyselými roztoky (především půdním  $\text{CO}_2$ ). Oproti  $\text{CO}_2$  ale 10 % kyselina chlorovodíková rozpouští  $\text{CaCO}_3$  výrazně rychleji, což umožňuje určit náchylnost hornin ke krasování v řádu týdnů. Jako vhodné prostředí pro vznik krasových kanálů a rozšiřování krasové porozity jsou v práci označena místa, ze kterých byly odebrány vzorky, u kterých se při loužení velmi výrazně snížila pevnost, případně se vzorky zcela rozpadly. Metodikou tato část navazuje na bakalářskou práci Slavíka (2012) a zejména pak na diplomovou práci Baláka (2015) a bakalářskou práci Vojtíška (2016). Zatímco Slavík (2012) vzorky odebíral geologickým kladivem z povrchových výchozů

a získal tak vzorky o hmotnosti zhruba 50 až 500 g, Balák (2015) a Vojtíšek (2016) zpracovávali převážně jádrové vzorky o hmotnosti kolem 25 g, což se pro práci v laboratoři ukázalo jako mnohem efektivnější. Balák (2015) ve své práci zpracovával především jádra odebraná z povrchových výchozů, o kterých předem nebylo známo nic o obsahu karbonátů, Vojtíšek (2016) zpracovával vzorky z jádrových vrtů, z projektu Rebilance zásob podzemních vod, pocházející z různých částí ČKP a zaměřoval se na facie, které mají podle popisu vrtného profilu hydrogeologický význam nebo mají vyšší obsah karbonátů. Obě práce ukázaly, že v ČKP existují horniny, které jsou vhodným prostředím pro vznik krasových kanálů a může zde docházet k rozšiřování krasové porozity. Tato diplomová práce se zaměřuje na jizerskou faciální oblast, ve které již dříve byly popisovány procesy krasování, které zde mohou mít vliv na proudění podzemní vody (Bruthans et al., 2011). Pomocí stopovacích zkoušek zde byly naměřeny podobné rychlosti proudění jako v krasu. Dílčím cílem této části práce bylo na základě dat o obsahu karbonátů z odebraných vzorků, jejich rozpadavosti a informací z geologických řezů ČKP vymezit polohy vhodné pro krasování a popsat, které vlastnosti hornin ovlivňují krasování.

Druhá část praktické části práce byla zaměřena na terénní experimenty v kvádrových pískovcích v lomu Střeleč. V tomto případě se jedná čistě o mechanický proces, bez účasti rozpouštění karbonátů, kdy bylo pomocí proudu vody simulováno rozšiřování puklin v lomové stěně. Proudící voda erodovala pískovec a zároveň z pukliny vynášela erodovaný materiál. Díky cílenému působení proudu vody na předem zvolených puklinových zónách bylo možné v reálném čase pozorovat, jak se jednotlivé bloky v puklinové zóně erodují a jak vzniká puklinový kanál. Dílčím cílem této části práce bylo určit jaké erozní mechanismy mají vliv na vznik puklinových kanálů a ověřit, zda se puklinové zóny skutečně erodují rychleji než mocnější bloky v jejich okolí.

## 1.2 Siliciklastické horniny

Jako siliciklastické horniny jsou označovány sedimentární horniny, které jsou složeny převážně z úlomkovitého (detritického) materiálu, z takzvaných klastů (Petránek, 1963). Klasty tvoří různá zrna minerálů (například křemen a živce) a úlomky starších hornin (magmatických, metamorfních i jiných sedimentárních). Klasty vznikají působením zvětrávacích procesů, ať už mechanického, chemického nebo biologického, ale většinou jako spojení více těchto typů zvětrávání. Takto vzniklé klasty někdy zůstávají na svém původním místě, ale v naprosté většině jsou různými transportními procesy transportovány na různě velké vzdálenosti do sedimentačního prostředí (Tucker, 2001).

Klasty mohou být transportovány například gravitací, tekoucí vodou, větrem a ledovcem. Během transportu klastů někdy dochází k jejich roztřídění na základě složení či jejich velikosti. Do určité míry je možné sedimentační prostředí fosilních siliciklastických hornin rekonstruovat podle zrnitostních parametrů (Kukal, 1986). Složení siliciklastických hornin je ovlivněno délkou transportu klastů a diagenetickými procesy, kterými sedimenty prošly a je odrazem zvětrávacích procesů, které je utvářely (Tucker, 2001).

Kromě klastů jsou siliciklastických horniny tvořeny i jemným materiálem, který sedimentoval zároveň s klasty. Tento jemný materiál je označován jako základní hmota, nebo jako matrix (Skoček, 1993). Která zrnitostní frakce bude počítána ke klastů a která k matrix je ovlivněno i zrnitostí samotné siliciklastické horniny – zatímco v pískovcích může být matrix tvořena prachem a jílem, ve slepencích se v matrix může objevovat i písek (Skoček, 1993). Další složkou matrix je i mikrokrytalický kalcit, takzvaný mikrit, s velikostí zrn do 0,004 mm (Tucker, 2001).

Další složkou siliciklastických hornin je tmel (Petránek, 1963). Tmel může a nemusí být přítomen, ale často hraje nejdůležitější roli v chování horniny (Skoček, 1993). V siliciklastických horninách je tmel vždy sekundární, nevzniká v průběhu sedimentace klastů a matrix, ale až po jejich usazení, většinou vysrážením z roztoků, které se dostaly do pórů a otevřených dutin v sedimentu (Skoček, 1993). V siliciklastických horninách je často tmel tvořen karbonáty. Krytalický vápenec, tvořící tmel, se nazývá sparit (Tucker, 2001). Kromě karbonátového tmelu se vyskytuje i tmel křemitý, nebo tmel tvořený oxidy železa či jílovými minerály (Petránek, 1963).

Hlavním klasifikačním kritériem siliciklastických hornin je velikost klastů, případně i tvar a distribuce klastů. Na základě zrnitosti se nezpevněné sedimenty a zpevněné sedimentární horniny dělí na: štěrk a slepenec (převažuje zrnitostní frakce větší než 2 mm), písek a pískovec (průměr zrn 0,063 až 2 mm), prach a prachovec (průměr zrn 0,004 až 0,063 mm), jíl a jílovec (průměr zrn pod 0,004 mm).

### 1.3 Vápence

Nejčastějšími biochemickými horninami na Zemi jsou vápence, které patří mezi základní sedimentární horniny (Skoček, 1993). V jejich tvorbě, na rozdíl od siliciklastických hornin, dominují biochemické a biologické procesy. Někdy mohou vznikat i anorganickým srážením uhličitanu vápenatého z mořské vody (Tucker, 2001). Hlavní složkou vápenců je uhličitan vápenatý ( $\text{CaCO}_3$ ), zpravidla ve formě kalcitu, méně často ve formě aragonitu

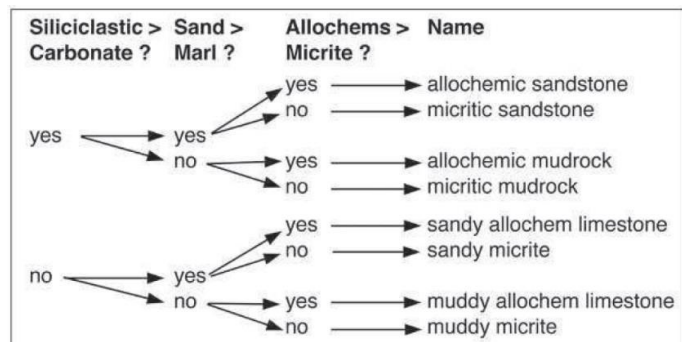
(Petránek, 1963). Aragonit je méně častý převážně díky tomu, že se jedná o nestálou formu uhličitanu vápenatého, která snadno podléhá rekrytalizaci na kalcit (Kukal, 1985). Vápence se vyskytují buď čisté (s vysokým obsahem  $\text{CaCO}_3$ ), častěji ale tvoří přechodné horninové řady s dolomitem, pískem, jílem, křemičitou hmotou a v některých případech i s jinými karbonáty, fosfáty a ferolity (Kukal, 1985). Skládá-li se hornina ze dvou složek, například z vápence a jílu, je jako vápenec označována hornina, která obsahuje nad 50 %  $\text{CaCO}_3$  (Petránek, 1963). U tříložkových hornin musí podíl karbonátů přesahovat 50 % a kalcit spolu s aragonitem musí převládat nad ostatními karbonáty (Petránek, 1993).

Podle svého původu jsou vápence děleny na alochtonní a autochtonní. Vznik alochtonních vápenců je podmíněn transportem a tyto vápence tvoří převážně úlomky schránek živočichů, detritický materiál, pobřežní sedimenty a bahno, na rozdíl od nich vznikají autochtonní vápence in situ, akumulací vápnitého materiálu, bez jeho následného transportu (Petránek, 1963). Alochtonní vápence se dají dále dělit na základě jejich zrnitosti na kalcirudit (průměr zrn větší než 2 mm), kalkarenit (průměr zrn 0,062 až 2 mm) a kalcilit (průměr zrn menší než 0,062 mm) – Sweeting (1972).

Pro rozdělení vápenců byla vypracována řada klasifikací, které jsou založeny na různém stupni zvětrání, složení, struktuře a genezi a v některých klasifikacích se uplatňují i další aspekty, jako je kvalita biogenní složky a sedimentární struktury (Skoček, 1993). V současnosti jsou rozšířenější dva druhy klasifikace vápnitých hornin, které se od sebe liší převážně použitými klasifikačními kritérii – Folkova (1959) a Dunhamova (1962). Folkova klasifikace (1959) je založena na podobnosti mezi vápenci a terigenními (pevninskými) klastickými sedimenty a je strukturně genetická. Tato klasifikace umožňuje rozlišovat vápence také podle jejich rostoucí strukturní zralosti. Klasifikace je založena především na složení vápenců a na zastoupení tří hlavních složek. Mezi tyto složky patří: zrna (takzvané alochemy; přemístěné částice a zrna – například úlomky schránek); matrix, kterou tvoří hlavně mikrit (nejjemnější biochemogenní sediment; zrna menší než 4  $\mu\text{m}$ ) a tmel, který je tvořen převážně sparitem (zrnitý, krystalický kalcit). Na rozdíl od Folka (1959) dělí Dunham (1962) vápence na základě jejich poměru mezi zrny a matrix a dále pak na základě jejich struktury. Hranice mezi zrny (obdobu Folkových alochemů) a matrix je umělá – hranice určena velikostí částic 20  $\mu\text{m}$  (Kukal, 1986). Dunham (1962) ve své klasifikaci zavádí pět nových termínů: mudstone (mikrit a méně než 10 % zrn), wackestone (mikrit a více než 10 % zrn), packstone (zrn je více než mikritu), grainstone (pouze zrna, není přítomen mikrit) a boundstone (jednotlivé části jsou spojené už v průběhu sedimentace).

## 1.4 Směsné siliciklastické a karbonátové horniny

Sedimentární horniny se většinou skládají z více složek, které se od sebe liší svým složením i zrnitostí. Ke klasifikace sedimentů, které jsou tvořeny třemi hlavními komponentami, se používají trojúhelníkové diagramů. Vrchol trojúhelníku reprezentuje sto procent příslušné zrnitostní frakce či složky. Klasifikaci pro směsné sedimenty tvořené siliciklastickou a karbonátovou složkou vytvořil Mount (1985). Jeho klasifikace je založena na obsahu čtyř složek: písčité frakce (například klasty křemene, živců a silikátových minerálů), nekarbonátový kal (tvořen směsí prachové a jílové frakce), karbonátové alochemy (například bioklasty, ooidy a peloidy) a karbonátový kal (Mount, 1985). Klasifikace je založena na jednoduchém binárním procesu, kdy je výsledný název horniny dán odpověďmi na sérii „ano/ne“ otázek, týkajících se složení a struktury vzorku (viz obrázek 1.1).



Obrázek 1.1: Schéma klasifikace podle Mounta (1985)

## 1.5 Kras, krasovění

Podle Klimchouka et al. (2000) se jako kras označuje území, ve kterém proudí většina vody druhotně rozšířenými kanály, které dosahují velikostí od malých neprůlezných dutin až po rozsáhlé jeskyně. Podle Bosáka (in Příbyl et al., 1992) je přítomnost rozpustných hornin jedním z hlavních faktorů, které ovlivňují tvorbu krasové morfologie a průběh krasovění. Mezi tyto horniny patří hlavně karbonátové horniny (vápence, dolomity) a evapority (sádrovce, anhydrity, sůl kamenná) a někdy se sem řadí ještě některé klastické horniny s karbonátovým tmelem (Příbyl et al., 1992). Hlavními látkami podmiňujícími krasovění jsou voda a oxid uhličitý (Petránek, 1963).

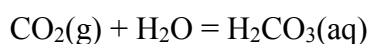
Jako krasovění je označován proces, při kterém dochází k rozpouštění minerálů a hornin. Minerály a horniny se rozpouští hlavně působením vodných roztoků, především půdní či podzemní vodou. Tento proces probíhá nejčastěji v horninách, které jsou bohaté na karbonátové minerály. Mezi hlavní karbonátové minerály patří kalcit ( $\text{CaCO}_3$ ), který je nejrozšířenější složkou karbonátových hornin. Kalcit může být obsažen i v mnoha jiných horninách, kde může být přítomen v podobě klastů, bioklastů (například úlomky schránek živočichů), matrix, nebo může tvořit sekundární tmel (Petránek, 1963).

Ke krasovění nedochází jen ve vápencích, ale může k němu docházet i v siliciklastických horninách se sekundárním karbonátovým tmelem. V takovém případě je proces krasovění charakterizován souběžným rozpouštěním rozpustných složek a následným vyplavováním nerozpustných složek (Dubois et al., 2014a). Pro kras vzniklý v siliciklastických horninách s karbonátovým tmelem se někdy používá označení klastokras (Bosáka in Příbyl et al., 1992). Krasové systémy a tvary, které se vytváří v siliciklastických horninách s karbonátovým tmelem, se v mnohém podobají klasickému karbonátovému krasu a často mají totožnou morfologii podzemních i povrchových útvarů.

Krasové kanály jsou výsledkem sebeorganizace proudění a porozity (Klimchouk et al., 2000). V případě krasu proudí podzemní voda nejprve velkým množstvím puklin a mezivrstevních ploch, rozpouštěním horniny dochází k jejich zvětšování a stávají se tak z nich zárodečné krasové kanálky. Tyto zárodečné kanály mají zvýšenou propustnost a šíří se ve směru proudění vody od místa infiltrace. V okamžiku, kdy první z těchto krasových kanálů dorazí do místa odvodnění, klesne v něm hydraulická výška, a i ostatní kanálky začnou směřovat k tomuto kanálu, na který se postupně napojují. Rozšiřování paralelních kanálů se zastaví, kanály ztratí přítok, protože většina vody proudí hlavním kanálem. Takto se vytváří systém odvodnění, ve kterém jsou velké krasové oblasti odvodňovány jen několika málo krasovými kanály a krasovými prameny (Klimchouk et al. 2000).

Mezi hlavní procesy, které ovlivňují krasovění, patří rozpouštění kalcitu. Kalcit se v čisté vodě rozpouští jen minimálně, ale jeho rozpustnost výrazně roste při rozpouštění v kyselých roztocích (Příbyl, 1992). Příkladem takového kyselého roztoku může být kyselina uhličitá ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), která vzniká běžně i v přírodních podmínkách, kde se její zředěný roztok tvoří rozpouštěním půdního oxidu uhličitého ( $\text{CO}_2$ ) v prosakující půdní vodě (Příbyl, 1992).

Rozpouštění kalcitu je kontrolováno obsahem oxidu uhličitého ( $\text{CO}_2$ ) ve vodě (Langmuir, 1997). Oxid uhličitý je vodou snadno rozpustný, produktem reakce je kyselina uhličitá. Rozpustnost  $\text{CO}_2$  roste s rostoucím parciálním tlakem  $\text{CO}_2$  (Langmuir, 1997). Rozpustnost  $\text{CO}_2$  ve vodě se řídí Henryho zákonem a s rostoucí teplotou klesá (Johnston, 1915). Rozpouštění plynného  $\text{CO}_2$  ve vodě a vznik kyseliny uhličitě je popsáno následující rovnicí (Sweeting, 1972):

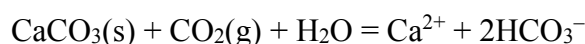


rovnovážná konstanta  $K_0$  této reakce je definována jako:  $K_0 = \frac{[H_2CO_3]}{pCO_2}$ ,

kde  $pCO_2$  je parciální tlak  $CO_2$  a hranaté závorky zde, stejně jako v následujících rovnicích, vyjadřují aktivitu.

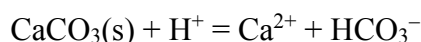
Z následujících rovnic a jejich rovnovážných konstant plyne, že míra rozpustnosti kalcitu se zvyšuje s rostoucím parciálním tlakem  $CO_2$  a s klesajícím pH. Kalcit se může znovu vysrážet, jestliže dojde ke zvýšení pH nebo ke ztrátě  $CO_2$  (Langmuir, 1997).

Obecná rovnice rozpouštění kalcitu je definován jako (Langmuir, 1997):



rovnovážná konstanta  $K_0$  této reakce je definována jako:  $K_0 = \frac{[Ca^{2+}][HCO_3^-]^2}{pCO_2}$

V kyselém prostředí se kalcit obecně rozpouštění podle rovnice (Langmuir, 1997):



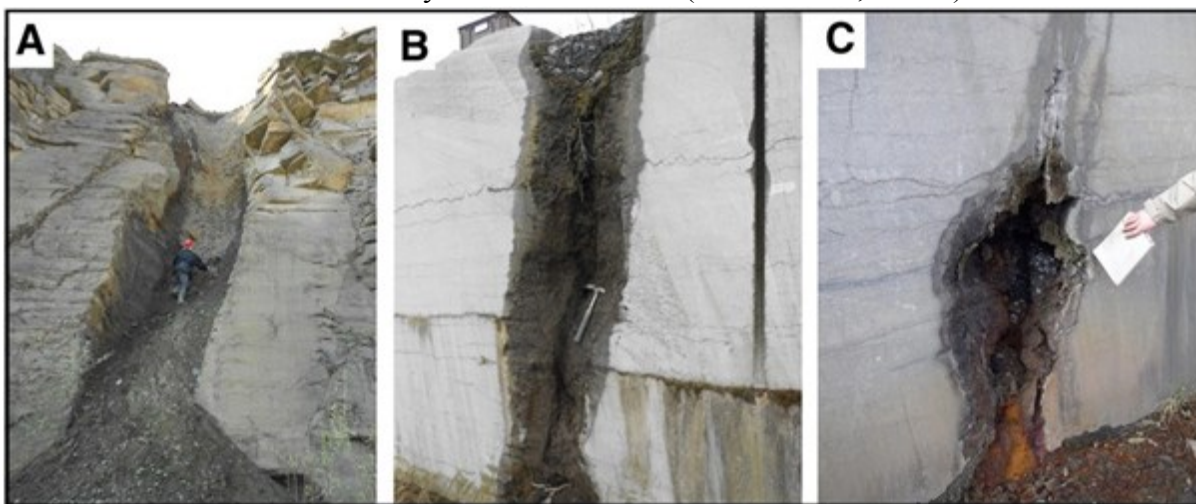
rovnovážná konstanta  $K_0$  této reakce je definována jako:  $K_0 = \frac{[Ca^{2+}][HCO_3^-]}{[H^+]}$

## 1.6 Krasovění karbonáto-silikátových hornin

Krasovění nepodléhají pouze karbonátové horniny a evapority, ale může k němu docházet i v karbonáto-silikátových horninách, kde jsou karbonáty přítomny převážně ve formě tmelu. Krasovění těchto hornin se nazývá „ghost rock“ krasovění (Dubois et al., 2014a). Jedná se o proces vázaný na pukliny, a který má, na rozdíl od vzniku „klasického“ karbonátového krasu, dvě fáze. V první fázi dochází k částečnému rozpoštění horniny, převážně karbonátového tmelu a karbonátových bioklastů, v druhé části dochází k mechanické erozi nerozpuštěných částic (rezidua), které jsou následně z prostředí vyplaveny (Laverly, 2012).

Pro první fázi je typické velmi pomalé proudění s velmi nízkým hydraulickým gradientem. Proces přechází do druhé fáze se změnou hydrogeologických poměrů, dochází ke zvýšení hydraulického gradientu, zvýšení rychlosti proudění podzemní vody a k nárůstu unášecí schopnosti vody a díky tomu tak dochází k rozrušování a následně i k vyplavování rezidua (Häuselmann and Togniny, 2005). Přechod z jedné fáze do druhé je tak řízen především nárůstem energie v systému (Dubois et al., 2014a).

Po rozpuštění rozpustných složek zůstávají nerozpustné (či nerozpuštěné) složky horniny, označované jako alterit, stále na svém místě a vyplňují stále stejný objem (v makroskopickém měřítku). Tyto částečně zvětralé zóny hornin jsou označovány jako „fantom“ nebo jako „ghost rock“ (Dubois et al., 2014a) – příklad na obrázku 1.2. Jako „fantom“ je hornina označována kvůli tomu, že na první pohled vypadá podobně jako původní hornina a často jsou v ní zachovány sedimentární struktury případně deformace. Díky tomu, že navětralá hornina stále zaujímá makroskopicky stejný objem, musí u ní nutně docházet k nárůstu porozity a tím i ke změně jejích vlastností. S nárůstem porozity klesá hustota a mechanická odolnost a roste hydraulická vodivost (Dubois et al., 2014b).



Obrázek 1.2: Příklad fantomů, "ghost rock" struktur (Dubois et al., 2014a).

Proces vzniku „ghost rock“ krasovnění se velmi liší od vzniku klasického krasu v karbonátech, ale z geomorfologického hlediska vznikají působením těchto dvou procesů podobné struktury. V případě klasického karbonátového krasu dochází jen u některých puklin k dostatečnému rozšíření a vzniku krasových kanálů, u „ghost rock“ krasovnění dochází k rozšiřování všech puklin, které jsou protékány vodou s dostatečnou unášecí schopností (Häuselmann and Togniny, 2005). Když dojde k vyplavení rezidua z prostředí, vznikají tak volné prostory, kanály a jeskyně, které jsou po morfologické stránce velmi podobné kanálům a jeskyním v karbonátovém krasu. Rozdíl je patrný při zkoumání rezidua, které na první pohled sice vypadá jako alochtonní (tj. přemístěné) sedimenty vyplňující krasové kanály, ale při důkladnějším prozkoumání jsou v reziduu často patrné původní struktury (například zvrstvení nebo diskontinuity) – Bruxelles et al. (2009). Když se fantom či volný prostor po vyplavení rezidua nachází blízko u zemského povrchu, dojde často k poklesu nadloží či ke zřícení stropu a vznikají tím struktury, které jsou typické pro klasické krasové prostředí (například závrtý, říčené závrtý a uvaly) – Dubois et al. (2014a).

## 2 Česká křídová pánev

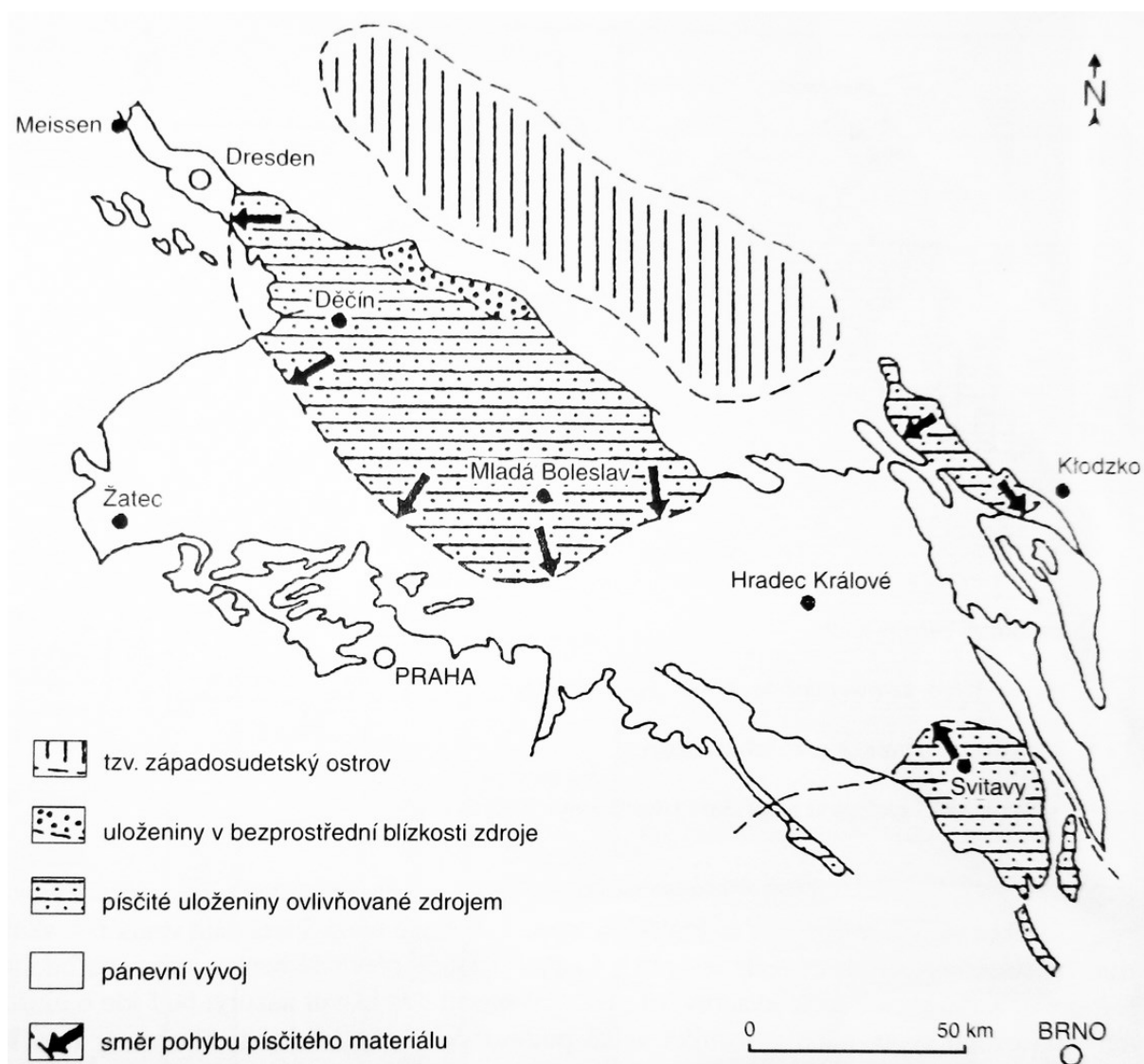
### 2.1 Základní informace

ČKP je nejrozsáhlejší sedimentační pánev v České republice, o ploše v ČR 12490 km<sup>2</sup> (Herčík et al., 2003). ČKP je výrazně protažená s hlavní osou orientovanou ve směru SZ-JV, ve východní části se stočením k JJV (Krásný et al., 2012). Podle Uličného et al. (2003) by se na ČKP nemělo nahlížet jako na jednu pánev, ale jako na pánevní systém, protože v ČKP existuje několik sub-pánví a mnoho vnitropánevních zlomů, které byly aktivní v době utváření ČKP.

Jde o typickou hydrogeologickou vícekolektorovou pánev a z hlediska současného i možného budoucího využívání podzemních vod vodohospodářsky tradičně nejvýznamnější celek České republiky (Krásný et al., 2012). Tato skutečnost je dána především příznivými vodivostními (tj. propustnost, transmisivita) a akumulací (tj. storativita) vlastnostmi křídových sedimentů, umožňujícími ve vhodných územích velké koncentrované odběry podzemních vod regionálního významu (Krásný et al., 2012).

Díky velkému rozsahu ČKP lze rozlišovat velmi pestrý vývoj jak ve vertikálním, tak v horizontálním směru. Za vertikální diverzitu odpovídá časový vývoj sedimentačního prostoru, kdy docházelo ve svrchní křídě v průběhu cca deseti milionů let k ukládání nejprve sladkovodních sedimentů, později došlo k rozsáhlé transgresi a převažující část vrstevního sledu již má mořský charakter (Pokorný a Jiroudková, 2012). Horizontální variabilita svrchnokřídových sedimentů je způsobena především morfologií sedimentačního prostoru, respektive závisí na přínosu klastického materiálu z pevninských snosových oblastí a na vzdálenosti od okraje pánve (Pokorný a Jiroudková, 2012).

Současný rozsah ČKP je znázorněn na obrázku 2.1. Původní rozsah pánve byl ještě větší, což se usuzuje podle toho, že okrajové uloženiny většinou nejsou zachovány a podlehly pokřídové erozi (Chlupáč et al., 2011). Je pravděpodobné, že pánev ve středních Čechách sahala až k tehdy nízké elevaci Brd, Hřebenů a východněji do Posázaví, i když krystalické elevace na Kutnohorsku, Kolínsku a v okolí Železných hor naznačují složitý průběh březní linie se skalnatými mysy a ostrovy (Chlupáč et al., 2011). V období křídý spojovalo moře podél tektonicky oslabené labské zóny ve směru SZ-JV mělká moře na území dnešního Německa s oceánem Tethys (Krásný et al., 2012). ČKP patří k soustavě evropských epikontinentálních pánví, které byly vzájemně propojené po cenomanské mořské transgresi (Chlupáč et al., 2011).



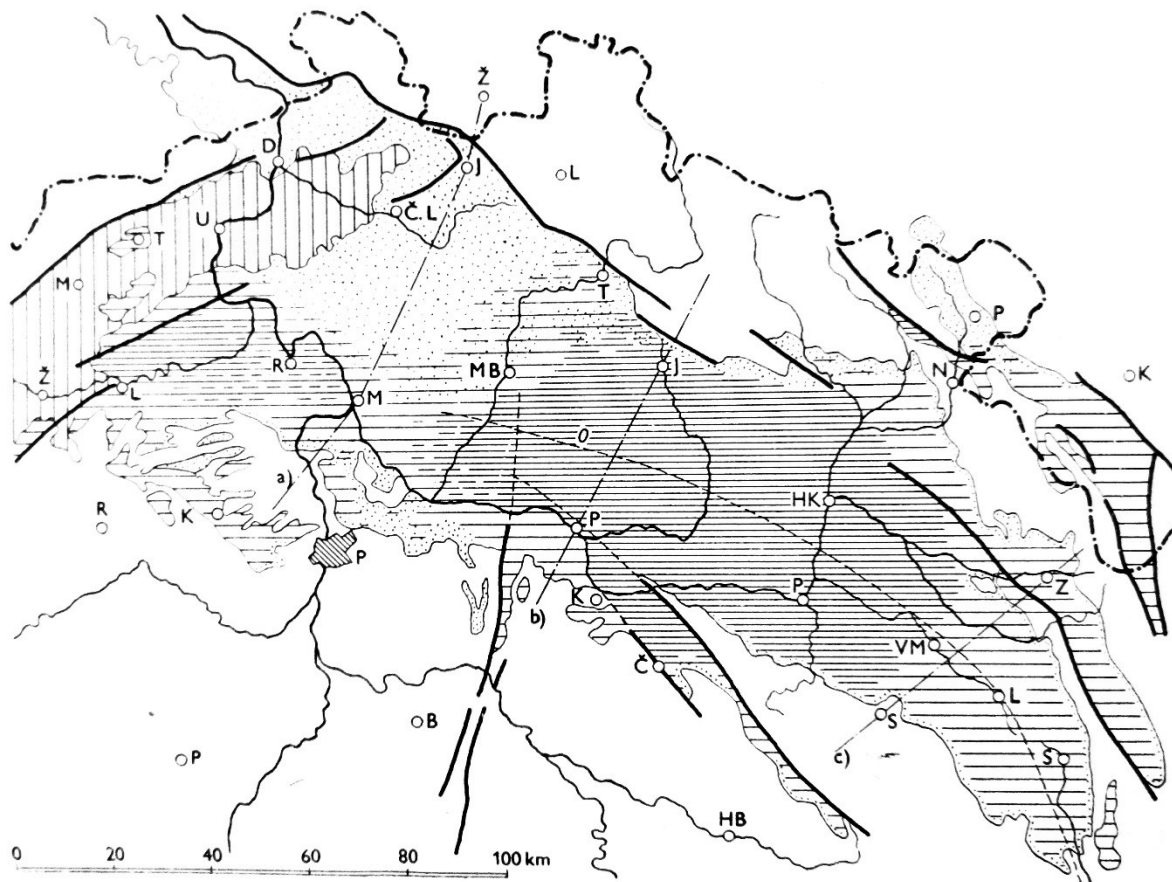
Obrázek 2.1: Základní schéma sedimentární výplně ČKP (Chlupáč et al. 2011)

Ačkoli byl pánevní systém ČKP aktivní relativně krátkou dobu (méně než 11 milionů let) a mocnost sedimentární výplně je většinou menší než 1 km (podle Herčíka et al., 2003, dosahuje průměrná mocnost sedimentární výplně 200 až 400 m), lze díky velkému plošnému rozsahu pánve, výstupu hornin na povrch a mnoha dat z vrtů podrobně studovat záznamy tektonických událostí a dalších procesů v depozičních systémech (Uličný, 2003). O křídovém období byla ČKP obklopena paleostrovy (středoevropský, východosudetský a západosudetský), z nichž se nejvíce na formování sedimentární výplně pánve podílel západosudetský, který pánvi poskytoval siliciklastické sedimenty (Čech, 2011).

Topografie báze ČKP byla nejvíce formována v průběhu střední křídy, v době reaktivace hlavních poruchových zón variského podloží Českého masivu, dále se na něm podílely vlivy vyvolané cenomanskou transgresí (Čech, 2011). Velkou roli v tektono-sedimentárním vývoji

ČKP měla labská zlomová zóna (Čech, 2011) a tento vývoj se dá rozdělit do tří fází (Uličný, 2003). Fáze I trvala od středního až do pozdního cenomanu a je pro ní typický dlouhodobý nárůst mořské hladiny. Fáze II zahrnuje období pozdního cenomanu až raného coniacu (Uličný, 2003). V tomto období došlo k zaplnění dvou hlavních depocenter ČKP (lužicko-jizerská oblast a orlicko-žďárská oblast) hrubým klastickým materiálem (Čech, 2011). Fáze III trvala od středního coniacu do santonu a je spjatá s mořskou regresí (Uličný, 2003).

Od doby spodnoturonské transgrese, která definitivně zformovala pánev, lze pozorovat rozrůznění facií do dvou základních typů, které jsou závislé hlavně na přínosu materiálu z pevninských snosových oblastí (viz obrázek 2.1) – Chlupáč et al., 2011. První je facie kvádrových pískovců či facie pobřežní (progradační podle Krásného et al., 2012) a druhou je facie vápnatých jílovců a slínovců či facie hlubšího moře (pánevní podle Krásného et al., 2012), na pomezí těchto dvou facií se vyčleňuje ještě facie přechodní (viz obrázek 2.2) – Chlupáč et al. (2011). Horniny facie kvádrových pískovců vznikaly v oblastech dosahu přínosu písčitého materiálu z přilehlých oblastí souše, oproti tomu vápnaté jílovce a slínovce jsou typické pro oblasti vzdálenější od pobřeží, kde docházelo pouze k omezenému přínosu



Obrázek 2.2: Rozšíření tří odlišných typů faciálního vývoje v ČKP. Tečkovaně – facie se silným zastoupením kvádrových pískovců; hustá šrafa – facie slínovců; řídká šrafa – facie přechodních hornin; svislá šrafa – pokryv. (Hynie, 1961)

pevninského materiálu v podobě nejjemnějších částic (Pokorný a Jiroudková, 2012). Povrch ČKP je většinou pokryt slabou nesouvislou vrstvou kvartérních sedimentů, zvláště koluviálními (svahovými) sedimenty, sprašemi a písky a štěrky z říčních teras (Herčík et al., 2003).

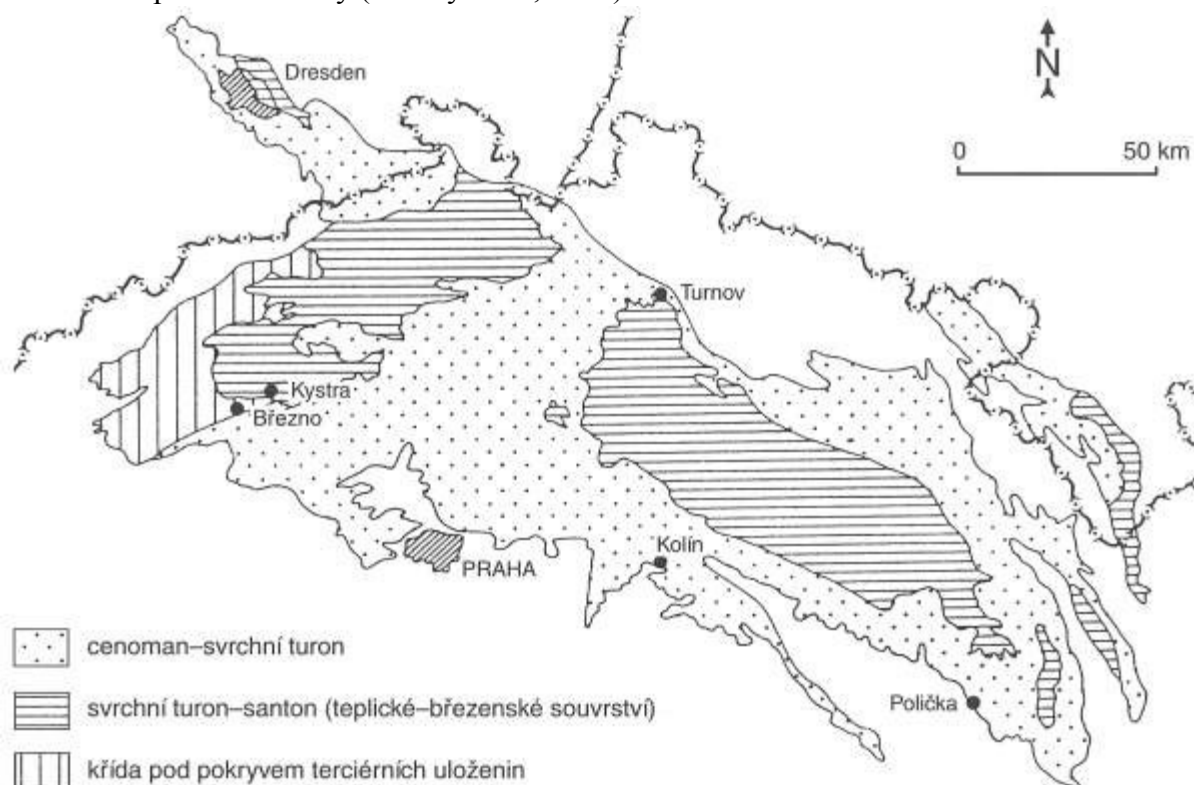
Současný reliéf ČKP je velmi výrazně ovlivněn složením pánevních hornin. V měkkých slinitých a jílovitých sedimentech převládá plochý terén, přerušovaný mírnými vyvýšeninami, tvořenými tvrdšími horninami či akumulacemi starších kvartérních teras. Naopak v pískovcích se vytvářejí údolí, od širokých rozevřených až po úzké sevřené kaňony. Pro oblasti s výskytem kvádrových pískovců jsou charakteristická mnohá turisticky atraktivní skalní města. Vertikálně členitý charakter oblasti Českého středohoří dotvářejí neovulkanity. (Krásný et al., 2012)

Sedimenty ČKP jsou většinou uloženy téměř vodorovně nebo jen s mírnými úklony vrstev, byly však postiženy koncem křídly, a hlavně v terciéru, takzvanou saxonskou tektonikou, která se projevila především zlomy, podél nichž místy proběhly až tisícimetrové vertikální pohyby. K těmto zlomům patří i lužická porucha, která omezuje ČKP na severu (v linii od Drážďan až do okolí Jičína) a místy má i charakter přesmyku – krystalické, permské, popřípadě i jirské horniny byly přesunuty přes křídové sedimenty. Ve východní části pánve jsou křídové sedimenty deformovány do přízlomových vleků, které byly ve starší literatuře označovány jako vrásky. Pro severozápadní část ČKP je charakteristické především postižení zlomy, podél nichž byly vyzdviženy či zaklesnuty různě velké kry odlišných tvarů, nicméně s převládající orientací hlavních strukturních prvků (Krásný et al., 2012).

Zlomy mívají někdy charakter složitých poruchových zón, sestávajících z paralelních zlomů, které jsou porušovány zlomy příčnými, v případě jejich většího rozsahu bývají tyto zóny označovány jako zlomová pásma nebo jako zlomová pole (Krásný et al., 2012). Soubor saxonských zlomů a puklin náleží třem základním soustavám odlišné orientace – poruchy labského a sudetského směru (směr ZSZ a SZ), poruchy jizerského směru (směr SSV) a poruchy oherského (krušnohorského) směru (směr SV a V) – Uličný (2009b). Pro zlomy a pukliny sudetského a oherského směru je typická příčná tektonika a vzhledem k tomu, že oherský směr je téměř kolmý k sudetskému, byly příčné pukliny a menší zlomy starší oherské tektoniky využity při vzniku směrných puklin mladší sudetské tektoniky (Hynie, 1961). Nejmladší pukliny jizerského směru jsou předurčeny průběhem mladovariského rozpukání, jehož hlavními tektonickými liniemi jsou Blanická a Boskovická brázda.

## 2.2 Litologie a stratigrafie ČKP

Výplň ČKP náleží stupňům cenoman, turon, coniak a santon, děleným na podstupně (cenoman na CEN1-6, turon na TUR1-7 a coniak na CON1-2 – Uličný et al., 2009a). Nejstarší terestrické sedimenty mohou podle některých autorů příslušet ještě svrchnímu albu (Krásný et al., 2012). Schématická geologická mapa ČKP je znázorněna na obrázku 2.3 a stratigrafická tabulka je na obrázku 2.4. Na rozdíl od většiny starších geologických jednotek má litologické složení křídových sedimentů zcela zásadní význam pro vymezení hydrogeologických těles, jejich hydraulických vlastností a následně také pro proudění a vlastnosti podzemní vody (Krásný et al., 2012).



Obrázek 2.3: Schématická geologická mapa ČKP (Čech in Chlupáč 2011)

### 2.2.1 Perucko-korycanské souvrství

Nejstarší část pánevní výplně tvoří perucko-korycanské souvrství, které se běžně dělí na dvě jednotky – vrstvy perucké a korycanské (Chlupáč et al., 2011); obě tyto vrstvy náleží cenomanu. Toto souvrství se interpretuje jako sladkovodní, brakické a mělkomořské (Uličný et al., 2009a) a díky oscilacím mořské hladiny dochází často k jejich překrývání. V cenomanu docházelo díky mořské transgresi k pomalému překrývání pevninského sladkovodního prostředí, díky tomu vznikaly velmi různorodé sedimenty – od jílovců až po hrubozrnné slepence (Valečka, 1979). Perucké vrstvy jsou tvořeny velmi různými sedimenty divočících či meandrujících řek, estuárií, pobřežních lavic a podobně (Uličný, 2001).

Z hornin se jedná o křemenné slepence a pískovce, prachovce až jílovce. Jedná se o říční a jezerní sedimenty a sedimenty příbřežní facie, jejichž rozšíření je značně závislé na místních poměrech a tvarech podložního reliéfu, proto jsou mocnosti velmi proměnlivé. V korycanských vrstvách jsou přítomny zejména pískovce různé zrnitosti s proměnlivým obsahem základní hmoty, často s polohami jemnozrnných slepenců či prachovců. V některých oblastech pánve, které nejsou příliš plošně rozsáhlé (je tomu tak v případě podložních vyvýšenin), není perucko-korycanské souvrství vůbec vyvinuté (Uličný et al., 2009a).

### 2.2.2 Bělohorské souvrství

Následující stratigrafickou jednotkou, vznikající ve spodním až středním turonu, je bělohorské souvrství. Toto souvrství odráží etapu dalšího prohloubení a rozšíření areálu mořské sedimentace a typickými horninami jsou mělkovodní mořské vápence a spongility (Čáp, 2006; Čech et al., 1980). Nástup tohoto souvrství je charakteristický výraznou a rychlou celopánevní transgresí, jejímž důsledkem je převaha karbonátových sedimentů ve většině území pánve a díky tomu je rozhraní mezi korycanskými vrstvami a bělohorským souvrstvím obvykle dobře rozpoznatelné. Tato hranice je dobře pozorovatelná i pomocí chemostratigrafie  $\text{CaCO}_3$  – hranice se projevuje jako diskordantní křivka prudce narůstajícího obsahu  $\text{CaCO}_3$  směrem do mladších nadložních sedimentů (Štaffen, 1999; Pokorný a Jiroudková, 2012).

V oblastech, kam zasahoval přínos písčitého materiálu (například v severních částech pánve při lužické poruše), převládají křemenné kvádrové pískovce. Celková mocnost bělohorského souvrství kolísá mezi 25 až 30 m ve slínovcové facii a dosahuje až 110-120 m v oblasti kvádrových pískovců (Herčík et al., 2003). V severní části ČKP, v lužicko-jizerské subpánvi, se klastické sedimenty ukládaly do nejstarších vrstev bělohorského souvrství (období TUR1) především na SZ okraji pánve, tedy v oblasti lužické poruchy, a následně v období TUR3 dlouhodobě progradovaly až k jizerské poruchové zóně (Uličný et al., 2009a).

### 2.2.3 Jizerské souvrství

Nadloží bělohorského souvrství tvoří souvrství jizerské, které odpovídá další etapě svrchnokřídové transgrese a vznikalo ve středním až svrchním turonu. Plošný rozsah ČKP se dále zvětšil a moře zalilo i nejvyšší elevace, faciální vývoj jizerského souvrství je díky tomu velmi proměnlivý a zahrnuje celou škálu sedimentů od pískovců po slínovce (Krásný et al., 2012). Charakter sedimentace je ovlivněn převážně polohou jednotlivých sedimentačních prostředí. Zatímco v centru pánve, v místech oddálených od zdrojů písčitého materiálu, nadále dominuje ukládání silně vápnitých a jílovitých sedimentů (Čech et al., 1980), v dosahu přínosu hrubšího materiálu z plochých pevnin se za pokračující subsidence hromadila

mocná tělesa kvádrových, méně často i slínitých, pískovců, která při lužické poruše dosahují mocnosti až přes 400 m (Herčík et al., 2003). Jizerské souvrství se v ČKP vyznačuje značnými změnami v celkových mocnostech, od maximální mocnosti až přes 400 m v oblasti lužické poruchy po minimální mocnosti kolem 20 m v Poohří a jen několik metrů ve vrcholové části mostecko-teplické elevace v nadloží teplického ryolitu. Ve slínovcové facii dosahuje souvrství obvykle mocnosti 100 až 200 metrů (Čech et al., 1980).

V období TUR5 ustala v lužicko-jizerské subpánvi většina tektonické aktivity a díky tomu se písčité sedimenty ukládaly spíše rovnoměrně blíže ke zdroji. V období TUR7 byla rychlost sedimentace pravděpodobně nejvyšší. V tomto období se v oblasti jizerské poruchové zóny vytvořily mocné vrstvy pískovců jizerského souvrství (Uličný et al., 2009a). Podle Čecha (1980) jsou pro písčité sedimenty jizerského souvrství ve většině oblastí ČKP typické progradační cykly do nadloží hrubnocích sedimentů. Na bázi cyklů se vyskytují slínovce nebo velmi jemnozrné pískovce, které přecházejí až do střednězrných až hrubozrných pískovců.

#### 2.2.4 Teplické souvrství

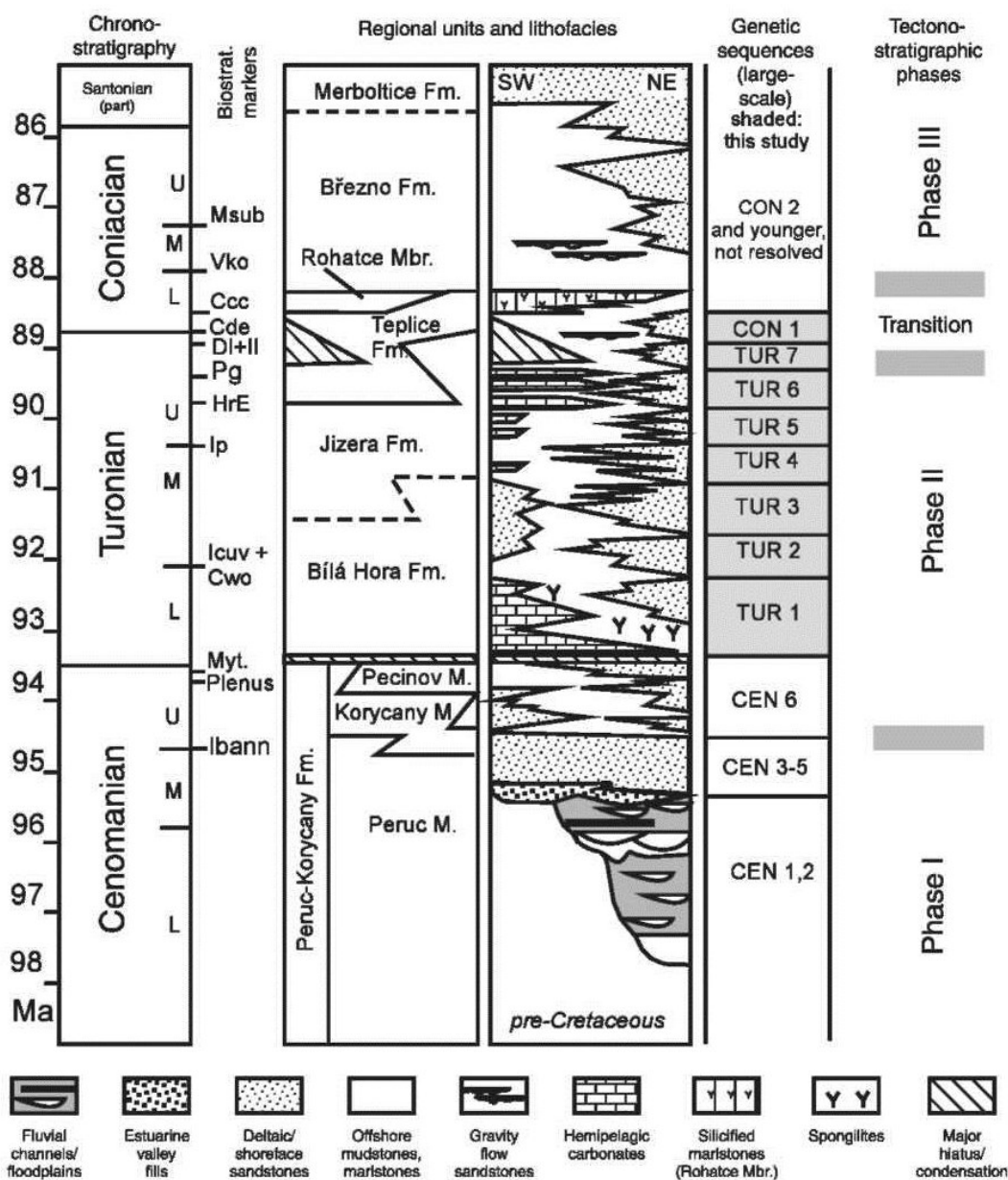
Další stratigrafickou jednotkou je teplické souvrství, které je produktem další výrazné mořské transgrese, při níž ČKP dosáhla svého maximálního rozsahu. V naprosté většině pánve převládá monotónní vývoj vápnitých jílovců a prachovců až slínovců (Krutský, 1982). Pískovce se v teplickém souvrství nacházejí jen v několika málo plošně omezených výskytech, takže jejich rozsah je vůbec nejmenší ze všech souvrství ČKP. Pískovce se vyskytují jen v okrajové části ČKP, podél lužického zlomu a v oblasti skalních měst v okolí Turnova, kde relativně rychlá a koncentrovaná sedimentace vytvořila mocné vrstvy hrubozrného pískovce (Uličný et al., 2009a). Do vyšší části teplického souvrství jsou také řazeny křemenné, převážně hrubozrné až středně zrnité, typické kvádrové pískovce v polické pánvi, tvořící skalní města u Adršpachu a Teplíc nad Metují (Krásný et al., 2012). Mocnost teplického souvrství je většinou 30 až 80 m a na některých místech je redukována jen na několik metrů.

Ve svrchní části teplického souvrství lze za samostatný člen pokládat rohatecké vrstvy (dříve označovány jako „inoceramové opuky“). Rohatecké vrstvy jsou tvořeny převážně mělkovodními jílovcí až slínovci a specifickým znakem této vrstvy je silicifikace některých poloh, která způsobuje jejich větší pevnost.

### 2.2.5 Březenské a merboltické souvrství

Březenské souvrství tvoří ve většině území nejvyšší, erozí již značně redukovanou část ČKP, v celém rozsahu se toto souvrství zachovalo jen v zakleslé kře Českého středohoří (Chlupáč et al., 2011). Ve většině oblastí je toto souvrství značně postiženo erozí, původní mocnost však mohla dosahovat až přes 500 m. Pro souvrství jsou typické mělkovodní vápnité jílovce a slínovce s velmi nízkým obsahem vápnité složky (Čech et al., 1980).

Nejmladší jednotkou ČKP je souvrství merboltické, zachované pouze jako denudační relikv v Českém středohoří v podloží terciálních vulkanitů, které je uchránilo před erozí (Chlupáč et al., 2011). Souvrství je většinou tvořeno jemnými až střednězrnnými, méně zpevněnými, křemennými a jílovitými pískovci. Sedimenty merboltického souvrství jsou produktem regresní fáze, není však jisté, zda jimi skutečně skončila křídová sedimentace, neboť v jiných evropských pánvích se v campanu uplatnila další transgresní fáze (Valečka in Herčík et al., 2003).



Obrázek 2.4: Stratigrafická tabulka ČKP (Uličný, 2009a).

## 2.3 Hydrogeologie ČKP

### 2.3.1 Charakterizace proudění ve vertikálním směru

V ČKP je charakter hydrogeologického prostředí určen především litologickým vývojem sedimentů a intenzitou jejich tektonického postižení, tím se křídové sedimenty podstatně odlišují od starších hornin, a to zejména od platformy Českého masivu, ale do značné míry i od permokarbonských sedimentů. Tektonika je pro bohatství křídových vod většinou významnějším činitelem než primární porozita křídových hornin, protože umožňuje soustředování proudění podzemní vody (Hynie, 1961). Hydrogeologický význam poruch jizerského směru (směr SSV) zdaleka převyšuje význam tektonických poruch obou starších soustav (poruchy labského a sudetského směru – ZSZ a SZ; poruchy oherského směru –

SV a V), i když jsou zejména morfologicky jizerské pukliny a zlomy v saxonské tektonice prvkem nejméně nápadným (Hynie, 1961).

Nejvýznamnějšími kolektory ČKP jsou sedimenty v pískovcovém vývoji s průlinovo-puklinovou (tj. dvojnou) porozitou a písčitoslinité či prachovitoslinité, popřípadě silicifikované horniny s převládající puklinovou porozitou, naproti tomu jílovce a slínovce jsou hydrogeologickými izolátory, kde bývá kolektorem jen přípovrchová zóna zvětralin a rozevřených puklin (Krásný et al., 2012).

V ČKP se dají vyčlenit až čtyři základní kolektory ve stratigrafickém sledu: bazální křídový kolektor A, spojený převážně s perucko-korycanským souvrstvím, lokálně také se souvrstvím bělohorským (kolektor AB); kolektor B v bělohorském souvrství; kolektor C v jizerském souvrství a kolektor D v teplickém, březenském a merboltickém souvrství (Herčík et al., 2003). Nejvýznamnější pro účely zásobování podzemní vodou je kolektor C, který obsahuje 52 % přírodních zdrojů podzemní vody v ČKP, méně významné jsou kolektory A (20 %), B (14 %) a D (14%) – Herčík et al. (2003).

Bazální křídový kolektor (kolektor A) je rozšířený ve většině ČKP a je obvykle vázán na perucko-korycanské souvrství (Herčík et al., 2003), někdy je však spojen s částí či celou mocností bělohorského souvrství, jako je tomu na Ústecku nebo v Poohří (Krásný et al., 2012). Ve většině ČKP je hydraulicky spojitý, takže vytváří podmínky pro regionální proudění podzemních vod. Hynie (1961) uvádí, že je tento kolektor lokálně rozdělen polohami cenomanských jílovců a břidlic na více méně samostatné obzory. Mocnost kolektoru dosahuje obvykle několik desítek metrů, výjimečně přesahuje 100 m. Mocnost kolektoru obecně stoupá směrem k Lužickému zlomu (Herčík et al., 2003). Porozita tohoto kolektoru je průlinovo-puklinová a transmisivita je obvykle v desítkách  $m^2/d$ , jen v severní a severozápadní části ČKP mnohdy přesahuje  $100 m^2/d$ . (Krásný et al., 2012)

Spodní křídový kolektor (kolektor B) je vázán na bělohorské souvrství (Herčík et al., 2003). Tento kolektor hraje zásadní roli v tzv. východočeských synklinálách (Bc 6, 7, 8 a 9). V jiných oblastech ČKP nebývá příliš rozšířen a obvykle je také vodohospodářsky méně významný. V některých územích vytváří vyšší část bělohorského souvrství v psamitickém vývoji spolu s nadložními pískovci jizerského souvrství jediný hydraulicky spojený kolektor střední (kolektor BC). Častý jílovitý vývoj bělohorského souvrství, zejména jeho spodní část, vytváří izolátor v nadloží bazálního křídového kolektoru (Hynie, 1961), který většinou dosahuje mocnosti několik desítek metrů. Porozita se v závislosti

na litologickém vývoji kolektoru mění od převládající puklinové v pelitech a aleuropelitech k průlinovo-puklinové v pískovcích (Krásný et al., 2012).

Střední křídový kolektor (kolektor C) je vázán především na jizerské souvrství, v některých případech (při lužické poruše) však může zahrnovat také přílehlá tělesa podložního bělohorského nebo nadložního teplického souvrství (Herčík et al., 2003). S ohledem na všeobecně nejvyšší mocnosti, vysokou až velmi vysokou transmisivitu a skutečnost, že je vodohospodářsky nejvýznamnějším kolektorem v ČKP, je tento kolektor označován jako hlavní (Krásný et al., 2012). Kolektor se vyznačuje značně proměnlivými mocnostmi i výrazným kolísáním transmisivity. Porozita pískovců je převážně průlinovo-puklinová; maximální hodnoty transmisivity dosahují až několik stovek  $m^2/d$  a minima se obvykle pohybují v desítkách  $m^2/d$  (Krásný et al., 2012).

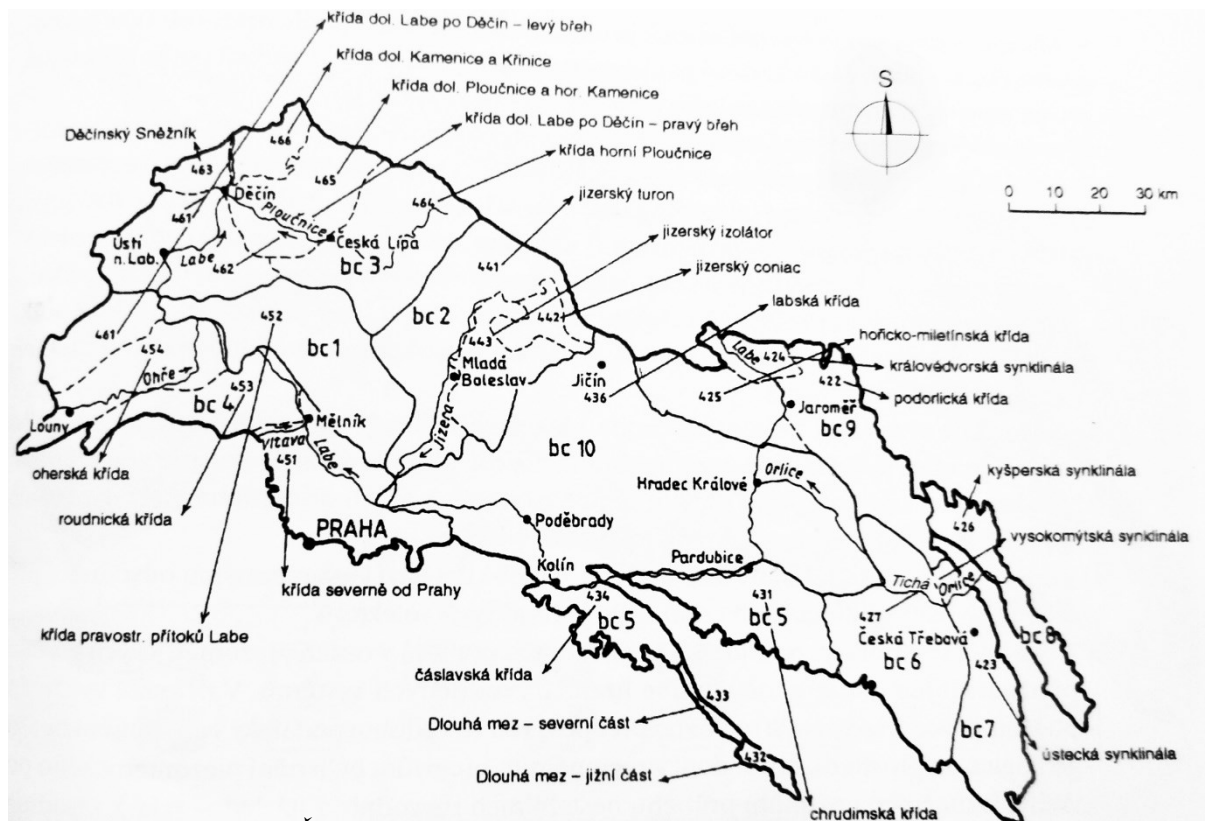
Svrchní křídový kolektor (kolektor D) je vázaný na teplické, březenské či merboltické souvrství a je tvořen samostatnými tělesy v nadloží jizerského souvrství (Herčík et al., 2003). Patří sem kolektory skalních měst na Turnovsku a v polické pánvi. Svrchním křídovým kolektorem je rovněž kolektor přípovrchové zóny zvětralin a rozevřených puklin v oblastech s výskyty slínovcových sedimentů. Porozita je průlinovo-puklinová a převládající transmisivita se pohybuje od desítek do nižších stovek  $m^2/d$  (Krásný et al., 2012)

Rozsah, vlastnosti a míra kontinuity jednotlivých kolektorů ČKP určuje základní podmínky proudění jejich podzemních vod. Obecným jevem je regionální proudění v hlubších rozsáhlých kolektorech, a naopak lokální proudění v mělkých zónách křídových kolektorů, včetně superponovaných fluvialních uloženin (Hynie, 1961). V rámci existující geometrie kolektorů závisí intenzita proudění podzemních vod na propustnosti kolektorů a velikosti jejich doplňování (Krásný et al., 2012).

### 2.3.2 Charakteristika prostředí v horizontálním směru

Dynamické zásoby křídových podzemních vod jsou nerovnoměrně rozděleny, a jen v několika oblastech se spojuje příznivé složení jednotlivých vrstev s příznivou tektonikou a s příznivým reliéfem krajiny, za velkých až enormních vydatností pramenů a studní (vydatnost až v řádu prvních stovek vteřinových litrů) – Hynie (1961). Díky rozdílnému faciálnímu vývoji jednotlivých oblastí ČKP a různé mocnosti jednotlivých vrstev se ČKP rozděluje na několik částí, které mají poměrně jednotný charakter kolektorů. S prvním rozdělením ČKP přišel Hynie (1961), který pánve rozdělil především na základě rozdílného faciálního vývoje. Další rozdělení pánve bylo založeno jak na hydrogeologických,

tak na vodohospodářských aspektech. ČKP byla rozdělena na celkem deset bilančních celků (označených bc1 až bc10), které obvykle zahrnují několik hydrogeologických rajonů (viz obrázek 2.5).



Obrázek 2.5: Rozdělení ČKP na bilanční celky a hydrogeologické rajony (Krásný et al., 2012).

V ČKP bylo vymezeno velké množství hydrogeologických rajonů, označených počátečním číslem 4 (viz obrázek 2.5). Rajony jsou rozděleny do pěti skupin označených jako Východočeská křída (41xx a 42xx), Křída středního Labe po Jizeru (43xx), Jizerská křída (44xx), Křída Ohře a středního Labe po Litoměřice (45xx) a Křída dolního Labe (46xx), jako samostatná skupina (47xx) byly vymezeny rajony bazálního křídového kolektoru v Pojizeří a v severních Čechách (Krásný et al., 2012).

Co se rozmístění dynamických zdrojů podzemní vody v ČKP týče, je nejchudší vnitřní sedimentační prostor ČKP s pelitickými sedimenty. Je to zhruba prostor mezi Jizerou a Labem nad soutokem s Jizerou, který přesahuje přes tok Labe do značné vzdálenosti k jihovýchodu, nejdále mezi Holicemi a Vysokým Mýtem (Hynie, 1961). Tato oblast se nazývá labská slínovcová facie (bc10). Druhá obdobná oblast slínovcového vývoje, podstatně menší rozlohy, se prostírá na dolní Ohři. Obě tyto oblasti (viz obrázek 2.2) jsou prakticky bez využitelných zdrojů podzemní vody a odporují nesprávnému názoru o bohatství podzemní vody v celém křídovém útvaru (Hynie, 1961). Z oblasti horního a středního křídového Pojizeří nastává

k severozápadu značně rychlý přechod labské slínovcové facie přes užší pásmo písčitých slínovců a slinitých pískovců (tzv. přechodní facie), do facie se silným zastoupením kvádrových pískovců (Hynie, 1961). Přechodní facie se vyskytuje i ve východní a v jihovýchodní části ČKP, v oblasti východočeských synklinál.

Písčité slínovce a slinité pískovce přechodní facie, které jsou skupinou přechodních hornin mezi nepropustnými slínovci a silně propustnými kvádrovými pískovci, jsou zvodněny ve velmi různém stupni. Na přechodu labské slínovcové facie do jizerské facie kvádrových pískovců se za příznivých tektonických poměrů soustřeďují v horninách přechodní facie vydatné proudy podzemních vod, jejichž infiltračním povodím jsou rozsáhlé přilehlé oblasti kvádrových pískovců. Tak se stává tato oblast přechodní facie nejvydatnějším pramenným územím v Čechách (na dolní Pšovce, Košáteckém potoce v pohodí Labe, částečně na Strenici v povodí Jizery) – Hynie (1961).

S přechodem z labské slínovcové facie k jihovýchodu do přechodní facie (mezi Holicemi a Vysokým Mýtem) se pánev zužuje a současně prohlubuje a voda se soustředí do propustných obzorů k podélné ose ČKP (Hynie, 1961). Slabší průlinová propustnost této oblasti (v porovnání s propustností oblastí kvádrových pískovců) je vyvážena sítí mimořádně otevřených puklin, které obohacují nádrže podzemní vody i více méně přímým průsakem z otevřených toků, takže specifická vydatnost podzemní vody této oblasti je větší než v oblastech kvádrových pískovců s nejpříznivějšími hydrogeologickými poměry (Hynie, 1961).

Podle Herčíka et al. (2003) lze ČKP rozdělit, na základě rozdílných kolektorů, do tří částí: západní, centrální a východní (viz obrázek 2.6). Charakter kolektorů v jednotlivých oblastech je dán rozdílnými geologickými podmínkami a litologickým charakterem sedimentární výplně, které určují velikost infiltrační oblasti, geometrii propustného prostředí a různou velikost průtoku podzemní vody a její zásoby (Herčík et al., 2003).

### 2.3.3 Západní část ČKP

Západní část pánve (bilanční celky bc1, bc2, bc3 a část bc4) je charakteristická velkými pískovcovými tělesy, které vytváří mocný souvislý kolektor v celé oblasti (Herčík et al., 2003). Bazální kolektor A je přítomen v celé západní části ČKP, s výjimkou několika podložních vyvýšenin, ze kterých byl erodován, v oblasti těchto vyvýšenin může být bazálním kolektorem kolektor B. Propustnost kolektoru A je většinou průlinová a transmisivita je dána převážně litologickým vývojem a mocností vrstev. Průměrná transmisivita kolektoru A dosahuje hodnoty

64 m<sup>2</sup>/d, přičemž nejvyšší hodnota transmisivity je rovna 160 m<sup>2</sup>/d (povodí Obrtky, hydrogeologický rajon 4523) a nejnižší hodnota je rovna 41 m<sup>2</sup>/d (povodí horní Ploučnice, hydrogeologický rajon 4640) – Herčík et al. (2003).

Kolektor C (BC) je vyvinut převážně na území pravostranných přítoků Labe (bc1, bc2 a bc3), kde jsou na ně vázány největší zdroje podzemní vody v celé ČKP. Průměrná mocnost saturované zóny kolektoru C je 150 m, propustnost je průlinová a puklinová a v generelu klesá k jihovýchodu. Transmisivita dosahuje nejvyšší hodnot 400 až 680 m<sup>2</sup>/d (hydrogeologické rajony 452 a 464) a nejnižších hodnot 48 až 52 m<sup>2</sup>/d (hydrogeologické rajony 461 a 462) – Herčík et al. (2003)

Kolektor D je vázán na pískovce v Českém středohoří (bc3) a izolované výskyty v jizerské oblasti (bc2). Kolektor D má ekonomický význam pouze v severozápadní části bc3 (hydrogeologický rajon 465). Průměrná transmisivita kolektoru D dosahuje hodnoty 128 m<sup>2</sup>/d, přičemž nejvyšší hodnota transmisivity je rovna 223 m<sup>2</sup>/d (hydrogeologický rajon 464) a nejnižší hodnota je rovna 30 až 82 m<sup>2</sup>/d (hydrogeologické rajony 461 a 462) – Herčík et al. (2003).

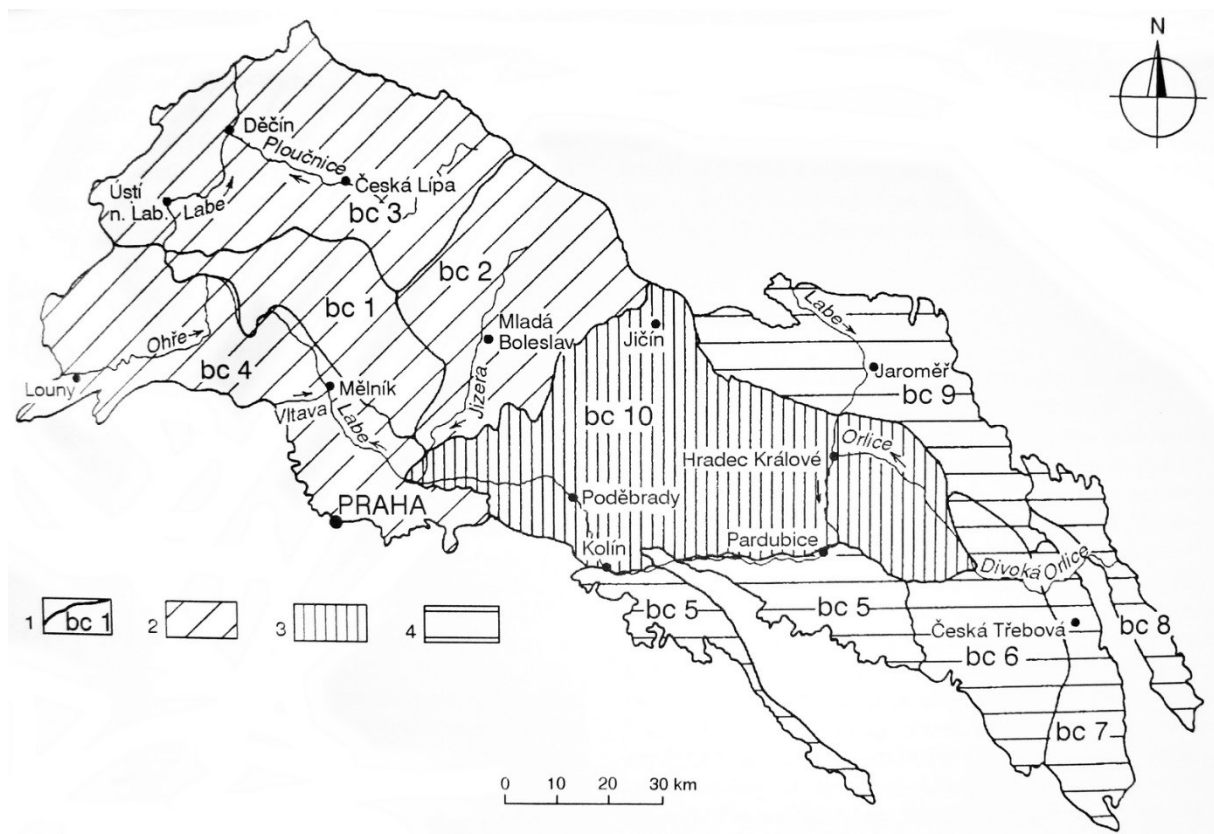
#### 2.3.4 Centrální část ČKP

Z hydrogeologického hlediska se centrální část ČKP (bc10) liší od okrajových částí malou mocností jediného přítomného bazálního kolektoru A, a také velmi slabou intenzitou proudění podzemní vody. Průměrná hodnota transmisivity je rovna 32 m<sup>2</sup>/d (západní část bc10) a 17 m<sup>2</sup>/d (východní část bc10). Proudění podzemní vody je velmi pomalé, vody jsou obohaceny CO<sub>2</sub> v oblastech s výskytem uhličitánových minerálních vod (Poděbrady, Chlumeck nad Cidlinou, Sezemice). Z vodohospodářského významu prostých vod je centrální část ČKP nevýznamná a vody mohou být využity pouze pro balneologické účely (Poděbrady a lázně Bohdaneč) – Herčík et al. (2003).

#### 2.3.5 Východní část ČKP

Kolektory východní části ČKP (bilanční celky bc5, bc6, bc7, bc8 a bc9) jsou ovlivněny především jejich strukturním uspořádáním. Křídové vrstvy byly utvářeny saxonskou tektonikou do systému přízlomových vleků. Bazální křídový kolektor A je charakteristický průlinovou i puklinovou propustností. Mocnost tohoto kolektoru se liší v závislosti na hloubce a rozsahu depresí v předkřídovém reliéfu. Kolektory B a C jsou vázány nejen na pískovce, ale i na jemnozrnné spikulitické slínovce a spongility. Pro pískovce je typický vysoký obsah matrix, kalcifikace a silicifikace. Horniny těchto kolektorů vykazují při laboratorních měřeních

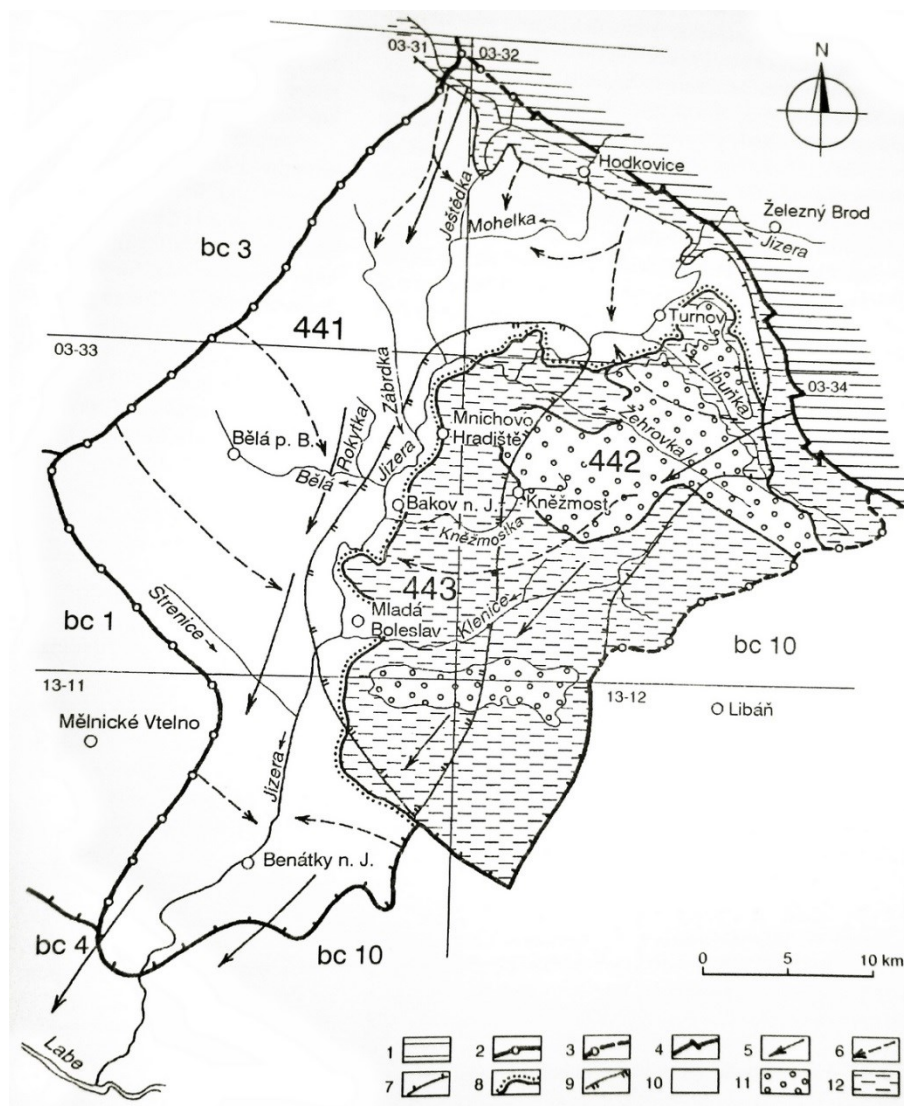
nízké hodnoty propustnosti, avšak v přírodních podmínkách jsou velmi propustné díky velkému množství puklin a zlomů. V závislosti na geologickém vývoji a vlastnostech kolektorů lze východní část ČKP rozdělit do čtyř částí: křídové sedimenty Železných hor (bc5, kolektor A); ústecká a vysokomýtská synklinála (bc6 a bc7, kolektory A, B, C a reliktní kolektor D v ústecké synklinále); křídové sedimenty Orlických hor (východní část bc9, kolektor B); hořicko-miletínská křída a královedvorská synklinála (západní část bc9, kolektor A) – Herčík et al. (2003). Zvláštností této části ČKP je přítomnost předmiocenních kaňonovitých údolí s hloubkou až 280 m, jejichž převážně jílovitá výplň přerušuje souvislost kolektorů a vytváří tak bariéru pro proudění podzemní vody.



Obrázek 2.6: Rozdělení ČKP. 1 - hranice bilančních celků; 2 - západní část; 3 - centrální část; 4 - východní část. (Herčík, 2003)

### 3 Popis zájmové oblasti

Práce je zaměřena na jizerskou faciální oblast, která je v kontextu rozdělení ČKP na bilanční celky označovaná jako bilanční celek 2, tedy jako Křída povodí Jizery (viz obrázek 3.1). Podle Krásného et al. (2012), který ČKP rozděluje podle hydrogeologických celků s víceméně uzavřenou vodní bilancí, spadá tato část ČKP do boleslavsko-mělnického zvodněného systému, který zahrnuje celé či části hydrogeologických rajonů 4410, 4420, 4422, 4430, 4521, 4523, 4640, 4720 a 4730. Bilanční celek 2 se rozkládá po obou stranách řeky Jizery, na ploše 1387 km<sup>2</sup> (Herčík et al., 2003) a dochází zde k přechodu labské slínovcové facie do jizersko-dolnolabské pískovcové facie (Hynie, 1961). Západní hranicí této oblasti je rozvodnice kolektoru C; severovýchodní hranici tvoří orografické rozvodí Jizery a Ploučnice; východní hranice je dána linií, ve které je mocnost kolektoru C nižší než 10 metrů; jihozápadní hranice je dána hydrogeologickou rozvodnicí mezi Jizerou, Mrlinou a Cidlinou (Herčík et al., 2003).

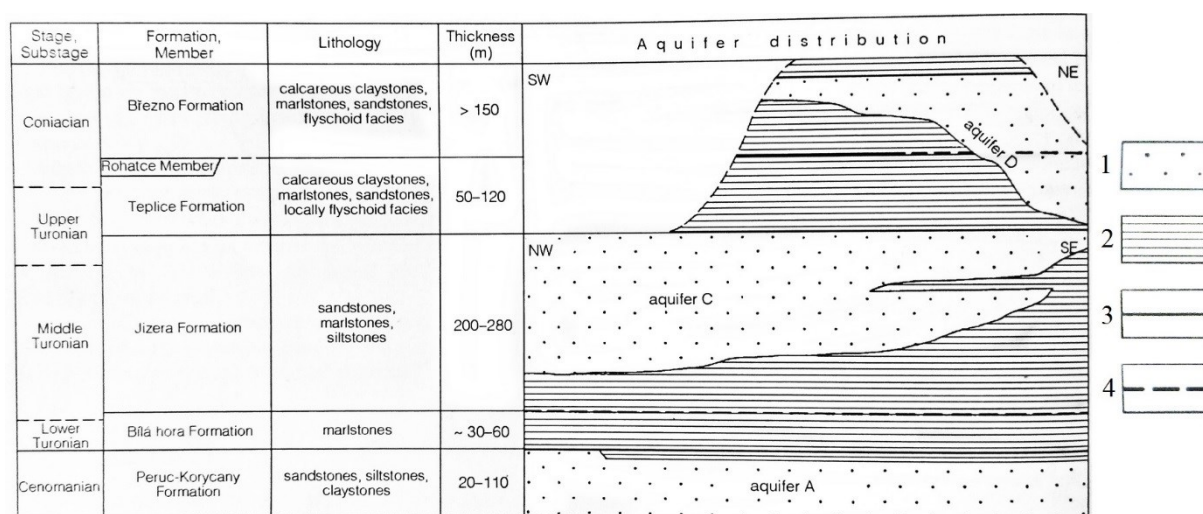


Obrázek 3.1: Schématická mapa bc2 (Herčík et al., 2003)

### 3.1 Geologie zájmové oblasti

#### 3.1.1 Obecná charakteristika

Podloží křídových sedimentů tvoří především permokarbonské sedimenty, metamorfity a vulkanity (Krásný et al., 2012). Maximální celková mocnost křídových sedimentů, zahrnujících perucko-korycanské až březenské souvrství zde dosahuje kolem 400 m. Perucké vrstvy jsou rozšířeny jen lokálně a obvykle se jedná o do nadloží se zjemňující polohy pískovců, popřípadě i slepenců, přecházejících v jílovce. V korycanských vrstvách převládají jemně až středně zrnité pískovce a jílovité, zčásti vápnité, jemně písčité prachovce. Bělohorské a jizerské souvrství nelze ve většině území litologicky odlišit, jsou tvořeny slínovci, vápnitými, jemně až středně zrnitými pískovci a hrubozrnnými křemennými pískovci. Celková maximální mocnost bělohorského a jizerského souvrství dosahuje až 340 m. Rovněž teplické a březenské souvrství jsou spjaty vzájemnými litologickými přechody, proto jsou samostatně vymežitelná jen v územích, kde se v nejvyšší části teplického souvrství vyskytují zřetelně odlišitelné rohatecké vrstvy (takzvané inoceramové opuky). V teplickém a březenském souvrství jsou přítomny dva odlišné faciální vývoje – vápnité pelity převládající ve většině území a pískovcový vývoj, který se v nejvyšších mocnostech nachází v severovýchodní části, kde vytváří velké množství turisticky atraktivních skalních měst v kolektoru D. Tato skalní města se nachází na Turnovsku (Hrubá Skála, Turnovské skály, Sokol, Drábovna, Žehrovský les), u Mnichova hradiště (Příhrazské skály, Drábské světničky) a u Jičina (Prachovské skály) – Krásný et al. (2012). Stratigrafická tabulka bc2 je znázorněna na obrázku 3.2. Vzhledem k tomu že se pravý a levý břeh Jizery stavbou liší, budou v následujícím textu obě oblasti popsány zvlášť.



Obrázek 3.2: Kolektory a izolátory bc2. 1 – křemenný, jílovitý či vápnitý pískovec (kolektor), 2 – vápnité jílovce, slínovce, jílovité vápence, případně prachovce (izolátor), 3 – ostrá litologická hranice, 4 – přechodová litologická hranice (Herčík et al., 2003)

### 3.1.2 Jizerská křída pravobřežní (rajon 4410)

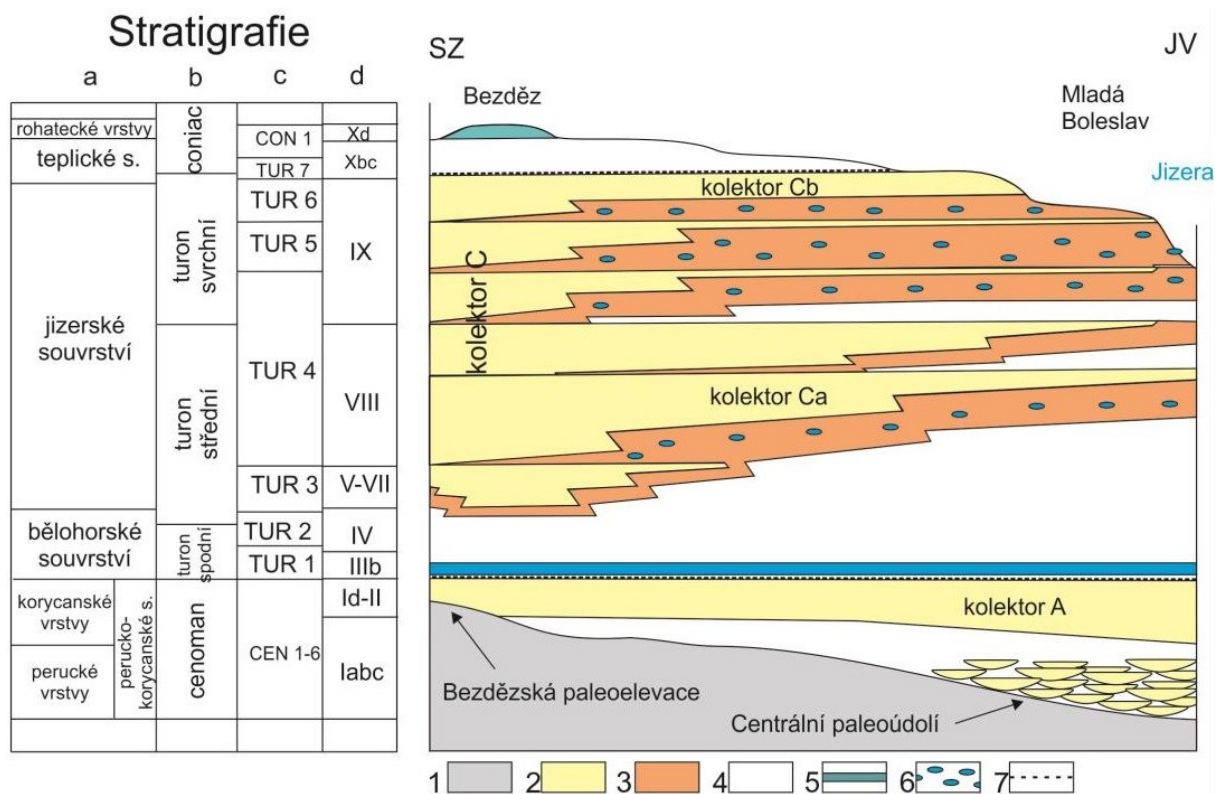
Podle Čecha (1980) se v této oblasti perucko-korycanské souvrství dělí na perucké a korycanské vrstvy, Laurin a Uličný (2004) zde ještě vyčleňují vrstvy pecínovské. Perucké vrstvy představují kontinentální a paralické sedimenty vyplňující centrální paleodrenážní údolí (Obr. 4-1), pískovce korycanských vrstev byly ukládány v příbřežní zóně a pecínovské vrstvy představují mělkomořské sedimenty. Mocnost perucko-korycanského souvrství je velmi proměnlivá, v okolí Bělé pod Bezdězem na předkřídové elevaci dosahuje mocnosti cca 10 až 15 m, mocnost pozvolně narůstá směrem na sever od bezděžské paleoelevace (Kůrková et al., 2015a).

Bělohorské a spodní část jizerského souvrství (podle Uličného et al., 2009a odpovídá sekvencím TUR1 až TUR4) je zde vyvinuto jako do nadloží hrubnoucí sedimentární cyklus, spodní část cyklu tvoří slínovce až slinité prachovce, svrchní část cyklu vápnité až křemenné (kvádrové) pískovce a mocnost celého progradačního cyklu se pohybuje v rozmezí 170 až 200 m, přičemž mocnost vzrůstá směrem od J k S (Kůrková et al., 2015a). Bělohorské souvrství je od jizerského odděleno jen pozvolným litologickým přechodem, proto je hranice konvenčně určena prvním výskytem vápnitých pískovců s polohami konkrecionálních vápenců. Na bázi bělohorského souvrství je vyvinuta 10 až 15 metrů mocná poloha pevného až tvrdého, rozpukaného, biomikritického vápence, která je díky svému regionálnímu rozšíření využitelná pro celopánevní litokorelaci a konstrukci strukturních map báze turonu (Kůrková et al., 2015a).

Pro jizerské souvrství (podle Uličného et al., 2009a TUR3 až TUR6) je typické, že v západní části území dochází k vklínění křemenných pískovců do pískovců jílovitovápnných. Na bázi sekvence TUR5 se vyskytuje výrazná úroveň se zvýšeným obsahem karbonátů, který je způsoben převážně konkrecionální cementací (viz obrázek 3.3) – Kůrková et al. (2015a). Mocnost jizerského souvrství je proměnlivá, v horním Pojizeří dosahuje hodnot kolem 200 m a dolním Pojizeří je mocnost téměř poloviční. V západní části území je téměř celé jizerské souvrství tvořeno křemennými pískovci středního kolektoru, které se směrem k východu štěpí a vklínějí se do pískovců vápnitých (viz obrázek 3.3) – Kůrková et al. (2015a).

Podle Čecha et al. (1980) je v izolovaných výskytech jizerské souvrství překryté souvrstvím teplickým. Pro teplické souvrství jsou charakteristické tmavošedé vápnité jílovce, jejichž mocnost dosahuje hodnot do 25 m. V oblasti dolního Pojizeří (okolí Benátek nad Jizerou) byly v nadloží jílovců teplického souvrství zjištěny pevné silicifikované slínovce

a vápence rohateckých vrstev o mocnosti zhruba 10 m, které tvoří vrcholovou část reliktvů teplického souvrství (Kůrková et al., 2015a).



Obrázek 3.3: Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v rajonu 4410. 1 – horniny podloží křídý; 2 – pískovce křemenné; 3 – pískovce vápnité; 4 – slínovce, jílovce, prachovce; 5 – mikritické vápence; 6 – konkrecionální polohy vápenců; 7 – glaukoniticko-fosfátový horizont na erozní ploše; a – litostratigrafie (Čech et al., 1980); b – chemostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al., 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka, 1900). (Kůrková et al., 2015a)

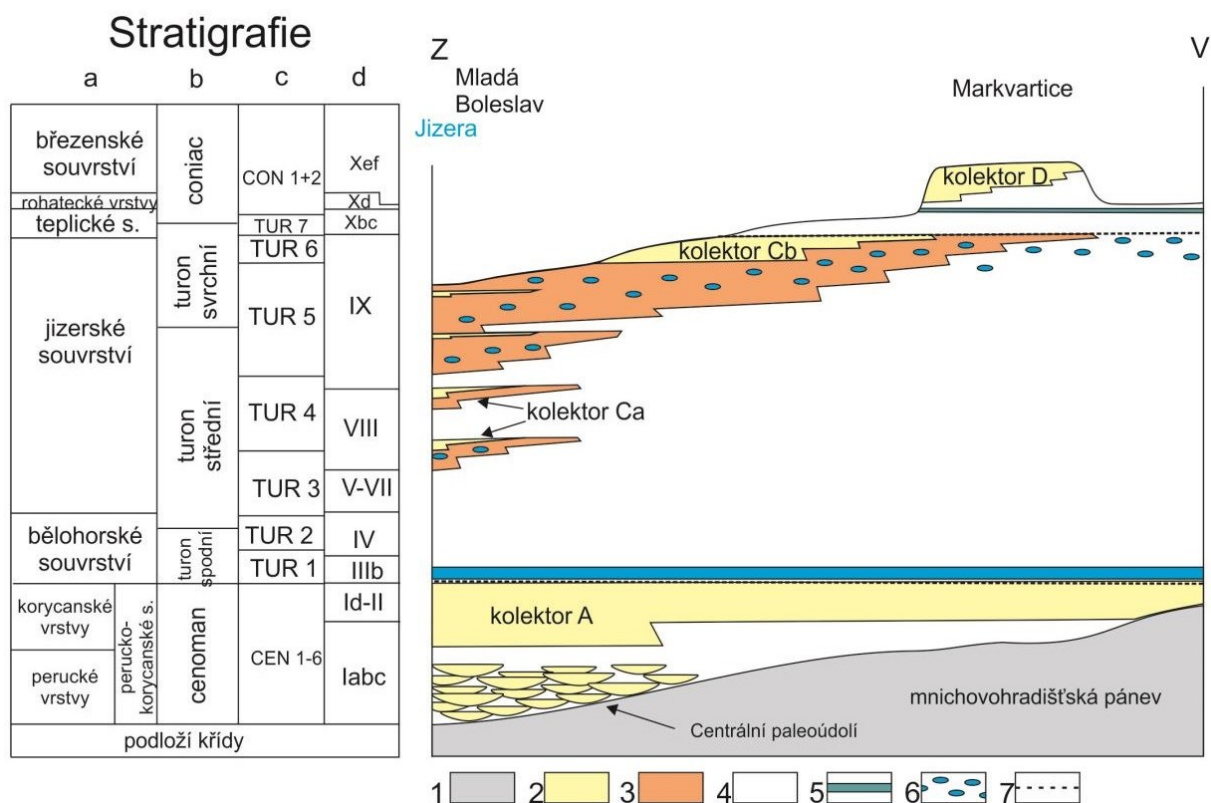
### 3.1.3 Jizerská křída levobřežní (rajon 4430)

Stejně jako v hydrogeologickém rajonu 4410 je perucko-korycanské souvrství v této oblasti členěno na vrstvy perucké, korycanské případně i pecínovské. Mocnost perucko-korycanského souvrství dosahuje v této oblasti maximálních hodnot přesahujících 100 m, což je způsobeno zejména vlivem vzrůstající rychlosti subsidence v pozdním cenomanu (sekvence CEN5 a CEN6) v severovýchodní zóně v oblasti lužické poruchy (Kůrková et al., 2015b).

Vymezování bělohorského souvrství je v tomto rajonu problematické, ve východní části rajonu ho nelze makroskopicky vyčlenit, je zde totiž přítomen 215 až 250 m mocný pelitický profil od stropu perucko-korycanského souvrství až po vápnité písčité prachovce s karbonátovými konkrecemi nejvyšší části jizerského souvrství (viz obrázek 3.4) – Kůrková et al. (2015b). Hranice bělohorského souvrství s jizerským je v západní části tvořena litologický

přechod z pelitů do vápnných pískovců (svrchní část sekvence TUR3). Stejně jako v hydrogeologickém rajonu 4410 je báze sekvence TUR5 tvořena výraznou úrovní se zvýšeným obsahem karbonátu, především v podobě konkreciální cementace (Kůrková et al., 2015b).

Teplické souvrství je podle Čecha et al. (1980) značné rozšíření převážně severně od luštěnického zlomu až k toku Libuňky. Litologicky převažují tmavošedé vápnné jílovce, jejichž mocnost je značně proměnlivá. Bázi teplického souvrství představuje takzvaná glaukonitická vrstva kontaktní (viz obrázek 3.4) a strop tvoří silicifikované jílovce rohateckých vrstev (Kůrková et al., 2015b). V nadloží rohateckých vrstev jsou vyvinuty vápnné jílovce březenského souvrství, do kterých se vkládají tělesa pískovců. Tyto pískovce jsou označovány jako chlomecké, jejich tělesa jsou v odkryvech deskovitá a dosahují mocnosti vrstev typicky 0,2 a 2 m, maximálně až 4 m, s masivní strukturou nebo zbytky laminace (Kůrková et al., 2015b).



Obrázek 3.4: Stratigrafické schéma a pozice kolektorů v rajonu 4430. 1 – horniny podloží křídý; 2 – pískovce křemenné; 3 – pískovce vápnné; 4 – slínovce, jílovce, prachovce; 5 – mikritické vápence; 6 – konkrecionální polohy vápenců; 7 – glaukoniticko-fosfátový horizont na erozní ploše; a – litostratigrafie (Čech et al., 1980); b – chemostratigrafie; c – genetická stratigrafie (Uličný et al., 2015); d – neformální stratigrafie (Zahálka, 1900). (Kůrková et al., 2015b)

### 3.1.4 Jizerský coniac (rajon 4420)

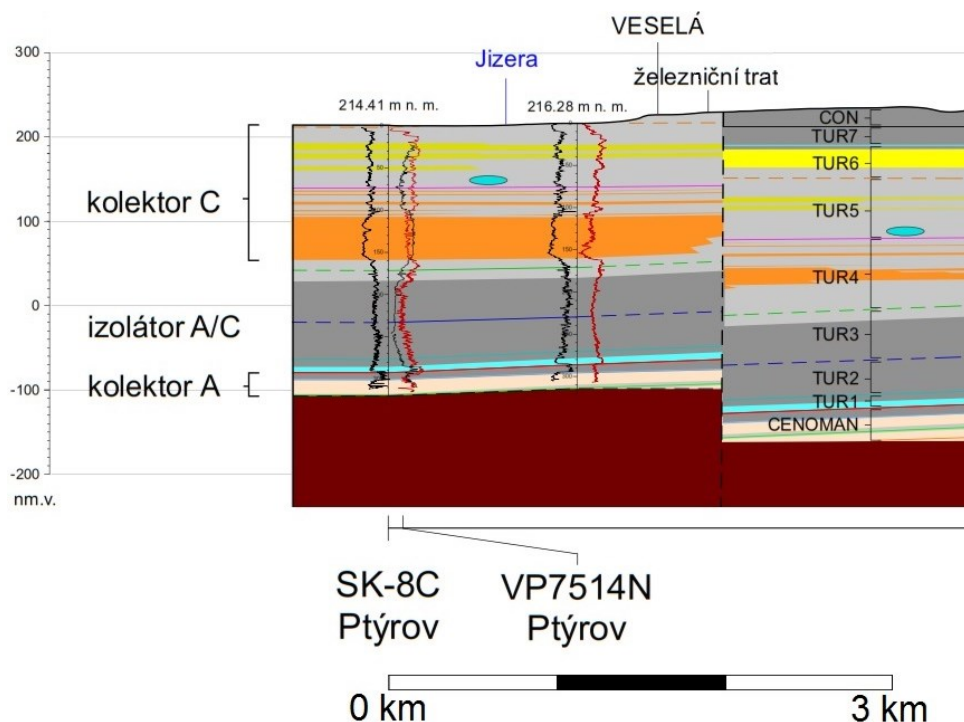
Jako samostatný hydrogeologický rajon se v bc2 vyčleňuje ještě jizerský coniac. V tomto rajonu dominují křemenné pískovce teplického souvrství (označované jako hruboskalské pískovce), které jsou hlavním představitelem svrchního hydrogeologického kolektoru. V rámci teplického souvrství se v tomto rajonu vyčleňují tři vrstevní členy: 1) vápnité jílovce, slínovce a flyšoidní facie (izolátor mezi středním a svrchním kolektorem); 2) křemenné hruboskalské pískovce (svrchní kolektor); 3) silicifikované jílovce rohateckých vrstev. Mocnost teplického souvrství je variabilní a pohybuje se od 10 m v severní části rajonu (oblast Klokočských skal) do 140 m při jižním okraji rajonu. Tmavé aleuropelity teplického souvrství vykazují kvazi-cyklické změny obsahu karbonátu a směrem nahoru přecházejí do heterolitické facie s vložkami pískovců mocnými od několika cm až do 4 m. (Kůrková et al., 2016)

Křemenné (kvádrové) pískovce tvoří geologický základ skalních měst Hruboskalska, Troskovicka a Prachovských skal. Podle Uličného et al. (2009a) jsou tato písčítá tělesa tvořena deltovými systémy, které se dají rozdělit na dva typy deltových těles – hlubokovodní a mělkovodní, která se od sebe odlišují hlavně svým úklonem. Zatímco úklon u hlubokovodních těles dosahuje až 30°, u mělkovodních dosahuje jen několik stupňů (Kůrková et al., 2016).

## 3.2 Hydrogeologie zájmové oblasti

### 3.2.1 Kolektory v bc2

V této oblasti jsou vyvinuty tři hydrogeologické kolektory – bazální křídový kolektor A, vázaný na perucko-korycanské souvrství; hlavní (střední) kolektor C, reprezentovaný pískovci především jizerského a zčásti bělohorského souvrství; a svrchní kolektor D, tvořený pískovci teplického a březenského souvrství (Krásný et al., 2012). Kolektory jsou odděleny mocnými izolátory (viz obrázek 3.5), s výjimkou severovýchodní hranice bc2, kde mocnost slínovců oddělujících střední a spodní kolektor klesá jen na pár metrů (Herčík et al., 2003) – viz obrázek 3.2. Spodní kolektor není v této oblasti vyvinut. Vodohospodářsky nejvýznamnějším kolektorem je kolektor střední.

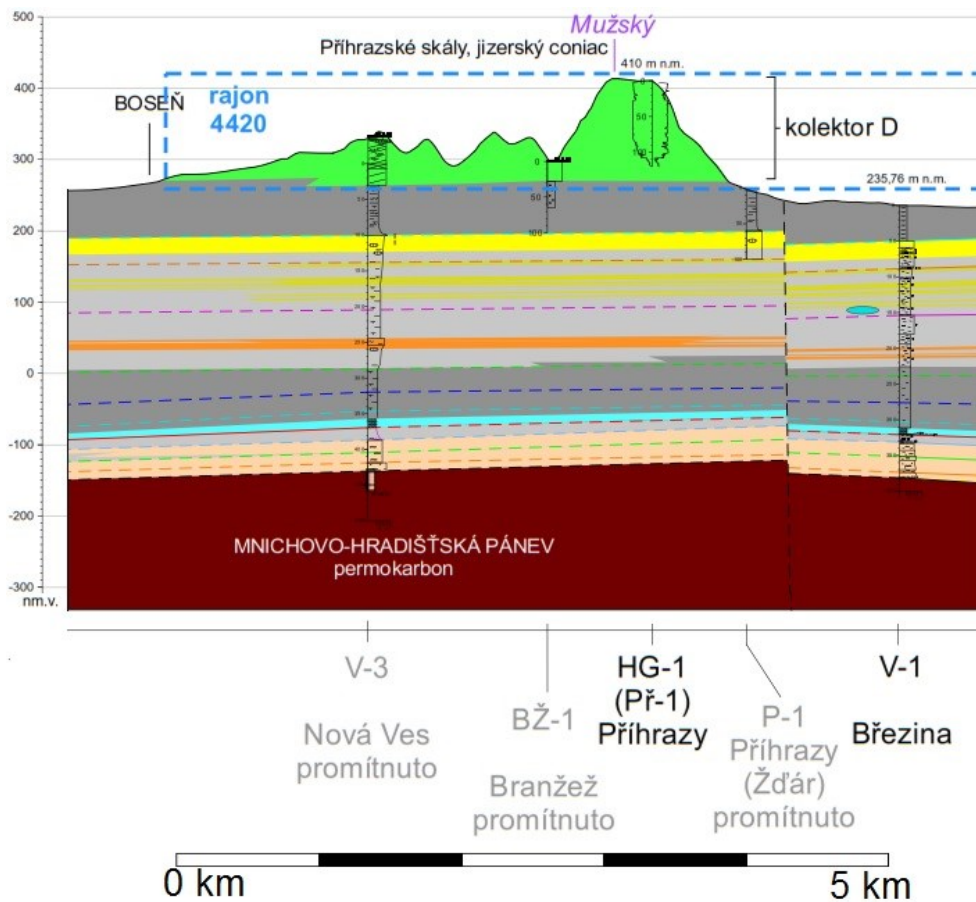


Obrázek 3.5: Výřez z geologického řezu 4430-SZ2 s vyznačením jednotlivých kolektorů a jednotek. Žlutě a oranžově jsou vyznačeny kolektory Cb a Ca; tmavě šedě litofacie s vlastnostmi izolátoru; světle šedě litofacie na přechodu mezi kolektorem a izolátorem. Úsek řezu vedený JZ od Mnichova Hradiště. (upraveno podle Uličného et al., 2015)

Bazální křídový kolektor A se nachází v celé oblasti (Krásný et al., 2012) a jedná se o kolektor s napjatou hladinou (Herčík et al., 2003). Mocnost kolektoru je většinou 30-80 m. Relativně nepropustné podloží tohoto kolektoru tvoří převážně permské horniny. Porozita je průlinovo-puklinová a v generelu klesá směrem k západní hranici bc2, vyšší propustnost dosahují horniny v tektonicky intenzivněji deformované severovýchodní části (Herčík et al., 2003). Nejvyšší transmisivita se pohybuje mezi 200 až 400 m<sup>2</sup>/d, minimální hodnoty mohou být jen v jednotkách m<sup>2</sup>/d (Krásný et al., 2012).

Hlavní (střední) kolektor C je vázán na pískovce jizerského souvrství a s výjimkou severovýchodního okraje bc2 vychází na povrch v celé oblasti (Herčík et al., 2003). V některých oblastech je rozdělen různě mocnými polohami izolátorů na dva i více dílčích kolektorů (viz obrázky 3.3 a 3.5) – Krásný et al. (2012). Mocnost kolektoru kolísá od více než 200 po pár desítek metrů a v generelu klesá k východu. V západní části se jedná o kolektor s volnou hladinou, ve východní části je hladina napjatá (Herčík et al., 2003). Převládající transmisivita se pohybuje od vyšších desítek až po několik set m<sup>2</sup>/d, s maximálními hodnotami až v tisících m<sup>2</sup>/d (Krásný et al., 2012). Porozita je průlinovo-puklinová a propustnost v generelu klesá směrem k východní hranici bc2 (Herčík et al., 2003).

Svrchní křídový kolektor D (viz obrázek 3.6) je vázán převážně na středně zrnité pískovce březenského a teplického souvrství (Krásný et al., 2012). Nachází se v severovýchodní části bc2 v několika erozně izolovaných výskytech. Nejvýznamnější z těchto reliktů jsou tři, vyskytující se na levém břehu řeky Jizery (Herčík et al., 2003). Krásný et al. (2012) tyto reliktů nazývá turnovským zvodněným subsystémem. Jedná se o kolektor s volnou hladinou, který na levém břehu Jizery dosahuje mocnosti až 100 m, v jiných oblastech nepřesahuje mocnost 30 m (Herčík et al., 2003). K podstatnému zhoršení propustnosti svrchního kolektoru dochází v souvislosti s postupnou faciální změnou pískovců, převládajících na Turnovsku, v pelitické sedimenty směrem k Jičínu a v oblasti jihovýchodně od Mladé Boleslavi (Krásný et al., 2012).



Obrázek 3.6: Výřez z geologického řezu 4430-SVI s vyznačením jednotlivých kolektorů a jednotek. Žlutě a oranžově jsou vyznačeny kolektory Cb a Ca; zeleně kolektor D; tmavě šedě litofacie s vlastnostmi izolátoru; světle šedě litofacie na přechodu mezi kolektorem a izolátorem. Úsek řezu vedený mezi Turnovem a Mnichovým Hradištěm. (upraveno podle Uličného et al., 2015)

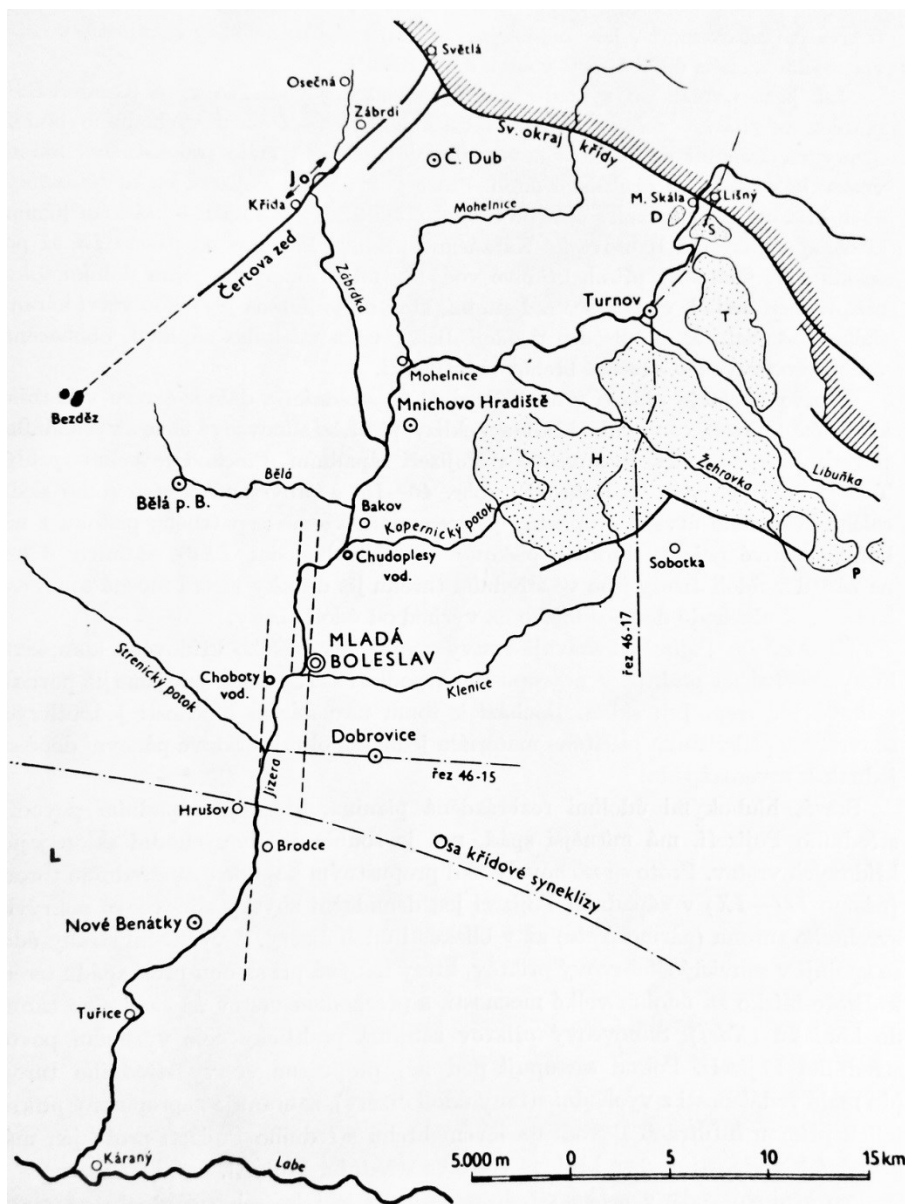
### 3.2.2 Proudění podzemní vody v bc2

Proudění podzemní vody v bazálním a hlavním křídovém kolektoru má regionální charakter, s převažujícím směrem od severovýchodu k jihozápadu (viz obrázek 3.1). K infiltraci do bazálního kolektoru dochází především v pruhu výchozů perucko-korycanského souvrství při lužické poruše, odkud voda proudí napříč celou oblastí až k regionální zóně drenáže, jíž je údolí Labe (Krásný et al., 2012). Bazální kolektor je dotován i z nadložního kolektoru. Ve východní části oblasti je tato komunikace nepravděpodobná, díky mocnému slínovcovému izolátoru (Herčík et al., 2003).

Proudění podzemní vody v hlavním kolektoru je vymezeno jeho nepropustnými hranicemi. Vzhledem k pozici značné části hlavního kolektoru ve výchozech dochází k infiltraci na značné ploše jeho výskytů, určitou překážkou celoplošné infiltrace jsou jen erozní zbytky slínovců teplického a popřípadě i březenského souvrství a sprašové pokryvy (Krásný et al., 2012). Na levém břehu řeky Jizery, v oblasti, kde má kolektor napjatou hladinu, je hlavní kolektor dotován přetokem z nadložního kolektoru (Herčík et al., 2003). Kolektor je drénován řekou Jizerou a jejími přítoky. Drenážní efekt levostranných přítoků Jizery je značně omezený vzhledem k malé propustnosti jizerského souvrství v důsledku jeho litofaciálního přechodu z jizerské do labské faciální oblasti (Krásný et al., 2012).

Pro svrchní křídový kolektor je typický uzavřený oběh, nezávislý na proudění v podložních kolektorech (Herčík et al., 2003). Vzhledem k pozici pískovcových kolektorů ve výchozech v něm dochází k infiltraci v téměř celé ploše jeho rozšíření. Výše infiltrace může být ovlivněna málo propustným pokryvem spraší a sprašových hlín, vyskytujících se místy v poměrně značných mocnostech (Krásný et al., 2012). Většina podzemních vod je drénována v údolích Žehrovky, Libuňky a Kněžmostky, ale dochází také k přetoku do podložního kolektoru.

Zřejmě nepropustnou bariéru jak v bazální, tak v hlavní křídovém kolektoru tvoří více než 10 km dlouhá čedičová žíla, označovaná jako Čertova zeď, která je mocná několik metrů a místy ční vysoko nad okolní terén. Táhne se od severovýchodu k jihozápadu v oblasti jv. od Osečné. Lze ji sledovat od lužického zlomu na okraji křídý u Světlé pod Ještědem až po Bezděz (viz obrázek 3.7). Tato žíla je nověji interpretovaná jako systém subparalelních žil, z části se uplatňujících jako výstupní kanál rozsáhlé osečensko-kotelské intruze (Krásný et al., 2012). V blízkosti Čertovy zdi je v údolí horního toku Zábrdky umístěno významné jímací území u Dolánek (Krásný et al., 2012).



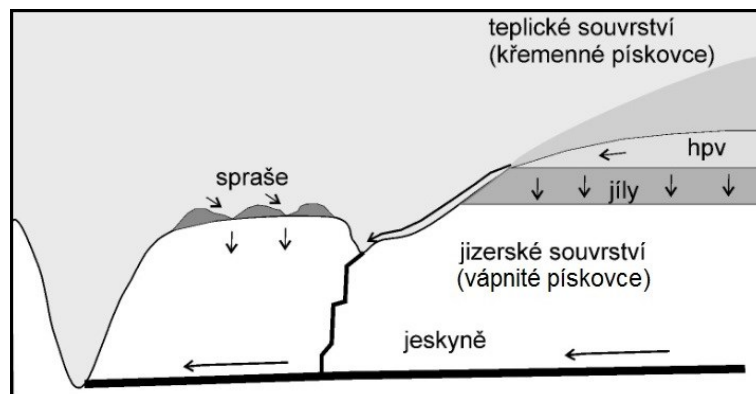
Obrázek 3.7: Mapa křídového Pojizeří. Tečkovaně kvádrové pískovce kolektoru D. (Hynie, 1961)

### 3.3 Kras na Turnovsku

Na Turnovsku, v oblasti ohraničené obcemi Hrubý Rohozec, Jenišovice, Frýdštejn, Malá Skála a Dolánky se ve slínovcích a prachovitých a písčitých vápencích nacházejí závrtý, ponory, poloslepá údolí a dvě jeskyně protékané podzemními toky s prozkoumanou délkou až 225 m a průtokem za maxima dosahujícím 100 l/s (Bruthans et al., 2006). Co do bohatosti forem se jedná nejen o nejlépe rozvinutý kras v slínovcích ČKP, ale i v Čechách. Území je významné i díky tomu, že řada dalších oblastí ve slínovcích české křídý vykazuje určitou remodelaci původní porozity prouděním vody a rozpouštěním tmelu, tyto oblasti mají přitom zásadní význam pro zásobování pitnou vodou (Bruthans et al., 2006). Oblast je tvořena k jihu se mírně uklánějící plošinou, která je přehloubena několik desítek metrů hlubokými

kaňonovitými údolními Vazoveckého potoka a jeho přítoků. Povrch plošiny zhruba odpovídá šikmo ukloněné svrchní hranici jizerského souvrství (Kůrková et al., 2015a).

Ponory a závrtý se vyskytují v místech, kde se voda z teplického souvrství (výrazně nenasycená vzhledem k  $\text{CaCO}_3$ ) nebo povrchová voda akumulovaná na mocnějších spraších dostává do kontaktu s horninami jizerského souvrství obsahujícího až 80 % karbonátu



Obrázek 3.8: Schematizovaný řez prostorem Bartošovy pece a okolí; hpv – hladina podzemní vody. (Bruthans et al., 2006)

(viz obrázek 3.8). Tyto jevy jsou s vysokou pravděpodobností krasové, jak naznačuje přítomnost poloh s vysokým obsahem  $\text{CaCO}_3$  a pozice ponorů v místech, kde se nenasycená voda dostává do kontaktu s horninou obsahující  $\text{CaCO}_3$  (Bruthans et al., 2011).

Území je tvořeno horninami jizerského a teplického souvrství. Jizerské souvrství je tvořeno přes 100 m mocným sledem slínovců, vápnitých pískovců, místy až písčitých vápenců. Asi 20-50 m pod svrchní hranicí jizerského souvrství se nacházejí polohy velmi odolných masivních slínovců a jemnozrnných pískovců, které vystupují v údolí Vazoveckého potoka i jeho pravobřežního přítoku od Kaškovic a tvoří skalní stupně s kaskádami a vodopády (Bruthans et al., 2006). V těchto horninách se nachází i jeskyně Bartošova pec a pravděpodobně i další významné prameny Vazoveckého údolí a okolí (například prameny pod zámekem v Hrubém Rohozci a Bezednice). V nadloží jizerského souvrství se nachází okolo 10 m mocné souvrství vápnitých jíly tvořících nadložní izolátor a na ně nasedají denudační relikt kvádrových pískovců teplického souvrství, které jsou dobře propustné a tvoří kolektor D (Kůrková et al., 2015a).

### 3.3.1 Jeskyně Bartošova pec

Nejznámějším krasovým jevem v této oblasti je jeskyně Bartošova pec. Tato jeskyně je vyvinuta podle křížení vrstevních ploch a puklin. Na rozdíl od vrstevních ploch se pukliny uplatňují v jeskyni pouze skrytě (predisponují rovné úseky chodeb), ve stropích chodeb nebyly pozorovány větší rozevřené pukliny. Všechny větší prostory jsou druhotně rozšířeny řícením, pro prostory, které nebyly postižené řícením je typický poměrně malý příčný profil (do  $1 \text{ m}^2$ ) – Bruthans et al. (2006).

Ve vstupních částech jeskyně Bartošova pec byly novějšími výzkumy v osmi vzorcích horniny z hloubek 0 až 20 cm pod povrchem skalní stěny zjištěny obsahy  $\text{CaCO}_3$  pouze 0,2 až 16 % (průměr 10 %), v úrovni 0 až 0,8 m nad tokem (Bruthans et al., 2010). Nelze proto vyloučit ani možnost, že kanál se rozšiřuje v polohách málo zpevněných kaolinických pískovců. Vstupní část jeskyně Bartošova pec, kde byly vzorky odebrány, je uměle rozšířená a zárodečný kanál může být situován až 2 m pod současnou úrovní sedimentů. Průzkum ve vnitřní části jeskyně, který by umožnil jednoznačně určit procesy vzniku, zatím není možný bez účasti speleopotápěčů (Bruthans et al., 2011).

Při mapování a průzkumu jeskyně Bartošova pec se ukázalo, že původně nepatrné pukliny, které se na výchozech opakují po několika desítkách metrů, byly rozšířeny do kanálu o příčném průřezu 1 až 5 m<sup>2</sup>, který stahuje veškerou podzemní vodu z plochy 5 až 7 km<sup>2</sup>. Je tak jednoznačně doloženo, že jde o sebeorganizaci proudění (Bruthans et al., 2010). V jeskyni bylo provedeno několik stopovacích zkoušek. Maximální rychlosti proudění ze stopovacích zkoušek (podle prvního objevení) se pohybují mezi 0,3 až 12 km/den a střední rychlost se pohybuje v rozmezí 2 až 8 km/den. Střední doba zdržení dosahuje desítek hodin až několika dní. Při proudění se významně neuplatňuje dvojná porozita (Pecletovo číslo podobné jako v jiných krasových oblastech, poměrně vysoká výnosnost stopovače) – Bruthans et al. (2006).

### 3.4 Lom Střeleč

Lom Střeleč (viz obrázek 3.9) se nachází v Českém ráji asi 2,5 km JJV od zříceniny hradu Trosky a asi 11 km SZ od Jičína. V lomu se těží sklářské písky teplického souvrství, s obsahem  $\text{SiO}_2$  nad 95 % (často i kolem 99 %). Pískovec nemá železitý ani karbonátový tmel a zrna jsou spojena jen kaolinovými můstky (Bruthans et al., 2011). Lom je zajímavý tím, že zde během pouhých několika let vznikají útvary nápadně připomínající přírodní útvary ve skalních městech, jako jsou otevřené puklinové kanály, čočkovité kapsy, skalní kůry a podobně (Soukup et al., 2013). Těžba křemenného pískovce jako suroviny pro sklářský průmysl zde probíhá již od roku 1941. V lomu je patrné, že velká část čerstvě odkrytých pískovcových stěn, vzniklých nedávným odtěžením, je tvořena natolik málo odolným pískovcem, že může být erodován i pouhou stékající vodou nebo díky kinetické energii dopadajících dešťových kapek (Bruthans et al., 2012). Pískovec se zde původně těžil rozplavováním proudem vody, nyní se těží pomocí trhavin, což ukazuje obrovský kontrast v pevnosti v tlaku vs. v tahu (Bruthans et al., 2012). Kvůli těžbě musí být v lomu čerpána voda a uměle snižována hladina podzemní vody.

Hruboskalský pískovec těžený v lomu Střeleč sedimentoval během svrchního turonu a coniacu v relativně mělkém moři (Uličný, 2001) a jeho mocnost na území lomu je přibližně 85 m. V nadloží pískovce se nachází slínovce a vápnité jílovce březenského souvrství a kvartérní pokryv, který je tvořen sprašemi o mocnosti přibližně od 3 do 13 metrů. Těleso hruboskalského pískovce bývá většinou vertikálně členěno do tří částí – spodní, střední a svrchní. Spodní část je tvořena béžovo-žlutými pískovci (takzvané slévárenské pískovce), které místy rychle přecházejí ve flyšoidní facií; střední část je tvořena bělošedými pískovci (takzvané sklářské pískovce); svrchní část je opět tvořena béžovo-žlutými (slévárenskými) pískovci, které jsou zpravidla tvořeny dvěma do nadloží hrubnucími cykly (Uličný, 2001).



Obrázek 3.9: Pohled na lom Střeleč.

#### 3.4.1 Puklinové kanály v lomu Střeleč

Pouze na střední část, tvořenou jemně až středně zrnitými sklářskými písky, je vázán rychlý vznik kanálů, což je pravděpodobně způsobeno tím, že pouze tento pískovec se vyskytuje při dně lomu, a tedy při hladině podzemní vody (Soukup et al., 2013). Pískovcové těleso je silně tektonicky postiženo četnými puklinami (viz obrázek 3.10) a několika menšími zlomy (Soukup et al., 2013), a právě na tyto puklinové zóny, na soustavu puklin, se váže vznik kanálů. Pukliny rozdělují pískovcový masív na tenké, vertikálně protažené bloky pískovce, které jsou často porušeny sekundárními příčnými trhlinami (Bruthans et al., 2013). Terénní průzkum prokázal, že kanály se na hladině a pod hladinou vody rozšiřují činností koncentrovaného proudu podzemní vody (tedy sufozí; v anglosaské literatuře označováno jako piping) – Soukup et al. (2013). Na vzniku kanálů se podílí jednak eroze proudící vodou, ale i řízení podemletých bloků.

Zárodečné kanály se pravděpodobně šíří podél ploch zvrstvení a subhorizontálních trhlin v subvertikálních deskovitých blocích pískovce. Kanál nad úrovní hladiny vody se rozšiřuje říčením podemletých subvertikálních deskovitých bloků pískovce mocných několik centimetrů až první desítky centimetrů, oddělených paralelními subvertikálními tektonickými puklinami. Říčení dominuje, protože přes 90 % objemu kanálů se vyvíjí nad hladinou toku (Soukup et al., 2013) – viz obrázek 3.11.



Obrázek 3.10: Rozpukané těleso sklářského pískovce.

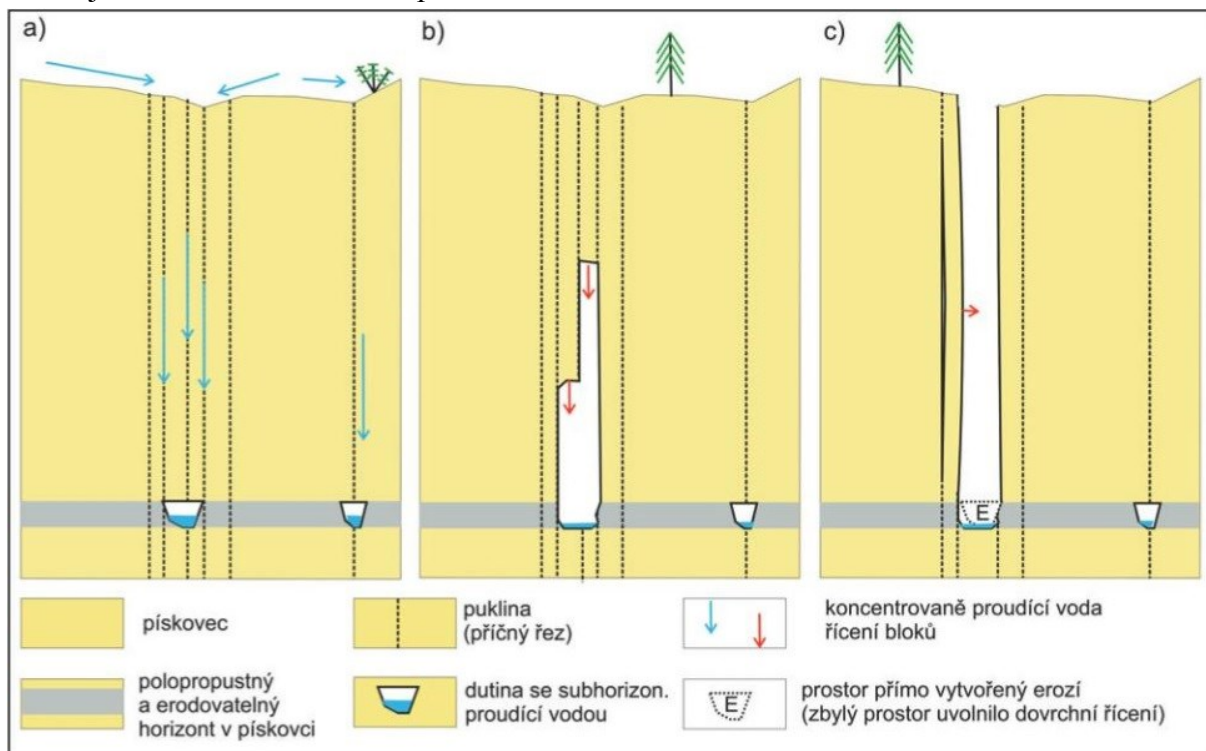
Kanály mají v některých místech příčný profil o šířce jen pár centimetrů a výšce až několik metrů, přičemž se boční eroze zastavuje na neerodovatelném povrchu puklin, který je označován jako „puklinový povrch“ (tj. rovný, plochý a převážně vertikální povrch puklin na výchozech pískovce) – Bruthans et al. (2013). Puklinový povrch tvoří boční stěny kanálů a obvykle ani v místech přímého kontaktu s rychlým prouděním vody nejeví sebemenší známky eroze (Soukup et al., 2013). Povrchy puklin jsou tvořeny několika milimetrů mocnou zónou hustě nahloučených zrn s četnými plošnými kontakty. Na povrchu puklin jsou nánosy kaolinitu, byť o velmi malé mocnosti (~ 50  $\mu\text{m}$ ) – Bruthans et al. (2013).

### 3.4.2 Analogie kanálů a skalních měst

Morfologie kanálů ve Střelci je velmi podobná morfologii skalních měst. Příkladem může být například Adršpašsko-teplické skalní město, kde zejména v okolí Skalního ostrova (takzvaný systém Poseidon) lze studovat řadu úzkých puklinových prostor, kde je i v současnosti transportován písek a převládá vyklízení puklin nad depozicí (Bruthans et al., 2013). Prostory vznikají odspoda nahoru, nejprve ve formě jeskyně na erozním

horizontu, poté prostor propaguje řícením k povrchu. Protože drtivá většina prostor se uvolňuje řícením a povrchy puklin jsou odolné erozi, nejsou ve stěnách puklinových prostor stopy eroze proudící vodou, která přitom vyklízí veškerý materiál (Bruthans et al., 2013).

Model vývoje puklinových prostor je znázorněn na obrázku 3.11. Základem pro vznik puklinových kanálů je systém subvertikálních puklin. Po vytvoření zárodečného kanálu a po erozním podetnutí tenkých vertikálních bloků pískovce dochází k dovrchnímu řícení (Bruthans et al., 2013). Na obrázku 3.11c je vidět, že na jediné puklině nepovede eroze k řícení a nedojde tak ke vzniku větších prostor.



Obrázek 3.11: Model vývoje puklinových prostor a rozčlenění skalního města na příkladu Skalního ostrova v Adršpašsko-teplických skalách (systém Poseidon) - Bruthans et al., 2013.

## 4 Metodika a vzorkované materiály

### 4.1 Náchylnost hornin ke krasovění

Tato část praktické části diplomové práce obnášela odběr vzorků a jejich následné zpracování v laboratoři. Horninami, které jsem zkoumal byly prachovce, vápnité pískovce a jejich přechodné členy. Vzorky jsem loužil v desetiprocentní kyselině chlorovodíkové a po jejich loužení jsem z výsledků mohl určit, jak jednotlivé vzorky reagují na kyselé prostředí – zda se na zkoumaném materiálu projeví jen malé změny v pevnosti, nebo zda naopak výrazně klesne jeho pevnost, případně zda se zcela rozpadne a mohl by tak být vhodným materiálem pro krasovění a rozšiřování krasové porozity. Z rozdílu hmotnosti vzorků před a po loužení jsem odhadoval obsah rozpustných složek (RS). Naměřená data jsem pak zpracoval, vytvořil z nich tabulky a grafy, které jsem dále vyhodnocoval a zkoumal jsem, jaké parametry ovlivňují možnost krasovění odebraných vzorků. Spolu s obsahem karbonátů jsem získal i informace o rozpadavosti vzorků a tyto informace jsem pak navázal na geologické řazy sedimentární výplní ČKP.

Vzorky byly většinou odebírány na profilech po jednom metru, takže jsem z jednotlivých lokalit získal karbonátové křivky, tedy informace o obsahu karbonátů v závislosti na nadmořské výšce. Karbonátové křivky ve svých pracích využívali například Štaffen (1999) a Pokorný a Jiroudková (2012), kteří je používali k chemostratigrafickému stanovení ekvivalence vrstev a souvrství ČKP. Zatímco Štaffen (1999) zkoumal obsah karbonátů převážně na vrtných jádrech, Pokorný a Jiroudková (2012) porovnávali data ze vzorků z povrchových výchozů s již existujícími karbonátovými křivkami z vrtů, které byly v blízkosti jimi zkoumaných výchozů. Karbonátové křivky vytvořil i Balák (2015), který studoval rozpadavost vzorků a možnost krasovění v různých částech ČKP.

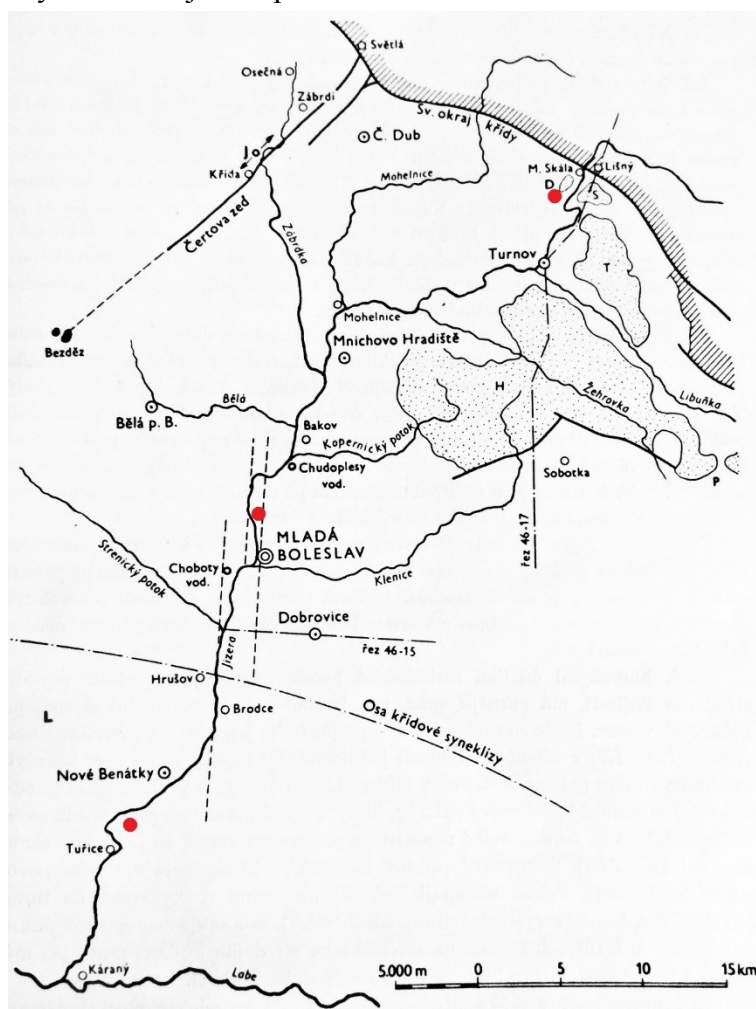
V následující tabulce uvádím seznam měřených a používaných parametrů:

*Tabulka 1: Seznam používaných parametrů, jejich symbol, význam a rozměr.*

symbol	význam	rozměr
$m_1$	hmotnost vzorku před loužením	g
$m_2$	hmotnost pevné části vzorku po loužení	g
$m_0$	hmotnost nesoudržné složky po loužení	g
RS	podíl rozpustných složek	% (hm.)
Y	podíl opadaných nerozpustných složek	% (hm.)
ÚR	úroveň rozpadu po loužení	bezrozměrné

#### 4.1.1 Odběr vzorků

Vzorky byly odvrtny z výchozů či z jader z různých částí jizerské faciální oblasti – místa, odkud pocházely vzorky, jsou vyznačena červeně na mapě na obrázku 4.1 a v tabulce 2 jsou souřadnice jednotlivých lokalit. K odběru vzorků byla použita akumulátorová vrtačka DeWalt s diamantovým jádrovým vrtákem s vnějším průměrem jádrovnice 35 mm a délce kolem 40 mm. Při vrtání většiny jader byl použit vodní výplach, který sloužil k odnosu vrtné drti a k chlazení vrtáku. Na sucho se vrtalo pouze tam, kde byl odebíraný materiál dostatečně měkký. Vzorky byly následně ořeny, případně osušeny, uloženy do uzavíratelného sáčku, popsány a zabaleny do PET fólie, aby se zabránilo poškození vzorků při jejich přepravě. Fotografie jednotlivých vzorků jsou v příloze II.



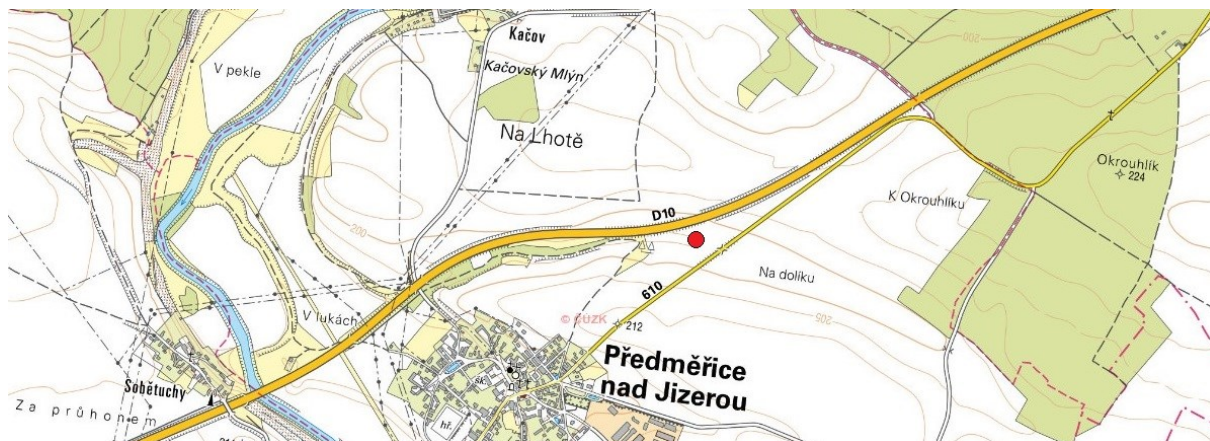
Obrázek 4.1: Schématická mapa zájmové oblasti, červeně jsou vyznačeny místa odběrů vzorků.

Tabulka 2: Souřadnice jednotlivých lokalit.

Předměrice		N 50° 15.722 E 014° 47.404
Kosmonosy		N 50° 26.193 E 014° 53.752
Turnovsko	pramínek	N 50° 37.206 E 015° 09.606
	vodárna	N 50° 36.942 E 015° 09.691
	řeka	N 50° 36.978 E 015° 10.201

#### 4.1.1.1 Předměřice

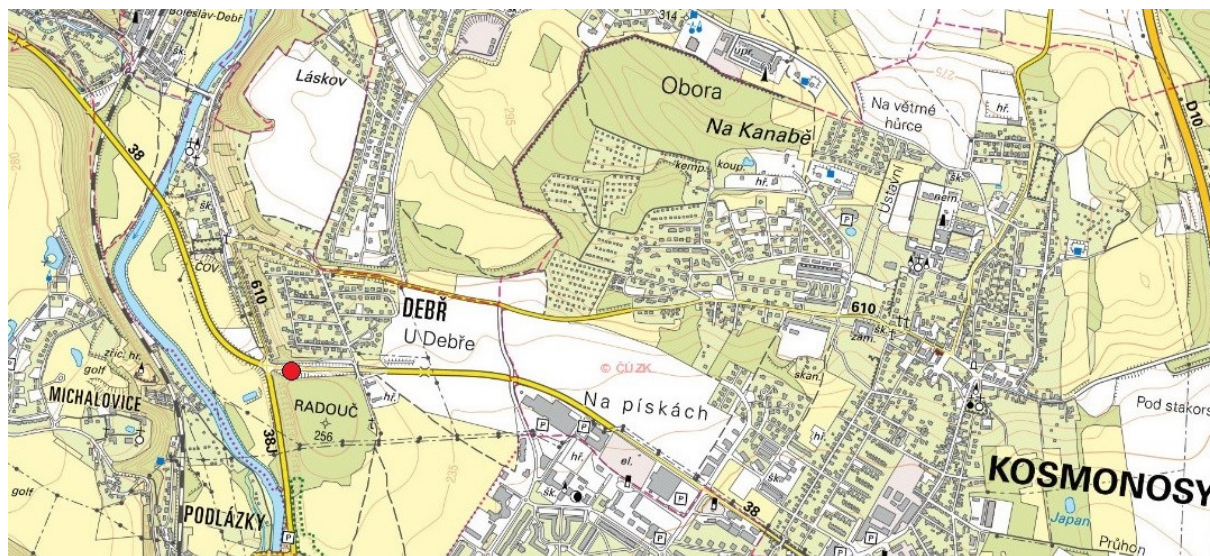
Lokalita označená jako „Předměřice“ se nachází u obce Předměřice nad Jizerou, která leží ve Středočeském kraji, mezi Brandýsem nad Labem a Benátkami nad Jizerou, přibližně 20 km jihozápadně od Mladé Boleslavi. Lokalita leží na levém břehu řeky Jizery. Vzorky z této lokality byly odebrány z vrtného jádra z vrtu „V11“. Přibližná poloha lokality je červeným kolečkem vyznačena na obrázcích 4.1 a 4.2 a přesná poloha je pomocí zeměpisných souřadnic udána v tabulce 2.



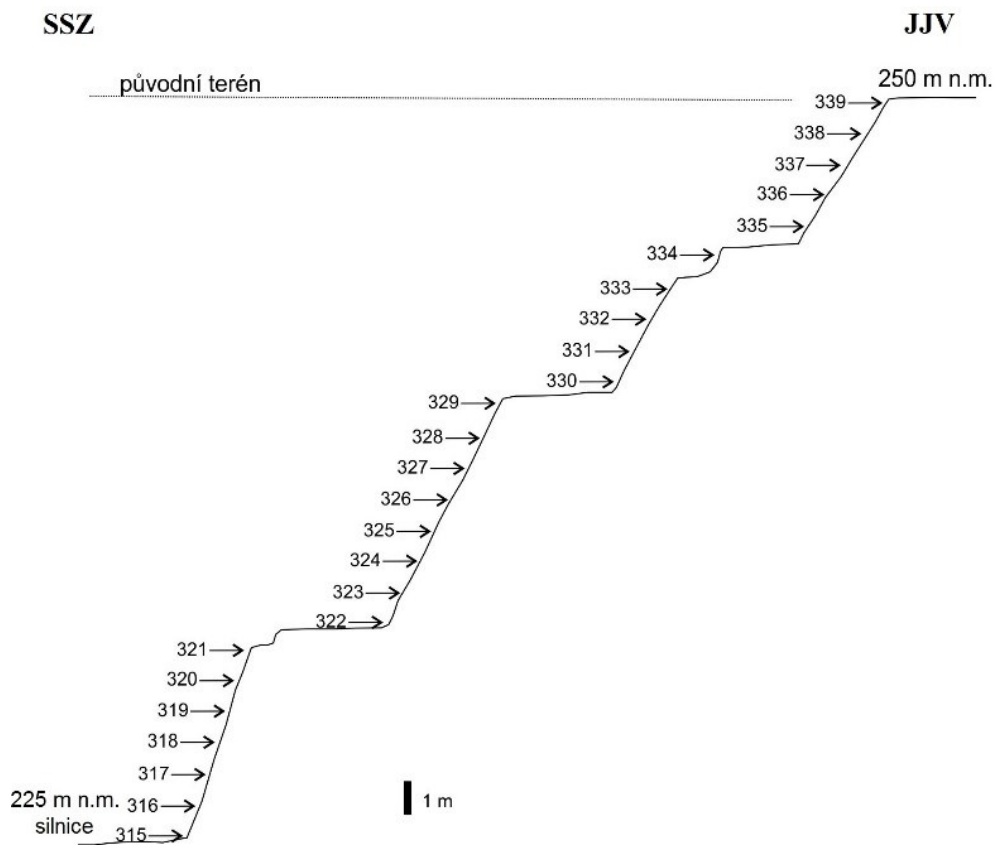
Obrázek 4.2: Mapa širšího okolí lokality Předměřice. Červeně je vyznačena poloha vrtu V11.

#### 4.1.1.2 Kosmonosy

Lokalita označená jako „Kosmonosy“ se nachází západně od stejnojmenné obce, která na jihu těsně sousedí s Mladou Boleslaví. Lokalita leží na levém břehu řeky Jizery. Vzorky byly odebrány z výchozu, který se zde nachází v zářezu silnice. Přibližná poloha lokality je červeným kolečkem vyznačena na obrázcích 4.1 a 4.3 a přesná poloha je pomocí zeměpisných souřadnic udána v tabulce 2. Na obrázku 4.4 je schématický profil výchozu s vyznačenými místy odběru vzorků a na obrázku 4.5 jsou fotografie výchozu.



Obrázek 4.3: Mapa širšího okolí lokality Kosmonosy. Červeně je vyznačena poloha odběru vzorků.



Obrázek 4.4: Profil Kosmonosy

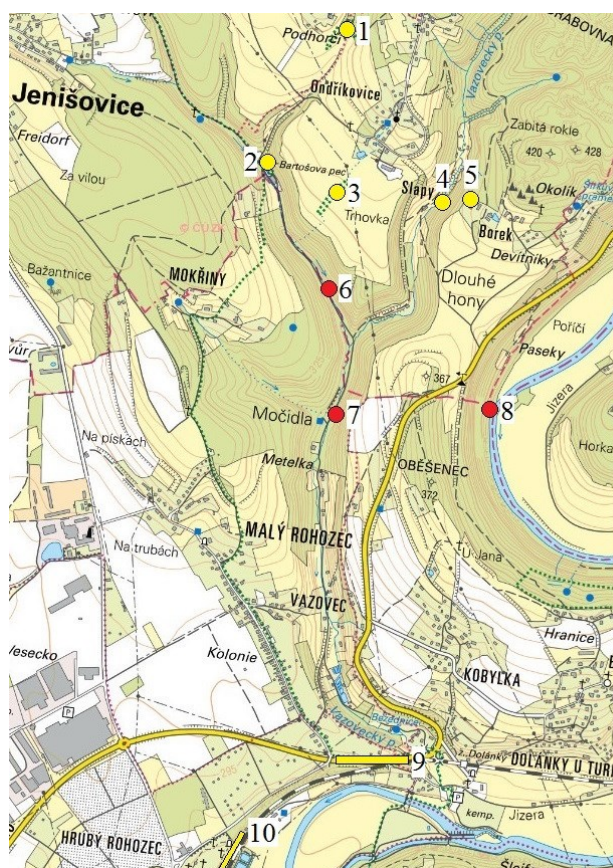


Obrázek 4.5: Fotografie z lokality Kosmonosy

#### 4.1.1.3 Turnovsko

Lokalita označená jako „Turnovsko“ je souhrnným názvem pro tři lokality nacházející se severně nad Turnovem. Profil „řeka“ (viz obrázek 4.8) se nachází těsně u řeky Jizery. Profily „pramínek“ a „vodárna“ (viz obrázky 4.9 a 4.10) se nachází v údolí Vazoveckého potoka, který je pravostranným přítokem řeky Jizery, do které se vlévá v Turnově. Přibližná poloha lokality „Turnovsko“ je vyznačena na obrázcích 4.1 a 4.6 a přesná poloha jednotlivých dílčích lokalit je pomocí zeměpisných souřadnic udána v tabulce 2. Fotografie z lokalit jsou na obrázku 4.7.

Na mapě na obrázku 4.6 jsou, kromě výše popsaných lokalit (vyznačeny červeně), vyznačeny (žlutě) i lokality a profily, které ve své práci zpracoval Balák (2015). Výsledky z loužických experimentů ze všech deseti lokalit byly následně spojeny v jeden profil (viz kapitola 5.1.5.1). Pískovcové těleso, ve kterém se lokality nachází, vystupuje na povrch jako plochá deska. Pomocí digitálního modelu reliéfu 5. generace z LIDARu (Geoportál ČUZK; <http://ags.cuzk.cz/dmr/>) bylo možné změřit sklon a směr této desky a následně přepočítat nadmořské výšky a upravit je vzhledem k lokalitě Rohozec – silnice (tvoří stratotyp jizerského souvrství). Tím vznikl 80 m vysoký, byť místy přerušovaný, profil, tvořený 73 vzorky.

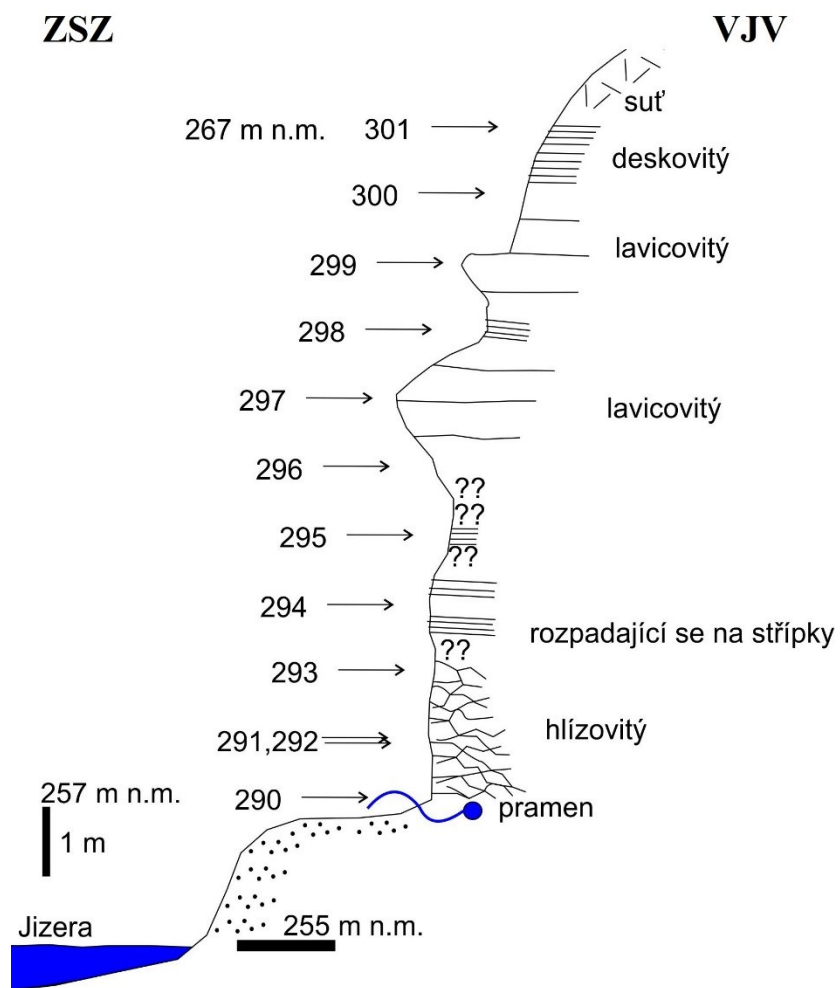


- 1) Podhorčí
- 2) Bartošova pec
- 3) Ondříkovice
- 4) Mločí
- 5) Šálení smyslů
- 6) pramínek
- 7) vodárna
- 8) řeka
- 9) Rohozec - silnice
- 10) Rohozec - pod zámek

Obrázek 4.6: Mapa širšího okolí lokality Turnovsko. Červeně je vyznačena poloha odběru vzorků; žlutě jsou vyznačeny lokality zpracované Balákem (2015).

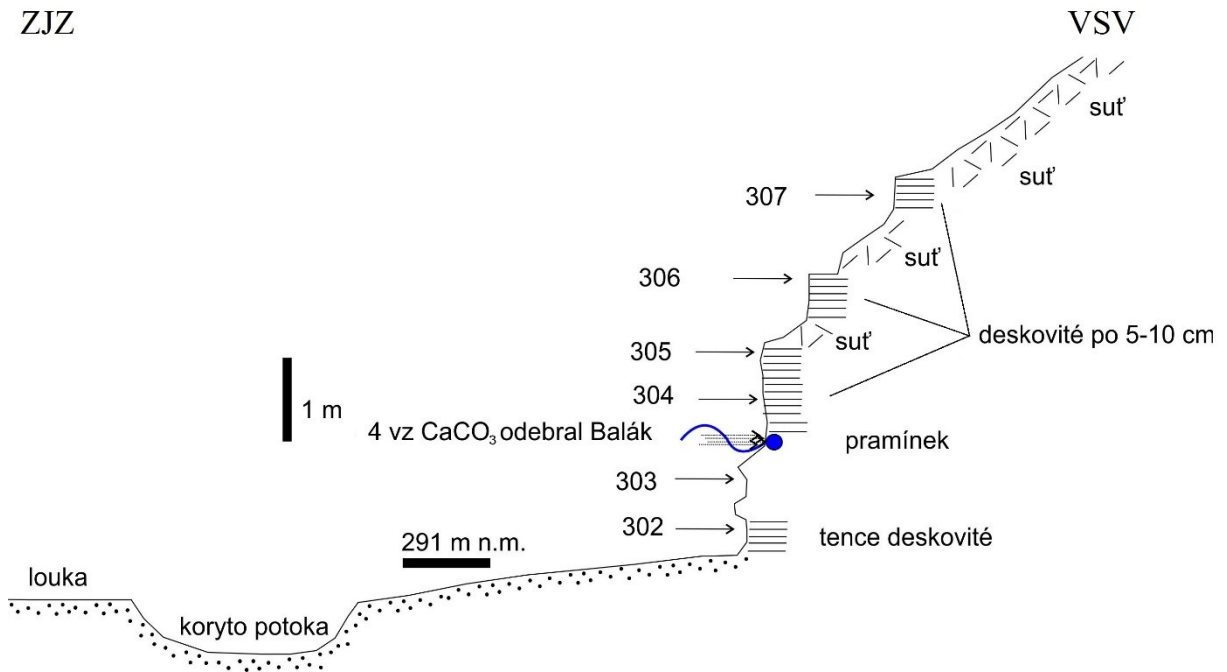


Obrázek 4.7: Fotografie z lokality Turnovsko: pramínek (vlevo), řeka (uprostřed a vpravo)

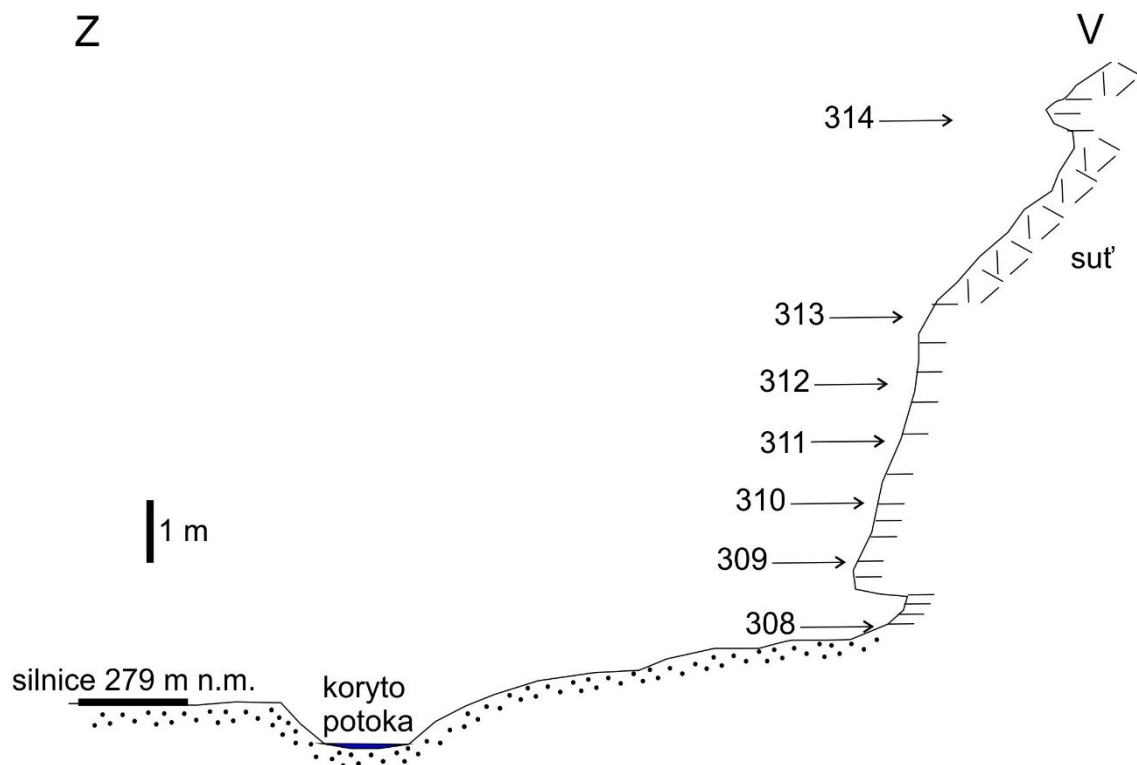


Obrázek 4.8: Profil Turnovsko – řeka

ZJZ



Obrázek 4.9: Profil Turnovsko – pramínek



Obrázek 4.10: Profil Turnovsko – vodárna

#### 4.1.2 Metodika zpracování vzorků

Díky použití jádrovnice vznikly vzorky válcovitého tvaru o průměru kolem 30 mm. Tato jádra byla následně v brusárně Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy rozřezána kolmo na osu jádra, většinou na tři části. Nejpravidelnější část, kterou tvořily válcovité vzorky o průměru kolem 30 mm a výšce od cca 10 do 20 mm (příklad takového vzorku je na obrázku 4.11), jsem loužil v HCl. Větší ze zbylých částí byla nadrcena a namleta na analytickou jemnost a analyzována v laboratoři České geologické služby na vápnitost a třetí část byla ponechána pro případné další potřeby (případná skenovací elektronová mikroskopie).

Válcovité vzorky, které jsem loužil, jsem po nařezání omyl destilovanou vodou a očistil je, abych z jejich povrchu odstranil zbytky materiálu, který na nich zůstal po řezání, ale zároveň je nepoškodil. Dále jsem je nechal oschnout, vysušil v peci,



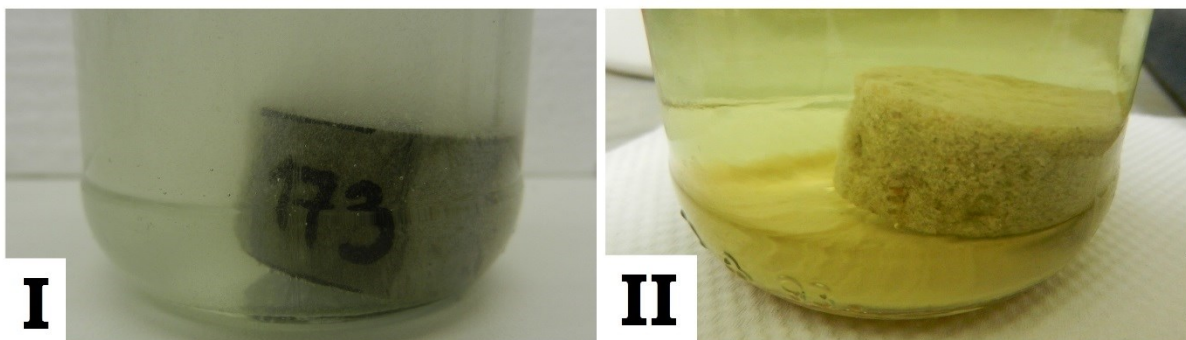
Obrázek 4.11: Vzorek 226V; čtverečky o straně 4 cm.

při 100 °C po dobu jednoho dne, a lihovým fixem jsem na vzorky napsal jejich označení.

##### 4.1.2.1 Loužení v kyselině chlorovodíkové

Kyselina chlorovodíková (HCl) je silná kyselina, díky tomu dochází k rychlému rozpouštění vápnatých hornin a vznikají rozpustné produkty reakce (Ray et al., 1957). HCl se často používá ke zjištění, zda zkoumaná hornina obsahuje karbonáty, případně se používá ke zjištění obsahu karbonátů, který se určuje z úbytku hmotnosti vzorku. Kyselina chlorovodíková se někdy používá i k oddělení nerozpustného sedimentu či nerozpustné frakce horniny (Konta, 1967).

Vzorky jsem loužil v desetiprocentním roztoku HCl ve skleněných nádobách s objemem 300 ml. Vzorek jsem loužil přibližně ve 100 ml HCl (obrázek 4.12 – I). Použité množství kyseliny jsem upravoval podle reakce vzorků. Pokud vzorek reagoval málo (málo uvolňoval CO<sub>2</sub>), použil jsem menší množství kyseliny, když reagoval intenzivně (intenzivně uvolňoval CO<sub>2</sub>), použil jsem větší množství. Skleněné nádoby jsem překryl perforovanou potravinářskou fólií, aby se zabránilo případnému rozlité kyseliny, ale aby z nádob mohl zároveň unikat vznikající oxid uhličitý (CO<sub>2</sub>). Vzorky jsem zkontroloval přibližně po týdnu, a když reakce ustala (neobjevovaly se bublinky unikajícího CO<sub>2</sub>) – obrázek 4.12 – II, zkontroloval jsem, jestli je roztok kyseliny stále ještě reaktivní. Reaktivnost roztoku jsem kontroloval pomocí kápnutí kyselého roztoku na kalcit nebo na vápnitou horninu. Když už kyselý roztok nereagoval, vylil jsem ho a vyměnil za nový.

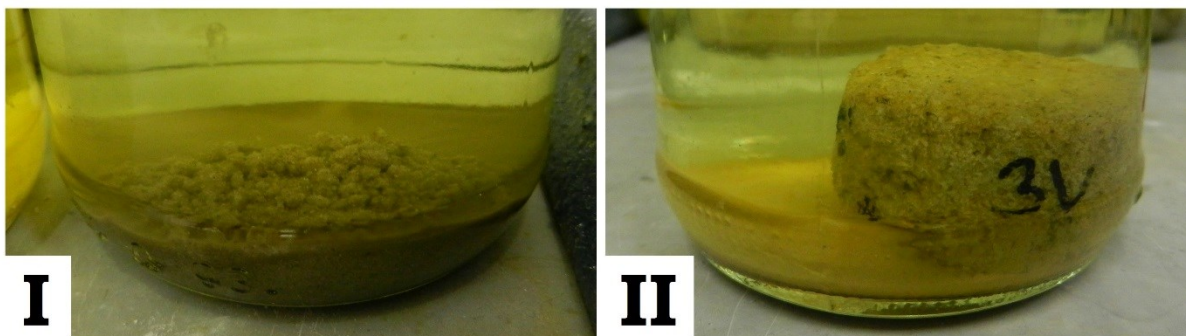


Obrázek 4.12: Vzorky v HCl: (I) reagující vzorek, (II) nereagující vzorek. (Vojtíšek, 2016)

Když se vzorky nacházely v reaktivním roztoku, ale už nebyly viditelné bublinky unikajícího CO<sub>2</sub>, ukončil jsem jejich loužení. Roztok kyseliny jsem z nádoby opatrně vylil, vzorek jsem pak zalil destilovanou vodou a nechal loužící nádobu stát, aby se usadil jemný materiál, který byl ve vznosu, a aby zbývající kyselý roztok mohl difuzně přejít z pórů vzorku do roztoku destilované vody. Aby byl tento proces ještě účinnější, po několika hodinách jsem tento postup zopakoval, abych ze vzorků dostal co největší podíl zbývajícího kyselého roztoku. Vzhledem k tomu, že jsem po loužení u vzorků zjišťoval i změny jejich pevnosti a rozpadavost, musel jsem s nádobami zacházet opatrně, abych zabránil poškození vzorků a nezkrslil tak výsledné pozorování. Při manipulaci s loužícími nádobami bylo potřeba zamezit víření roztoku a nárazům vzorků do stěn nádoby.

Stav vzorku po loužení byl v zásadě trojí: 1) vzorek se rozpadl úplně (viz obrázek 4.13 – I); 2) vzorek si zachoval původní tvar a nedošlo k žádnému opadu (případně byl opad jen minimální) – viz obrázek 4.13 – II; 3) část vzorku se zachovala a část se rozpadla na nesoudržný sediment. Když se při loužení v kyselině vzorek zcela rozpadl na nesoudržný sediment a nebyla zachována větší pevná část, vymyl jsem z nádob sediment destilovanou vodou a následně nechal odpařit. Když si vzorek zachoval svůj původní tvar, nebo když se z něj zachovala větší pevná část, opatrně jsem ho vyndal z nádoby a nechal vyschnout a případný nesoudržný opadaný materiál jsem zpracoval výše popsaným způsobem. Po vysušení jsem změřil hmotnost nesoudržného opadaného materiálu ( $m_0$ ) a hmotnost pevné části ( $m_2$ ) a z naměřených dat jsem pak podle následujícího vzorce získal hodnotu opadu  $Y$ , vyjádřenou jako poměr hmotnosti nesoudržné složky ( $m_0$ ) ku celkové hmotnosti vysušeného vzorku ( $m_2 + m_0$ ):

$$Y = \frac{m_0}{m_2 + m_0}$$



Obrázek 4.13: Rozpadavost vzorků: (I) úplný rozpad, (II) minimální změny. Vojtišek (2016)

#### 4.1.2.2 Reakce vzorku horniny na kyselé prostředí

Hodnocení reakce vzorků hornin na kyselé prostředí může být do jisté míry subjektivní, proto jsem k popisu reakce použil klasifikaci, kterou ve své práci vytvořil Balák (2015). Balák vzorky rozdělil do pěti úrovní rozpadu, na základě podílu opadu (Y), vrypu ocelovým hrotem a drolivosti povrchu vzorků při manipulaci s nimi. Základním a nejdůležitějším parametrem klasifikace je hodnota opadu, protože je, na rozdíl od zbylých dvou parametrů, snadno měřitelná a není ovlivněna subjektivním vnímáním. Balákova klasifikace (2015) je popsána níže.

ÚR 1, (nezvětralá): První úroveň rozpadu značí, že v pevnosti vzorku nedošlo k žádné zaznamatelné změně, neznamená však, že neprobíhala žádná reakce. Všechny vzorky mohou ztratit několik procent hmotnosti i bez toho, aby se zmenšila jejich původní pevnost. Na hloubce vrypu není znatelný rozdíl. Ze vzorku neopadalo žádné reziduum (tedy opad byl nulový), pokud nebyl na povrchu drolivý už v původním stavu.

ÚR 2, (snížená pevnost): Druhá úroveň zahrnuje všechny vzorky, které se působením kyseliny chlorovodíkové změkčí natolik, že hloubka vrypu ocelovým hrotem výrazně vzroste. Většina zkoumaných hornin, třeba i slabě navětralých, je v původním stavu takovému vrypu odolná. Od okrajů válečku může opadávat nerozpustné reziduum, avšak pouze minimálně – horní hranice opadu (Y) je dána hodnotou 1 %.

ÚR 3, (slabý rozpad): Třetí úroveň označuje ty vzorky, které nejenže ztratily původní pevnost, ale za sucha jsou při doteku drolivé a při loužení v kyselině byl již znatelný opad. Spodní hranici této úrovně tvoří 1 % opadu (Y) v loužící nádobě, horní hranici tvoří 10 % opadu.

ÚR 4, (střední rozpad): Do čtvrté úrovně byly zahrnuty vzorky, které tvoří přechod mezi úplným rozpadem a změkčením vzorku. Často se jedná o nehomogenní horniny, z nichž se část rozpadne úplně a zbytek zůstává blízky původnímu tvaru. Nerozpustné zbytky mívají na většině povrchu značně odrovené původní obrysy, někdy rýhy až prohlubně. Vzorky spadající do této úrovně jsou na omak silně drolivé. Opadu (Y) je více než 10 %.

ÚR 5, (úplný rozpad): Pátá a poslední úroveň zahrnuje vzorky hornin, které se působením kyseliny úplně rozpadly, a tak v nádobě zbývá jen nesoudržný klastický materiál. Pokud se mezi opadem nachází ještě i větší soudržné částice nerozpadlé horniny, jsou mnohem menší, než byla původní velikost vzorku. Opad (Y) tvoří alespoň 50 % hmotnosti nerozpuštěného rezidua.

Příklady vzorků spadajících do jednotlivých úrovní rozpadu jsou na obrázku 4.14. V horním řádku jsou vzorky před loužením v kyselině, pod nimi jsou tytéž vzorky po loužení. Zleva doprava roste ÚR z 1 do 5.



Obrázek 4.14: Příklad vzorků jednotlivých ÚR. Nahoře jsou vzorky před loužením, dole vzorky po loužení; vlevo ÚR1, vpravo ÚR5.

#### 4.1.2.3 Vážení vzorků

Vzorky jsem vážil na digitální kapesní váze Palmscale 7.0. Tato váha má rozsah měření do 200 g a přesnost 0,01 g. Vzorky jsem vysušil v laboratorní peci a poté jsem je zvážil a získal tak hodnotu  $m_1$ , tedy hmotnost suchého vzorku před loužením. Po loužení jsem vysušil zachovalou pevnou část vzorku i nesoudržné reziduum. Po vysušení jsem zvážil pevnou část a získal tak hodnotu  $m_2$  a po zvážení rezidua jsem získal hodnotu  $m_0$ .

#### 4.1.2.4 Odhad obsahu karbonátů

Místo termínu „obsah karbonátů“ používám dále v práci termín „obsah rozpustné složky“ (RS), který je vyjádřený v hmotnostních procentech. Toto označení používám kvůli tomu, že s roztokem kyseliny chlorovodíkové nereagují jen karbonáty. Obsah RS jsem určoval na základě úbytku hmotnosti po loužení. Hmotnost vzorků po loužení je dána součtem hmotnosti nesoudržné složky ( $m_0$ ) a hmotnosti pevné části ( $m_2$ ).

Výpočet obsahu RS jsem prováděl podle rovnice:

$$RS = \frac{m_1 - (m_2 + m_0)}{m_1} \times 100 \%$$

#### 4.1.2.5 Kalcimetrie

Kromě mého laboratorního měření a odhadu obsahu karbonátů na základě změny hmotnosti vzorku byl přesný obsah karbonátů změřen i v laboratoři České geologické služby (ČGS) pomocí kalcimetrie. Tato metoda poskytla jednak přesné informace o obsahu karbonátů, ale i informace o jejich zastoupení (obsah karbonátů Ca, Mg, Fe apod.). Na rozdíl od loužících experimentů v kyselině chlorovodíkové byly tyto analýzy provedeny na vzorcích, které byly před analýzami nadrceny a namlety na analytickou jemnost.

## 4.2 Puklinové kanály

Experimenty spadající do této části praktické části diplomové práce jsem prováděl s kolegy v lomu Střeleč, který tak fungoval jako velkoobjemová exteriérová laboratoř. Zaměřili jsme se na puklinové zóny v poloze sklářských pískovců (příklad takové puklinové zóny je na obrázku 4.15), protože právě v těchto pískovcích vznikají v lomu puklinové kanály. Pokusy jsme prováděli především ve stěně druhé etáže, případě ve stěně etáže první. Obě tyto stěny mají SZ-JV orientaci. Právě v lomových stěnách s touto orientací vznikají zdejší kanály. Poloha míst, kde jsme pokusy prováděli, je vyznačena červeným kolečkem na obrázku 4.16. Při umělém vytváření kanálů, jsem zkoumal mechanismy jejich vzniku a v reálném čase jsem sledoval jejich vývoj.



Obrázek 4.15: Příklad puklinové zóny.



Obrázek 4.16: Letecký snímek lomu Sřeleč; červeným kroužkem je vyznačeno místo provádění experimentů. (www.mapy.cz, snímek z 16.10.2017)

#### 4.2.1 Umělé vytváření puklinových kanálů

Na systém puklin, které pískovcové těleso rozdělily na několik bloků, jsme působili proudem vody a zkoumali jsme, jak se který blok eroduje a jak na něj proud vody působí. Vzhledem k tomu, že lom je stále činný a pracuje se v něm s velkými stroji, byli jsme při práci limitováni tím abychom etáž lomu, kde jsme pokusy prováděli, neerodovali až do té míry, aby hrozilo její zřícení či zřícení stroje, který po ní jezdí. Z tohoto důvodu jsme používali relativně malé množství vody a první pokusy jsme prováděli pomocí zahradní konve o objemu pět litrů. Vodu jsme se na puklinovou zónu snažili nalévat plošně s tím, že jsme se snažili polévat i okolí puklinové zóny, nerozpukané bloky. Před pískovcovým masivem jsme měli na stativu umístěný fotoaparát a po každé vylité konvi jsme puklinovou zónu vyfotili. Díky takovému focení jsme získali sérii časosběrných fotografií, ze kterých jsem pak určoval, co se s puklinovou zónou při působení vody děje a jak se erodují jednotlivé bloky.

Použití zahradní konve s kropítkem se neukázalo jako nejvhodnější, protože proudy vody z konve se rychle ohýbaly, nedostávaly se hlouběji do puklin a díky tomu většinou erodovaly jen výstupky bloků. Kvůli bezpečnosti nebylo možné přiblížit se těsně k vymývané puklinové zóně, k místu eroze, protože hrozilo řícení až stovky kg těžkých bloků.

Kvůli snazší manipulaci, vyšší bezpečnosti a lepším výsledkům pokusů jsme další pokusy prováděli pomocí proudu vody z hadice. K tomuto účelu bylo využito elektrické čerpadlo Grundfos s příkonem 0,9 kW a výkonem 2000 l při výtlaku 70 m nad čerpadlo osazené hadicemi o průměru 1 a 1,25 palce. Elektrická energie byla zajištěna elektrocentrálou.

Silnější proud z hadice horizontálně dosáhl několik prvních metrů a voda se tak také dostala hlouběji do puklinové zóny. Na puklinovou zónu a její okolí jsme vodu lili po dobu třiceti sekund (s hadicí se provádělo „řádkování“ aby proud vody postupně pokryl celý studovaný povrch puklinové zóny), pak jsme přestali a zónu vyfotili a z pořízených fotografií jsme opět získali časosběr, ze kterého jsem určoval chování puklinové zóny a jednotlivých bloků.

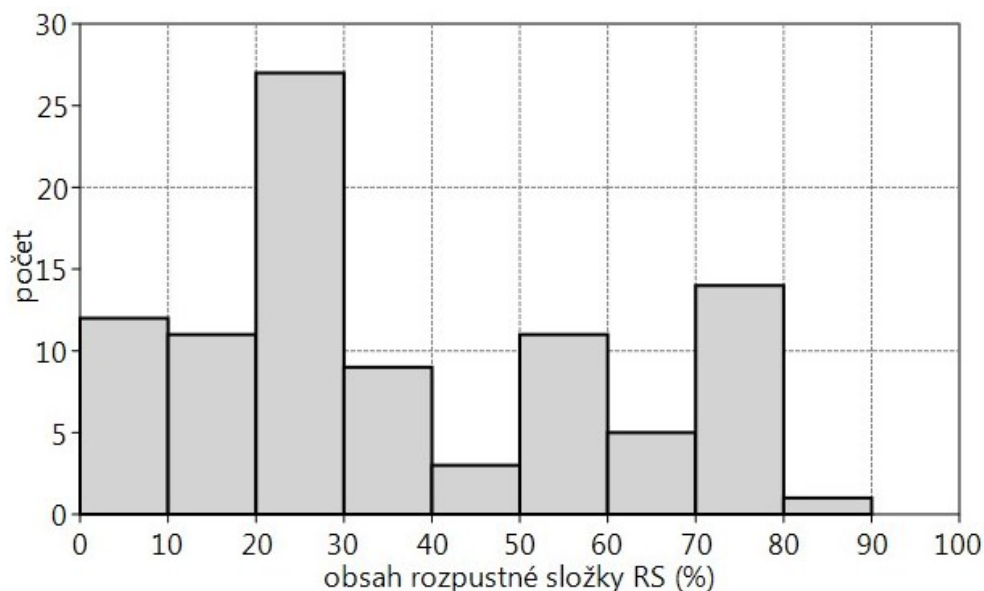
## 5 Výsledky a diskuze

### 5.1 Náchylnost hornin ke zkrasování

#### 5.1.1 Obsah rozpustné složky

Naměřené hodnoty obsahu rozpustné složky RS (0 až 100 hmotnostních procent) jsou uvedeny v tabulce 3. V tabulce je dále uvedeno: číslo vzorku, označení vzorku, opad Y (0 až 100 hmotnostních %), úroveň rozpadu ÚR (1 až 5; 5R značí úplný rozpad; bezrozměrné), zrnitost (J-AP – jemnozrnné až aleuropelitické horniny; S – střednězrnné horniny), příslušná lokalita (O – ostatní; P – Předměřice; T-ř – Turnovsko řeka; T-p – Turnovsko potůček; T-v – Turnovsko vodárna; K – Kosmonosy) a nadmořská výška (v případě lokality Turnovsko i přepočet na relativní nadmořskou výšku, které odpovídá nasazení na profil Rohozec – silnice).

Obsah rozpustné složky RS byl u zkoumaných vzorků velmi variabilní, přičemž minimální obsah dosahoval hodnoty 0,7 % a maximální 84,8 %. V průměru vzorky obsahovaly 37,3 % RS. Z grafu na obrázku 5.1 je vidět, že nejčastěji hodnota RS zkoumaných vzorků ležela v intervalu 20 až 30 % RS. Nejméně vzorků leželo v intervalech 40 až 50 % RS a 80 až 90 % RS (v intervalu 90 až 100 % RS se nenacházel žádný vzorek). Množství obsahu RS se lišilo i v závislosti na lokalitě, odkud vzorky pocházely, což je vidět na obrázku 5.2 a v tabulce 3.



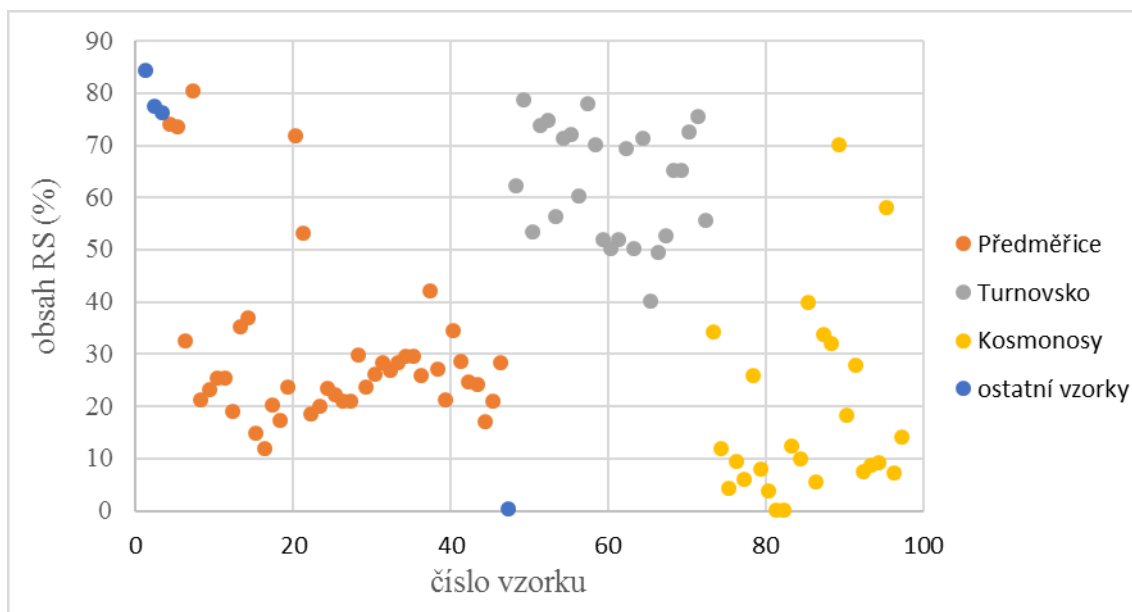
Obrázek 5.1: Histogram četností zastoupení vzorků různých intervalů obsahu RS.

Tabulka 3A: Zpracované vzorky

číslo	označení	RS %	opad %	ÚR	zrnitost	lokality	nadmořská výška	relativní nadmořská výška
1	203V	84,78	100,00	5R	J-AP	O	-	-
2	204V	77,94	2,53	3	J-AP	O	-	-
3	205V	76,77	100,00	5R	J-AP	O	-	-
4	212V	74,48	100,00	5R	J-AP	P	194,2	-
5	213V	73,96	100,00	5R	J-AP	P	193,3	-
6	214V	33,10	100,00	5R	J-AP	P	193,1	-
7	215V	80,94	100,00	5R	J-AP	P	191,7	-
8	216V	21,86	100,00	5R	J-AP	P	190,8	-
9	217V	23,70	0,29	2	J-AP	P	190,6	-
10	218V	26,05	100,00	5R	J-AP	P	189,4	-
11	219V	25,87	100,00	5R	J-AP	P	188,4	-
12	220V	19,59	100,00	5R	J-AP	P	187,8	-
13	221V	35,85	0,00	2	J-AP	P	185,0	-
14	222V	37,47	4,12	3	J-AP	P	184,6	-
15	223V	15,32	0,00	1	J-AP	P	184,2	-
16	224V	12,34	0,00	1	J-AP	P	183,7	-
17	225V	20,82	0,32	2	J-AP	P	183,3	-
18	226V	17,85	0,06	2	J-AP	P	182,8	-
19	227V	24,19	1,12	3	J-AP	P	182,4	-
20	228V	72,44	100,00	5R	J-AP	P	182,0	-
21	229V	53,79	1,19	3	J-AP	P	181,6	-
22	230V	18,99	0,10	2	J-AP	P	181,4	-
23	231V	20,51	0,23	2	J-AP	P	180,6	-
24	232V	24,06	0,50	2	J-AP	P	180,5	-
25	233V	22,73	1,51	3	J-AP	P	180,3	-
26	234V	21,54	100,00	5R	J-AP	P	180,1	-
27	235V	21,47	0,26	2	J-AP	P	179,7	-
28	236V	30,32	2,44	3	J-AP	P	178,7	-
29	237V	24,28	0,51	2	J-AP	P	178,3	-
30	238V	26,78	0,81	2	J-AP	P	178,0	-
31	239V	28,93	0,00	2	J-AP	P	177,6	-
32	240V	27,35	0,80	2	J-AP	P	176,4	-
33	241V	28,95	0,78	2	J-AP	P	175,8	-
34	242V	30,07	0,77	2	J-AP	P	175,3	-
35	243V	29,99	0,39	2	J-AP	P	174,7	-
36	244V	26,32	0,16	2	J-AP	P	174,3	-
37	245V	42,69	0,63	2	J-AP	P	173,9	-
38	246V	27,58	0,06	2	J-AP	P	173,3	-
39	247V	21,67	0,16	2	J-AP	P	172,3	-
40	248V	34,99	0,32	2	J-AP	P	171,7	-
41	249V	29,02	0,39	2	J-AP	P	170,6	-
42	250V	25,11	0,17	2	J-AP	P	170,2	-
43	251V	24,63	0,22	2	J-AP	P	169,8	-
44	252V	17,50	0,10	2	J-AP	P	169,4	-
45	253V	21,39	0,15	2	J-AP	P	168,0	-
46	254V	28,94	0,05	2	J-AP	P	166,5	-
47	255V	0,90	0,02	1	S	O	-	-
48	290V	62,78	1,00	3	J-AP	T-ř	257,0	218,0
49	291V	79,22	100,00	5R	J-AP	T-ř	258,0	219,0

Tabulka 3B: Zpracované vzorky

číslo	označení	RS %	opad %	ÚR	zrnitost	lokalita	nadmořská výška	relativní nadmořská výška
50	292V	53,98	1,96	3	J-AP	T-ř	258,0	219,0
51	293V	74,30	3,03	3	J-AP	T-ř	259,0	220,0
52	294V	75,26	12,88	4	J-AP	T-ř	260,0	221,0
53	295V	56,93	0,08	2	J-AP	T-ř	261,0	222,0
54	296V	71,88	6,56	3	J-AP	T-ř	262,0	223,0
55	297V	72,65	52,86	5	J-AP	T-ř	263,0	224,0
56	298V	60,73	4,85	3	J-AP	T-ř	264,0	225,0
57	299V	78,59	65,22	5	J-AP	T-ř	265,0	226,0
58	300V	70,56	57,88	5	J-AP	T-ř	266,0	227,0
59	301V	52,50	0,76	2	J-AP	T-ř	267,0	228,0
60	302V	50,77	4,49	3	J-AP	T-p	291,5	245,5
61	303V	52,53	18,93	4	J-AP	T-p	292,0	246,0
62	304V	69,79	100,00	5R	J-AP	T-p	293,0	247,0
63	305V	50,72	100,00	5R	J-AP	T-p	293,5	247,5
64	306V	71,92	100,00	5R	J-AP	T-p	294,5	248,5
65	307V	40,61	32,33	4	S	T-p	295,5	249,5
66	308V	50,03	3,53	3	J-AP	T-v	280,0	246,0
67	309V	53,23	28,43	4	J-AP	T-v	281,0	247,0
68	310V	65,73	100,00	5R	J-AP	T-v	282,0	248,0
69	311V	65,67	100,00	5R	J-AP	T-v	283,0	249,0
70	312V	72,96	100,00	5R	J-AP	T-v	284,0	250,0
71	313V	75,99	100,00	5R	J-AP	T-v	285,0	251,0
72	314V	56,25	100,00	5R	J-AP	T-v	288,0	254,0
73	315V	34,85	5,66	3	J-AP	K	225,0	-
74	316V	12,45	0,14	2	J-AP	K	226,0	-
75	317V	4,78	0,01	1	J-AP	K	227,0	-
76	318V	9,94	0,05	2	J-AP	K	228,0	-
77	319V	6,50	0,01	1	S	K	229,0	-
78	320V	26,50	1,51	3	J-AP	K	230,0	-
79	321V	8,43	0,35	2	S	K	231,0	-
80	322V	4,32	0,58	2	S	K	232,0	-
81	323V	0,68	0,00	1	S	K	233,0	-
82	324V	0,67	0,00	1	S	K	234,0	-
83	325V	13,00	0,24	2	S	K	235,0	-
84	326V	10,54	0,10	2	J-AP	K	236,0	-
85	327V	40,42	46,02	4	S	K	237,0	-
86	328V	5,94	0,36	2	S	K	238,0	-
87	329V	34,20	16,97	4	S	K	239,0	-
88	330V	32,45	0,58	2	J-AP	K	240,0	-
89	331V	70,64	100,00	5R	J-AP	K	241,0	-
90	332V	18,89	0,54	2	S	K	242,0	-
91	333V	28,27	1,04	3	S	K	243,0	-
92	334V	7,97	0,10	2	S	K	244,0	-
93	335V	9,27	6,88	3	S	K	245,0	-
94	336V	9,64	0,59	2	S	K	246,0	-
95	337V	58,70	100,00	5R	J-AP	K	247,0	-
96	338V	7,87	1,08	3	S	K	248,0	-
97	339V	14,57	0,26	2	S	K	249,0	-



Obrázek 5.2: Graf obsahu RS; vzorky rozděleny podle lokality.

Z grafu na obrázku 5.2 je vidět, že ze tří hlavních zkoumaných lokalit obsahují vzorky z Kosmonos v průměru nejnižších hodnot obsahu RS, oproti tomu nejvyšší průměrnou hodnotu obsahu RS jsem naměřil u vzorků pocházejících z Turnovska. Většina vzorků z Kosmonos byla střednězrná a jednalo se převážně o kvádrové pískovce a hrubší vápnité pískovce. Naopak většina vzorků z Turnovska byla odebrána z jemnějších vápničných pískovců až vápničných prachovců.

Hodnoty obsahu rozpustné složky RS mohly být ovlivněny například ztrátami hmotnosti, které byly způsobeny únikem jemné frakce zkoumaných vzorků. K tomu mohlo docházet při výměně roztoku kyseliny za nový, případně za destilovanou vodu a poté i při vymývání nesoudržného rezidua z loužicí nádoby. K další ztrátě hmotnosti vzorku mohlo dojít díky tomu, že část nesoudržného rezidua mohla zůstat na stěnách nádoby, případně na nástrojích, které jsem používal při vyndávání soudržného zbytku vzorku z nádoby. Ztráta materiálu byla většinou nižší než 0,01 g, u vzorků, které se při loužení rozpadly úplně nebo měly velký podíl opadu mohla být tato ztráta o trochu vyšší. Průměrná hmotnost vzorků před loužením v kyselině byla zhruba 25 g, tato ztráta tedy vyjadřuje zhruba 0,05 % hmotnosti původního vzorku.

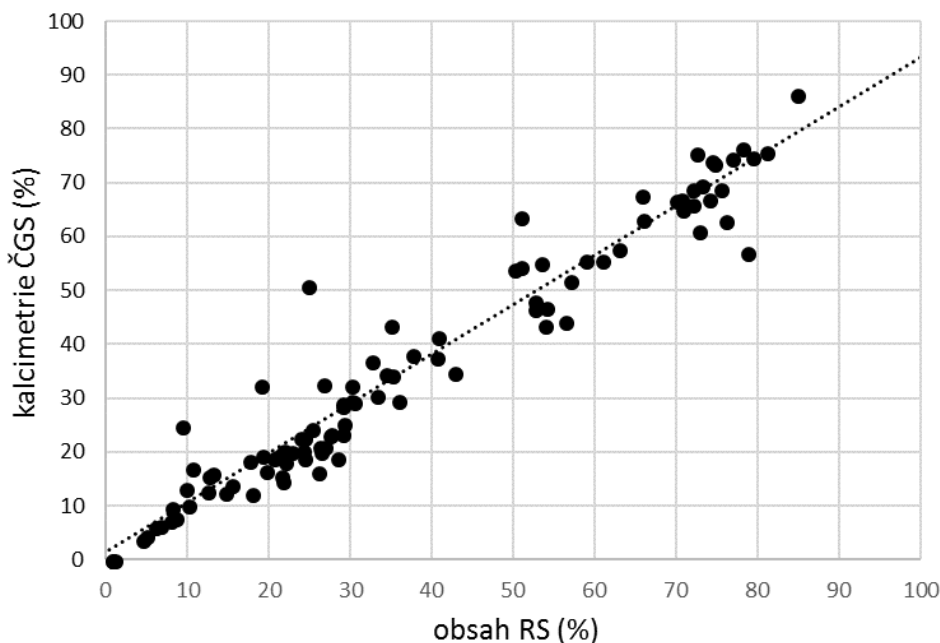
Dalším faktorem, který mohl ovlivnit hmotnost vzorků, a tím i obsah rozpustné složky RS, byla vlhkost. Hmotnost vzorku se mění v závislosti na jeho vlhkosti, roli zde však hraje i vzdušná vlhkost. Kvůli tomu bylo potřeba během práce zamezit změnám hmotnosti, které by mohly být vyvolány změnami vzdušné vlhkosti. Vzorky, které jsem zpracovával jako první jsem následně používal jako referenční. Při vážení dalších vzorků jsem změřil

i hmotnost vzorků referenčních a pokud se nezměnila (nebyla ovlivněna vzdušnou vlhkostí), zapsal jsem změřenou hmotnost nových vzorků.

Rozdíl v obsahu rozpustné složky RS mohl být ovlivněn i samotnou reakcí vzorku s kyselinou. Při loužení totiž není jasné, u jakých složek vzorku došlo k rozpuštění a jestli loužením vznikly nějaké produkty reakce, které mohly ovlivnit výslednou hmotnost vzorku po loužení. Kvůli tomu používám u mnou stanovených hodnot pojem „obsah rozpustné složky“ místo „obsah karbonátů“.

### 5.1.2 Analýza kalcimetrie – obsah karbonátů

Kromě měření obsahu rozpustné složky RS byl změřen i přesný obsah karbonátů. Ten byl měřen v laboratoři České geologické služby na vzorcích, které byly předem namlety na analytickou jemnost. Výsledky analýz jsou v tabulce 4. V tabulce je dále uvedeno číslo a označení vzorku, obsah rozpustné složky RS a rozdíl těchto dvou hodnot. Na obrázku 5.3 je graf znázorňující vztah mezi výsledky kalcimetrie a loužení. Z grafu je vidět, že vztah mezi těmito hodnotami je u většiny vzorků relativně těsný. Rovnice spojnice trendu má tvar  $y = 0,9191x + 1,4533$  a Pearsonův korelační koeficient je 0,969.



Obrázek 5.3: Graf zobrazující porovnání naměřených hodnot RS a výsledků analýz kalcimetrie. Tečkovaně vyznačena spojnice trendu.

Tabulka 4: Výsledky kalcimetrie

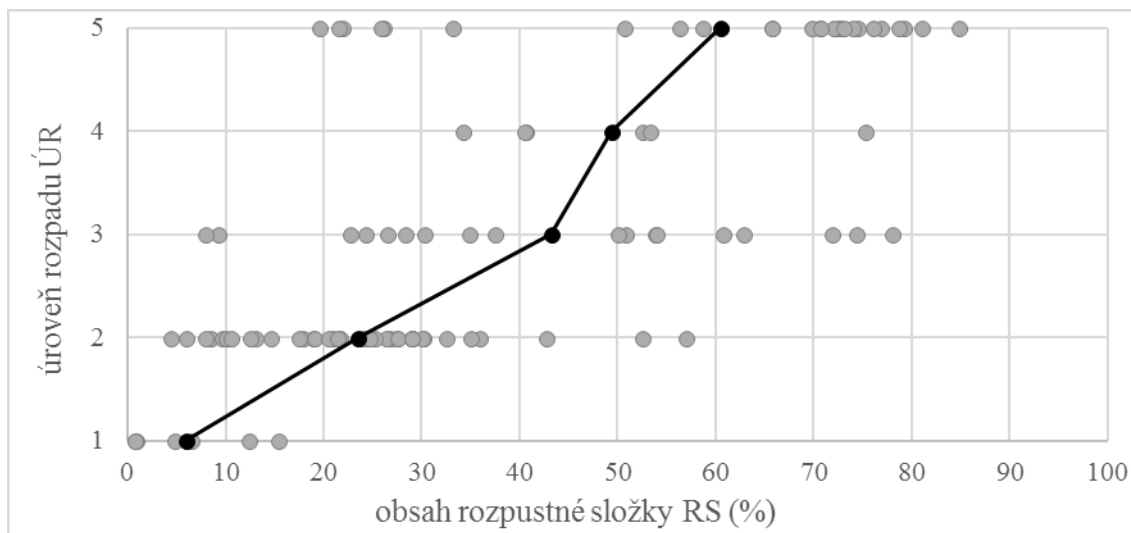
číslo	označení	kalcimetrie %	RS %	rozdíł
1	203V	86,41	84,78	-1,63
2	204V	76,58	77,94	1,36
3	205V	74,65	76,77	2,12
4	212V	73,77	74,48	0,71
5	213V	67,04	73,96	6,92
6	214V	30,50	33,10	2,59
7	215V	75,87	80,94	5,08
8	216V	18,40	21,86	3,46
9	217V	22,67	23,70	1,02
10	218V	21,09	26,05	4,96
11	219V	16,35	25,87	9,53
12	220V	16,58	19,59	3,01
13	221V	29,60	35,85	6,25
14	222V	38,08	37,47	-0,61
15	223V	14,06	15,32	1,26
16	224V	12,88	12,34	-0,54
17	225V	19,20	20,82	1,62
18	226V	12,31	17,85	5,54
19	227V	22,73	24,19	1,47
20	228V	75,60	72,44	-3,17
21	229V	43,60	53,79	10,18
22	230V	19,46	18,99	-0,47
23	231V	19,12	20,51	1,39
24	232V	20,36	24,06	3,71
25	233V	20,11	22,73	2,62
26	234V	14,74	21,54	6,79
27	235V	15,72	21,47	5,75
28	236V	29,50	30,32	0,82
29	237V	19,01	24,28	5,27
30	238V	21,19	26,78	5,59
31	239V	29,11	28,93	-0,18
32	240V	23,30	27,35	4,05
33	241V	23,39	28,95	5,56
34	242V	29,60	30,07	0,47
35	243V	32,48	29,99	-2,49
36	244V	20,12	26,32	6,20
37	245V	34,88	42,69	7,81
38	246V	23,60	27,58	3,98
39	247V	20,31	21,67	1,37
40	248V	34,32	34,99	0,67
41	249V	25,30	29,02	3,72
42	250V	24,36	25,11	0,75
43	251V	50,88	24,63	-26,25
44	252V	18,60	17,50	-1,10
45	253V	19,83	21,39	1,56
46	254V	28,70	28,94	0,24
47	255V	0,12	0,90	0,77
48	290V	57,95	62,78	4,83
49	291V	74,89	79,22	4,32

číslo	označení	kalcimetrie %	RS %	rozdíł
50	292V	46,99	53,98	6,99
51	293V	74,24	74,30	0,07
52	294V	68,98	75,26	6,29
53	295V	51,99	56,93	4,94
54	296V	66,16	71,88	5,72
55	297V	61,17	72,65	11,48
56	298V	55,70	60,73	5,03
57	299V	57,11	78,59	21,48
58	300V	67,10	70,56	3,47
59	301V	48,09	52,50	4,41
60	302V	54,43	50,77	-3,66
61	303V	46,64	52,53	5,88
62	304V	66,90	69,79	2,89
63	305V	63,84	50,72	-13,12
64	306V	69,08	71,92	2,84
65	307V	41,51	40,61	-0,90
66	308V	54,01	50,03	-3,99
67	309V	55,20	53,23	-1,98
68	310V	63,27	65,73	2,47
69	311V	67,81	65,67	-2,14
70	312V	69,76	72,96	3,20
71	313V	63,00	75,99	12,99
72	314V	44,38	56,25	11,87
73	315V	43,63	34,85	-8,79
74	316V	15,71	12,45	-3,26
75	317V	4,65	4,78	0,13
76	318V	10,19	9,94	-0,25
77	319V	6,51	6,50	-0,01
78	320V	32,67	26,50	-6,17
79	321V	7,81	8,43	0,62
80	322V	3,87	4,32	0,45
81	323V	0,09	0,68	0,59
82	324V	0,14	0,67	0,53
83	325V	16,08	13,00	-3,08
84	326V	17,07	10,54	-6,53
85	327V	37,60	40,42	2,82
86	328V	6,14	5,94	-0,20
87	329V	34,61	34,20	-0,42
88	330V	37,08	32,45	-4,64
89	331V	65,17	70,64	5,48
90	332V	32,55	18,89	-13,66
91	333V	19,07	28,27	9,20
92	334V	9,69	7,97	-1,72
93	335V	24,91	9,27	-15,64
94	336V	13,43	9,64	-3,79
95	337V	55,83	58,70	2,87
96	338V	7,28	7,87	0,59
97	339V	12,70	14,57	1,88

Rozdíl mezi obsahem RS a obsahem karbonátů může být způsoben jednak chybou popsanou v kapitole 5.1.1 (ztráta jemného materiálu při manipulaci se vzorkem), ale daleko větší chyba je pravděpodobně způsobena nehomogenitou vzorků. U některých vzorků došlo k rozpadu jen některých částí, které měly s velkou pravděpodobností i rozdílné obsahy RS. Navíc práce Baláka (2015) a Vojtíška (2016) již dříve ukázaly, že i vzorky odebrané v těsné blízkosti mohou mít velice rozdílný obsah RS, což je způsobeno přítomností odlišných vrstev či přítomností karbonátové konkrece.

### 5.1.3 Obsah rozpustné složky a úrovně rozpadu

Na základě klasifikace popsané v kapitole 4.1.2.2 jsem vzorky rozdělil do pěti úrovní rozpadu a obsahy RS jsem u takto rozdělených vzorků vynesl do grafu – viz obrázek 5.4. Šedé tečky znázorňují jednotlivé vzorky, průměrné hodnoty obsahu RS jednotlivých úrovní rozpadu jsou vyznačeny černě.

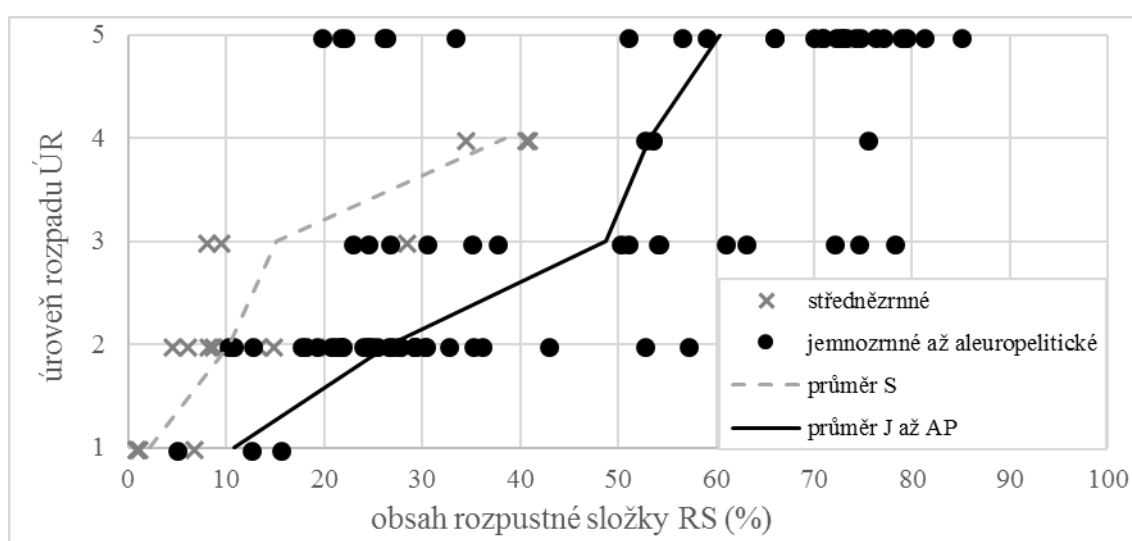


Obrázek 5.4: Rozdělení vzorků do úrovní rozpadu. Šedě jsou vyznačeny jednotlivé vzorky, černě jsou vyznačeny průměrné hodnoty.

Z grafu na obrázku 5.4 a z dat v tabulce 3 vyplývá, že rozpadavost vzorků obecně roste s rostoucím obsahem rozpustné složky RS. Z grafu je vidět, že průměrný obsah rozpustné složky narůstá u jednotlivých úrovní rozpadu přibližně o 5 až 20 % a k přechodu na vyšší ÚR dochází v průměru s nárůstem RS o 15 %. Z grafu je vidět, že rozpadavost vzorků roste s rostoucím obsahem RS, ale je také zřejmé, že o rozpadavosti vzorků nerozhoduje pouze obsah RS, protože se intervaly obsahu RS jednotlivých ÚR na většině intervalů překrývají. U některých vzorků spadajících do ÚR2 jsem naměřil obsah RS přes 50 %, výrazně se snížila jejich pevnost (na základě nárůstu vrypu ocelovým hrotem), ale u vzorků zůstal zachován jejich původní tvar, což může být způsobeno například sekundárním prokřemeněním vápenné hmoty

či rekrystalizací křemenných zrn. Oproti tomu se některé vzorky spadající do ÚR5 zcela rozpadly i při hodnotě RS pod 25 %.

Zkoumané vzorky jsem následně rozdělil na základě jejich zrnitosti do dvou skupin – na vzorky střednězrné a jemnozrné až aleuropelitické. Toto rozdělení je poměrně subjektivní, protože jsem k rozdělení přistupoval pouze odhadem na základě sledování povrchu vzorků a velikosti zrn jejich opadu, zrnitost tedy nebyla určena zrnitostní křivkou. Jako střednězrné vzorky jsem označil ty, u nichž převažovala zrna větší než 0,2 mm. Obecně do této skupiny patří kvádrové pískovce. Takto rozdělené vzorky jsem opět podle jednotlivých úrovní rozpadu vynesl do grafu (viz obrázek 5.5) a dále popsal, jak se chování vzorků z těchto dvou skupin liší.



Obrázek 5.5: Rozdělení vzorků do úrovní rozpadu se zohledněním jejich zrnitosti.

U střednězrných vzorků došlo k první pozorovatelné změně pevnosti (přechod z ÚR1 na ÚR2) při obsahu RS 5 %, v průměru kolem 10 % RS. K přechodu na ÚR3 došlo v průměru s nárůstem RS o dalších 5 %. Pro vzorky ze skupiny ÚR4 je typické, že se část vzorku zcela rozpadla a část si zachovala svůj původní tvar, pro tuto zachovalou část je ale typické, že došlo k výraznému snížení pevnosti a vzorek je velmi drolivý. Žádný ze zkoumaných střednězrných vzorků nespadá do skupiny ÚR5, to ovšem neznamená, že by se střednězrné pískovce při loužení nerozpadaly, pouze nebyly součástí odebraných vzorků. Podle Baláka (2015) dochází k rozpadu takových vzorků při hodnotách RS v intervalu mezi 30 a 60 %. Hodnoty průměrných obsahů RS jednotlivých ÚR jsou podle Baláka (2015) od ÚR1 do ÚR3 pozvolnější, k přechodu na ÚR 2 dochází s průměrným obsahem RS 15 % a k přechodu na ÚR3 dochází téměř na 30 % RS. Balák (2015) mezi ÚR3 a ÚR4 zaznamenal prudký přechod na hranici kolem 30 % RS. Rozdílné průběhy křivek, které spojují průměrné hodnoty, jsou pravděpodobně způsobeny omezeným počtem vzorků.

U jemnozrnných až aleuopelitických vzorků došlo k prvnímu pozorovatelnému snížení pevnosti při obsahu RS nad 10 %. Většina vzorků z ÚR2 má obsah RS v intervalu 15 až 30 %, ale jsou zde i vzorky, které mají nad 50 % RS, loužením se snížila jejich pevnost, ale zachovaly si svůj původní tvar. K úplnému rozpadu vzorků (ÚR5) došlo v průměru při překročení RS 60 %, většina vzorků, které se rozpadly, však ležela v intervalu 70 až 80 % RS. Oproti Balákovi (2015) jsem jemnozrnné a aleuopelitické horniny nerozděloval do dvou skupin, ale spojil je do jedné. Hlavním důvodem k tomu bylo to, že do ÚR1 a ÚR4 spadalo jen malé množství vzorků a křivky průměrných hodnot jednotlivých ÚR by tak byly zkreslené. Do ÚR5 spadají i vzorky s obsahem RS kolem 20 %, na rozdíl od Baláka (2015), který naměřil minimální hodnotu pro rozpad vzorků kolem 35 %.

Z grafu na obrázku 5.5 je vidět, že chování vzorků při loužení a jejich rozpadavost je kromě obsahu RS ovlivněna i jejich zrnitostí. Hodnota obsahu RS pro přechod na vyšší ÚR je u jemnozrnných až aleuopelitických hornin průměrně o 20 % RS vyšší než u hornin střednězrnných. Až na pár výjimek leží střednězrnné horniny na všech ÚR v intervalu nižších hodnot RS, než je tomu u jemnějších hornin. V jemnozrnnějších horninách je pro rozpad třeba vyšší obsah RS. Je tedy zřejmé, že rozpadavost hornin, rozšiřování porozity a vznik krasových kanálů není ovlivněn pouze obsahem RS, ale i zrnitostí.

#### 5.1.4 Rozpad vzorků

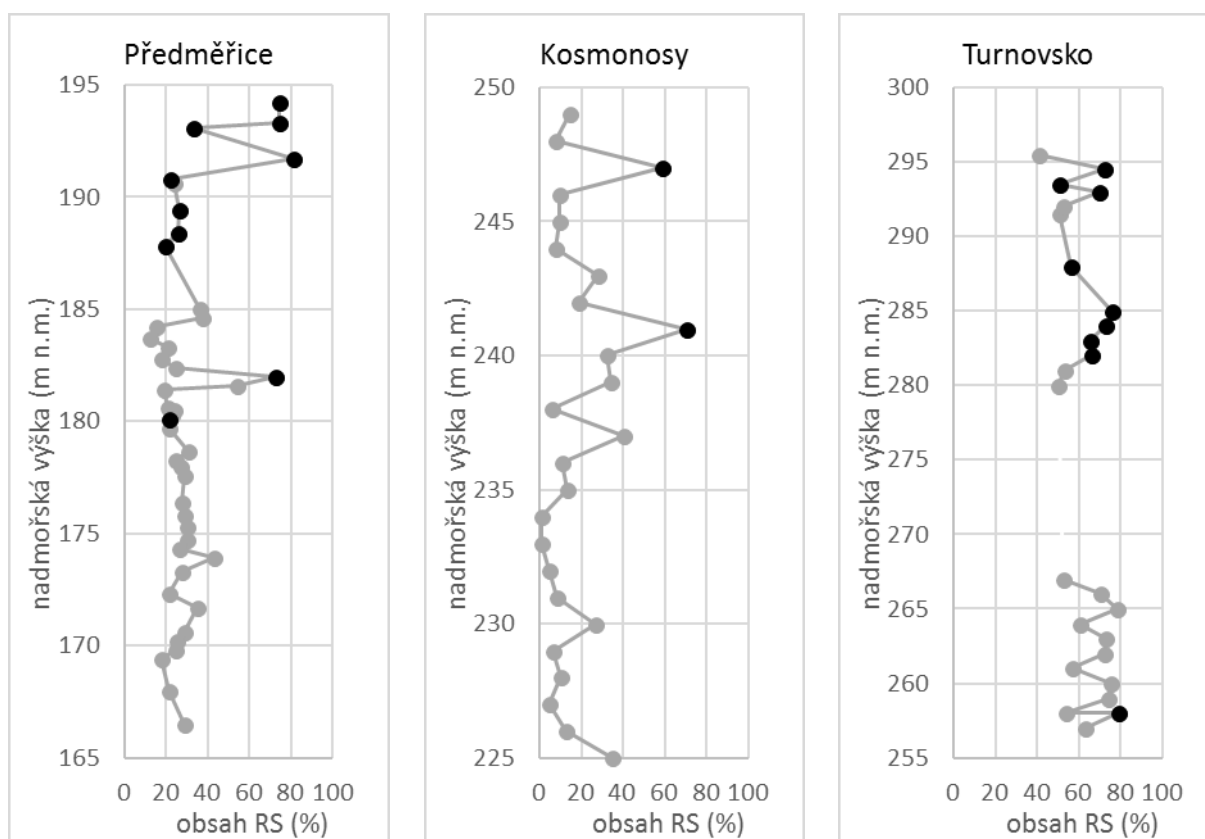
Ze zkoumaných vzorků se zcela rozpadla téměř čtvrtina vzorků a v průměru k tomu docházelo při 57 % RS. Nejnižší hodnota obsahu RS byla necelých 20 %, naopak nejvyšší hodnota dosahovala přes 80 % RS, oba tyto extrémy byly naměřeny u vzorků pocházejících z vrtu u Předměřic. Vzorky, které se loužením zcela rozpadly mohou být vhodným prostředím pro rozšiřování krasové porozity a pro vznik krasových kanálů. V porovnání tří hlavních zkoumaných lokalit (Předměřice, Kosmonosy a Turnovsko) je vidět, že se liší co do procentuálního zastoupení rozpadavých vzorků, tak do minimálních, maximálních i průměrných hodnot obsahu RS. Rozpadavost vzorků je znázorněna na obrázku 5.7. Porovnání jednotlivých lokalit je v tabulce 5. Z tabulky je vidět, že největší zastoupení vzorků, které se při loužení zcela rozpadly, je v případě Turnovska, kdy došlo k rozpadu více než třetiny zkoumaných vzorků. Naopak z Kosmonos se rozpadlo necelých 10 % zkoumaných vzorků.

Tabulka 5: Porovnání rozpadavosti vzorků z jednotlivých lokalit.

	zastoupení rozpadavých vzorků	obsah RS (%)		
		minimum	maximum	průměr
Předměřice	23 %	19,59	80,94	44,98
Kosmonosy	8 %	58,70	70,64	64,67
Turnovsko	36 %	50,72	79,22	67,58

### 5.1.5 Karbonátové křivky

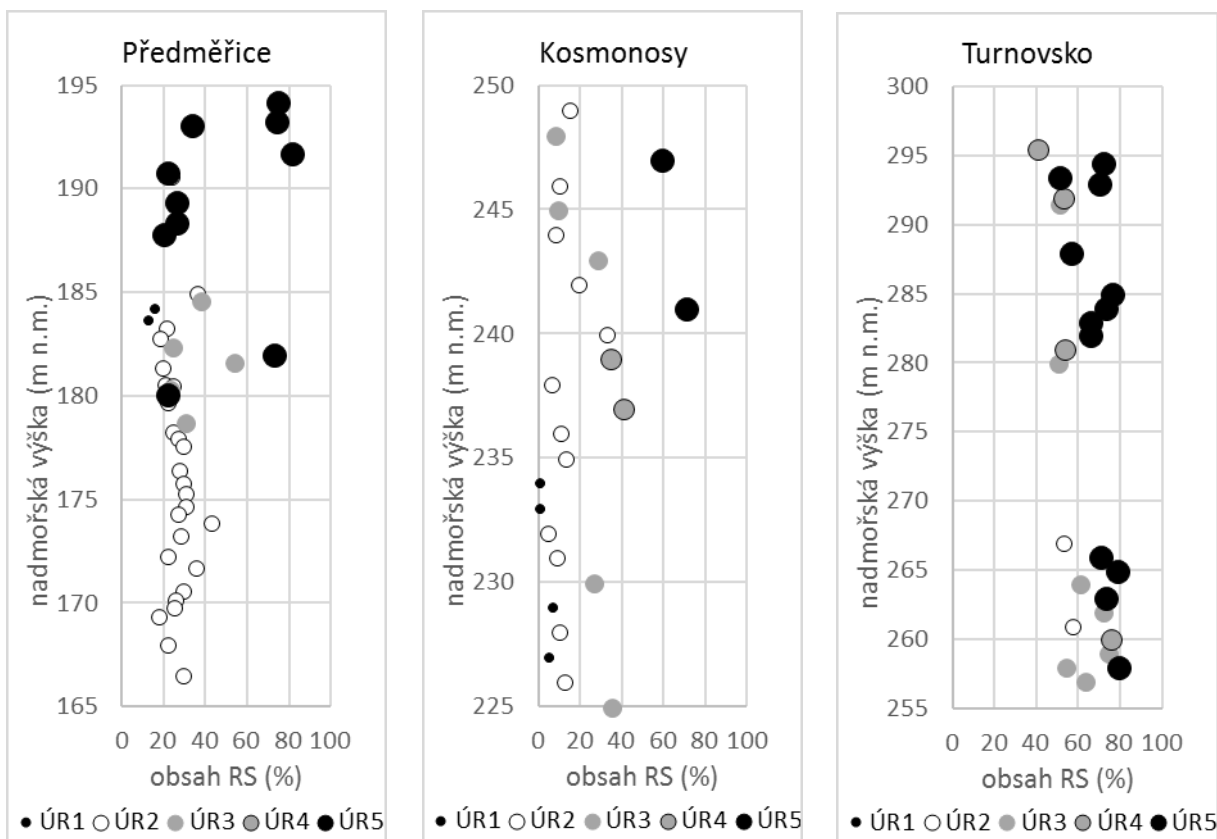
Na hlavních zkoumaných lokalitách byly vzorky odebírány na profilu, většinou s vertikálním krokem jeden metr, v případě Předměřic, kde byly vzorky odebírány z vrtného jádra, bylo vzorkování častější. Naměřené hodnoty obsahu RS jsem rozdělil podle jednotlivých lokalit a následně jsem z dat vytvořil grafy karbonátových křivek, tedy závislost obsahu RS na nadmořské výšce. Výsledné karbonátové křivky jsou znázorněny na obrázku 5.6, černými tečkami jsou zvýrazněny vzorky, které se loužením v HCl zcela rozpadly, šedě jsou vyznačeny ostatní vzorky.



Obrázek 5.6: Karbonátové křivky z jednotlivých lokalit. Černě jsou vyznačeny vzorky, které se při loužení zcela rozpadly.

Z grafů je vidět, že vzorky z různých lokalit mají rozdílné obsahy RS a při loužení se rozdílně chovají. U vzorků z Předměřic a z Kosmonos leží většina zkoumaných vzorků v intervalu 0 až 40 % RS, jen výjimečně se hodnota dostává nad tuto hranici. Zatímco v případě Kosmonos došlo k rozpadu pouze u vzorků, které překročily 40 % RS, u vzorků z Předměřic došlo k rozpadu vzorků z celého intervalu naměřených hodnot, tedy cca 20 až 80 % RS. Vzorky z Turnovska leží v intervalu 40 až 80 % RS, přičemž k rozpadu dochází ve většině tohoto intervalu, mezi 50 a 80 % RS. Karbonátové křivky z Předměřic z Turnovska tedy potvrzují, že obsah RS není jediným faktorem, který ovlivňuje rozpad hornin a rozhoduje tak o možnosti vzniku krasových kanálů. Křivky z Předměřic a z Kosmonos si jsou podobné a možná tak mezi nimi existuje nějaký vztah, ale pro korelaci by bylo potřeba více vzorků odebíraných s menším krokem.

V grafech na obrázku 5.7 jsou kromě obsahu RS a nadmořské výšky znázorněny i jednotlivé úrovně rozpadu. Z grafů je vidět, že pouze u vzorků pocházejících z Kosmonos je patrný vztah mezi rozpadavostí vzorků a obsahem RS. U vzorků z Předměřic je distribuce vzorků z jednotlivých ÚR v závislosti na hodnotě RS víceméně náhodná. U vzorků z Předměřic, které byly odebrány z vrtného jádra, se zdá, že nejvíce náchylné k rozpadu byly horniny blíže k povrchu, přičemž obecně rozpadavost vzorků z tohoto vrtu klesá s hloubkou.



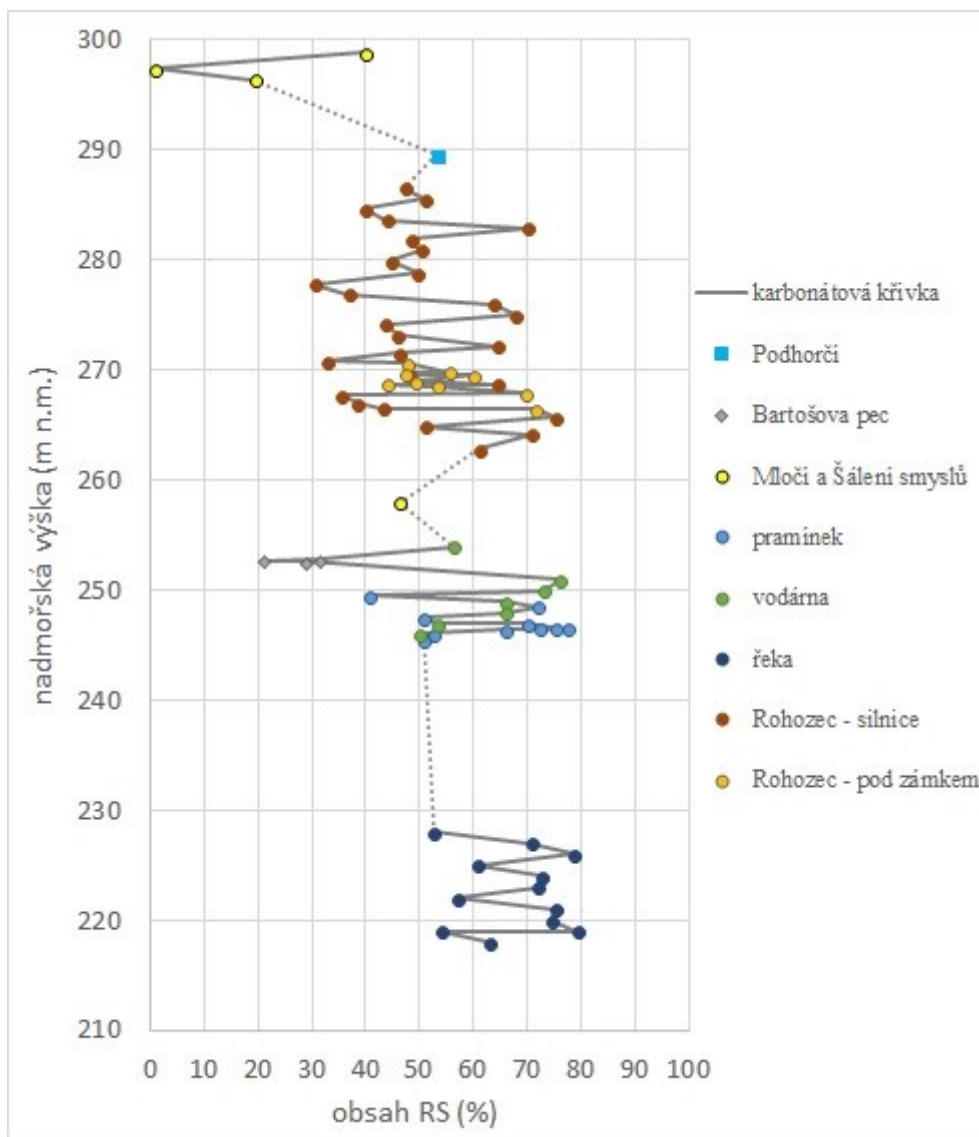
Obrázek 5.7: Závislost mezi obsahem RS a nadmořskou výškou s vyznačením úrovní rozpadu.

Karbonátové křivky z Předměřic a z Kosmonos si jsou svým průběhem podobné, jsou jen posunuté o zhruba 20 % RS ve prospěch Předměřic, což může být způsobeno tím, že část karbonátů mohla být již z povrchového výchozu na lokalitě Kosmonosy vyloužena, a je tak nižší než v případě původní neporušené horniny, která byla odebrána vrtným jádrem v Předměřicích. Jak je popsáno dále, v kapitole 5.1.6, oba profily leží u báze geneticko-stratigrafické jednotky TUR5, což, společně s průběhem karbonátových křivek, nasvědčuje tomu, že by mezi nimi mohl být nějaký vztah. Pro posouzení, zda se jedná jen o náhodný jev nebo jev skutečný, obdobný průběh obsahu karbonátu, by však bylo potřeba odebrat a zanalyzovat více vzorků a vzorkovat s menším krokem, než je jeden metr, bez toho není možné určit, zda spolu obě lokality skutečně nějak korelují. Část poloh z těchto lokalit může být tvořena konkrecionálním kalcitem, tyto vrstvy nemusí být průběžné a nemusí v nich tedy docházet ke vzniku spojitých krasových kanálů.

#### *5.1.5.1 Profil z Turnovska*

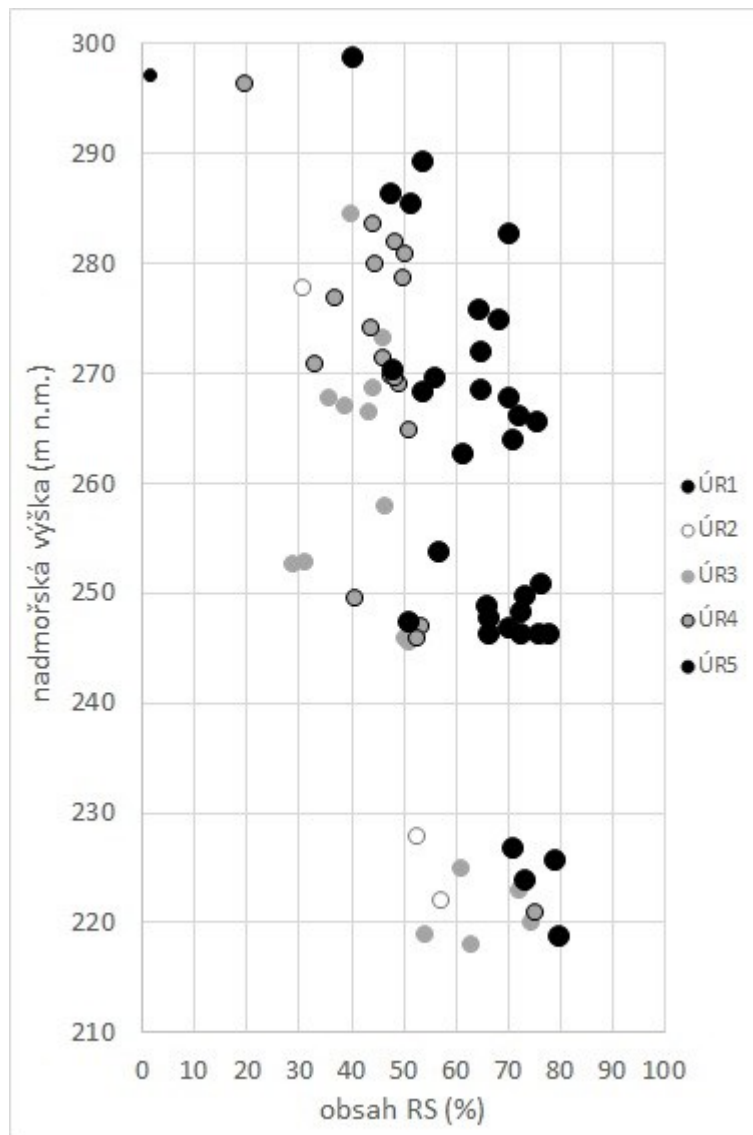
Obsah RS a ÚR u vzorků z několika lokalit z Turnovska ve své práci zjišťoval i Balák (2015). Se školitelem jsme se rozhodli jeho data reinterpretovat, spojit je s daty, která jsem z této oblasti získal já, a vytvořit tak jeden souvislý profil. Před vytvořením profilu bylo potřeba přepočítat nadmořské výšky jednotlivých lokalit (viz kapitola 4.1.1.3). Původní i relativní nadmořská výška je zapsána v tabulce 3. Přepočtem nadmořských výšek a spojením dat vznikl profil tvořený více než sedmdesáti vzorky a o vertikálním rozsahu přesahující osmdesát metrů.

Výsledný profil je vyznačen v grafu na obrázku 5.8 Vzhledem k tomu, že přepočet souřadnice nemusel být vždy úplně přesný, jsou jednotlivé dílčí lokality v grafu odlišeny různými barvami. V úsecích, kde byl mezi vzorky vertikální odstup větší než 2 m, jsem plnou čáru nahradil čarou tečkovanou. Zkoumané vzorky obsahovaly v průměru 54,47 % RS, přičemž minimální hodnota obsahu RS byla 0,90 % a maximální 79,22 %. Většina vzorků leží v intervalu 40 až 70 % RS.



Obrázek 5.8: Karbonátová křivka profilu z Turnovska

V grafu na obrázku 5.9 jsou kromě nadmořské výšky a obsahu RS pomocí rozdílných značek vyznačeny i jednotlivé ÚR. Z grafu je vidět, že distribuce vzorků z jednotlivých ÚR je v zásadě náhodná a neplatí zde přímá úměra mezi obsahem RS a ÚR. Ze zkoumaných vzorků na profilu se při loužení zcela rozpadla téměř třetina. K úplnému rozpadu docházelo v průměru při obsahu RS 65,30 %, minimum bylo naměřeno na 39,74 % RS (lokalita Šálení smyslů) a maximum pak na 79,22 % RS (lokalita Turnovsko – řeka). Z grafu je také vidět, že pouze malá část vzorků (necelých pět procent) patří do ÚR1 a ÚR2.



Obrázek 5.9: Závislost mezi obsahem RS a nadmořskou výškou s vyznačením úrovní rozpadu

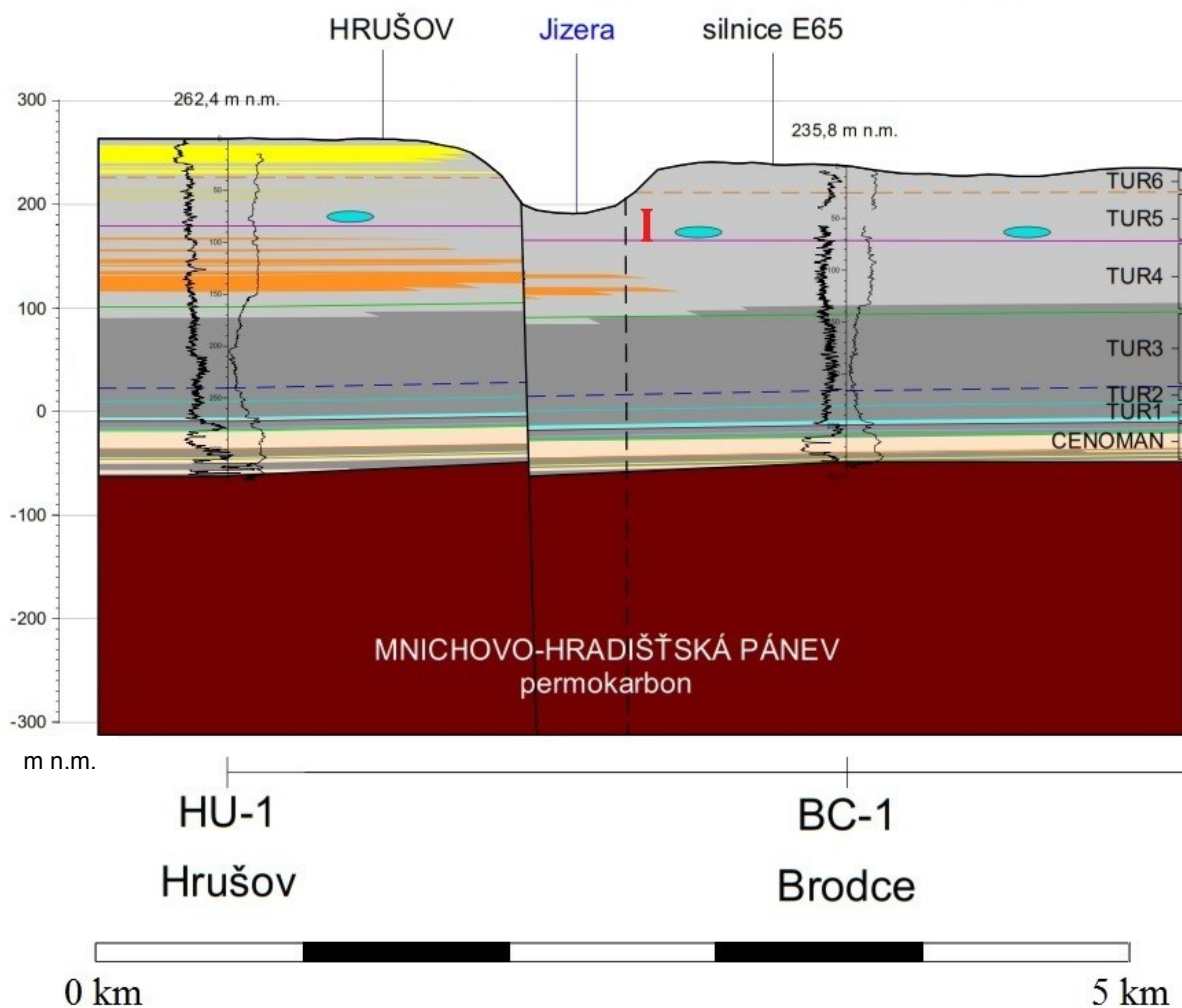
### 5.1.6 Řezy ČKP

Získaná data o obsahu rozpustné složky RS a informace o rozpadavosti vzorků jsem dále porovnával s litostratigrafickými řezy sedimentární výplní ČKP (Uličný et al., 2015) a snažil jsem se v nich lokalizovat mé profily. V těchto řezech jsou kromě souvrství vyznačeny i báze jednotlivých geneticko-stratigrafických jednotek (CEN1-6, TUR1-7, CON) a zda se jedná o litofacii s převládajícími vlastnostmi kolektoru, izolátoru nebo o přechod mezi kolektorem a izolátorem.

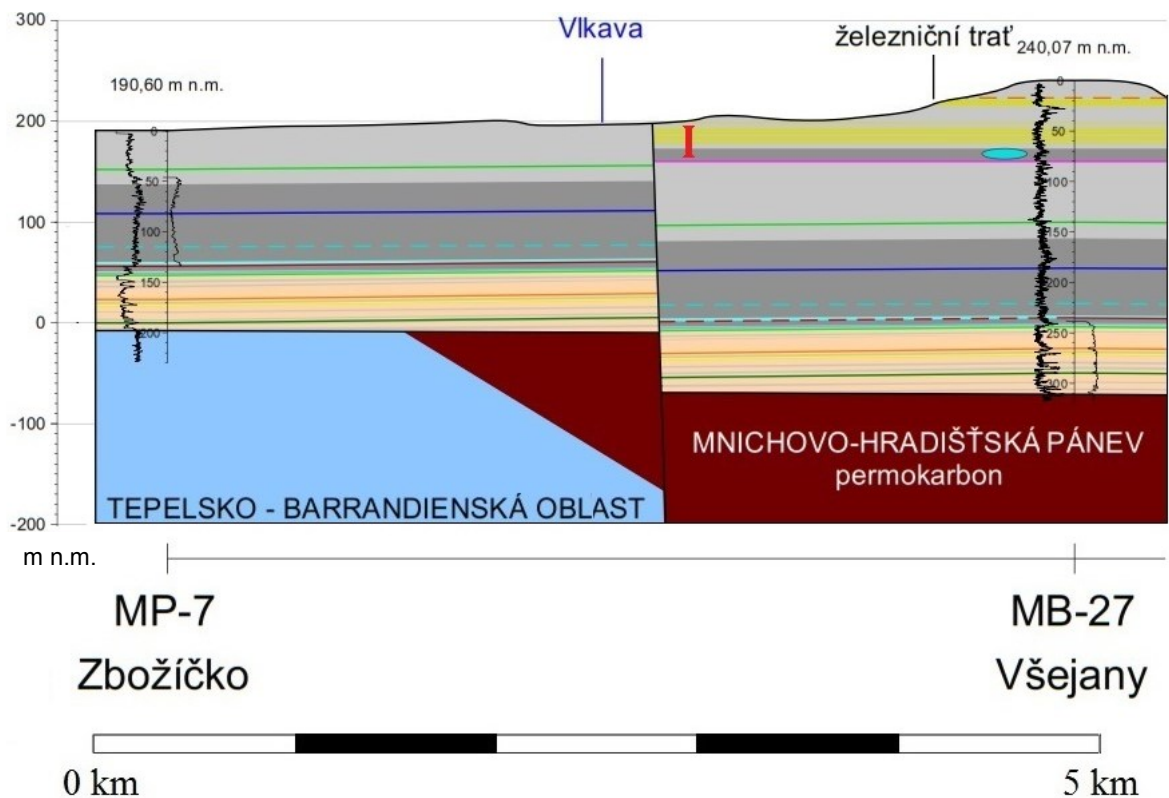
Vzhledem k tomu, že řezy neprocházely přímo zkoumanými lokalitami, nebylo možné nasadit na ně mnou získané profily přímo, profily jsem tedy porovnával s řezy, které probíhají v jejich okolí. Průběh řezů s vyznačením jednotlivých lokalit je znázorněn v příloze I na obrázku P1. Z několika řezů v okolí zkoumaných lokalit jsem si udělal představu o sklonu

jednotlivých jednotek, a kromě řezů jsem používal i digitální model reliéfu 5. generace z LIDARu (Geoportál ČUZK; <http://ags.cuzk.cz/dmr/>), na kterých jsou plochá pískovcová tělesa mnohdy dobře rozpoznatelná a dá se u nich změřit jejich sklon a směr sklonu a tím nasadit odebírané profily do litostratigrafických řezů Uličného et al. (2015). Legenda k řezům je na obrázku 5.15.

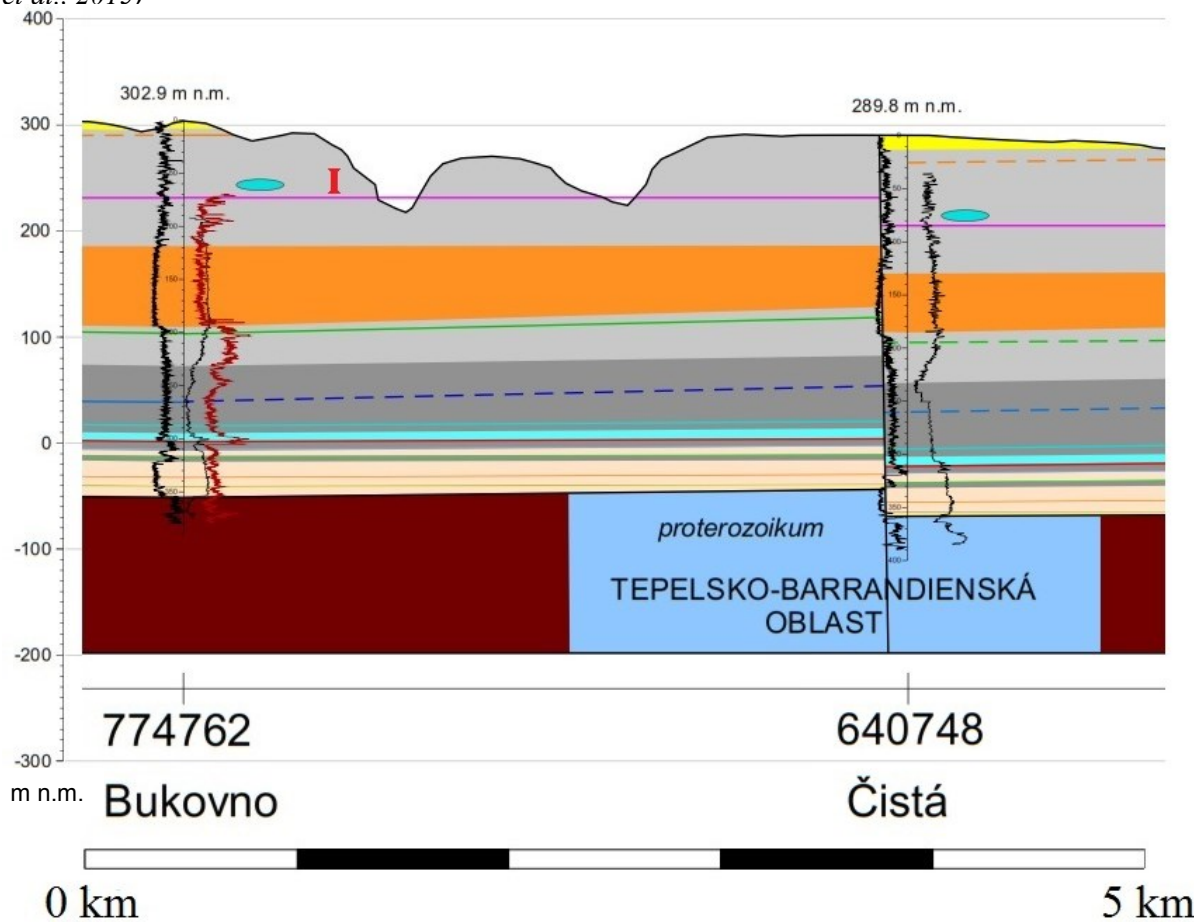
Profil z Předměřic (viz obrázky 5.10 a 5.11) i profil z Kosmonos (viz obrázky 5.12 a 5.13) náleží podle tohoto srovnání jednotce TUR5 a většinou v řezech leží nad její bází. V této zóně převládají litofacie na přechodu mezi kolektorem a izolátorem (jílovité či prachovité pískovce, případně prachovce či slínovce s vložkami pískovců). Podle řezů je na bázi jednotky TUR5 vázána zóna s výraznou cementací konkrecionálním kalcitem, což odpovídá i terénnímu pozorování. Díky cementaci konkrecionálním kalcitem zde může docházet k rozpouštění hornin s vysokým obsahem karbonátů, ale vzhledem k tomu, že tyto vrstvy nemusí být průběžné, nemusí v nich tedy docházet ke vzniku spojitých krasových kanálů.



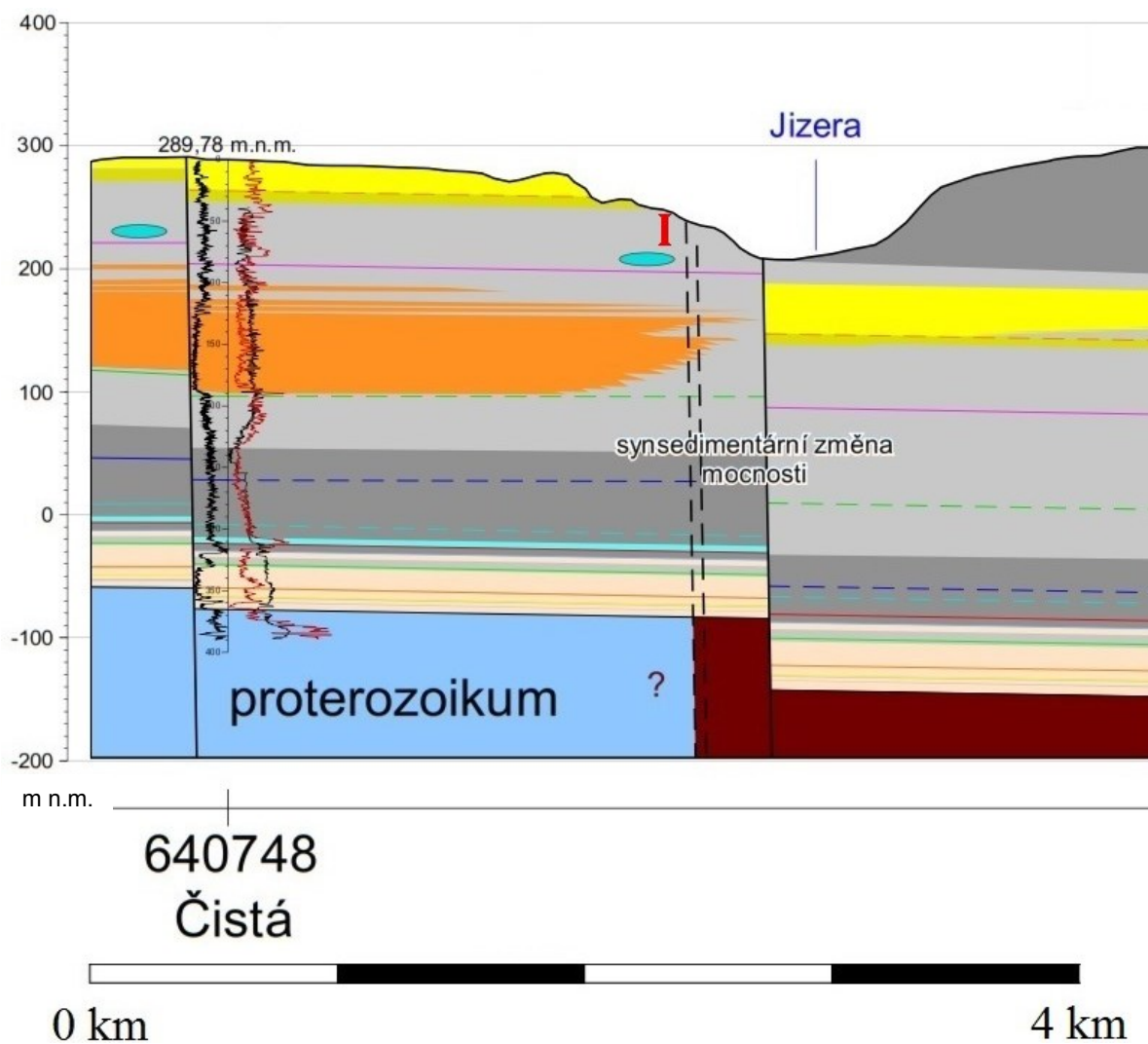
Obrázek 5.10: Profil z Předměřic (vyznačen červeně) na řezu 4430\_SZ1. (upraveno podle Uličného et al., 2015)



Obrázek 5.11: Profil z Předměřic (vyznačen červeně) na řezu 4430\_SV1. (upraveno podle Uličného et al., 2015)

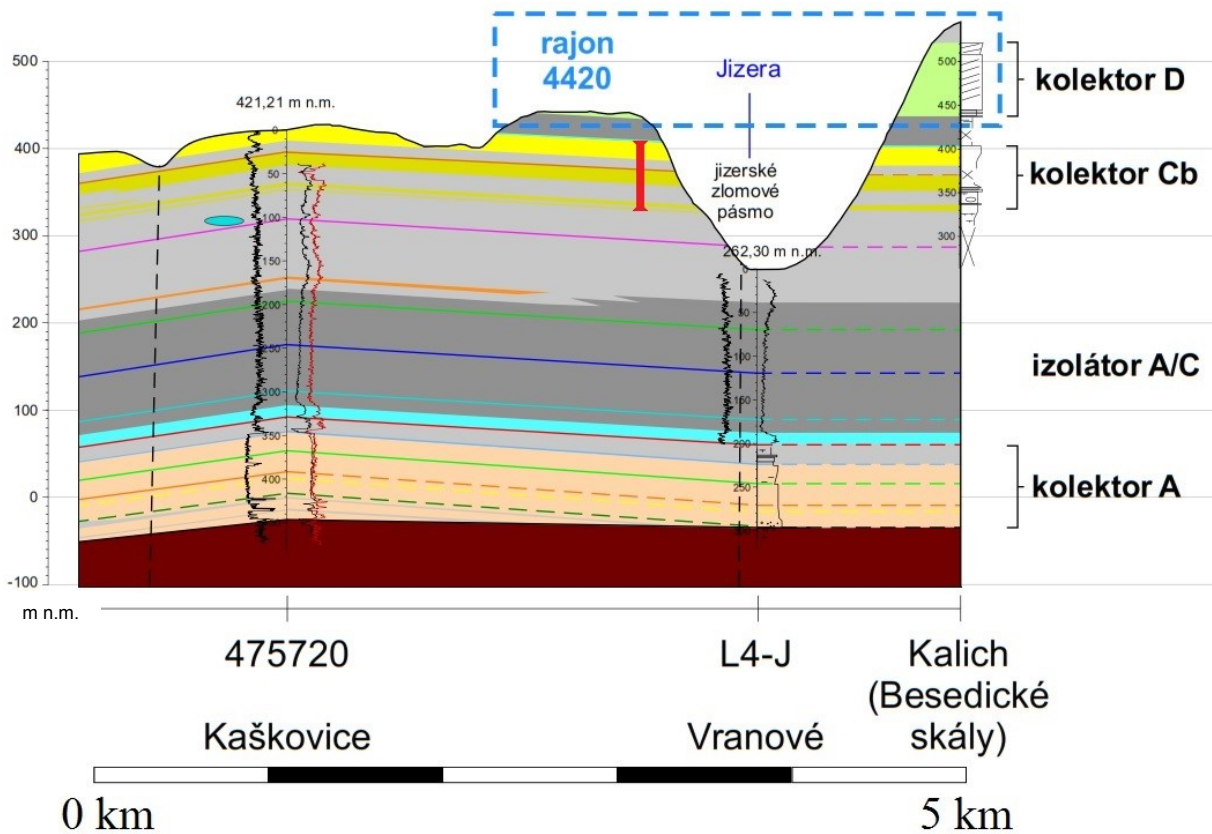


Obrázek 5.12: Profil z Kosmonos (vyznačen červeně) na řezu 4410\_SV2. (upraveno podle Uličného et al., 2015)

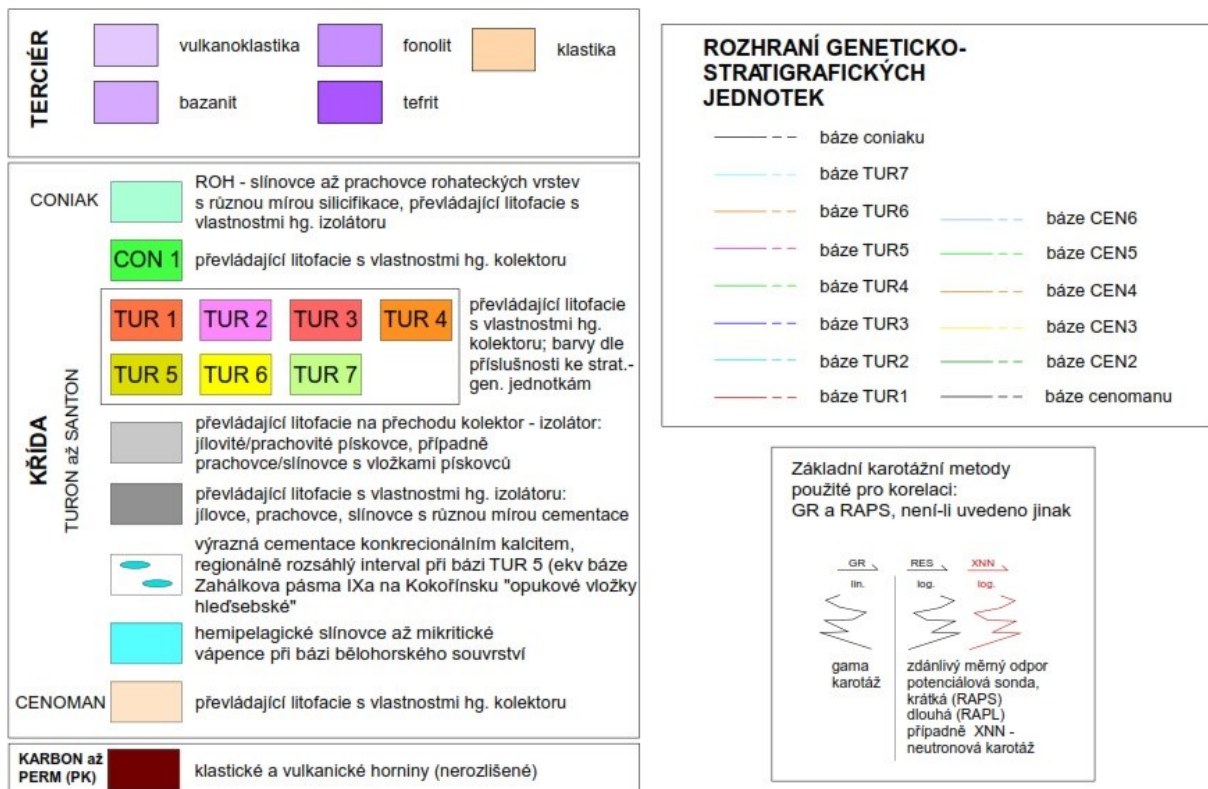


Obrázek 5.13: Profil z Kosmonos (vyznačen červeně) na řezu 4410\_SZ1. (upraveno podle Uličného et al., 2015)

Celkový profil z Turnovska, složený z mých a Balákových (2015) dat, je v řezu vyznačen na obrázku 5.14. Profil náleží jednotkám TUR5 a TUR6. Nejvýše položené vzorky z profilu, pocházející z lokality Šálení smyslů, odpovídají vrchní části jizerského souvrství. Profil dále pokračuje přes střídající se litofacie s vlastnostmi kolektoru a litofacie na přechodu mezi kolektorem a izolátorem, až na bázi kolektoru Cb



Obrázek 5.14: Profil z Turnovska (vyznačen červeně) na řezu 4430\_SV1. (upraveno podle Uličného et al., 2015)



Obrázek 5.15: Legenda k řezům. (Uličný et al., 2015)

## 5.2 Puklinové kanály

Z časosběrných fotografií pořízených u několika puklinových zón je vidět, že různé bloky, vzniklé rozpukáním pískovcového tělesa, reagují na působení vody odlišně. Většinou došlo nejdříve k ohlazení ostrých hran jednotlivých bloků a následně eroze postupovala hlouběji. Z fotek je také vidět, že okolí puklinové zóny, které je tvořeno masivním pískovcem, a není tektonicky postiženo (případně je jen velmi málo rozpukané) podléhalo erozi výrazně méně. Zatímco puklinová zóna byla v některých případech erodována až několik decimetrů do hloubky, oproti původnímu stavu, eroze jejího okolí byla většinou minimální. Příklad vytváření kanálu na některých ze zkoumaných puklinových zón je na obrázcích 5.16 a 5.18.



Obrázek 5.16: Příklad průběhu vzniku kanálu, od počáteční fáze po fázi koncovou.

Z terénního pozorování i z fotografií je vidět, že puklinové kanály vznikají působením dvou erozních mechanismů – zaprvé erozí proudem vody a následným vymýváním a vyplavováním zrn a zadruhé řícením větších částí bloků (viz obrázek 5.16). Ukázalo se, že zatímco užší, méně mocné, bloky, které jsou často i více rozpukané, se erodují převážně vymýváním klastů proudem vody, mocnější bloky se erodují hlavně řícením podél subhorizontálních či šikmých puklin, většinou po vymytí okolních méně mocných bloků (viz obrázek 5.17). Nedá se však říci, že by se některé bloky erodovaly pouze vymýváním klastů proudem vody a jiné zase jen řícením, vždy se jedná o souhru obou těchto mechanismů a výše popsané chování bloků v závislosti na jejich mocnosti je založeno pouze na převládajícím erozním mechanismu.



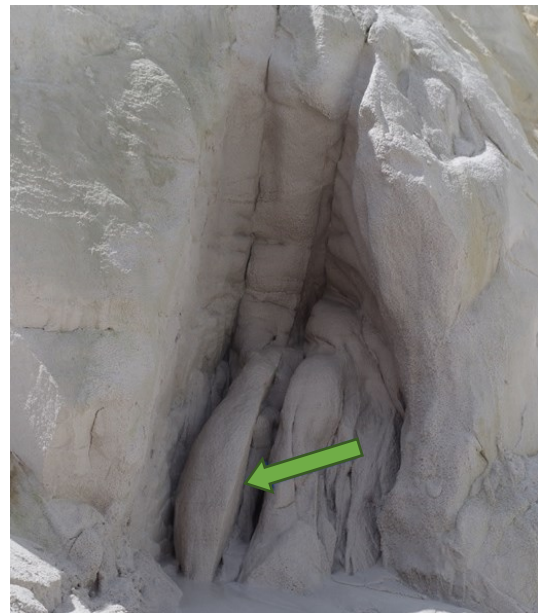
Obrázek 5.17: Puklinová zóna s vyznačenými erozními mechanismy – modrá šipka značí vymývání, šedá šipka značí řícení. Červeně jsou vyznačeny hlavní pukliny.

Mocnost bloků je relativní, rozdělení na mocnější a méně mocné platí vždy jen v rámci dané puklinové zóny. Podle dostupných dat není možné určit jednoznačnou hranici mocnosti bloků, která by platila obecně pro všechny puklinové zóny a oddělovala by bloky, které se budou erodovat převážně vymýváním a ty, které se budou erodovat převážně řícením.



Obrázek 5.18: Průběh vzniku kanálu. Na posledním snímku je modrou šipkou vyznačeno vymývání, šedou šipkou řícení; červeně jsou vyznačeny hlavní pukliny.

Z fotografií je zřejmé, že voda měla vliv i na subhorizontální a šikmé pukliny, které rozdělovaly vertikální bloky pískovce v puklinové zóně na menší bločky. Účinkem proudu vody došlo k jejich zvýraznění a malému rozšíření což později usnadnilo řícení bloků. Při pozorování některých puklinových zón bylo vidět, že plochy některých bloků jsou vůči erozi odolnější než jiné a než vnitřní část bloku. Pravděpodobně se jedná o takzvaný „puklinový povrch“, na kterém se v případě kanálů zastavuje boční eroze. Příklad takové plochy je označen zelenou šipkou na obrázku 5.19.



Obrázek 5.19: Příklad plochy odolnější vůči erozi – označeno zelenou šipkou.

Při porovnání dvou rozdílných metod vytváření puklinových kanálů, se ukázalo, že při použití proudu vody z hadice byla eroze rychlejší a ve většině případů byl větší kontrast mezi vymýváním a řícením než v případě použití zahradní konve. Tento rozdíl je pravděpodobně způsoben tím, že voda vylévaná z konve měla díky ohybu proudu vody nižší energii a tím pádem i nižší erozní účinky a nižší unášecí schopnost než voda z hadice. Kvantifikace rozdílů těchto metod však není možná. K tomuto účelu by bylo zapotřebí mít

k dispozici dvě naprosto identické puklinové zóny a porovnávat jejich chování při použití různých metod, což je v přírodě nemožné. Porovnání by bylo možné pouze v případě uměle vytvořené puklinové zóny z různě mocných bloků, ale zde by se zase dalo diskutovat do jaké míry (případně jestli vůbec) je takto vytvořená „puklinová zóna“ podobná situaci v přírodě, protože ani zde by bloky nebyly dokonale identické, navíc by u nich chyběly menší pukliny a nehomogenity, které mají vliv na erozi přírodních puklinových zón.

Výběr fotografií z vymývání puklinových zón je v příloze III, všechny fotografie a videa, která jsem z fotografií vytvořil, jsou na přiloženém CD ve složce „časoběrné fotografie a videa vymývání puklinových zón“. Na fotografiích v příloze III je vyznačeno, které bloky se erodovaly převážně vymýváním a které převážně řícením.

V následující části je stručný popis jednotlivých pokusů. Pro každý pokus jsou na fotografiích puklinových zón červenými čarami vyznačeny hlavní pukliny a barevnými šipkami převládající erozní mechanismy – modrá šipka značí vymývání, šedá šipka značí řícení. Podle časoběrných fotografií je u jednotlivých pokusů určeno přibližné zastoupení těchto dvou erozních mechanismů. Toto určení může být značně subjektivní, protože nebylo měřeno v terénu zároveň s pokusy, ale až následně podle pořízených fotografií. Eroze vymýváním může být značně nadhodnocena díky tomu, že jsme na puklinovou zónu nepůsobili ve směru kolmém na lomovou stěnu, ale šikmo – tím pádem se voda nedostávala tak hluboko do pískovcového tělesa. Kvůli bezpečnosti totiž nebylo možné přiblížit se těsně k vymývané puklinové zóně, protože hrozilo řícení až stovky kg těžkých bloků.

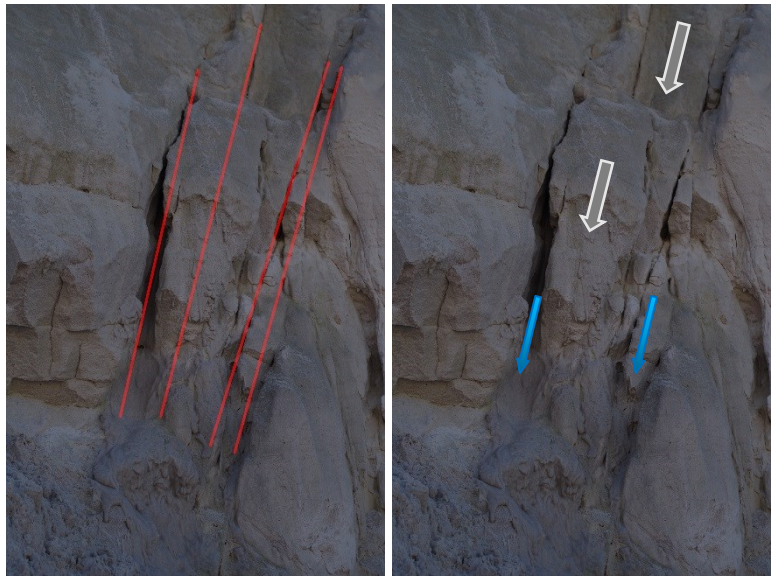
Pokus 1: Tento pokus byl prováděn pomocí konve s kropítkem a bylo provedeno 128 cyklů. Zpočátku docházelo převážně k ohlazování vyčnívajících částí bloků, což mohlo být způsobeno použitou metodou a bočním působením na puklinovou zónu. Až v pozdějších cyklech se začalo více uplatňovat řícení bloků a byl výraznější kontrast mezi vymýváním a řícením.



Obrázek 5.20: Pokus 1 – červenými čarami jsou vyznačeny hlavní pukliny; barevnými šipkami jsou vyznačeny převládající erozní mechanismy – modře vymýváním, šedě řícením.

Vodou bylo erodováno přibližně 50 % procent zkoumaného profilu, říčením se erodovalo přibližně 50 % profilu.

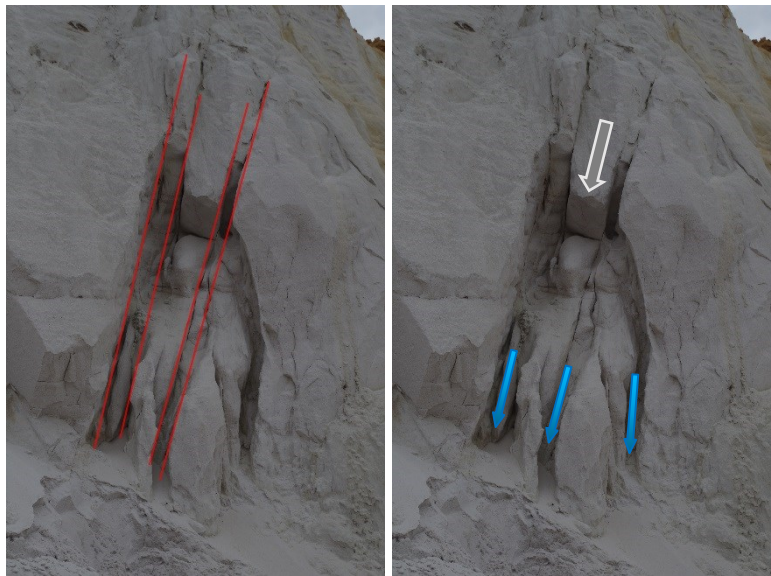
Pokus 2: Tento pokus byl prováděn pomocí konve s kropítkem a bylo provedeno 36 cyklů. U této puklinové zóny byl už od začátku výrazný kontrast mezi vymýváním a říčením jednotlivých bloků. Bylo vidět, že se některé bloky vymývají, jiné erodují říčením a u jiných bloků je zase možné pozorovat, že jsou vůči erozi



odolnější než zbytek puklinové zóny. Vodou bylo erodováno přibližně 45 % procent zkoumaného profilu, říčením se erodovalo přibližně 55 % profilu.

Obrázek 5.21: Pokus 2 – červenými čarami jsou vyznačeny hlavní pukliny; barevnými šipkami jsou vyznačeny převládající erozní mechanismy – modře vymývání, šedě říčení.

Pokus 3: Tento pokus byl prováděn pomocí proudu vody z hadice a bylo provedeno 66 cyklů. V lomu jsme náhodně vybrali jednu z puklinových zón a až dodatečně, při prohlížení a vyhodnocování pořízených fotografií jsem zjistil, že se jedná o tutéž puklinovou zónu, kterou jsme erodovali při minulé návštěvě lomu. Díky tomu však bylo možné porovnat účinnost obou metod popsaných



Obrázek 5.22: Pokus 3 – červenými čarami jsou vyznačeny hlavní pukliny; barevnými šipkami jsou vyznačeny převládající erozní mechanismy – modře vymývání, šedě říčení.

v kapitole 5.2. První pokusy, ze kterých pochází předešlé fotografie byly prováděny pomocí proudu vody ze zahradní konce, na fotografiích na obrázku 5.22 jsou výsledky pokusů prováděných s proudem vody z hadice. V případě použití proudu vody z hadice bylo možné pozorovat ještě větší kontrast mezi vymýváním a říčením jednotlivých bloků. I zde bylo možné

pozorovat, že jsou některé části puklinové zóny vůči erozi odolnější než ostatní. Na puklinové zóně byl pravděpodobně pozorován i takzvaný „puklinový povrch“, na kterém se v případě vzniku puklinových kanálů zastavuje boční eroze. Vodou bylo erodováno přibližně 45 % procent zkoumaného profilu, říčením se erodovalo přibližně 55 % profilu.

Pokus 4: Tento pokus byl prováděn pomocí proudu vody z hadice a bylo provedeno pouze 22 cyklů. Hlavním důvodem k tomu byl fakt, že se tato puklinová zóna, na rozdíl od ostatních, erodovala jen minimálně, docházelo převážně k ohlazování celé puklinové zóny, a i výnos materiálu byl, v porovnání s jinými puklinovými zónami, relativně malý. Většina materiálu byla erodována vodou, říčení se na erozi podílelo jen minimálně, do cca 10 %.



Obrázek 5.23: Pokus 4 – červenými čarami jsou vyznačeny hlavní pukliny; barevnými šipkami jsou vyznačeny převládající erozní mechanismy – modře vymývání, šedě říčení.

## 6 Závěr

Praktická část diplomové práce byla zaměřena na dva okruhy týkající se vzniku silně propustných kanálů. První okruh se týkal možnosti krasovění jizerského souvrství, tedy rozpouštění vápniho-siliciklastických hornin s karbonátovým tmelem, se zaměřením na jizerskou faciální oblast ČKP. Celkem jsem zpracoval 97 různých vzorků hornin z lokalit, které sledují linii řeky Jizery, od Turnova až po Předměřice nad Jizerou. Možnost krasovění byla studována na vzorcích loužených v HCl.

Ze zkoumaných vzorků se jich zcela rozpadlo téměř 25 %, přičemž jsem u těchto vzorků naměřil v průměru 57 % vápniho složky. Na lokalitě Předměřice se loužením zcela rozpadlo 23 % zkoumaného profilu, v Kosmonosech 8 % a na Turnovsku 36 %. Zhruba jedna desetina až jedna třetina studovaných profilů tedy může podléhat po rozpouštění vápniho tmelu vyplavení křemitého písku a vzniku krasových kanálů.

Podle litostratigrafických řezů sedimentární výplní ČKP náleží profily vzniklé ze zpracovaných vzorků částem stratigrafických jednotek TUR5 a TUR6, tedy střední a nejvyšší části jizerského souvrství. Na všech sledovaných lokalitách se nachází horniny, které se loužením v kyselém roztoku rozpadají, nebo se výrazně snižuje jejich pevnost, což znamená, že ke krasovění a rozšiřování krasové porozity v jizerském souvrství v Pojizeří může docházet napříč celou pánví v linii ve směru SV – JZ.

Všeobecně platí, že s rostoucím obsahem karbonátů roste i rozpadavost a náchylnost hornin ke krasovění. Práce dále ukázala, že pouze na základě znalosti o obsahu karbonátů v hornině nelze usuzovat, zda se vzorek rozpadne či nikoliv, protože kromě obsahu karbonátů má na rozpadavost hornin výrazný vliv i jejich zrnitost. V případě střednězrnných hornin se jejich pevnost snižovala v průměru s obsahem karbonátů o zhruba 20 % nižším než v případě jemnozrnných až aleuropelitických hornin. Některé vzorky se rozpadly již při obsahu vápniho složky pod hranicí 25 %, naopak u některých vzorků, které obsahovaly i přes 40 až 50 % vápniho složky došlo ke změně jejich pevnosti, ale vzorky si zachovaly víceméně svůj původní tvar. Anomální chování těchto vzorků mohlo být způsobeno tektonickou deformací hornin, která snížila jejich pevnost, nebo naopak sekundárním prokřemeněním vápniho hmoty, která výrazně zvýšila jejich pevnost.

Druhý okruh byl zaměřen na rozšiřování puklinových zón v kvádrových pískovcích sufozií. Terénní pokusy byly prováděny na třech puklinových zónách odkrytých v lomu Střeleč za pomoci umělé eroze proudem vody a časosběrných fotografií. Puklinové kanály

v kvádrových pískovcích se nerozšiřují boční erozí a rozšiřováním jedné pukliny, ale jsou vázány na puklinové zóny, tedy na systém několika subvertikálních a vzájemně subparalelních puklin, které rozdělují pískovcové těleso na několik různě mocných bloků, které jsou v některých případech porušeny i subhorizontálními či šikmými puklinami. Pro vznik puklinových kanálů je důležitý proud vody, který jednak eroduje pískovcové bloky, ale zároveň z puklinové zóny vynáší rozrušený nesoudržný materiál.

Na vzniku těchto kanálů se podílejí dva erozní mechanismy – zatímco méně mocné bloky se erodují převážně vymýváním, mocnější bloky se erodují převážně řícením, ke kterému dochází většinou ve chvíli, kdy se proudem vody vyplaví okolní méně mocné bloky. Rozdělení bloků na mocnější a méně mocné platí vždy jen v rámci dané puklinové zóny. Podle dostupných dat není možné určit jednoznačnou hranici mocnosti bloků, která by platila obecně pro všechny puklinové zóny. Zastoupení těchto dvou erozních mechanismů bylo při provedených pokusech přibližně stejné, v některých případech posunuté ve prospěch řícení. Vzhledem k použitým metodám však mohlo být zastoupení vymývání značně nadhodnoceno. V puklinových zónách se také někdy vyskytují bloky, které jsou vůči erozi, v porovnání s okolními bloky, odolnější. Na těchto blocích je někdy možné pozorovat takzvaný puklinový povrch, tedy odolnější povrch pískovcového bloku, na kterém se v případě vzniku kanálů zastavuje boční eroze.

## 7 Literární zdroje

BALÁK, F., (2015): Možnosti krasovění v přechodní facii České křídové pánve, Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 145 s.

BRUTHANS, J., ZEMAN, O., VYSOKÁ, H. (2006): Geologie a hydrologie Bartošovy pece a okolí, s. 79 – 91. In: JENČ, P.; ŠOLTYSOVÁ, L. (eds.). Pískovcový fenomén Českého ráje: The Sandstone Phenomenon of the Bohemian Paradise: sborník příspěvků ze semináře: Jičín 12. června 2004. Turnov: Základní organizace Českého svazu ochránců přírody Křižánky pro Správu CHKO Český ráj. 287 s. ISBN 809027515X.

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. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010 / Hydrogeologie, s. 233-238.

BRUTHANS, J., SVĚTLÍK D., SOUKUP J., SCHWEIGSTILLOVÁ J, VÁLEK J., SEDLÁČKOVÁ M, Mayo A.L. (2012): Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: Characterization, erosion processes and significance for origin of sandstone landforms. *Geomorphology* 177-178:178-193.

BRUTHANS, J., SOUKUP, J., SVĚTLÍK, D., SCHWEIGSTILLOVÁ, J., MAYO, A. L. (2013): Zpevněné povrchy puklin v kvádrovém pískovci a jejich role při vzniku otevřené puklinové porozity a vzniku skalních měst. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2012*, s. 109 – 115.

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.

ČÁP, P. (2006): Mikroskopické studium silicifikovaných hornin a spongolitů české křídové pánve. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2005*, p. 107 – 108.

ČECH, S., KLEIN, V., KŘÍŽ, J., VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, vol. 55, no. 5, s. 277 – 296.

ČECH, S. (2011): Palaeogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – an overview. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, vol. 18 no. 1, s. 18 – 21.

DUBOIS, C., QUINIF, Y., BAELE, J.-M., BARRIQUAND, L., BINI, A., BRUXELLES, L., DANDURAND, G., HOVRON, C., KAUFMANN, O., LANS, B., MAIRE, R., MARTIN, 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*, vol. 131 (2014, s. 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.

DUNHAM, R. J. (1962): Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir no. 1*, p. 108 – 121.

FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1 – 38.

HÄUSELMANN, P., TORGNINI, P. (2005): Kaltbach cave (Siebenhengste, Switzerland): phantom of the sandstone. *Acta Carsologica*, vol. 34, no. 2, s. 383 – 396.

HERČÍK, F., HERRMANN, Z., VALEČKA, J. (2003): Hydrogeology of the Bohemian cretaceous basin. ČGS, Praha, 96 s., ISBN 80-7075-604-7.

HYNIE, O. (1961): Hydrogeologie ČSSR I. Prosté vody, nakl. ČSAV., Praha, 564 s.

CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2011): Geologická minulost České Republiky. Academia, Praha, 436 s.

JOHNSTON, J. (1915): Solubility product constants of calcium and magnesium carbonates. *Journal of the American Chemical Society* 37, p. 2001-2020.

KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N., DREYBRODT, W. (2000): Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers, NSS, Huntsville, USA, 521 s., ISBN: 1-879961-09-1.

KONTA, J. (1967): Use of monochloroacetic acid for separation of insoluble residues from limestones and related rocks. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, no.4 s. 327 – 330.

KRÁSNÝ, J., CÍSLEROVÁ, M., ČURDA, S., DATEL, J.V., DVOŘÁK, J., GRMELA, A., HRKAL, Z., KŘÍŽ, H., MARSZALEK, H., ŠANTRŮČEK, J., ŠILAR, J. (2012): Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Česká geologická služba, Praha, 1144 s. ISBN 978-80-7075-797-0.

KUKAL, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Ústřední ústav geologický, Praha, 80 s.

KUKAL, Z. (1986): Základy sedimentologie. Academia, Praha, 466 s.

KŮRKOVÁ, I., BRUTHANS, J., BURDA, J., BŮZEK, F., ČECH, S., HERČÍK, F., KADLECOVÁ, R., KONDROVÁ, L. (2015a): Závěrečná zpráva o výsledcích průzkumu a modelování zdrojů podzemních vod v HGR 4410 – Jizerská křída pravobřežní. Česká geologická služba, Praha, 210 s.

KŮRKOVÁ, I., BRUTHANS, J., BURDA, J., BŮZEK, F., ČECH, S., HERČÍK, F., KADLECOVÁ, R., KONDROVÁ, L. (2015b): Závěrečná zpráva o výsledcích průzkumu a modelování zdrojů podzemních vod v HGR 4430 – Jizerská křída levobřežní. Česká geologická služba, Praha, 217 s.

KŮRKOVÁ, I., BRUTHANS, J., BURDA, J., BŮZEK, F., ČECH, S., HERČÍK, F., KADLECOVÁ, R., KONDROVÁ, L., MLČOCH, B., SKÁCELOVÁ, Z. (2016): Závěrečná zpráva o výsledcích průzkumu a modelování zdrojů podzemních vod v HGR 4430 – Jizerská křída levobřežní. Česká geologická služba, Praha, 148 s.

LANGMUIR, D. (1997): Aqueous Environmental Geochemistry. Upper Saddle River, N. J.: Prentice Hall, USA, 600 s., ISBN: 0-02-367412-1.

LAURIN, J., ULIČNÝ, D. (2004): Controls on a Shallow-Water Hemipelagic Carbonate System Adjacent to a Siliciclastic Margin: Example from Late Turonian of Central Europe. *Journal of Sedimentary Research*, 74, s. 697 – 717.

LAVERTY, M. (2012): Preparing the ground – new mechanisms for karst and speleogenesis: ‘altération’, fantomisation and replacement. *Cave and Karst Science*, vol. 39, no. 2, s. 72 – 76.

MOUNT, J. (1985): Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, no. 32, s. 435 – 442.

PETRÁNEK, J. (1963): Usazené horniny. Jejich složení, vznik a ložiska. Nakladatelství československé akademie věd, Praha, 717 s.

- PETRÁNEK, J. (1993): Malá encyklopedie geologie. JIH, České Budějovice, 248 s.
- POKORNÝ, R., JIROUDKOVÁ, I. (2012): The content of CaCO<sub>3</sub> as the important lithofacial indicator for the stratigraphic study of Upper Cretaceous sediments on the example of the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. *Acta musei richnoviensis*, vol. 19, no. 3-4, s. 29 – 40.
- PŘIBYL, J., LOŽEK, V., KUČERA, B. a kol. (1992): Základy karsologie a speleologie. Academia, Praha, 356 s., ISBN 80-200-0084-4.
- RAY, S. GAULT, H. R. DODD, CH. G. (1957): The separation of clay minerals from carbonate rocks. *American Mineralogist*, vol. 42, s. 681-686.
- SKOČEK, V. (1993): Petrologie sedimentů. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Praha, 130 s.
- SLAVÍK, M. (2012): Vznik krasových kanálů a jeskyní v jizerském souvrství na Turnovsku, Bakalářská Práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 37 s.
- SOUKUP, J., BRUTHANS, J., SVĚTLÍK, D., SCHWEIGSTILLOVÁ, J., & SMUTEK, D. (2013): Sebeorganizovaný systém podzemních kanálů vzniklých prouděním vody v puklinách křemenného pískovce v lomu Střeleč. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012 / Hydrogeologie*, s. 296 – 304.
- SWEETING M. M. (1972): Karst Landforms. Macmillan, London, Great Britain, 362 str., SBN 333 01165 1.
- ŠTAFEN, Z. (1999): Chemostratigrafické stanovení ekvivalence vrstev a souvrství České křídové pánve. *Acta Musei Richnoviensis, Sect. Natur*, vol. 6, no. 2, s. 1 – 153.
- TUCKER, M. E. (2001): Sedimentary petrology. Blackwell, Oxford, Velká Británie, 262 s., ISBN: 0-632-05735-1.
- ULIČNÝ, D. (2001): Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallowmarine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology* 48, s. 599 – 628.

ULIČNÝ, D., ČECH, S., GRYGAR, R.. (2003): Tectonics and depositional systems of a shallowmarine, intra-continental strike-slip basin: exposures of the Český Ráj region, Bohemian Cretaceous Basin. Excursion Guide, First Meeting of the Central European Tectonics Group and Eighth meeting of the Czech Tectonic Studies Group. Geolines, vol. 16, s. 133 – 148.

ULIČNÝ, D., LAURIN, J., ČECH, S. (2009a): Controls on elastic sequence geometries in a shallow-marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. Sedimentology, vol. 56, s. 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: roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. Bulletin of Geosciences, vol. 84, s. 577 – 610.

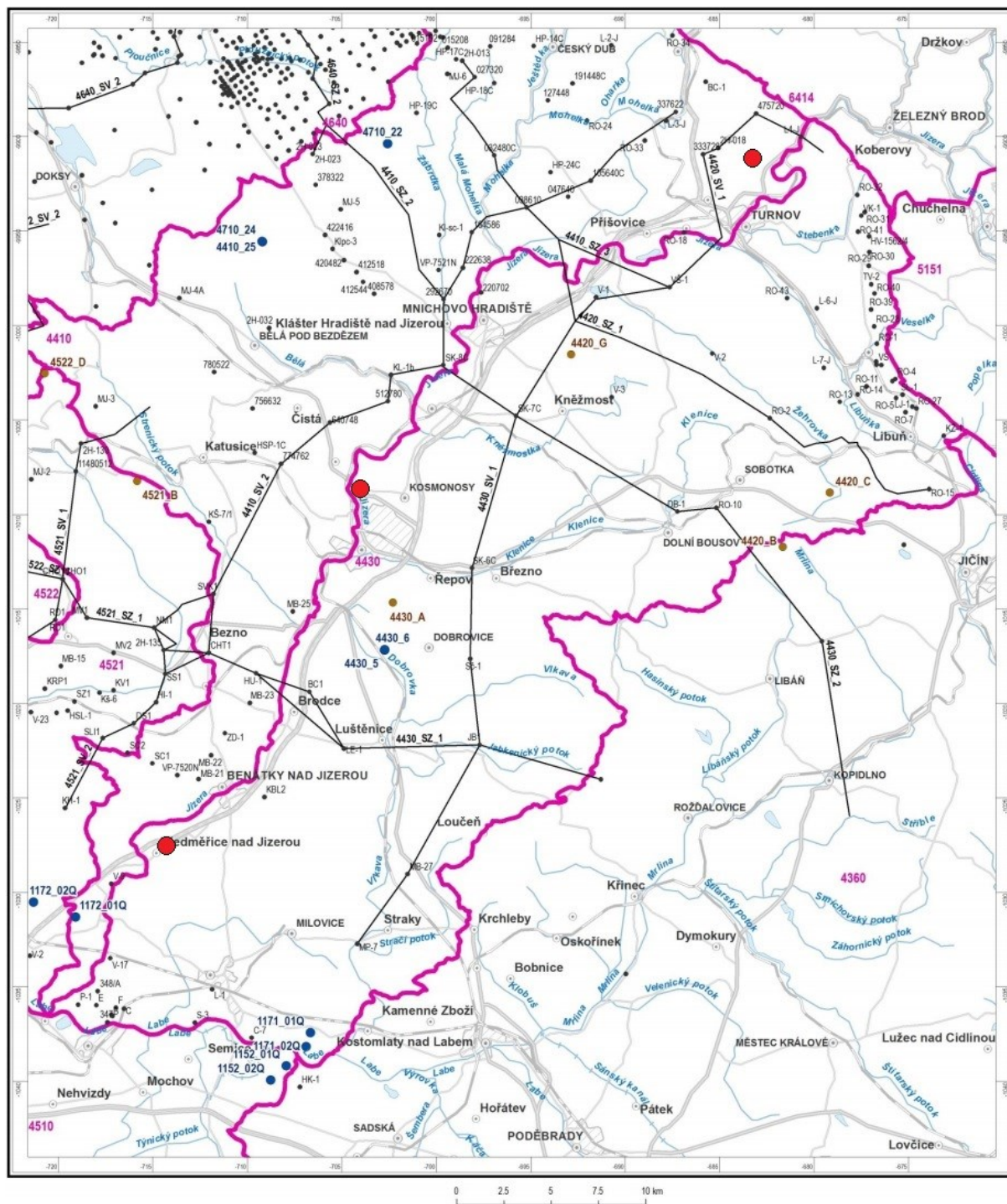
ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L., CAJZ, V., HRONEC, L. (2015): Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. Geofyzikální ústav AV ČR. Závěrečná zpráva. – MS archiv České geologické služby

VALEČKA, J. (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. Sborník geologických věd, Geologie, vol. 33, s. 47 – 80.

VOJTÍŠEK, J., (2016): Krasovění karbonáto-silikátových hornin: rešerše literatury a loužící experimenty, Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Praha, 78 s.

## 8 Přílohy

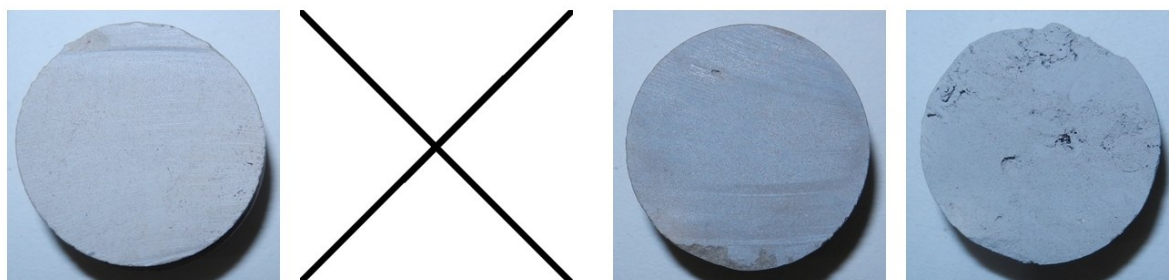
### Příloha I: mapa znázorňující průběh geologických řezů



Obrázek P1: Mapa znázorňující průběh geologických řezů. Červeně jsou vyznačeny zkoumané lokality, černě archivní vrty, modře hydrogeologické a hnědě geologické vrty vyhloubené v rámci projektu Rebilance zásob podzemních vod; růžové linie vyjadřují hranice hydrogeologických rajonů.

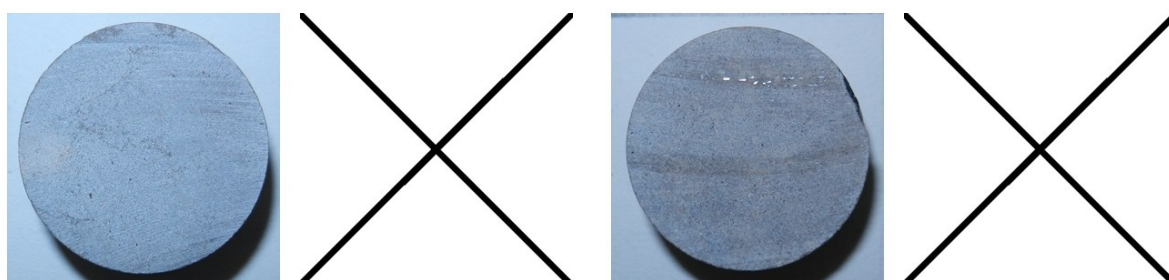
## Příloha II: srovnání stavu vzorků před a po loužení v kyselině chlorovodíkové

Na následujících stránkách jsou fotografie jednotlivých vzorků. Pro jeden vzorek jsou zde vždy dvě fotografie – na fotografii vlevo je vzorek před loužením, na fotografii vpravo je vzorek po loužení. Pro snazší porovnání, jak vzorek reagoval a zda se různé části vzorku chovaly různě, jsou vzorky foceny ze stejné strany a v přibližně stejné pozici. V případě úplného rozpadu vzorku není fotografie zobrazena, ale příslušné pole je proškrtnuté. Velikost vzorků na obrázcích je téměř stejná jako jejich skutečná velikost.



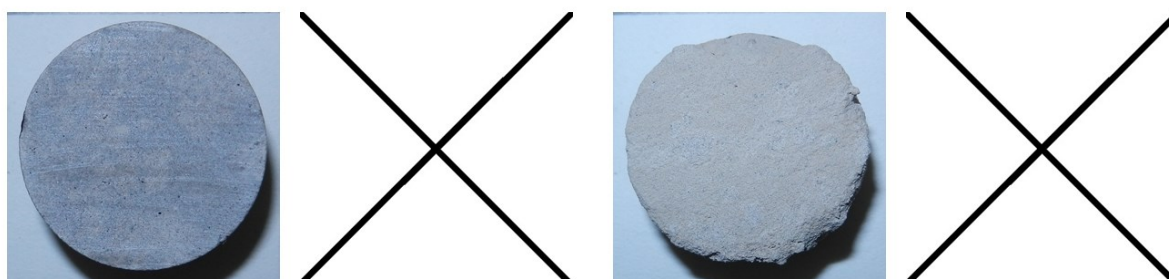
203V

204V



205V

212V



213V

214V

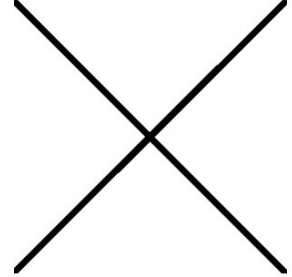


215V

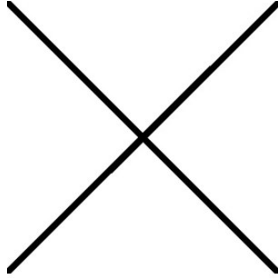
216V



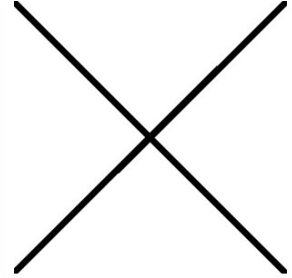
217V



218V



219V



220V



221V



222V



223V



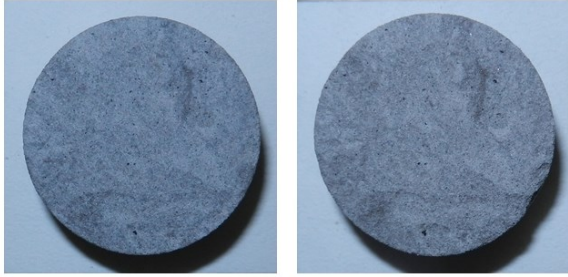
224V



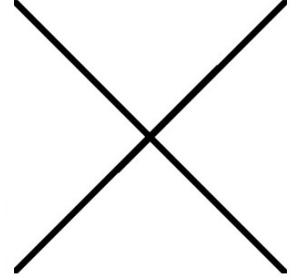
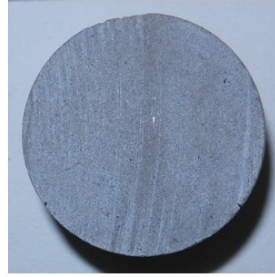
225V



226V



227V



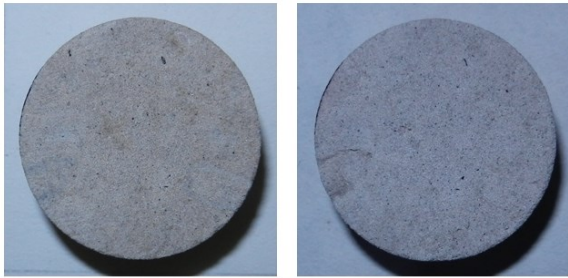
228V



229V



230V



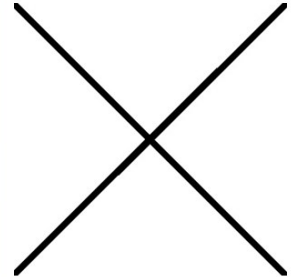
231V



232V



233V



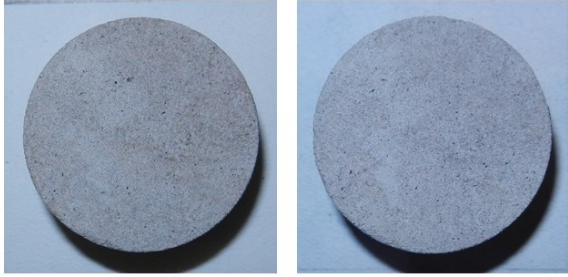
234V



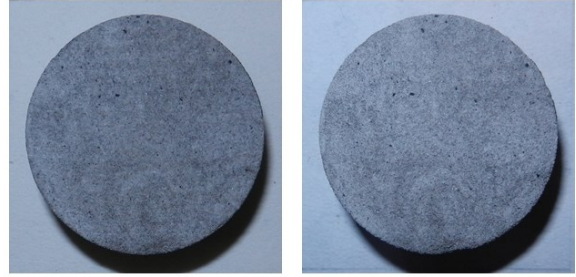
235V



236V



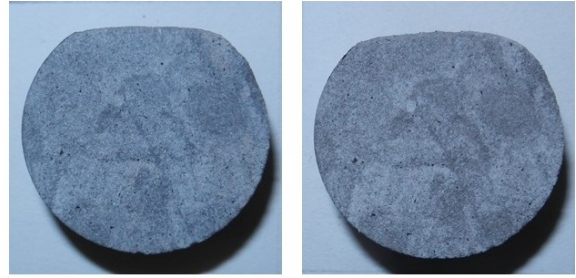
237V



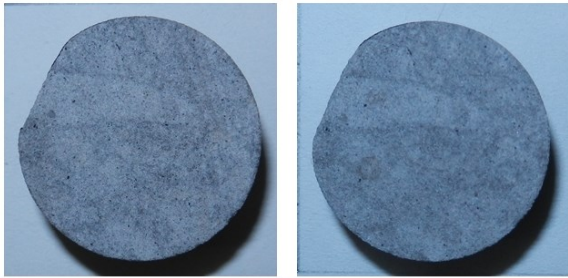
238V



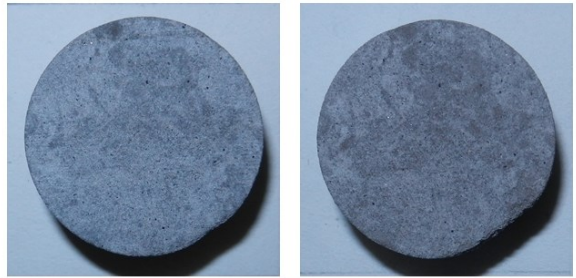
239V



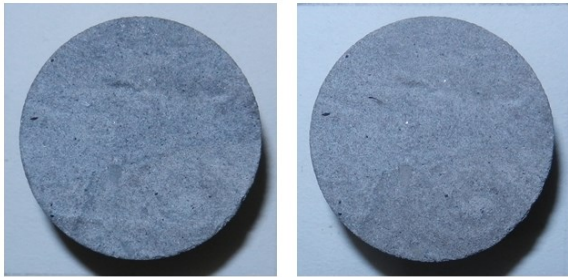
240V



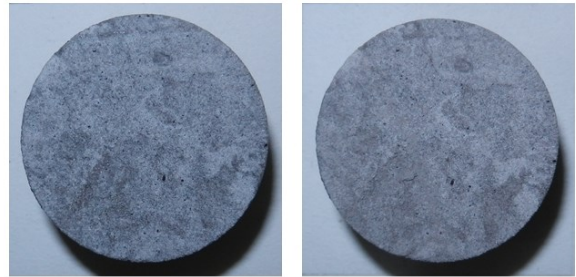
241V



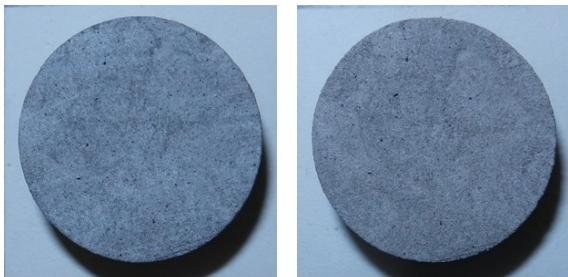
242V



243V



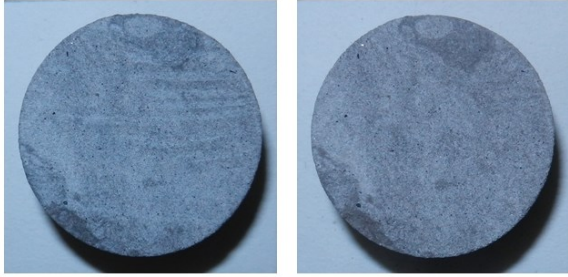
244V



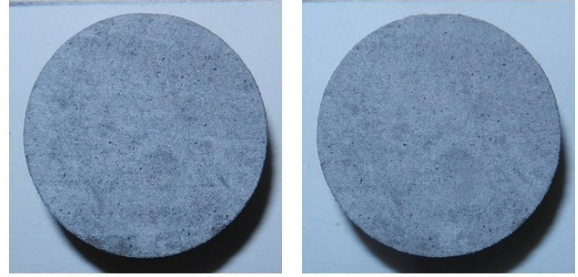
245V



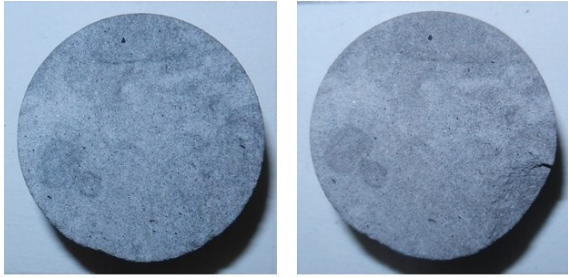
246V



247V



248V



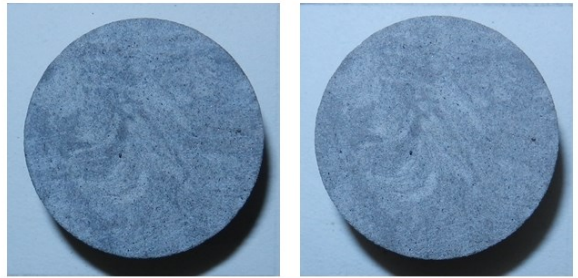
249V



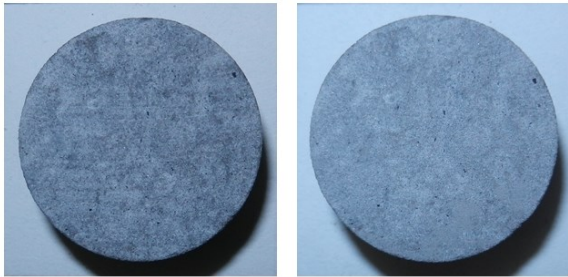
250V



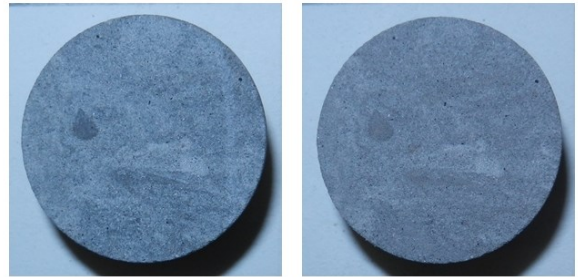
251V



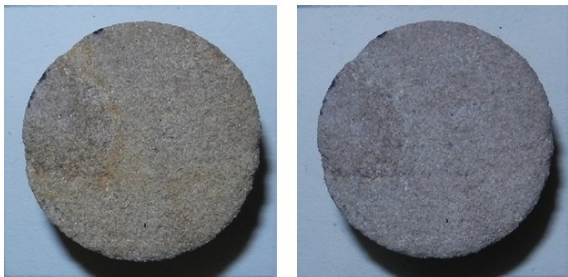
252V



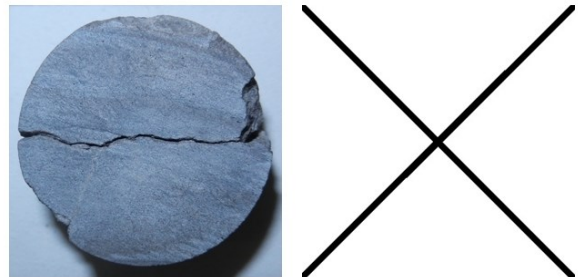
253V



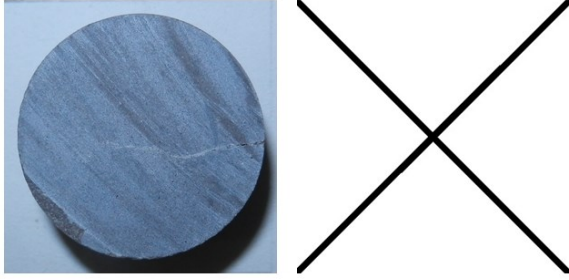
254V



255V



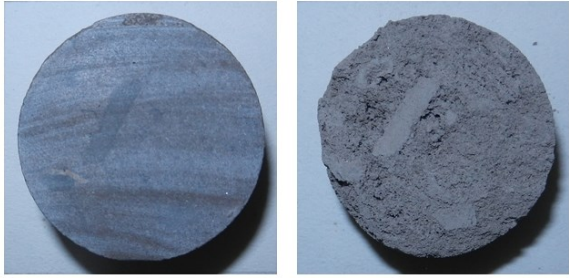
290V



291V



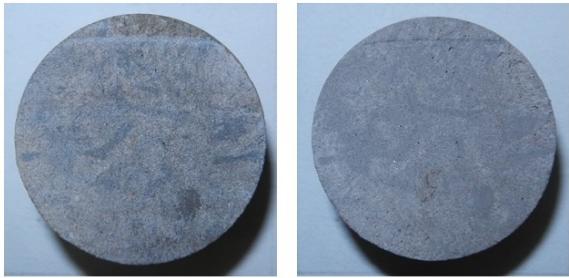
292V



293V



294V



295V



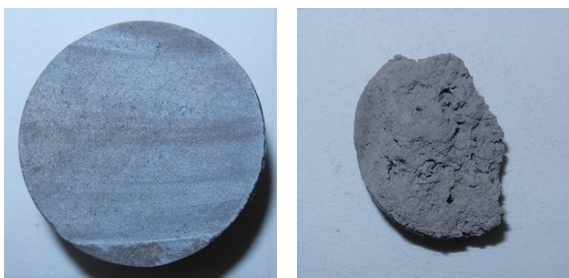
296V



297V



298V



299V



300V



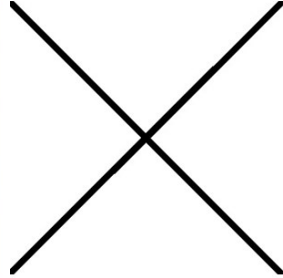
301V



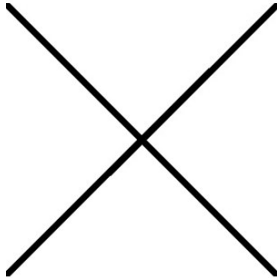
302V



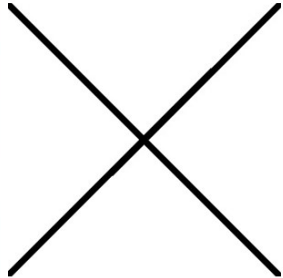
303V



304V



305V



306V



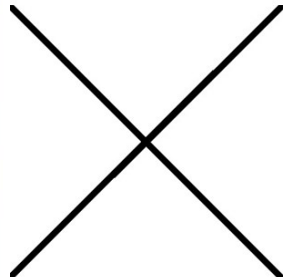
307V



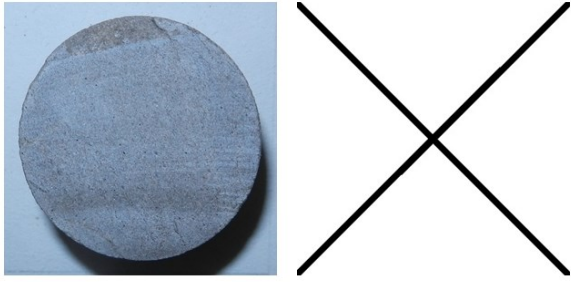
308V



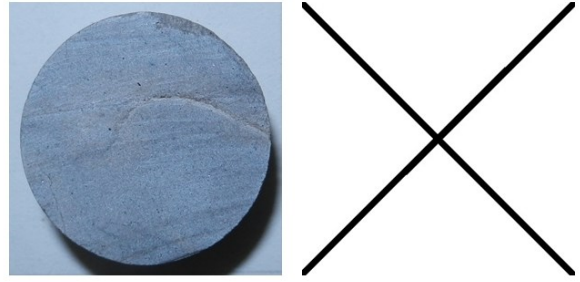
309V



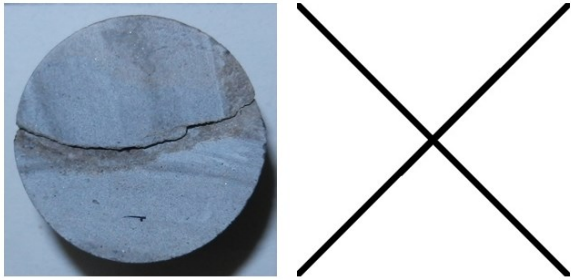
310V



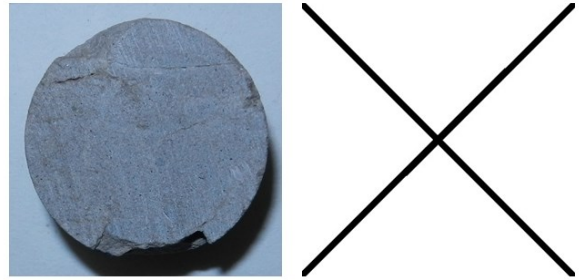
311V



312V



313V



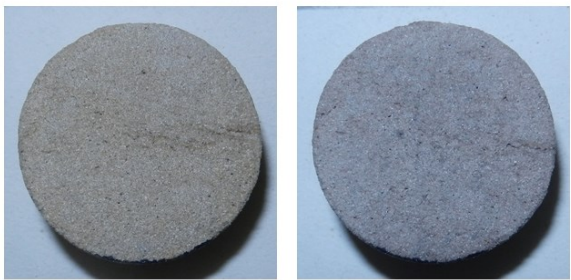
314V



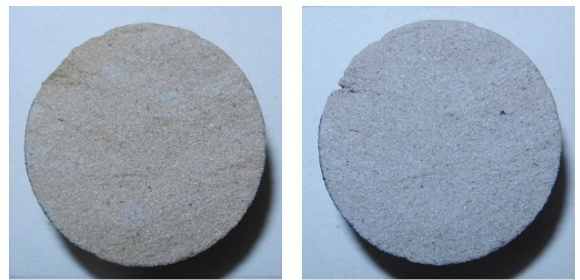
315V



316V



317V



318V



319V



320V



321V



322V



323V



324V



325V



326V



327V



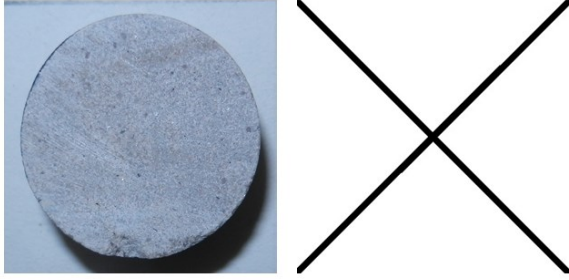
328V



329V



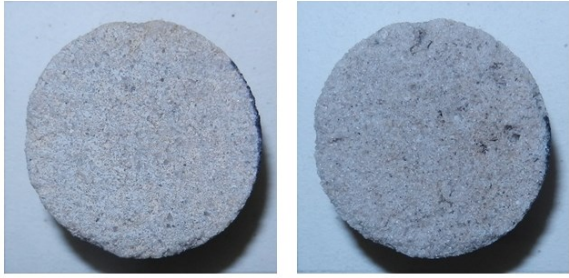
330V



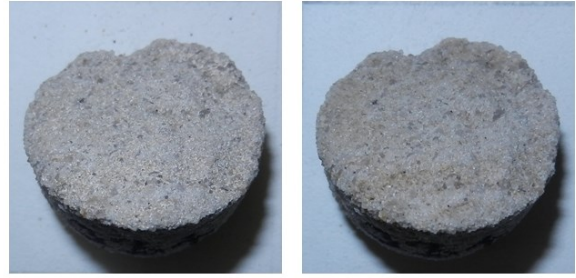
331V



332V



333V



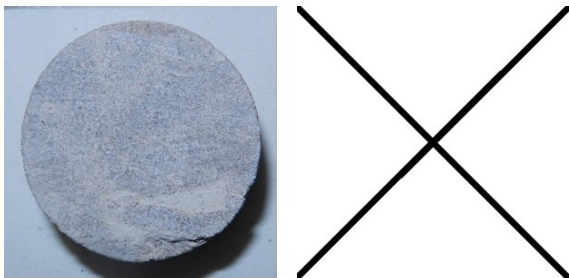
334V



335V



336V



337V



338V

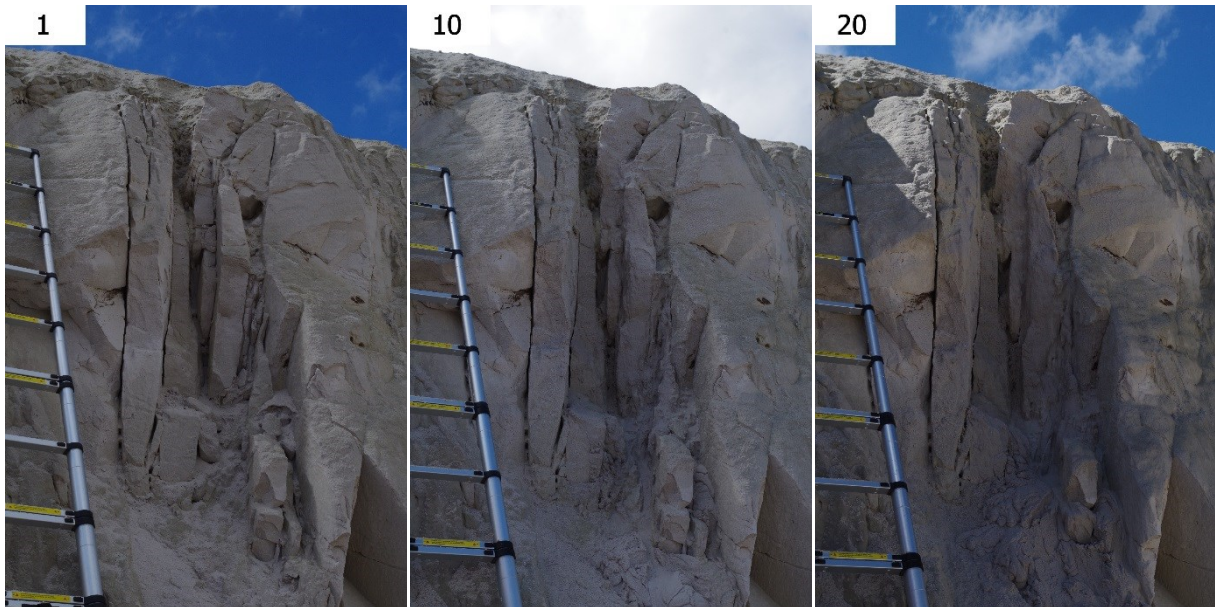


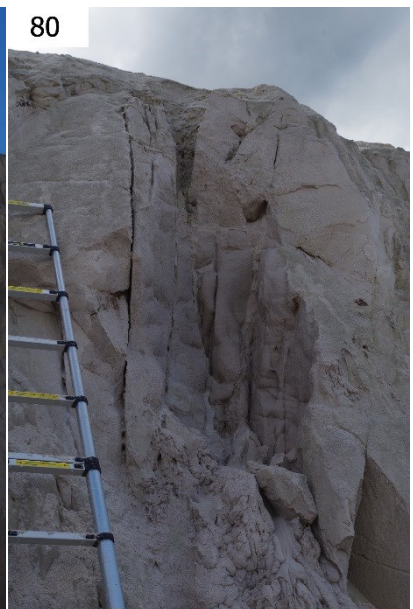
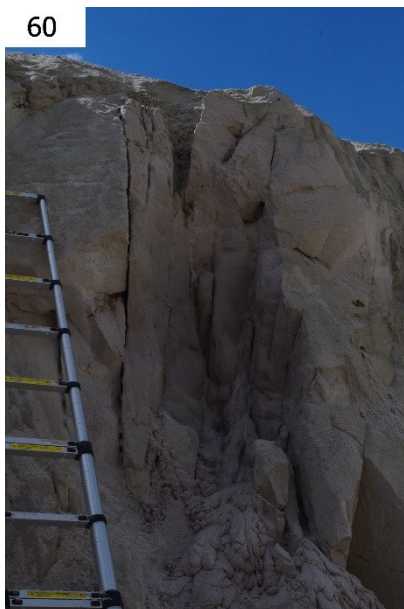
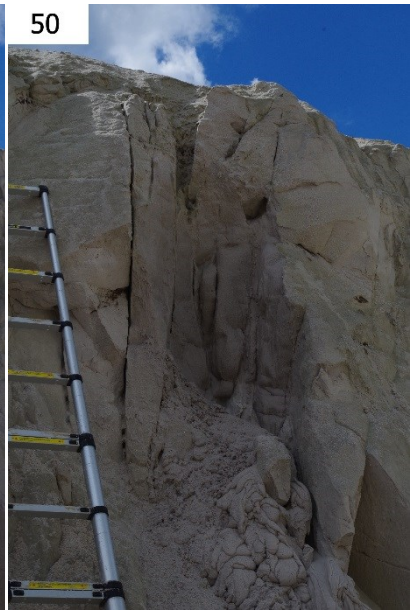
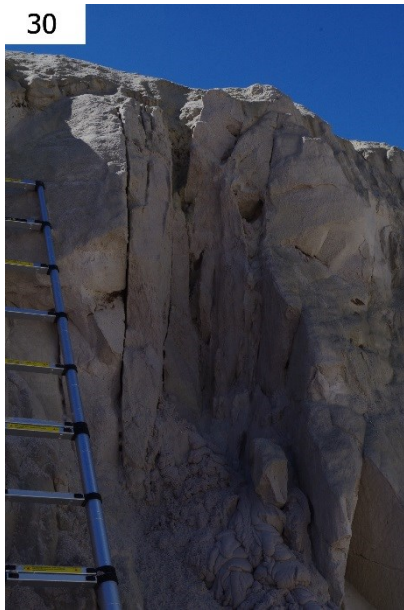
339V

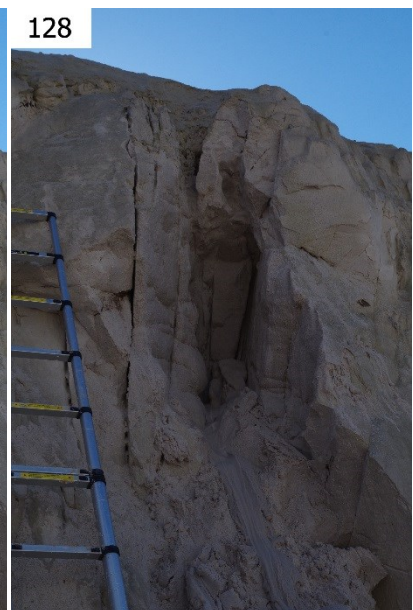
### Příloha III: časoběrné fotografie vymývání puklinových zón

Na následujících stránkách je výběr z fotografií, které byly pořízeny při umělém vytváření puklinových kanálů. Vzhledem k velkému počtu fotografií jsou zde prezentovány jen některé fotografie, které byly buď voleny s pravidelným krokem (krok volen v závislosti na počtu provedených cyklů z jednotlivých pokusů), nebo podle výrazných změn, které se staly mezi cykly. Výraznými změnami je zde myšleno řícení různě velkých bloků a rychlé vymytí prostoru mezi puklinami. Výrazné změny mezi cykly jsou na fotografiích vyznačeny barevnými šipkami – modrou šipkou jsou označeny zóny, na kterých došlo k rychlému vymytí materiálu; šedou šipkou jsou vyznačeny bloky, které se erodovaly řícením. Čísla jednotlivých cyklů jsou u fotografií uvedeny v levém horním rohu. Všechny pořízené fotografie jsou spolu s videi, které jsem z fotografií vytvořil, na přiloženém CD.

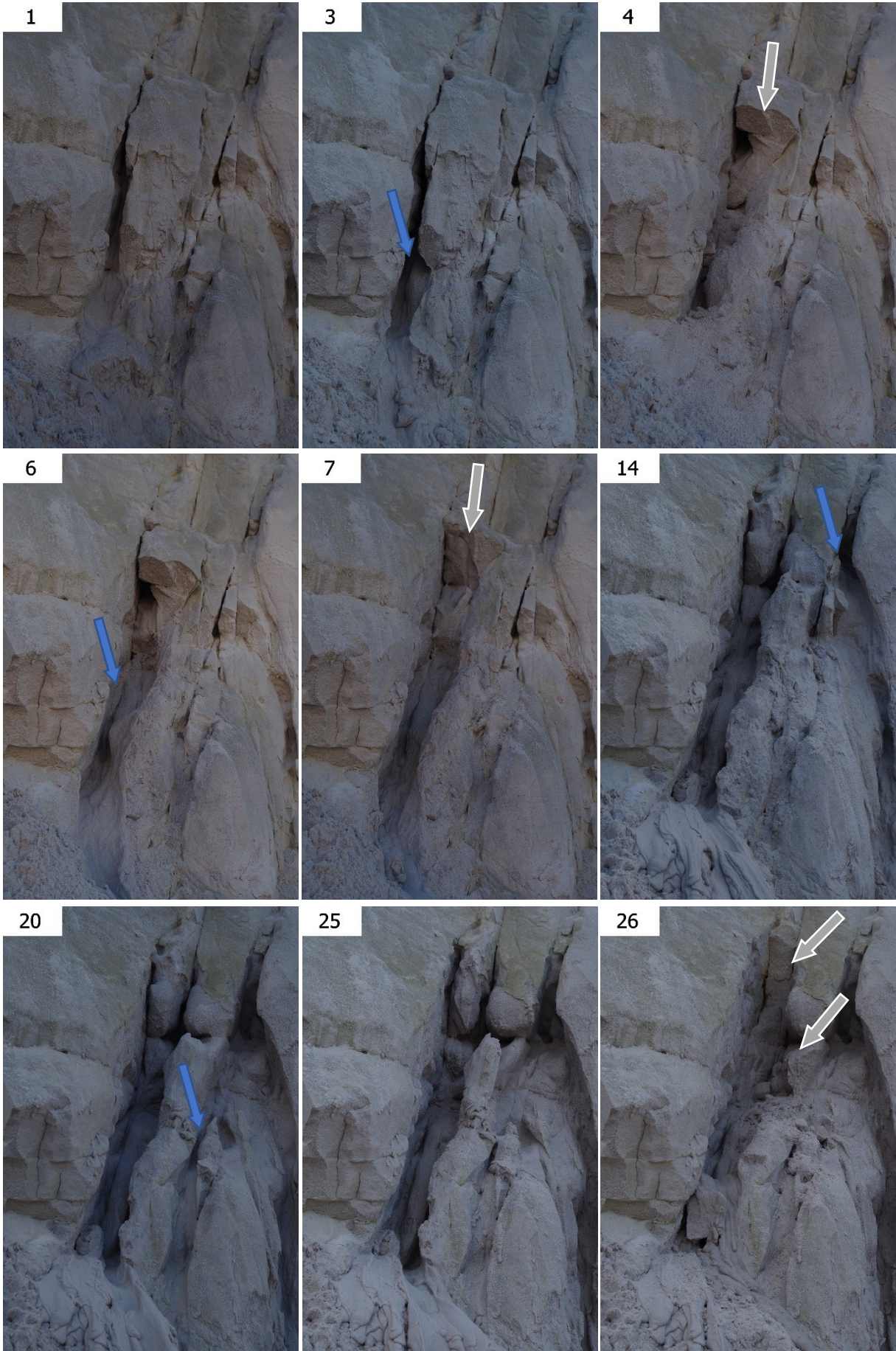
#### **Pokus 1:**

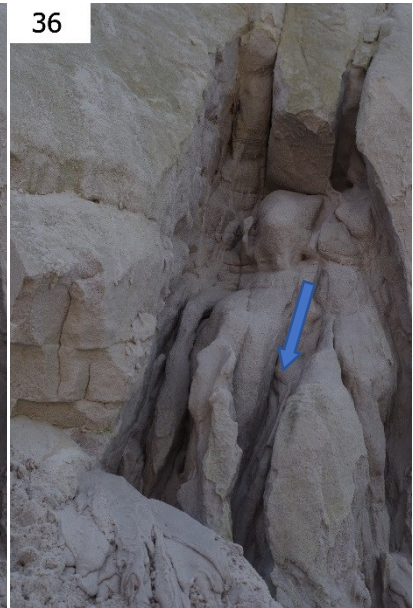






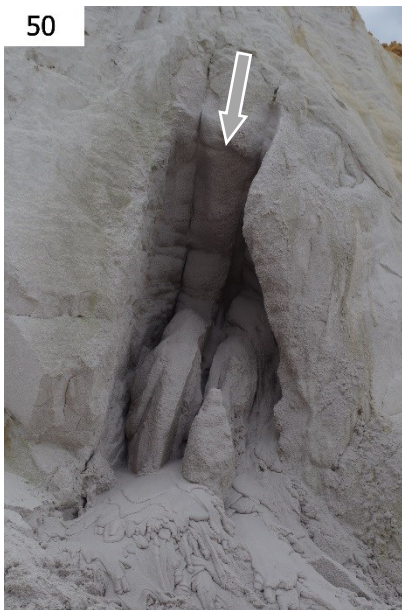
**Pokus 2:**





**Pokus 3:**





**Pokus 4:**

