

Bruthans J., Svetlík D., Soukup J., Schweigstilllova J., Valek J., Sedlackova 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

Rychlý vývoj kanálů v křemenném pískovci s kaolinickou matrix: charakterizace, erozní procesy a význam pro vznik pískovcového reliéfu

Jiří Bruthans^{1,2}, Daniel Světlík¹, Jan Soukup¹, Jana Schweigstilllová³, Jan Válek⁴, Markéta Sedláčková¹ a Alan L. Mayo⁵

¹Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze, Albertov 6, 128 43 Praha 2, bruthans@natur.cuni.cz

²Česká geologická služba, Klárov 3, Praha 1

³Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR v.v.i., V Holešovičkách 41, 182 09, Praha 8

⁴Ústav teoretické a aplikované mechaniky AV ČR, v. v. i, Prosecká 809/76, 190 00 Praha 9

⁵Brigham Young University, Department of Geosciences, Provo, UT 84602, USA

1. Úvod

V mnoha oblastech Colorado Plateau v USA a v České křídové pánvi (na českém i německém území) dochází vlivem zvětrávání a odnosu ke vzniku morfolologicky zajímavých pískovcových útvarů (Howard a Kochel, 1988; Härtel et al., 2007). V souvislosti s vývojem pískovcového reliéfu byly v minulosti publikovány studie, které se soustředily na erozní účinky vyvolané prouděním podzemní vody (např. Laity and Malin, 1985; Howard and Kochel, 1988; Lamb et al., 2006). Následně byly provedeny experimenty jak s nesoudržným pískem (Howard and McLane, 1988; Lobkovsky et al., 2004), tak i s kohezními písky recentních fluviaálních sedimentů (Fox et al., 2006; Chu-Agor et al., 2008, 2009). Dosud ale nebyl přesvědčivě popsán a objasněn mechanismus eroze pískovce prouděním podzemní vody v puklinovém systému za přírodních podmínek a v regionálním měřítku.

Ve snaze o lepší porozumění erozním účinkům proudění podzemní vody na křemenný pískovec, který je pouze mírně zpevněn kaolinickou matrix, bylo zahájeno studium jevů v pískovcovém lomu Střeleč ležícím v blízkosti CHKO Český ráj (Obr.1). Těžba křemenného pískovce jako suroviny pro sklářský průmysl zde probíhá již od roku 1941. V lomu je patrné, že valná 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. Ostatně i z historických záznamů (Hauser et al., 1965) je známo, že zde byl pískovec původně těžen rozplavováním proudem vody. Stejný pískovec, je v současnosti dobýván „nasucho“ s pomocí trhavin, což ukazuje obrovský kontrast v pevnosti za suchého a vodou nasyceného stavu. Tento pískovec v lomu vytvářel místy až 40 m vysoké stěny, které byly stabilní po minimálně desítky let. Výrazný pokles v pevnosti mokrého pískovce v porovnání se suchým stavem je v literatuře nazýván jako „wetting weakening“ (Lin et al., 2005).

Přírodní výchozy stejného pískovce v okolí lomu v podobě až desítek metrů vysokých vertikálních stěn a skalních věží nepodléhají v současnosti erozi díky přítomnosti tenkých ale značně odolných krust (case hardening, Conca a Rossman, 1982). Drobné formy vznikající na povrchu pískovce v lomu jsou často značně podobné jevům na přírodních výchozech.

Pro usnadnění těžby je z jámového lomu neustále odčerpávána podzemní voda, která do lomu přitéká. Od roku 1985 byla hladina podzemní vody snížena celkově o 20 m. V důsledku snížení hladiny podzemní vody došlo v poměrně krátké době ke vzniku kanálů ústících do lomu (Fig. 1; Břízová et al., 1993; Nadrchal and Smutek, 2008). Zpočátku podzemní voda do lomu přitékala z mnoha puklin v podobě malých přítoků v řádu jednotek l/s i méně. Během několika měsíců se situace změnila a přítok do lomu se transformoval do několika velkých přítoků s průtokem až 70 l/s, které se vyvinuly podél některých puklin. Vývěry z ústí kanálů dále v textu nazýváme prameny. Toky v kanálech mají obvykle volnou hladinu a jejich dno je většinou tvořeno písčítým dnem. Šířka kanálů se pohybuje od několika málo cm až do 2 m a výška od 0,5 m až do několika m. Existence vůbec nejrozsáhlejšího kanálu spadá do let 2000-2006 (Obr. 1). Tento podzemní kanál dosahoval výšky až 17 m a jeho prozkoumaná délka dosáhla 300 m směrem do masivu (Nadrchal and Smutek, 2008). V roce 2003, 2006 a 2011 došlo k zřícení stropů některých jeho pasáží, čímž vznikly mohutné propady o průměru až 25 m.

Lom Střeleč představuje unikátní příležitost pro studium vzniku a vývoje kanálů v různých měřítcích, od lokálního po regionální a od iniciálního stupně až po stádium plně vyvinutého kanálu. Vývoj kanálů v

regionálním měřítku lze zkoumat na základě pravidelného monitoringu přítoků do lomu a měření hladin na 18 vrtech v okolí o rozloze 14 km² (Nadrchal and Smutek, 2008). Data získaná monitoringem lze zkombinovat s terénním studiem kanálů v lomu (a to jak kanálů v iniciálním stádiu, tak těch vyvinutých). Kritické parametry jako např. pevnost pískovce, erodabilita, charakter matrix pískovce, průtok a rychlost proudění v kanálech, hydraulický gradient, množství vynášeného sedimentu v toku atd. mohou být měřeny přímo v lomu uvnitř kanálů nebo na odebraných vzorcích v laboratoři (viz např. Sherard and Decker, 1977; Howard and McLane, 1988; Dunne, 1990; Chu-Agor et al., 2009; Hanson et al., 2011). V dosavadních studiích byly tyto parametry pouze odhadovány (viz Wray, 2009). Pískovec z lomu (dosud neovlivněný zvětráním ani tvorbou krust) lze také použít pro fyzikální modelování erozních procesů (viz Chu-Agor et al., 2008).

V lomu Střeleč se teoreticky mohou uplatnit čtyři hlavní módy mobilizace sedimentu (pro details viz Budhu and Gobin, 1996; Lobkovsky et al., 2004; Hanson and Cook, 2004; Fox et al., 2006; Chu-Agor et al., 2009):

1) Piping (tunnel scour), je po mechanické stránce podobný fluvialní erozi, kde eroze je výsledkem působení efektivního smykového napětí vodního proudu působícího na stěny makropórů nebo kanálů. Rychlost proudění je kritickým parametrem, který určuje průměr transportovaných částic (Dietrich, 1982). Smykové napětí proudící vody je přímo úměrné čtverci průměrné rychlosti proudění (Dunne, 1990). Jak ukázali Howard a McLane (1988), průsaková síla (síla úměrná hydraulickému gradientu v pórech pískovce, viz např. Chu-Agor et al., 2008) není v případě koncentrovaného proudění vody rozhodujícím činitelem způsobujícím odnos zrn. Piping bývá v mnoha případech způsoben disperzí jílových částic (Sherard and Decker, 1977; Dunne, 1990), přičemž pro stanovení disperzivitu jílu se nejčastěji používá Sodřkový adsorbční poměr (SAR).

2) Ke ztekucení (z AJ: fluidization, liquefaction nebo quicksand instability) dochází v případě, kdy je vertikální zdvižná složka průsakové síly rovna nebo větší než tíha nezpevněného sedimentu. Případná koheze zrn zvyšuje velikost kritické síly potřebné pro ztekucení částic sedimentu (Chu-Agor et al., 2008). V případě nezpevněného materiálu je kritický hydraulický gradient vedoucí ke ztekucení $\geq 22\%$ v závislosti na úklonu povrchu sedimentu (Lobkovsky et al., 2004). S rostoucí kohezí roste i kritický gradient (Chu-Agor et al., 2009).

3) K řícení vyvolaném průsakovou silou dochází tehdy, jsou-li mobilizační síly (tíha a průsaková síla působící kolmo na plochu budoucího porušení) větší než síly stabilizující zrna sedimentu (smykové napětí), což vede k usmyknutí bloku sedimentu podél smykové plochy za vzniku tahové trhliny (Chu-Agor et al., 2008).

4) K prostému řícení bez vlivu průsakové síly dojde při podemletí pískovce proudem vody.

Účelem této studie je popsat procesy vývoje kanálů v lomu, které se v minulosti mohly uplatnit i na jiných místech v kvádrových pískovcích při vzniku přírodních kanálů v kvádrovém pískovci, úzkých kaňonů mezi jednotlivými skalními masivy či věžemi a vzniku dalších útvarů z pískovce zpevněného pouze jílovou matrix. Konkrétní cíle jsou tyto:

- 1) Charakterizovat prodlužování a reorganizaci kanálů v regionálním měřítku na základě monitoringu hladiny podzemní vody ve vrtech v povodí lomu a sledování změn vydatnosti přítoků do lomu v čase; určit velikost povodí jednotlivých kanálů a kritický gradient, který inicioval vývoj kanálů.
- 2) Popsat kanály a proudění v nich, zejména určující strukturální prvky (puklinové systémy), rychlosti proudění, gradient dna kanálů a intenzitu transportu sedimentu.
- 3) V lomu i na přírodních výchozech charakterizovat různé typy povrchů pískovce, které se zjevně liší svou náchylností k erozi (povrchy puklin, inkrustované povrchy a vnitřní části bloků pískovce), a sice konkrétně otestovat odolnost vůči erozi pomocí vodního paprsku (dále REI), pevnost materiálu za přírodní vlhkosti i plné saturace a pojivo pískovce. K tomuto účelu byly vyvinuty nové a/nebo upraveny stávající metody měření odolnosti materiálů vůči erozi a měření pevnosti v tahu.
- 4) Na základě terénních měření a pozorování zhodnotit příspěvek jednotlivých módů mobilizace sedimentu a určit kritický hydraulický gradient, při jehož překonání dojde k rozšiřování kanálů. Použít fyzikálního modelování pro posouzení zda procesy obtížně pozorovatelné přímo v terénu se mohou podílet na vzniku kanálů a dalších jevů.
- 5) Na základě těchto zjištění lépe porozumět vývoji pískovcového reliéfu v přírodních podmínkách.

2. Charakteristika pískovce a výzkumné lokality

2.1. Geologické poměry a geomechanické vlastnosti pískovce

V lomu Střeleč je těžen tzv. Hruboskalský pískovec. Jedná se o mariní křídový pískovec (s kaolinitovou matrix), stratigraficky odpovídající svrchnímu turonu a coniacu, které sedimentovaly v mělkém prostředí

(Uličný, 2001). Jejich mocnost na území lomu je přibližně 85 m. V jejich podloží se nachází málo propustné jíly. Nejsvrchnější část pískovců o mocnosti 40 m sestává ze tří těles hrubozrnných delť (Uličný, 2001), se šikmým zvrstvením uklánějícím se v úhlu 4-18° jiho-jihozápadním směrem.

Z hlediska těžby jsou rozlišovány dva typy pískovce: Sklářský pískovec (dále jen GI pískovec) a pískovec dobývaný pro účely slévárenského průmyslu (dále jen FI pískovec). Oba typy jsou jemně až střednězrnné. Hlavním rozdílem mezi nimi je především vyšší obsah železa v FI pískovci. GI pískovec v lomu tvoří subhorizontální těleso, které se nachází ve výšce 240-280 m n.m. Ve svém podloží i nadloží sousedí s polohami FI pískovce (225-240 a 280-310 m n. m.). Krom toho je sled pískovců protnut několika vulkanickými žilami nefelinického bazanitu terciérního stáří, které se nacházejí i ve vzdálenosti 2 km jižně a jihovýchodně od lomu (Klein and Tajovský, 1990).

Vrstevní plochy pískovce se pod úhlem 5-10° uklání směrem k JZ. Pískovcové těleso je silně tektonicky postiženo četnými puklinami a několika menšími zlomy. Hrdoňovické zlomy I a II představují nepropustnou bariéru vůči proudění podzemní vody, Severozápadní skaříšovský zlom je polopropustnou bariérou. Východozápadní Skaříšovský zlom (VZSZ) je naproti tomu propustný. Bezprostřední okolí zlomové linie VZSZ je intenzivně rozpukáno (cca 10 puklin/ 1m) (Nadrchal and Smutek, 2007).

Pouze v GI pískovci v lomu dochází k vzniku kanálů. Nadložní FI pískovec je nezvodnělý a podložní FI pískovec nevystupuje v lomu na povrch. Matrix GI pískovce je tvořena kaolinitem, křemenným prachem a z nepatrné části i illitem. Hlavním mezizrnným pojivem je kaolinit. Lokálně může být také pískovec cementován křemenným tmelem, ale pískovec v lomu a okolí jej obsahuje jen minimálně (Hauser et al., 1965). Zvýšený obsah křemenného tmele vykazují pískovce v blízkosti terciérních vulkanických hornin pravděpodobně díky mobilizaci křemene způsobené zvýšeným tepelným tokem (Klein and Tajovský, 1990). Geomechanické a hydraulické vlastnosti GI pískovce jsou uvedeny v tab. 1 a 2. Hodnoty pevnosti v tlaku a pevnosti v tahu suchého vzorku naměřené v laboratoři jsou vyšší než průměrné hodnoty zjištěné v terénu a pevnosti naměřené v laboratoři jsou tak výrazně nadhodnocené vůči reálné pevnosti materiálu, protože laboratorní testy byly provedeny jen pro 36% vrtných jader s nejvyšší kohezí. Naopak 37% jader bylo nesoudržných (Svatoš, 2000). Všechny geomechanické parametry vykazují výraznou prostorovou proměnlivost ve vertikálním i horizontálním směru (Hauser et al., 1965). Zóny křehkého pískovce ve vrtných jádrech byly decimetry až několik m mocné. Hodnoty pevnosti v tahu jsou přibližně 20x nižší než pevnosti v prostém v tlaku.

2.2. Přítoky do lomu a kolísání hladiny podzemní vody coby indikátory vývoje podzemních kanálů v regionálním měřítku

Průměrný lokální srážkový úhrn je 590 mm/rok. Před zahájením těžby pískovce byla hladina podzemní vody na území dnešního lomu v úrovni 270 m n.m. (Nedomlel et al., 1991). V roce 1985 těžba postoupila pod hladinu podzemní vody, která začala být odčerpávána ze dna lomové jámy. V období mezi lety 1985 až 1989 se báze těžební jámy a tím i hladina podzemní vody se nacházela v úrovni 254 m n.m. a v roce 2000 byla dále snížena až na úroveň 250 m n.m. Od té doby byla hladina podzemní vody na bázi lomu udržována v úrovni 250 m n.m. Mezi lety 1986 až 2010 došlo ve vzdálenosti 2 km od lomu k poklesu hladiny podzemní vody celkem až o 6,5 m. Přirozený hydraulický gradient a hydraulický gradient v oblasti neovlivněné čerpáním v lomu je ~ 0,5%. Maximální hydraulický gradient zjištěný na monitorovacích vrtech v lomu byl 3,5% v květnu 2000 a hydraulický gradient v přilehlém okolí lomu < 2% v roce 2001, tj. v období rychlého vývoje podzemních kanálů v lomu (Nadrchal and Smutek, 2008).

Období vzniku kanálů je možné odvodit ze změny úrovně hladiny podzemní vody zaznamenané na 18 kontinuálně monitorovaných vrtech (**Obr. 1**). Hydraulická odezva (tj. snížení hladiny podzemní vody v monitorovacích vrtech) vyvolaná spuštěním čerpané vody z v lomu se šířila rychlostí 0,6 – 1 m/ den do vzdálenosti více než 2 km od lomu. Pokles hladiny podzemní vody v okolí lomu byl zpočátku pomalý, a to do 0,13 m/měsíc. Mezi lety 2000-2001 se na několika vrtech rychlost poklesu zvýšila na 0,7 m/měsíc (v525 – v srpnu 2000; v539 a v604 – v červnu 2001; **Obr. 2**). Zrychlený pokles hladin doprovázený zvýšením přítoku podzemní vody do lomové jámy (z 50 l/s v dubnu 2000 na 100 l/s v září 2001; Smutek, 2003) naznačuje počátek rozvoje kanálů. Přibližně 30-50% přitékající podzemní vody do lomu je uvolňováno ze statických zásob, zbytek pochází z dynamických zásob (dotace z povodí lomu o rozloze 14 km²; Nadrchal and Smutek, 2008). Přítok vody z toku Žehrovky do podložních pískovců je v celkové bilanci zanedbatelný (<5 l/s) a to díky nízké hydraulické vodivosti jemnozrnných aluviálních sedimentů Žehrovky (Nadrchal and Smutek, 2008).

Reorganizace kanálů následkem těžby a vzájemného pirátství (pohlcování přítoku jedním kanálem na úkor ostatních kanálů) změny v rozsahu povodí jednotlivých kanálů vedly k přemísťování jednotlivých pramenů v lomu. V lednu 2000 vyvěrala podzemní voda do lomu celkem v 13 pramenech, s nejvyššími průtoky do 7 l/s a celkovým přítokem 35 l/s (**Obr. 1**; Smutek, 2003). Všechny prameny, s výjimkou pramene S0, vyvěraly na bázi

těžební jámy v její JV části. Tyto prameny se nacházely cca 150 m od zlomové linie VZSZ. Na podzim roku 2000 postoupila těžba za linii VZSZ, což v následujících několika měsících vedlo k postupné reorganizaci dosavadních pramenů do pouhých čtyř pramenů. Velký pramen S2 vyvěral z postupně se zvětšujícího nově utvořeného kanálu (velikost ústí 1 x 0.2 m v květnu 2001) a jeho průtok postupně rostl z 34 l/s v dubnu 2001 až na 73 l/s v listopadu 2001 (**Obr. 2**). V průběhu roku 2002 došlo několikrát k dočasnému snížení průtoku nebo k přerušení činnosti některých pramenů v důsledku kolapsu stropů kanálů vlivem těžebních prací, přičemž nejdelší takové období trvalo 2 měsíce. Tyto dočasné změny průtoků na jednotlivých vývěrech naznačují, že systémy kanálů S2 a S3 byly pravděpodobně hlouběji v masivu hydraulicky propojeny, zatímco S1 byl samostatným kanálem (**Obr. 2**).

V červnu 2003 došlo ke zřícení ústí kanálu S2, po kterém následoval zával stejného kanálu cca 300 m proti proudu (vznik kráteru C03, 25 m v průměru, hloubka 6 m). Vývěr z kanálu S2 díky závalu zanikl, což vedlo k pozvolnému nárůstu průtoku pramene S3. V červenci 2005 se v průběhu hloubení čerpací nádrže pro novou čerpací stanici objevil pramen S4 (Nadrchal a Smutek, 2008). V květnu 2008 byl 200 m dlouhý úsek kanálu S2 uměle zasypán a průtok pramene S4 vzrostl z 12 na 17 l/s. Pramen S5 byl poprvé zpozorován v lednu 2009 (1 l/s), jeho průtok se do září 2009 zvýšil na 6 l/s a do května 2011 dále až na 11 l/s. V současné době v lomu vyvěrají 3 velké prameny: S4, S5, S6 (**Obr. 1**). Dále jsou zde desítky drobných pramenů (1 ml/s až zlomky l/s) vyvěrajících z puklin (**Obr. 3a**).

3. Metody

3.1. Vzorkování a terénní pokusy

Poloha, geometrie a sklon podzemních kanálů byly zaměřeny za použití geologického kompasu, přesného sklonoměru a měřicího pásma nebo laserového dálkoměru. Geologickým kompasem byla dále změřena orientace a sklon puklinových ploch. Průtoky jednotlivých pramenů a podzemních toků byly změřeny pomocí metody ředění za využití NaCl (Hiscock, 2005). Pro stopovací zkoušky na podzemních tocích byl použit rozpuštěný NaCl. Průběhová křivka NaCl byla stanovena pomocí měření elektrické vodivosti toku., přičemž data byla zaznamenávána v intervalu 5- 15 sekund konduktoměrem Cond 342i a ukládaná na datalogger (WTW co.). Kalibrace mezi zvýšeným obsahem iontů Na⁺ and Cl⁻ a nárůstem konduktivity byla provedena přímo v terénu. Stopovacími zkouškami byla stanovena maximální rychlost proudění (z prvního objevení stopovače). U malých průtoků byla rychlost proudění vody změřena podle rychlosti šíření předního okraje mraku barviva. K bodovému měření rychlosti proudění v kanálech bylo použito hydrometrické křídlo (Ott C2). Dále byly provedeny infiltrační zkoušky, pro které byly použity jednoplášťové infiltroměry o průměru 15-20 cm připevněné akrylovým tmelem na povrch GI pískovce.

Povrchy erodabilního pískovce jsou extrémně křehké, a tak se ukázalo jako prakticky nemožné odebrat neporušené vzorky pro laboratorní zkoušky. Proto byly vyvinuty speciální metody měření in situ, které byly použity pro stanovení erodability a pevnosti v tahu, což umožnilo srovnání s dalšími studovanými výchozy GI pískovce. Tvrdost povrchu pískovce byla měřena Schmidovým kladivem (typ N, Proceq); průměrná hodnota odskoku (rebound value – R) byla vypočtena z 12-30 úderů a normalizována na horizontální směr úderu (Basu a Aydin, 2004). Pro měření relativní pevnosti povrchu pískovce in situ byla použita metoda odporového vrtání (drilling resistance – DR) speciální vrtačkou (PZZ-1) vyvinutou pro měření pevnosti cihel a malty (TZUS, 2011), osazenou 70 mm dlouhým vidiovým vrtákem o průměru 5 mm. Všechny návrtky byly provedeny se stejným nastavením (vrtání na stupeň 1) a hloubka návrtu byla měřena šuplerou.

Také pevnost v tahu povrchu pískovce byla měřena přímo v terénu. Na různé povrchy byly epoxydovým lepidlem připevněny kovové terčíky o průměru 5 cm (**Obr. 4a**). Po dostatečném utužení lepidla byla postupně zvyšována tahová síla působící v kolmém směru od povrchu pískovce až do odtrhnutí pískovce pod naneseným lepidlem spojujícím pískovec s terčíkem. Odrhová síla a plocha odtrhu byly změřeny přesným tenzometrem a výsledná tahová síla přečtena na kPa. V případě méně odolných pískovců byly namísto kovových terčíků použity lehčí terčíky vyrobené z hliníkového T-profilu o čtvercové styčné ploše 2 x 2 cm a váze 3 g, které byly přilepeny na povrch pískovce (**Obr. 4b**). Tahová síla byla postupně zvyšována přiléváním vody do plastického sáčku nebo nádoby připojené k terčíku lankem vedoucím přes malou kladku. Tímto postupem bylo možno měřit tahovou sílu o velikosti ≥ 0.1 kPa. Pevnost v tahu za přírodní vlhkosti (TSa) byla měřena in situ v lomu. Tahová pevnost povrchu pískovce za saturovaného stavu (TSs) byla měřena na blocích pískovce a vzorcích odebraných puklin ponořených ve velké nádobě vyplněné pískem a později vodou, přičemž tah zde byl veden ve svislém směru. Pískovcový blok byl v nádobě obklopený ze všech stran pískem byl pomalu saturován postupným přiléváním vody do nádoby a TSs byla změřena za podmínek plného zaplavení bloku.

Relativní odolnost pískovců vůči erozi byla změřena pomocí vedením vodního paprsku o průměru 1 mm aplikovaného z konstantní vzdálenosti 10 cm po dobu 5 sekund kolmo na povrch pískovce ze speciálně upravené stříčky vybavené tlakovou pumpou a manometrem umožňujícím nastavení stejného tlaku (180 kPa) vody při

každém testu (**Obr. 4c**). Hloubka díry vyvrtané paprskem vody byla měřena šuplerou. Pro hloubku vyvrtané díry bude v dalším textu používáno označení indikátor relativní erodovatelnosti (REI). Technika REI je založena na podobném principu jako jet test vyvinutý Hansonem a Cookem (2004) pro přesné měření koeficientu erodability a kritického napětí v plně saturovaných podmínkách. Při stanovování eroze kohezivních materiálů se běžně předpokládá, že intenzita eroze (ϵ) je přímo úměrná efektivnímu smykovému napětí po odečtení kritického smykového napětí (Hanson a Cook, 2004):

$$\epsilon = k (\tau_e - \tau_c), \quad (\text{rovnice 1})$$

kde:

k je koeficient erodibility

τ_e je efektivní hydraulické napětí napětí (Pa)

τ_c je kritické napětí (Pa)

kde pro REI platí, že τ_e je 180 kPa minus ztráta tlaku v trysce

Potenciál eroze vodou prosakující póry pískovce (fluidizace) byl zkoumán na blocích erodabilního pískovce opatrně vyřezaného pilou do podoby pravoúhlých bloků. **Obr. 4d a 5** znázorňují konfiguraci experimentu. Přibližně 40 cm široké, 20 cm vysoké a 10-15 cm dlouhé pískovcové bloky byly umístěny do velké nádoby, ve které byla na jedné straně bloku v malých krocích zvyšována hladina vody (oddělení A). V přírůstcích 10-20% byl postupně z původní hodnoty H_0 zvyšován hydraulický gradient (H/L) až do okamžiku, kdy na výronové straně bloku (v oddělení B) začalo docházet k tvorbě tzv. undercuttingu (sensu Chu-Agor et al. 2008). Pakliže nebyl undercutting pozorován, byla hladina vody v oddělení A zvýšena mírně nad svrchní hranu bloku, což způsobilo přetok vody (H_{MAX}) a začalo docházet k erozi volným koncentrovaným tokem. Přítok do oddělení A byl zastaven v momentě, kdy došlo k přetoku. V závěru bylo i oddělení B postupně zaplaveno vodou až do úrovně svrchní hrany bloku, aby bylo zjištěno, je-li kapilární koheze jediným kohezním činitelem, či zda je soudržnost bloku křehkého pískovce zapříčiněna i dalšími faktory.

3.2. Laboratorní analýzy

Byly připraveny vzorky pro stanovení Sodíkového absorpčního poměru (SAR) o poměru 1:10 pískovec:vodný roztok dle Faulknera et al. (2001). Směs písku a destilované vody byla třepána s frekvencí 150 otáček za minutu po 24 hodin a poté byly vzorky přefiltrovány přes filtr 0,45 μm . Koncentrace kationtů byly stanoveny metodou ICP-OES. Sodíkový absorpční poměr byl spočítán dle vztahu:

$$\text{SAR} = [\text{Na}] / ([\text{Ca}] + [\text{Mg}]/2)^{0.5} \quad (\text{rovnice 2})$$

(kationty v mmol/l).

Obsah CFCs a SF_6 byl analyzován ve Sporenstofflabor (Německo). Vzorky pro stanovení tritia byly nabohaceny a analyzovány na scintilačním spektrometru Tri Carb 3170Tr/SI Univerzity Karlovy v Praze. Softwarový program Qtracer2 (Field, 2002) byl použit k analýze průnikových křivek stopovacích zkoušek a k zhodnocení různých charakteristik podzemních kanálů a proudění vody. Rychlost proudění vody (v_e) byla spočítána z prvního objevení stopovací látky (NaCl) a vzdálenosti mezi místy injektáže a vzorkování. Pro stanovení střední doby zdržení podzemní vody z obsahu environmentálních stopovačů byl použit disperzní model (D 0.05) v programu FLOWPC (Maloszewski a Zuber, 1996).

Pro pořízení mikrofotografií povrchu pískovce byl použit binokulární mikroskop Olympus SZX16 propojený s digitálním fotoaparátem Olympus SP350. Pro stanovení chemického složení pískovcové matrix na vyleštěných nábrusech i neupraveném povrchu pískovce byl použit elektronový mikroskop (SEM) Quanta 450 (FEI). Ke studiu mikrostruktury pískovce a obsahu matrix katodoluminiscenční metodou (CL) byl použit fotonásobič (PMD). Pozorování bylo provedeno v sekundárním elektronovém módu (SE) v silném vakuu. Analytické podmínky byly: SE = energie elektronového paprsku 10kV; a CL= energie elektronového paprsku 10 kV a spot size 6. Semikvantitativní chemické složení pískovcové matrix bylo analyzováno za použití energeticky-disperzivního X-ray mikroanalyzátoru (EDAX, Apollo X) připojeného k SEM. Analýzy byly provedeny při 10 kV kvůli snížení průniku elektronového paprsku sčítací čas byl 100s. Všechny vzorky byly potaženy zlatem, aby se předešlo nabití vzorku. Dodatečně byl též použit CL mikroskop Simon-Neuser HC2-LM pro katodoluminiscenční metodu využívající horkou katodu.

4. Výsledky

4.1. Charakterizace kanálů

Kanály napájející prameny S4 a S6 jsou příliš těsné a proto není možné do nich vstoupit. Šířka kanálu S5, který byl prozkoumán v délce 130 m, se pohybuje od 0,4 do 3 m, jeho výška je místy až 6 m (**Obr. 6**). Na několika místech došlo k rozšíření podzemních prostor převážně ve vertikálním směru díky řícení. Stropy podzemních kanálů jsou tvořeny nerovnými povrchy vzniklými řícením (**Obr. 3b**). Na mnoha místech vedlo řícení až k

propadu stropu kanálů a vzniku vertikálních šachet ústících na povrch (**Obr. 3c**). Dna prakticky všech kanálů jsou pokryta fluviačním pískem tvořícím ploché dno. Pouze v jediném případě je dno kanálu tvořeno pískovcem, který zde formuje 0,5 m vysoký vodopád. Přítoky do kanálu byly koncentrované, nikde nebyly pozorovány nesoustředěné (plošné) průsaky ze stěn kanálů, pravděpodobně díky dostatečné drenážní funkci četných puklin a menších kanálů napojených na hlavní kanál.

Překvapivou skutečností se jeví, že valná část stěn kanálů nenesou žádné stopy vodní eroze (**Obr. 3d**). Stopy eroze byly pozorovány pouze na cca 25% plochy povrchu kanálů, který je nebo byl v kontaktu s proudící vodou. Naopak většinu bočních stěn představují hladké puklinové povrchy, které ani v místech přímého kontaktu s rychlým prouděním vody zpravidla nejeví sebemenší známky eroze. Ani zvýšení rychlosti proudění (až na 1 m/s) způsobené zvýšením hydraulického gradientu stavbou umělých hrází nevedlo k erozi bočních stěn kanálu.

V dostupných úsecích kanálů byly změřeny orientace a sklony puklin (**Obr. 7**). Směry puklin se pohybují v rozmezí 70-140° (86% ze 78 změřených puklin) se strmým sklonem 70-90°. Pro vznik dlouhých segmentů podzemních kanálů jsou stěžejní pukliny se směrem okolo 90° (dále pukliny A) (**Obr. 6**). Pukliny s orientací 110-140° (pukliny B) vystupují v bočních stěnách podzemních kanálů. Na průsečících puklin A a B se podzemní kanály často rozšiřují ve větší prostory. Obzvláště pukliny A, ale i pukliny B, se většinou vyskytují ve shlucích, jednotlivé pukliny bývají vzdálené 10-50 cm. Jestliže pukliny fungují jako drény, lze očekávat, že subhorizontální vrstevní plochy hrají důležitou roli v pohybu podzemní vody ve směru kolmém na pukliny.

Ze zjištěných koncentrací stopovačů v jednotlivých pramenech lze usoudit, že kanály mají odlišné zdroje podzemní vody (**Tab. 3**). Voda v kanálu S4 má obsah tritia 1 TU, což naznačuje, že většina této podzemní vody se infiltrovala před rokem 1950. Pro srovnání - obsah tritia v současné srážkové vodě je ~8 TU (IAEA/WMO, 2011). Podzemní voda v kanálech S5 a S6 má naopak dobu zdržení 20-30, resp. 35-85 let, jak bylo zjištěno na základě obsahu tritia a SF₆. Starší podzemní voda (na S4) má koncentraci síranů pouze 23 mg/l a její zdrojová oblast se pravděpodobně nachází jižně od řeky Žehrovky, kde byly ve vrtech 542, Mv1, 537 a ST1 také zjištěny nízké obsahy síranů. V období od roku 2001 do května 2006 představoval přítok z kanálu S2 54% průměrného celkového přítoku do lomu. Z předpokladu, že celková plocha povodí lomu je 14 km², lze odhadnout plochu povodí někdejšího kanálu S2 na 7 km². Současné kanály S4 a S5 drénují plochu cca 3, resp. 2 km² (**Tab. 3**).

Od dubna 2002 do května 2006 došlo celkem k šesti výraznějším řícením na kanálu S2, která pokaždé dočasně snížila celkový přítok do lomu, v některých případech až na 50%. Epizodické zahrazení kanálu trvalo v nejdelším případě 97 dní a zadrželo až 180 tisíc m³ podzemní vody (**Tab. 4**). Úroveň hladiny ve vrtech 604 a v některých případech i ve vrtech 602 a 607 se v období sníženého přítoku do lomu zvyšovala (**Obr. 2**). Z oblasti řícení se hydraulická odezva ve směru k vrtu 602 vzdálenému 700 m šířila rychlostí 100 m/den, což je o dva řády vyšší rychlost, než rychlost postupu depresního kužele při zahájení čerpání podzemní vody v lomu. Tyto skutečnosti naznačují, že zmíněné tři vrty se pravděpodobně nacházejí v oblasti, do které zasahují vzdálenější nezmapované úseky kanálu S2 nebo jeho přítoky. Na základě reakce hladiny na vrtech 602 a 604 byl pro rok 2003 vypočten spád řečiště v kanálu S2 mezi 0,5 a 1%

4.2. Rychlost proudění a hydraulický gradient v kanálech a v pískovcové matrixi

Infiltračními zkouškami na povrchu pískovce v blízkosti různých kanálů byly stanoveny hodnoty vertikální hydraulické vodivosti v pískovcové matrixi, které se pohybují v rozmezí od 4.10⁻⁶ do 3.10⁻⁴ m/s a průměrnou hodnotou 1.10⁻⁴ m/s. Tyto hodnoty jsou podobné hydraulické vodivosti vypočtené z čerpacích zkoušek provedených v období před vznikem prvních kanálů (**Tab. 1**). Pokud uvažujeme průměrnou hydraulickou vodivost 1.10⁻⁴ m/s, hydraulický gradient 3% a efektivní porozitu 22%, je rychlost proudění v pórech GI pískovce 0.01 mm/s. I při dosažení extrémního hydraulického gradientu 100%, zjištěného místy v pórech v těsném okolí kanálů vychází rychlost proudění v GI pískovci jen 0,5 mm/s. Nízká rychlost proudění póry pískovce byla potvrzena i stopovací zkouškou v pískovci obarvením vody fluoresceinem jakožto stopovací látkou (0,1 mm/s).

Změřený hydraulický gradient v kanále S5 dosahoval 0,7-1,4%. Gradient jednoho z menších přítokových kanálků ústících do kanálu S5, ve kterém docházelo k intenzivnímu transportu písku, se pohyboval v rozmezí 4,7-5,5%. V kanálech, na kterých byl pozorován transport písku, byla naměřena rychlost proudění (v_i) 35 – 40 cm/s (**Tab. 5**). Toto úzké rozmezí rychlosti proudění si kanály udržují díky autoregulaci profilu koryta, kdy poklesu rychlosti proudění dojde k sedimentaci transportovaných částic, tím dojde ke zmenšení průtočného profilu, což vede ke zvýšení rychlosti proudění a potažmo zastavení sedimentace. Naopak při poklesu rychlosti pod kritickou mez dojde k sedimentaci, zmenšení průtočného profilu a tím k opětovnému zvýšení rychlosti proudění a ukončení sedimentace. Proto i v ostatních kanálech, kde dochází k transportu písku, lze očekávat podobné rychlosti proudění. Stojí za zmínku, že v kanálech S4 a S5 byly naměřeny stejné rychlosti proudění jako

v malých bočních přítokových kanálcích, které však mají 10x nižší průtok než hlavní kanály. Vůbec nejvyšší hodnota bodové rychlosti proudění (v_t) naměřená hydrometrickým křídlem, 60 cm/s, byla zjištěna v úseku kanálu S5, kde probíhal transport písku šikmo nahoru z kolene sifonu.

V nejmenších kanálech s písčitým dnem byly rychlosti proudění měřeny sledováním rychlosti postupu čela zabarveného mraku fluoresceinu. Drobné stružky s nízkým průtokem (1 – 4 ml/s) vyvěrající z kanálů o šířce několika málo cm a gradientem 5-6% dosahovaly maximální rychlosti proudění 8-19 cm/s (**Tab. 5**). Transport písku zde byl malý (několik zrn písku za sekundu), což svědčí o tom, že tyto kanály dosáhly ustáleného gradientu.

4.3. Transport sedimentu v kanálech

Jelikož maximální objem kanálů nelze z důvodu nedostupnosti řady úseků přímo změřit, byl objem odhadnut (za předpokladu ustáleného stavu) na základě změřené intenzity transportu písku a průtoku kanálu přinášejícího sediment. Intenzita transportu písku byla změřena na jednom z rychle se vyvíjejících přítokových kanálů ústících do kanálu S5 a to za pomoci lapače písku zabudovaného v písčitém dně, který umožňoval měřit intenzitu transportu bez narušení proudění toku (**Tab. 5**; test č. 8 a 9). Z hmotnosti vysušeného písku byl zjištěn transport 8-16 g/l vody, což je přibližně 1% obsah písku v celkového průtoku. Následně byl odhadnut maximální objem kanálu ze vztahu:

$$V(t) = C \cdot \rho_b^{-1} \cdot \int_0^t Q(t) dt \quad (\text{rovnice 3})$$

kde $V(t)$ je maximální odhadovaný objem (m^3) kanálu; $Q(t)$ je měřený průtok kanálu v daném měsíci (m^3/s); C je koncentrace sedimentu ($10 \text{ kg}/m^3$); a ρ_b je průměrná hustota pískovce ($2030 \text{ kg}/m^3$).

Dle výše uvedeného vztahu se vypočtený objem kanálu S5 po jednom roce od počátku vývoje rovnal 430 m^3 (tj. v prosinci 2009). Takto vypočítaný objem kanálu odpovídá zhruba dvojnásobku objemu akumulace písku v lomu vyneseno kanálem S5, což vypovídá o tom, že tento výpočet je použitelný pro přibližný odhad objemu podzemních prostor, pakliže v kanálu probíhá po celou dobu aktivní eroze. Dle rovnice 3 byl vypočítán též objem kanálu S2, který byl roven $2.1 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ pískovce v období před jeho zřícením v roce 2003, přičemž odhad minimálního objemu prostor na základě průzkumu přístupného úseku tohoto kanálu se pohyboval v řádu 10^4 m^3 . Ve smyslu práce Hooke (2003) je možné považovat kanály za „connected“, protože veškeré velikostní frakce sedimentu jsou snadno transportovány systémem. Dojde-li ke snížení hladiny v lomu, dochází k zařezávání toků v kanálech.

4.4. Pevnost a erodabilita povrchu pískovce

Technikami REI, DR a TS byly testovány následující typy povrchů: 1) povrchy puklinových ploch 2) povrchy zpevněné povrchovou krustou 3) povrchy vystavené proudění vody a jevící známky fluvialní eroze 4) povrchy vystavené proudění vody, které přesto nenesou známky eroze a 5) ostatní povrchy (zde převažují měření čerstvě odtěžených lomových stěn).

Celkem bylo provedeno 750 měření REI s hloubkou průniku vodního paprsku pohybující se v rozmezí od $< 1 \text{ mm}$ do 152 mm (**Obr. 8a**). Devadesát procent neerodovaných povrchů má hodnoty REI $< 20 \text{ mm}$ a 93% erodovaných povrchů má REI $> 20 \text{ mm}$ (**Obr. 8a**), z čehož vyplývá, že hraniční hodnota REI mezi erodabilními a erozi odolávajícími povrchy je pro GI pískovec rovna 20 mm . Důvodem, proč není touto hraniční hodnotou REI = 0 mm , což by se zdálo logické, je vysoký tlak stříčky (180 kPa) použitý při REI testech, který výrazně převyšuje te přirozeného vodního toku, díky čemuž je stříčka schopná erodovat i povrchy, které by nebyly erodovány přirozeným pipingem. Byla vyzkoušena i měření REI s nižším tlakem, což se ale neosvědčilo, protože došlo k snížení rozlišovací schopnosti metody mezi erodabilními a neerodabilními povrchy, jelikož vodní paprsek dostatečně nevyplavoval uvolněný materiál z návrtu.

K odhadu procentuálního zastoupení erodabilních povrchů pískovce v lomu byla měření REI provedena též podél 240 m dlouhého horizontálního profilu vedeného v lomové stěně nejnižší nezatopené etáže v úseku mezi kanály S4 a S6 v úrovni 255 m n.m. Měřící body byly nejprve zvoleny v kroku 0.5 m , posléze byl krok zvýšen na 1 m . Průměrně 64% GI pískovce na tomto profilu je pískovcem erodabilním.

Měření REI ukázala, že povrchy puklin jsou v mnoha případech méně erodabilní než vnitřní pískovec několik mm pod povrchem puklin (**Tab. 6**; **Obr. 3e a 8a**). Z Obr. 8a je patrné, že 83% povrchů puklin má hodnoty REI $< 20 \text{ mm}$. V odolnosti proti erozi není rozdíl v puklinách různých směrů, jak je zřejmé ze 150 měření kde byly

současně zaznamenány směr a sklon pukliny REI a DR. Nejméně erodabilními povrchy v lomu jsou krusty s REI 86% měření < 5 mm (**Obr 8a**).

Hodnoty pevnosti v tahu povrchu nesaturovaného erodabilního pískovce (T_{Sa}) dosahují hodnot 2.2.-14 kPa (**Tab. 7**). Nasycením pískovce vodou dochází k výraznému poklesu pevnosti v tahu na hodnoty < 0.1 - 0.6 kPa (saturovaná pevnost pískovce T_{Ss}). Většina měření T_{Sa} a T_{Ss} byla provedena na různých vzorcích, srovnávací měření na jednom vzorku bylo možné provést jen v několika málo případech. Ku příkladu na erodabilním bloku St10, kde byla naměřena hodnota T_{Sa} 8,5 kPa, byla hodnota T_{Ss} jen 0.1 kPa. Podobný vztah pevností T_{Sa} a T_{Ss} byl zjištěn i pro erodabilní blok St11, kde se T_{Sa} pohybovala v rozmezí 4.5-6.9 kPa a hodnota T_{Ss} byla < 0.1 kPa. Srovnávací měření ukázala, že tahová pevnost v nesaturovaném stavu T_{Sa} je minimálně o 2 řády nižší než hodnoty tahové pevnosti saturovaného pískovce T_{Ss}. Tahová pevnost povrchu erodabilního pískovce v plně saturovaném stavu pravděpodobně nepřekračuje hodnotu 0.015 kPa. te vodního toku působící na stěny kanálu je < 0.015 kPa (Aberle et al., 2006; Hanson and Hunt, 2007; Hanson et al., 2011). Aby byl pískovec erodován, musí být hodnota te vyšší než tahová pevnost.

Neerodabilní povrchy puklin a krusty na povrchu pískovce mají hodnoty T_{Sa} 27-216, resp. 64-183 kPa. Saturovaná pevnost T_{Ss} vertikálních puklinových ploch se pohybuje v rozmezí 0.9 - 38 kPa, což je méně než T_{Sa} povrchů puklin. Nicméně je zřejmé, že T_{Ss} puklinových ploch je mnohem vyšší než T_{Ss} erodabilního pískovce (**Tab. 7**).

Dále byl odporovým vrtáním na více než 300 měřících bodech změřen parametr DR. Hloubka jednotlivých návrtů se pohybovala v rozmezí 9 – 70 mm, DR většiny erodabilních povrchů byla vyšší než 25 mm (Obr. 8b). Mezi hodnotami T_{Ss} a DR je patrná výrazná závislost ($R^2 = 0.85$), založená na 32 párech měření obou parametrů v lomu a na nedaleké lokalitě Apolena (**Tab. 7 a 8**). Přibližnou hodnotu T_{Sa} lze z naměřených hodnot DR spočítat dle empirického vztahu:

$$T_{Sa(DR)} = 12715 (DR)^{-1.89} \quad (\text{rovnice 4})$$

Na Obr. 8b a 13 jsou na horizontální ose hodnoty T_{Sa(DR)}. Vyjádření tahové pevnosti povrchu pískovce v geomorfologii ve formě T_{Sa(DR)} se zdá být smysluplnější než vyjadřování v hodnotách DR.

V geomorfologii bývá pevnost hornin nejčastěji odhadována z hodnoty odrazu (rebound value - R) Schmidtova kladiva, proto bylo pomocí Schmidtova kladiva změřeno určité množství povrchů, což umožňuje porovnat hodnoty R s hodnotami DR a T_{Sa}. Vztah mezi hodnotami R a T_{Sa} vykazuje nízkou přímou závislost ($R^2 = 0.38$), zatímco mezi hodnotami R a DR je nízká nepřímá závislost ($R^2 = 0.46$) (dle 17, resp. 23 párových měření obou parametrů). Lze tedy říci, že DR je v případě mnoha GI pískovců vhodnějším parametrem pro vyjádření tahové pevnosti než hodnota R Schmidtova kladiva. Hodnoty R získané ze Schmidtova kladiva se zdají být výrazně ovlivněné utlumením energie nárazu v relativně tenkých lavicích pískovce.

4.5. Mikrostruktura a pojivo erodabilního pískovce a neerodabilních povrchů

Za účelem lepšího porozumění rozdílům v tahové pevnosti a erodabilitě různých typů povrchů pískovce byla dále zaměřena pozornost na mikrostrukturu a pojivo pískovce. Při síťových zkouškách bylo zjištěno, že pískovec obsahuje pouze 1.6 hm. % frakce < 25 μm. XRF analýza a semikvantitativní analýza RTG ukázaly, že tuto frakci tvoří kaolinit (75%), křemen (24%) a illit (1%) s obsahem 99.1% SiO₂ a Al₂O₃. Zbývajících 0.9% jsou především K₂O, TiO₂ a Fe₂O₃ (% ve formě oxidů). Kaolinite je na základě RTG dobře uspořádaný. SAR je mezi 0,1 a 0,4 pro 13 vzorků pískovce. Kaolinit je tak jednoznačně nedisperzivní. (SAR<10). Nízká hodnota SAR odpovídá i chemickému složení podzemní vody, jejíž molární poměr ve 12 okolních vrtech Na/(Ca+Mg) je v průměru roven 0.1 (a maximálně 0.4).

Erodabilní pískovce mají v porovnání s tenkou zónou při povrchu puklin podstatně méně plošných kontaktů mezi zrny (Obr. 9a, b). Katodoluminiscenční a SEM analýza neprokázaly přítomnost křemenného ani kalcitového nebo Fe-ox/hydrox. tmelu, FTIR analýzou jílovité a prachové frakce separované z pískovců nebyla prokázána ani přítomnost opálu, z čehož lze soudit, že jediným vazebným činitelem pískovců je kaolinit a kapilární síly. Pokles tahové pevnosti od relativně suchého po nasycený stav pískovce vylučuje možnost, že by pojivem erodabilních pískovců mohl být křemen, kalcit nebo Fe oxidy, jejichž pevnost nemůže ovlivnit rostoucí nasycení. Je pravděpodobné, že ke snížení tahové pevnosti dochází spíše vlivem oslabení jílovité matrix v důsledku zvýšení obsahu vody a vymizení kapilárních sil. Při ponoření do stojaté nebo tekoucí vody mnoho pískovcových bloků vlivem úplné saturace ztratilo zcela kohezi a během několika minut se zcela rozpadlo na jednotlivá zrna. Nicméně jiné povrchy erodabilního pískovce tvoří vertikální stěny pod hladinou vody o výšce i

několika metrů (stěny lomového jezera), které jsou stabilní nejméně po období mnoha let a dokazují tak přítomnost určité koheze v pískovci i za plně saturovaných podmínek.

Povrchy puklin jsou tvořeny několik mm mocnou zónou hustě nahloučených zrn s četnými plošnými kontakty (**Obr. 9b, d**). Na povrchu puklin jsou přítomny nánosy částic kaolinitu (**Obr. 9e**) byť o velmi malé mocnosti (~50 μm). Ani v tenké povrchové zóně pukliny nebyl SEM analýzou detekován kalcitový, křemenný nebo Fe-oxidický tmel, proto je zřejmě jedinou příčinou vyšší tahové pevnosti povrchu puklin těsnější uspořádání zrn této vrstvy. Neerodabilní povrchy se vyskytují jak na povrchových výchozech, tak i uvnitř kanálů ve vzdálenosti desítek m před čelem postupující těžby. Proto lze vyloučit, že by zpevněné puklinové plochy vznikly až v důsledku vystavení puklinových ploch povrchovým jevům.

Inkrustované povrchy (krusty) jsou tvořeny povrchovou zónou pískovce o mocnosti 0.5-1 mm s póry z velké části vyplněnými jílem (**Obr. 9c**), což vede k výraznému snížení propustnosti a tím i erodability těchto povrchů (Domenico a Schwartz, 1997). Vlákna hub (součást lišejníků) byly v krustách zjištěny ve velkých množstvích (**Obr. 9f**). Tato organická vlákna mohou hrát významnou roli při zpevnění krusty. Krusty na rozdíl od puklinových ploch se začínají vyvíjet až v povrchových podmínkách a k jejich vzniku pravděpodobně napomáhají biofilmy (Fratesi et al., 2004). Na dně lomové jámy, v místech odtěžených před pouhými 6 lety, kde mají holé povrchy pískovce bez půdního krytu neomezený přísun vlhkosti a jsou přímo vystaveny slunečnímu osvětlení, jsou již vyvinuty velmi pevné inkrustované povrchy (T_{Sa} 64-180 kPa), odpovídající pevnosti přírodních krust v oblasti Apolena (**Obr. 4a**).

5. Diskuze

5.1. Erozní procesy

Terénní průzkum prokázal, že ke vzniku a rozšiřování kanálů dochází především vlivem pipingu a řízení díky podřezání bloků proudem vody. Podzemní voda v kanálech proudící rychlostí 35 - 40 cm/s je schopná erodovat (piping) silně erodabilní povrchy pískovce rychlostí až několika cm / min (rychlost ústupu stěny kanálu). V jednom případě došlo během 12 h k vymletí 3 m hluboké, 1 m široké a 15 m dlouhé rýhy vodou vytékající z pramene S4. Dominujícím mechanismem rozšiřování podzemních kanálů je řízení podemletých pískovcových bloků podél subvertikálních puklinových ploch, protože 90% objemu kanálů zaujímá vyřícený prostor nad hladinou toku. V důsledku řízení dojde k zahrazení toku a zatopení kanálu vodou do výšky což zásadně sníží pevnost pískovce a iniciuje řízení.

Tenzní trhliny způsobené průsakem podzemní vody nebyly v GI pískovci pozorovány, což souhlasí s výsledky Chu-Agor et al. (2008), kteří došli k závěru, že tento proces se uplatňuje pouze v sedimentu (písky) s nižší hustotou než 1.5 g/cm³. Zda a jakou roli případně hraje ztekucení při rozšiřování kanálů zůstává neobjasněno. Přítoky do lomu mají převážně charakter bodových vývěrů, difúzní průsak, který by erodoval sediment nebyl v lomu ani kanálech za podmínek panujících v lomu pozorován. Ztekucení může teoreticky přispívat k erozi materiálu v iniciálních kanálcích, na počátku jejich vývoje, v době, kdy jsou v okolí kanálků velmi strmé hydraulické spády. Za účelem zjištění podmínek pro ztekucení byl při pokusech na 8 kvádrech erodabilního GI pískovce měřen kritický hydraulický gradient, tj. gradient při kterém dojde k fluidizaci (**Obr. 5**). U dvou bloků došlo ztekucením části bloku k vytvoření převisu (synonyma kapsa, undercutting) při gradientu ≥ 70%. U 4 bloků nebyl undercutting vůbec pozorován ani při extrémním gradientu (grad 120-150%, doba 4-5 h; **Tab. 9; Obr. 10**). Dokonce ani v případě, kdy byl ponechán gradient > 70% pod dobu 260 h nebylo undercuttingem erodováno více jak 5% objemu bloku. Úplné zaplavení na výtokové straně těchto bloků (v oddělní B) vedlo vždy k rozpadu pískovce během několika minut až prvních hodin (**Tab. 9**). Ke ztekucení tedy dochází u těchto bloků pískovce, které se i tak rozpadnou, jsou-li zcela zatopeny.

Kapsy (undercutting) se v kanálech a březích jezírka v lomu vykytují celkem běžně (**Obr. 11a, b**). Probíhající undercutting ale nebyl v lomu pozorován. Ve snaze lépe porozumět procesům způsobujícím undercutting v in situ podmínkách byly provedeny experimenty s prouděním vody po povrchu pískovce a pokusy se ztekucením sedimentu. Experimenty, během nichž voda proudila buď po povrchu, nebo skrze póry pískovce, prokázaly, že dva odlišné procesy způsobují vznik kapes a sice 1) ztekucení a 2) povrchový tok/nebo piping.

5.2. Vývoj a rozšiřování kanálů

Iniciální kanály se pravděpodobně šíří podél vrstevních ploch a příčných trhlin v několik jednotek až prvních desítek cm mocných subvertikálních deskách pískovce oddělených vertikálními puklinami od okolí. Kanály pak vnikají erozí těchto vnitřních relativně tenkých mezipuklinových desek/bloků nacházejících se mezi sériemi subvertikálních paralelních puklin. V některých místech má kanál příčný profil o šířce jen pár cm a výšce několika metrů. Tyto pravouhlé otvory jsou bočně omezeny dvěma paralelními puklinami a již dále nedochází k bočnímu rozšiřování kanálů díky neerodabilnímu povrchu puklin (**Obr 11c**). V jiných úsecích se kanály naopak bočně rozšiřují vyřícením pískovce podél paralelních puklin (**Obr. 3b**). Zřícené mezipuklinové bloky zahradí

vodní tok, což vede k zintenzivnění eroze jedné či obou stěn kanálu. Nárůstem hladiny v kanálu v důsledku jeho úplného nebo částečného zahrazení dojde ke zvýšení rychlosti proudění v okolních paralelních puklinách. Postupně tak dochází ke vzniku dalších paralelních kanálů a k pokračujícímu říčení. V případě, kdy došlo k ucpání výtoků kanálů, trvalo většinou několik měsíců, než si podzemní voda vytvořila nový, několik stovek metrů dlouhý úsek kanálu se stejnou kapacitou jakou měl kanál původní (**Obr 2.**).

Na **Obr. 12** je znázorněn konceptuální model propagace čela kanálů směrem proti proudu podzemní vody. V zóně strmého hydraulického gradientu lze předpokládat horní zakončení kanálu. Strmé hydraulické gradienty v rozšiřujících se puklinách jsou nezbytným předpokladem udržení kritické rychlosti proudění schopné transportu sedimentu. Existence toho gradientu je předpokládána na základě měření gradientu v přítokovém kanálku (**Tab. 5**). Během vývoje se zóna strmých gradientů postupně přesouvá proti směru proudu podzemní vody.

Rychleji se prodlužující kanály postupně drénují stále větší a větší množství vody než okolní pomaleji se prodlužující kanály (Terzaghi a Peck, 1948), čímž se povodí rychleji propagujících kanálů zvětšuje na úkor těch pomalejších (Dunne, 1990 a podobné mechanismy ve Schorghofer et al., 2004). Jelikož je objem transportovaného písku přímo úměrný průtoku kanálu, je zde přítomna pozitivní zpětná vazba mezi rychlostí prodlužování kanálu a průtokem v kanálu. Tento mechanismus je podobný vývoji sebeorganizovaného systému v krasovém systému kanálů (e.g. Klimchouk et al., 2000) s tím rozdílem, že krasový systém propaguje ve směru proudění podzemní vody, zatímco podzemní kanály v pískovcích se šíří proti směru proudění. Zvětšování povodí kanálů se v lomu projevovalo tím, že se počáteční systém mnoha malých pramenů postupně přeměnil v malý počet velkých vývěřů. Například v roce 2000 bylo v lomu pozorováno 13 malých pramenů, které se během 1 roku transformovaly v 1 velký a 3 malé prameny.

5.3. Implikace pro přirozené výskyty pískovců

Reliéf mnoha oblastí v severních Čechách, německém Sasku, oblasti Weald na JV Anglie (Williams, 2007) i jiná území je formován pískovci podobných fyzikálních a mineralogických vlastností jako pískovec v lomu Střeleč. U těchto pískovců je známý výrazný pokles pevnosti při zvlhčení pískovce, např. po srážkách. Proto lze u všech těchto pískovců očekávat výrazné wetting weakening.

Aby bylo možné ověřit, zda se procesy, které se při tvorbě reliéfu uplatňují v lomu, se mohly podílet též na formování pískovcového reliéfu na přírodních výchozech pískovce, byly studovány i přirozené výchozy pískovce v okolí lokality Apolena nacházející se 1,7 km od lomu Střeleč. GI pískovec zde utváří až 30 m vysoké skalní věže, pokryté různými typy povrchů (**Obr. 11d**), vzájemně oddělené hlubokými průrvami. Vnější stěny pískovcových věží často představují vertikální puklinové povrchy. Oblastí skalních měst je na území ČR a německého Saska velká řada (Härtel et al., 2007) a morfologií některých forem pískovcového reliéfu jsou velmi podobné formám vytvářeným erozí v lomu Střeleč (**Obr. 11e, f a 13a, b**). Také některé přirozené prameny v okolí Střeleče mají přírodní kanály morfologicky podobné těm v lomu (**Obr. 13c**).

Na lokalitě Apolena se nachází v nedávné době zřícené pískovcové balvany, jejichž odtrhové plochy mají velmi podobné hodnoty DR a REI jako čerstvě odtěžené stěny pískovce v lomu. Naměřená data jasně prokazují, že i tyto pískovcové povrchy jsou erodabilní (**Obr. 14**), což mj. dokládají i erozní stopy po dešťových kapkách. Na jiných místech jsou pak povrchy balvanů či skalních věží chráněny zpevněnými povrchovými krustami, které erozi odolávají (hodnoty TSa 125-153 kPa; **Tab. 8**). Pod těmito krustami je však pískovec bez povrchového zpevnění jsou silně erodabilní a má hodnoty TSa pouhých 8-33 kPa. Hodnoty pevnosti TSa *zpevněných povrchů* na Apoleně a v lomu jsou prakticky totožné. Podobná je též pevnost TSa *erodabilních povrchů* na obou místech (srovnej **Tab. 7 a 8**). Zpevněné povrchy na Apoleně jsou tvořeny 0.5-1 mm mocnou zónou pískovce s póry z velké části vyplněnými jílovými částicemi. Jedná se tak pravděpodobně o stejný typ povrchového zpevnění jaký mají neerodabilní povrchy v lomu a lze tedy zjištění učiněná na základě studia pískovců v lomu aplikovat i na tyto přirozené výchozy.

Erozní procesy studované v lomu Střeleč lze tedy pokládat za podobné procesům, které se pravděpodobně podílely na vzniku skalních měst tvořených z pískovců s jílovitou matrix. Pískovcové útvary Apoleny jsou tvořeny skalními bloky, oddělenými úzkými průrvami, které kopírují směry puklin. Na mnoha místech jsou též zřetelné kapsy vzniklé undercuttingem (**Obr. 13a, b**). Tyto morfologické prvky vznikly pravděpodobně v důsledku působení procesů dešťového ronu, pipingu, případně ztekucení a to v době, kdy povrch pískovce ještě nebyl dostatečně chráněn krustami. Pouze neerodabilní povrchy puklin byly schopné od počátku vzdorovat erozi, což vysvětluje, proč je mnoho pískovcových bloků či věží omezeno právě puklinovými plochami. Pasáže tvořené odolnějším GI pískovcem, nepodléhajícím dešťovému ronu, mohly být dezintegrovány vlivem mrazového zvětrání. Je pravděpodobné, že spíše než činností podzemní vody byly pískovce erodovány odtékající srážkovou vodou zachycenou na povrchu pískovce. Vhodné podmínky pro erozi dešťovým ronem mohly nastat

v glaciálech, kdy byly pískovce nepropustné (kromě mělké přípovrchové vrstvy v teplých měsících) díky > 30 m mocné zóně permafrostu (Žák et al., 2012) nebo při přechodu z glaciálu do interglaciálu.

S nástupem teplejšího klimatu a vznikem lesního pokryvu v období holocénu (Kuneš a Jankovská, 2000) došlo vlivem vegetační transpirace a infiltrace srážkové vody do půd a pískovců ke snížení povrchového odtoku vody, čímž klesla intenzita povrchové eroze. Erodované pískovce byly posléze postupně zpevněny povrchovými krustami a povrch území tak byl zakonzervován do dnešní podoby. Na základě archeologických nálezů a radiouhlíkového a U/Th datování karbonátových sintrů na stropích některých jeskyní v Českém ráji bylo zjištěno, že eroze v pískovcových jeskyních a výklencích ustala před více jak 8000 lety (Cílek, 2007; Bruthans et al., 2012). Taktéž kontinuální sled rašeliny sedimentované na dnech údolí pod úpatím pískovcových výchozů v Adršpachu potvrzuje, že v posledních 7500 letech zde neprobíhala žádná výraznější erozní činnost (Kuneš and Jankovská, 2000). Předpokládaný vývoj eroze, povrchové krusty a následná fosilizace reliéfu tak dobře souhlasí s výsledky datovacích studií.

6. Závěry

Pískovce s kaolinickou matrix byly studovány v lomu Střeleč s cílem popsat charakter a vývoj podzemních kanálů vytvořených v pískovci a objasnit tak podstatu erozních procesů a faktory, které je limitují. Vývoj okolních přírodních forem pískovce byl poté zhodnocen na základě závěrů zjištěných výzkumem v lomu.

Mezi nejdůležitější závěry patří:

- 1) Síť kanálů v lomu vzniká v důsledku sebeorganizace proudění podzemní vody. Na rozdíl od vývoje krasového systému, zde dochází k propagaci kanálů proti směru proudění a mnohem rychlejšímu vývoji než je tomu v krasu. Po několik let byl přítok do lomu tvořen mnoha menšími prameny vyvěrajícími podél četných puklin či drobných kanálů, který se v poměrně krátkém období transformoval do menšího počtu velkokapacitních kanálů s povodím o ploše až 7 km² a objemem největšího kanálu okolo ~10⁴ m³. Po zařícení a tím ucpání kanálů dochází během několika k reorganizaci proudění a vzniku paralelních úseků kanálů se stejnou kapacitou pro průtok vody. Vývoj kanálů v lomu byl iniciován díky umělému zvýšení hydraulického gradientu z ~ 0,5% na >2%. Byl sestaven model propagace kanálů proti směru proudění podzemní vody, jejíž nezbytnou podmínkou je existence lokální zóny strmého hydraulického gradientu (~ 5%), která umožňuje vysokou rychlost proudění v iniciálních kanálech. Zvýšená rychlost proudění vede k erozi a transportu písku a tím zvětšuje kanál a výrazně snižuje tření, což dovoluje snížení hydraulického spádu a další nárůst průtoku na úkor okolí. Tato zóna strmých gradientů se přesouvá proti směru proudění podzemní vody před propagujícími hlavními kanály.
- 2) Stěny kanálů vznikají podél subvertikálních puklin, větší jeskyně jsou často situovány na křížení dvou puklinových systémů. Podzemní toky v hlavních kanálech a jejich přítocích mají stejné rychlosti proudění ~40 cm/s, takže si udržují schopnost erodovat a transportovat zrna písku všech velikostí vyskytujících se v lomu. Hlavní kanály a jejich přítoky se liší ve sklonu dna řečišť. Dokonce i velmi malé přítoky (1-4 ml/s) o rychlosti proudění 10-20 cm/s a gradientu 5-6% dokáží erodovat a transportovat písek. Iniciální kanálky s průtokem nad 1 ml/s a hydraulickým gradientem vyšším než 5% již překračují kritickou hranici potřebnou pro iniciaci pipingu v erodabilním pískovci. Podzemní toky v rychle se vyvíjejících kanálech transportují cca 1 hm. % sedimentu (99% tvoří voda).
- 3) Pro rozlišení povrchů pískovce, které jsou erodabilní pipingem či povrchovým tokem, od pískovců neerodabilních, byla vyvinuta nová metoda založená na měření hloubky návrtu vytvořeného vodním paprskem (REI). Dále byla upravena metoda měření tahové pevnosti povrchu pískovce pro terénní měření za přirozené vlhkosti (T_{Sa}) a plně saturovaného stavu (T_{Ss}), která využívá malé kovové terčíky přilepené na povrch pískovce. Metoda odporového vrtání byla shledána jako vhodná k rychlému stanovení pevnosti v tahu T_{Sa}.

Na základě odlišného vzhledu a rozdílů v erodabilitě a tahové pevnosti lze rozlišit 3 základní typy povrchů pískovce vyskytujících se v lomu. Jsou to: A) Povrchy *erodabilního pískovce* definované jako povrchy s hodnotou REI > 20 mm na základě terénní kalibrace. Detailním mikroskopickým pozorováním, katodoluminiscencí a analýzou FTIR bylo potvrzeno, že neobsahují ani křemenný, ani žádný jiný tmel. Pískovec je držen pohromadě díky kaolinické matrix a kapilárním silám. Tento typ pískovce, je-li zcela ponořen pod vodní hladinu, ztrácí saturaci až 99% pevnosti v tahu, což je pravděpodobně způsobeno oslabením kaolinické matrix v kontaktu s vodou a ztrátou kapilární soudržnosti (T_{Ss} v rozmezí <0.1 a <0.6 kPa). Dle naměřených hodnot SAR (0.1-0.4) není kaolinit disperzivní. B) Povrchy subvertikálních puklinových ploch, které ve většině případů nejsou erodabilní pipingem nebo povrchovým tokem, což dokládají měření REI i přímá pozorování. Pevnost v tahu je podstatně vyšší (T_{Sa} 27-220 kPa) v porovnání s T_{Sa} erodabilního pískovce v podpovrchové zóně. Za plné saturace tyto povrchy oproti erodabilnímu pískovci vykazují mnohem vyšší pevnost v tahu (T_{Ss} do 38 kPa). V detailním pohledu jsou tvořeny několik mm mocnou neerodabilní zónou pískovce, která je pokryta tenkou jílovitou vrstvičkou kaolinitu, což je spolu s těsnějším uspořádáním zrn

pravděpodobným důvodem jejich rezistence. Tyto neerodabilní povrchy jsou zcela jistě staršího data, tj. nevznikly až díky povrchové expozici v důsledku těžby a jsou důležitým činitelem ovlivňujícím formování tvaru pískovcového reliéfu. C) Povrchy zpevněné krustami, které pro svůj vznik potřebují za ideálních podmínek pouhých několik let, se vykytují nejen na většině přírodních výchozů pískovce, ale nacházejí se i v některých částech lomu Střeleč. Vznikají v podmínkách povrchové expozice a na jejich tvorbě se nejspíš podílí i biofilmy. Jsou tvořeny 0.5 – 1 mm tenkou zónou pískovce, jehož póry jsou vyplněny kaolinitem, kromě kterého se zde vyskytují houbová vlákna lišejníků, jenž zřejmě také přispívají ke zpevnění krust. Povrchy zpevněné těmito krustami nejsou erodabilní. V optimálních podmínkách, při intenzivním slunečním osvětlení a dostatečné vlhkosti, se tyto povrchy v lomu vyvinuly během pouhých 6 let a jejich pevnost v tahu je srovnatelná s hodnotami naměřenými na přírodních výchozech pískovce (TS 23-180 kPa).

- 4) Vývoj kanálů je iniciován pipingem erodujícím tenké mezibloky, které jsou tvořeny erodabilním pískovcem a laterálně omezeny sériemi paralelních puklinových ploch. Dochází k tomu při hladině podzemní vody. Maximální rychlost postupu pipingu erodujícím tyto mezibloky je obrovská (ústup stěny i několik cm / minutu). V další fázi dochází k rozšiřování kanálů ve vertikálním směru od hladiny podzemní vody vzhůru, což se děje díky řízení podemletých a oslabených erodabilních mezibloků. Pískovec rozvolněný řícením představuje více než 90% veškerého písku transportovaného kanály odvádějícími erodovaný sediment. Na bočních stěnách podzemních kanálů tvořených puklinovými povrchy nejsou prakticky žádné stopy po erozi. Lze tedy předpokládat, že též údolí a kaňony tzv. skalních měst sledující průběh puklin mohly vzniknout díky fluvialní erozní činnosti, a to i navzdory tomu, že jejich stěny nejeví žádné známky fluvialní eroze. Z fyzikálního modelování s bloky erodabilního pískovce vyplývá, že ke ztekucení pískovce na výronové ploše ve vadózní zóně může dojít jen při existenci strmého hydraulického gradientu (> 70%).
- 5) Na základě terénního průzkumu v lomu Střeleč lze tedy vysvětlit vznik některých pískovcových forem v pískovcích s jílovitou matrix: A) Kaňony a údolí v pískovcích a skalní bloky a věže vznikly zřejmě díky dešťovému ron a pipingu, možná též s přispěním ztekucování sedimentu, a to v době, kdy ještě pískovce nebyly chráněny povrchovými krustami. Takové podmínky mohly existovat v období glaciálu nebo na přelomu glaciálů a interglaciálů. Je pravděpodobné, že nebylo zapotřebí žádného předchozího zvětrávání, vyjma mrazového zvětrávání soudržnějších partií pískovců. Vývoj pískovcového reliéfu mohl proběhnout během velmi krátké doby (jednotlivé formy i v rámci desetiletí či století). B) Povrchové krusty se na výchozech pískovce začaly vytvářet v teplejším klimatu v Holocénu, což vedlo ke snížení erodability pískovců až pod prahovou hodnotu dešťový ron a došlo tak k fosilizování nynějšího reliéfu. Zmíněné období, kdy docházelo k erozi a posléze tvorbě povrchového zpevnění, chronologicky odpovídá výsledkům datovacích studií.

Poděkování

Autoři tímto děkují Michalovi Filippimu, Janu Boháčovi, Davidovi Mašínovi a Karlovi Sosnovi za cenné komentáře, Vláďovi Machovičovi a Jaromíru Leichmanovi za dodatečně provedené analýzy; dále Petrovi Mikušovi, Lukáši Hroncovi, Ivě Kůrkové, Vojtěchu Stejskalovi, Ondřeji Jägerovi a Stanislavu Šlechtovi za pomoc při terénních měřeních v letech 2009 – 2011 a vedení akciové společnosti Sklopísek Střeleč a Danielovi Smutkovi za umožnění terénního průzkumu v lomu. Tento výzkum byl podpořen grantem Univerzity Karlovy (grant GAUK 380511, výzkumný plán MSM0021620855), Grantovou agenturou AV ČR (grant IAA300130806). Řešeno v rámci vědecko-výzkumného projektu Vlastivědného muzea a galerie v České Lípě, Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze a Správy CHKO Český ráj „Kvartérní sedimenty pískovcové krajiny středního Pojizeří a Českolipska“.

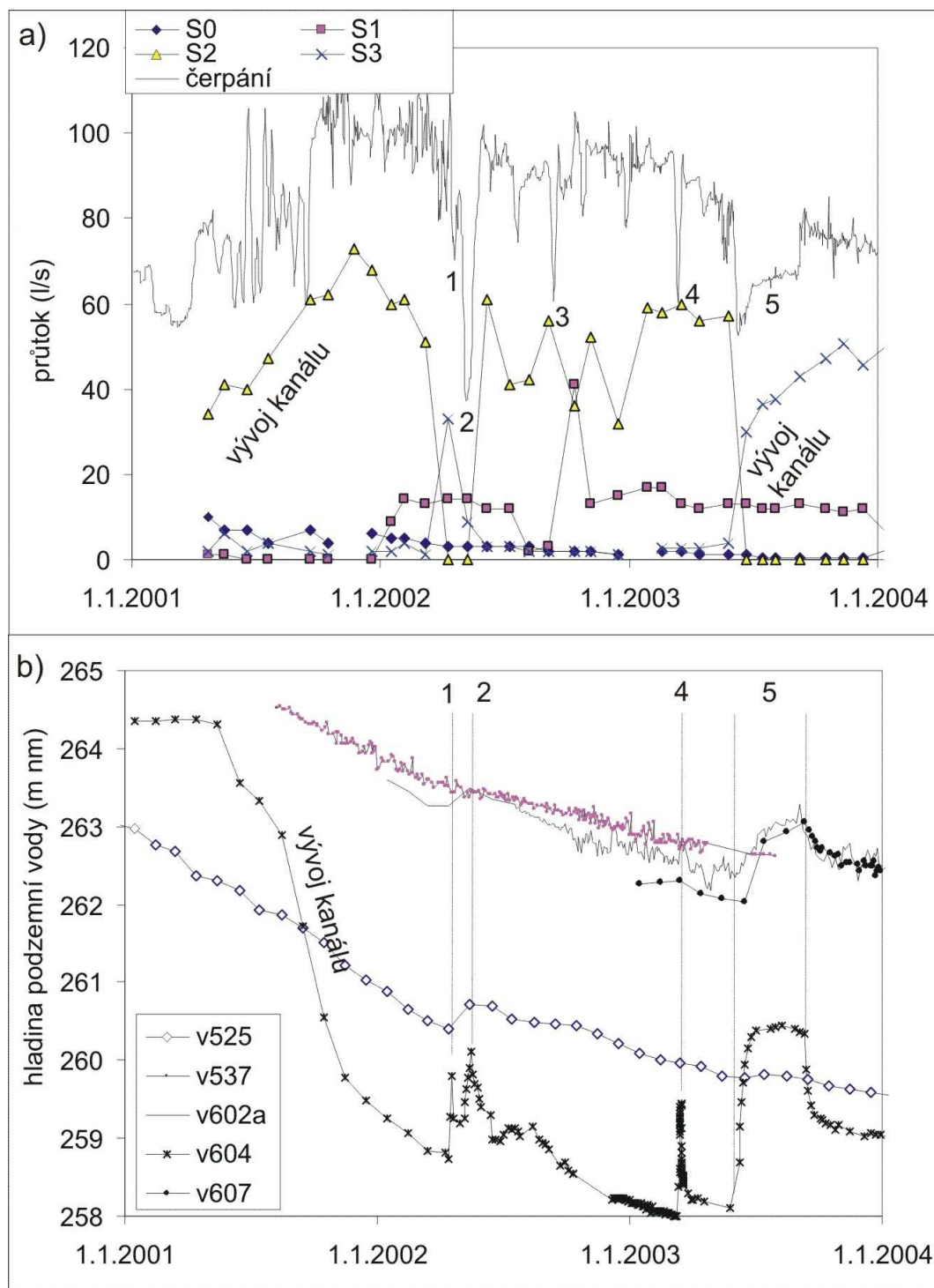
Literatura

- Aberle, J., Nikora, V., Walters, R., 2006. Data interpretation for in situ measurements of cohesive sediment erosion. *Journal of Hydraulic Engineering* 132, 581-588.
- Basu, A., Aydin, A., 2004. A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41, 1211-1214.
- Břízová, M., Herčík, M., Laštovka, J., Václavek, V., 1993. Závěrečná zpráva o hydrogeologickém průzkumu Střeleč - hydrogeologie. GMS a. s. Praha, Geofond No. P098961.
- Bruthans, J., Schweigstilllová, J., Jenč, P., Churáčková, Z., Bezdička P., 2012. 14C and U - series dating of speleothems in the Bohemian Paradise (Czech Republic): Retreat rates of sandstone cave walls and implications for cave origin. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 9, 93-108.
- Budhu, M., Gobin, R., 1996. Slope instability from ground-water seepage. *Journal of Hydraulic Engineering* 122, 415-417.
- Chu-Agor, M.L., Fox, G.A., Cancienne, R., Wilson, G.V., 2008. Seepage caused tension failures and erosion undercutting of hillslopes. *Journal of Hydrology* 359, 247-259.

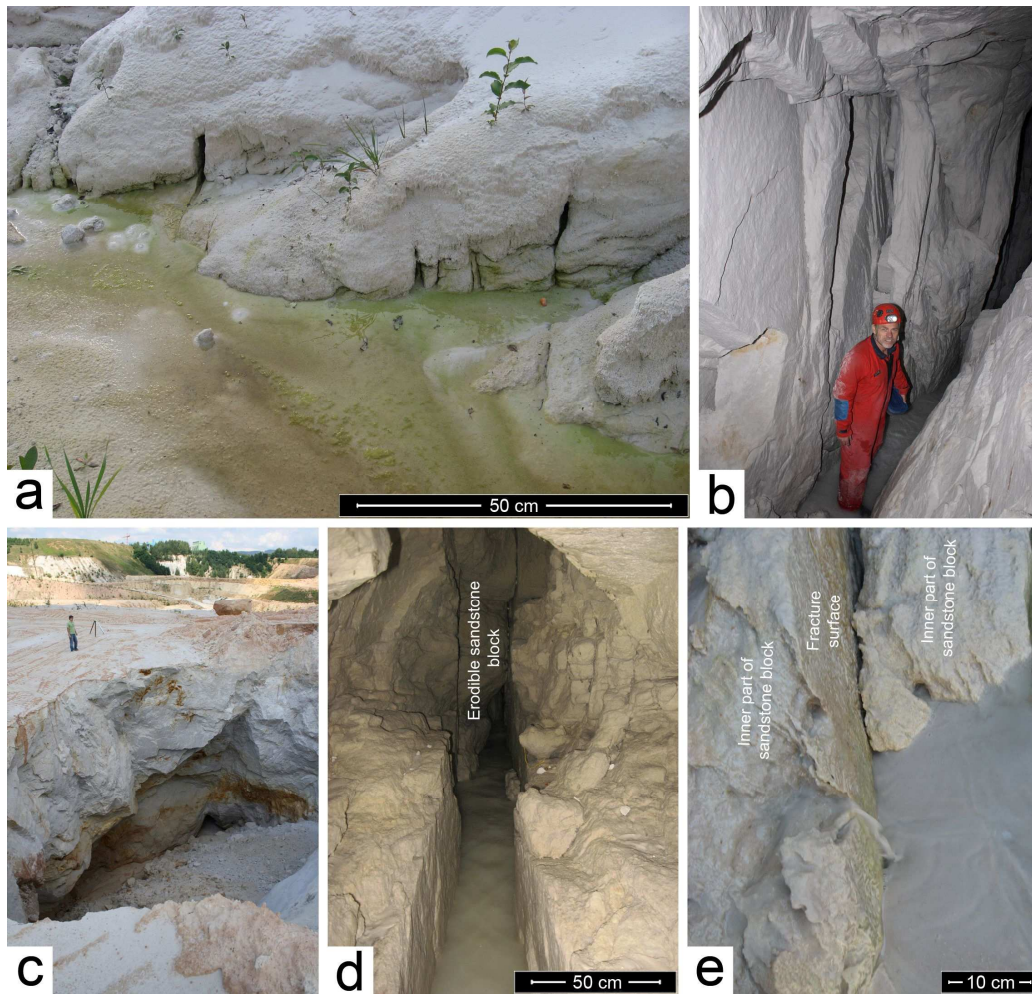
- Chu-Agor, M.L., Fox, G.A., Wilson, G.V., 2009. Empirical sediment transport function predicting seepage erosion undercutting for cohesive bank failure prediction. *Journal of Hydrology* 377, 155-164.
- Cílek, V., 2007. Climate, microclimate and paleoclimate of sandstone areas of Central and Northern Bohemia (Czech Republic). In: Härtel, H., Cílek, V., Herben, T., Jackson, A., Williams, R. (Eds.), *Sandstone Landscapes*. Academia, Praha, pp. 97-103.
- Conca, J. L., Rossman, G.R., 1982. Case Hardening of Sandstone. *Geology* 10, 520-523.
- Cnudde, V., Silversmit, G., Boone, M., Dewanckele, J., De Samber, B., Schoonjans, T., Van Loo, D., De Witte, Y., Elburg, M., Vincze, L., Van Hoorebeke, L., Jacobs, P., 2009. Multi-disciplinary characterisation of a sandstone surface crust. *Science of the Total Environment* 407, 5417-5427.
- Dietrich, W. E., 1982. Settling Velocity of Natural Particles. *Water Resources Research* 18, 1615-1626.
- Domenico, P.A., Schwartz F. W., 1997. *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons, New York.
- Dunne, T., 1990. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C. G., Coates, D.R. (Eds.), *Groundwater Geomorphology, the Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and landforms*. Geological Society of America, Special Paper 252, 1-28.
- Faulkner, H., Wilson, B.R., Solman, K., Alexander R., 2001. Comparison of three cation extraction methods and their use in determination of sodium adsorption ratios of some sodic soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 32, 1765-1777.
- Field, M., 2002. The QTRACER2 Program for Tracer Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other Hydrologic Systems. – U.S. Environmental protection agency hypertext multimedia publication in the Internet at <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=54930>.
- Fox, G.A., Wilson, G.V., Periketi, R.K., Cullum, R.F., 2006. Sediment transport model for seepage erosion of streambank sediment. *Journal of Hydrologic Engineering* 11, 603-611.
- Fratesi, S. E., Lynch, F. L., Kirkland, B. L., Brown L. R., 2004. Effects of SEM preparation techniques on the appearance of bacteria and biofilms in the Carter Sandstone. *Journal of Sedimentary Research* 74, 858-867.
- Goudie, A.S., 2006. The Schmidt hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30, 703-718.
- Hanson, G. J., Cook, K. R., 2004. Apparatus, test procedures and analytical methods to measure soil erodibility in situ. *Applied Engineering in Agriculture* 20, 455-462.
- Hanson, G. J., Hunt, S.L., 2007. Lesson learned using laboratory JET method to measure soil erodibility of compacted soils. *Applied Engineering in Agriculture* 23, 305-312.
- Hanson, G. J., Temple, D. M., Hunt, S. L., Tejral, R. D., 2011. Development and characterization of soil material parameters for embankment breach. *Applied Engineering in Agriculture* 27, 587-595.
- Härtel, H., Cílek, V., Jackson, A., Williams, R. (Eds.), 2007. *Sandstone Landscapes*. Academia, Praha.
- Hauser, M., Čtyrký, V., Krutský, N., Macková, E., Bylová, I., 1965. *Střeleč. Surovina: sklářské a slévárenské písky*. Geindustria, Praha, Geofond č. FZ004733.
- Hiscock, K.M., 2005. *Hydrogeology: Principles and Practise*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Hooke, J. (2003): Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- Howard, A.D., Kochel, R.C., 1988. Introduction to Cuesta Landforms and Sapping Processes on the Colorado Plateau. In Howard, A.D., Kochel, R.C., Holt, H.E. (Eds.), *Sapping features of the Colorado Plateau*. NASA, Washington, pp 6-56.
- Howard, A.D., McLane, C.F., 1988. Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research* 24, 1659-1674.
- IAEA/WMO, 2011. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>
- Klein, V., Tajovský, P., 1990. Zpráva o výsledcích prací na ložisku Střeleč s výpočtem prognózních zásob sklářské a slévárenské suroviny. Ústřední Ústav Geologický, Praha, Geofond č. P056953.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W., (Eds.), 2000. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama.
- Kořalka, S., Procházka, M., 2002. Závěrečná zpráva o karotážním měření ve vrtech v lomu Střeleč. Aquatest a.s., Praha, Geofond č. P105257.
- Kuneš, P., Jankovská, V., 2000. Outline of Late Glacial and Holocene Vegetation in a Landscape with strong geomorphologic gradients. *Geolines* 11, 112-114.
- Lamb, M.P., Howard, A.D., Johnson, J.R., Whipple, K.X., Dietrich, W.E., Perron, J.T., 2006. Can springs cut canyon into rock? *Journal of Geophysical Research* 111, 1-18.
- Laity, J.E., Malin, M.C., 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin* 96, 203-217.
- Lin, M.L., Jeng, F.S., Tsai, L.S., Huang T.H., 2005. Wetting weakening of tertiary sandstones-microscopic mechanism. *Environmental Geology* 48, 265-275.

- Lobkovsky, A.E., Jensen, B., Kudrolli, A., Rothman, D.H., 2004. Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow. *Journal of Geophysical Research-Earth* 109, F04010.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1996. Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on mathematical models in isotope hydrology*. International Atomic Energy Agency, Wien, 9-59.
- Nadrchal, J., Smutek, D., 2007. Střeleč - lom, Královeshradecký kraj. Monitorování režimu podzemních a povrchových vod. Vyhodnocení prací za rok 2006. *Vodní zdroje Chrudim, Chrudim, Geofond č. P119010*.
- Nadrchal, J., Smutek, D., 2008. Střeleč - lom, Královeshradecký kraj. Monitorování režimu podzemních vod a jakosti podzemních, povrchových a důlních vod v roce 2007. *Vodní zdroje Chrudim, Chrudim, Geofond č. P122689*.
- Nedomlel, A., Zelinková, Z., Hrzina, P., Mlejnek, M., Břízová, M., Tesař, M., Štrouf, R., Kočí, I., 1991. Střeleč V, Surovina: sklářské a slévárenské písky. *Geindustria, Praha, Geofond č. P054667*.
- Pamplona, M., Kocher, M., Snelhage, R., Aires-Barros, L., 2007. Drilling resistance: overview and outlook. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 158, 665–676.
- Schorghofer, N., Jensen, B., Kudrolli, A., Rothman D. H., 2004. Spontaneous channelization in permeable ground: theory, experiment, and observation. *Journal of fluid mechanics* 503, 357-374.
- Sherard, J.L., Decker, R.S., (Eds.), 1977. Dispersive clays, related piping and erosion in geotechnical projects. *Am. Soc. Test. Mater. Spec. Publ.* 623.
- Smutek, D., 2003. Střeleč - lom, Královeshradecký kraj, režim podzemních a povrchových vod, vyhodnocení monitorování za rok 2002. *Vodní zdroje Chrudim, Chrudim, Geofond č. P105257*.
- Svatoš, J., 2000. Zjišťování vybraných fyzikálně-mechanických a technologických parametrů horninového masívu v lomu Střeleč. *Stavební geologie - GEOTECHNIKA a.s., Praha, Geofond č. P100071*.
- Terzaghi, K., Peck, R.B., 1948. *Soil mechanics in engineering practise*. John Wiley and Sons. New York.
- TZUS, 2011. <http://www.tzus.cz/content/pristroj-pro-zkousky-slozek-zdiva-typ-pzz-01> (8.9.2011).
- Uličný, D., 2001. Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology* 48, 599-628.
- Williams, R., 2007. Visitor damage at sandstone outcrops in Southeast England. In: Härtel, H., Cílek, V., Herben, T., Jackson, A., Williams, R. (Eds.), *Sandstone Landscapes*. Academia, Praha, pp 307-314.
- Wray, R. A. L., 2009. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. *Geomorphology* 110, 203-211.
- Žák, K., Richter, D. K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A., Scholz, D. 2012. Cryogenic cave carbonate - A new tool for estimation of the Last Glacial permafrost depth of the Central Europe. *Climate of the Past Discussions* 8, 2145-2185.

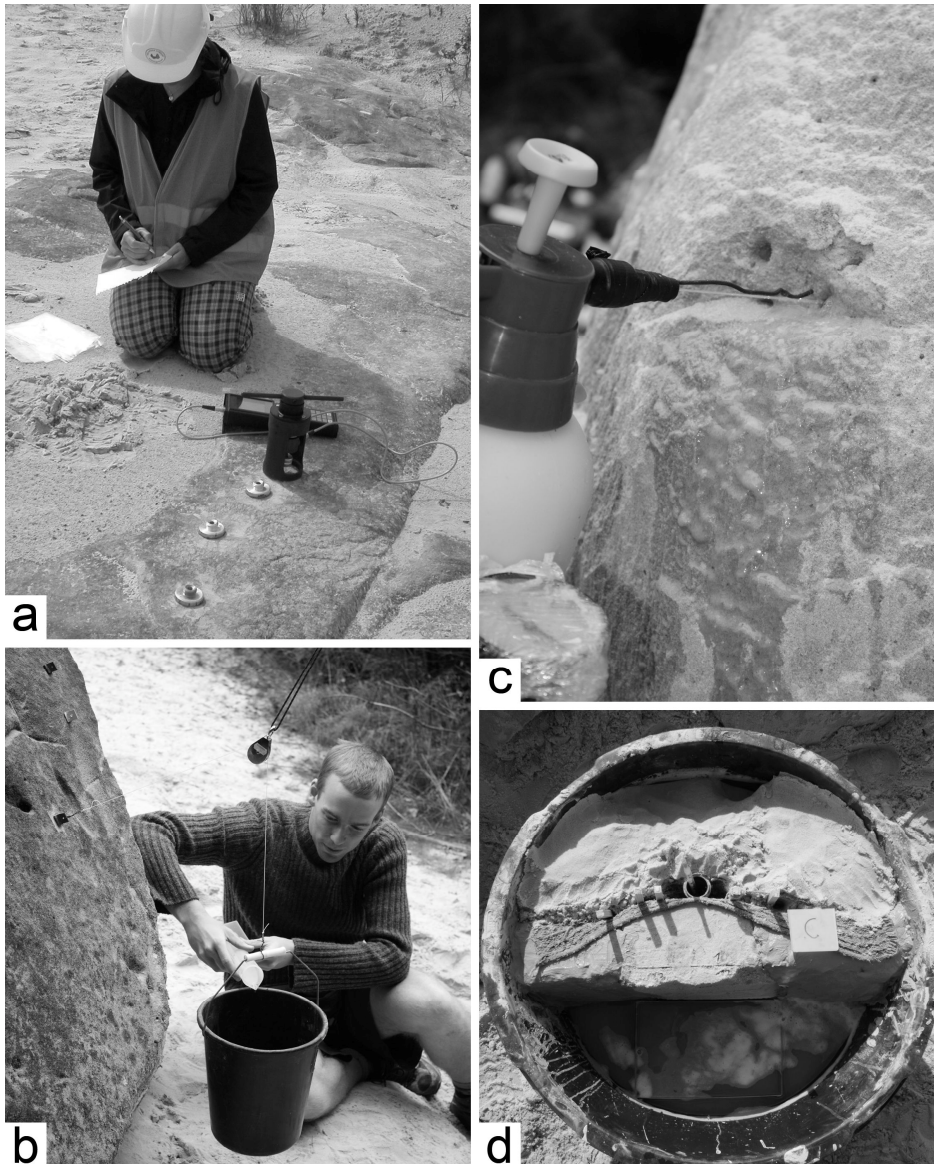
Popisky obrázků:



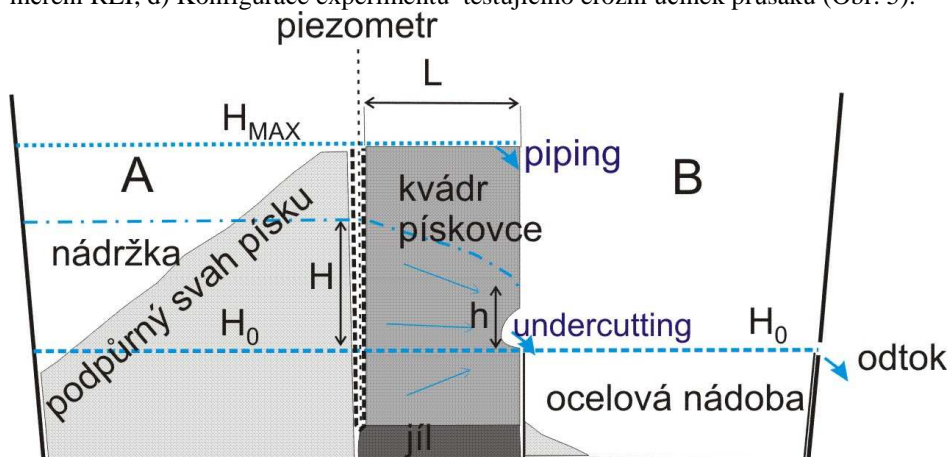
Obr. 2. Průtok pramenů, celkový přítok do lomové jámy a změny úrovně hladiny podzemní vody v okolí lomu. Získaná data pochází ze studií Smutka, 2003 a Nadrchala a Smutka, 2007; 2008). Čerpané množství bylo vyhlazeno 7 denním klouzavým průměrem. Čísla odpovídají pořadí větších závalů v kanálech (viz Tab. 4).



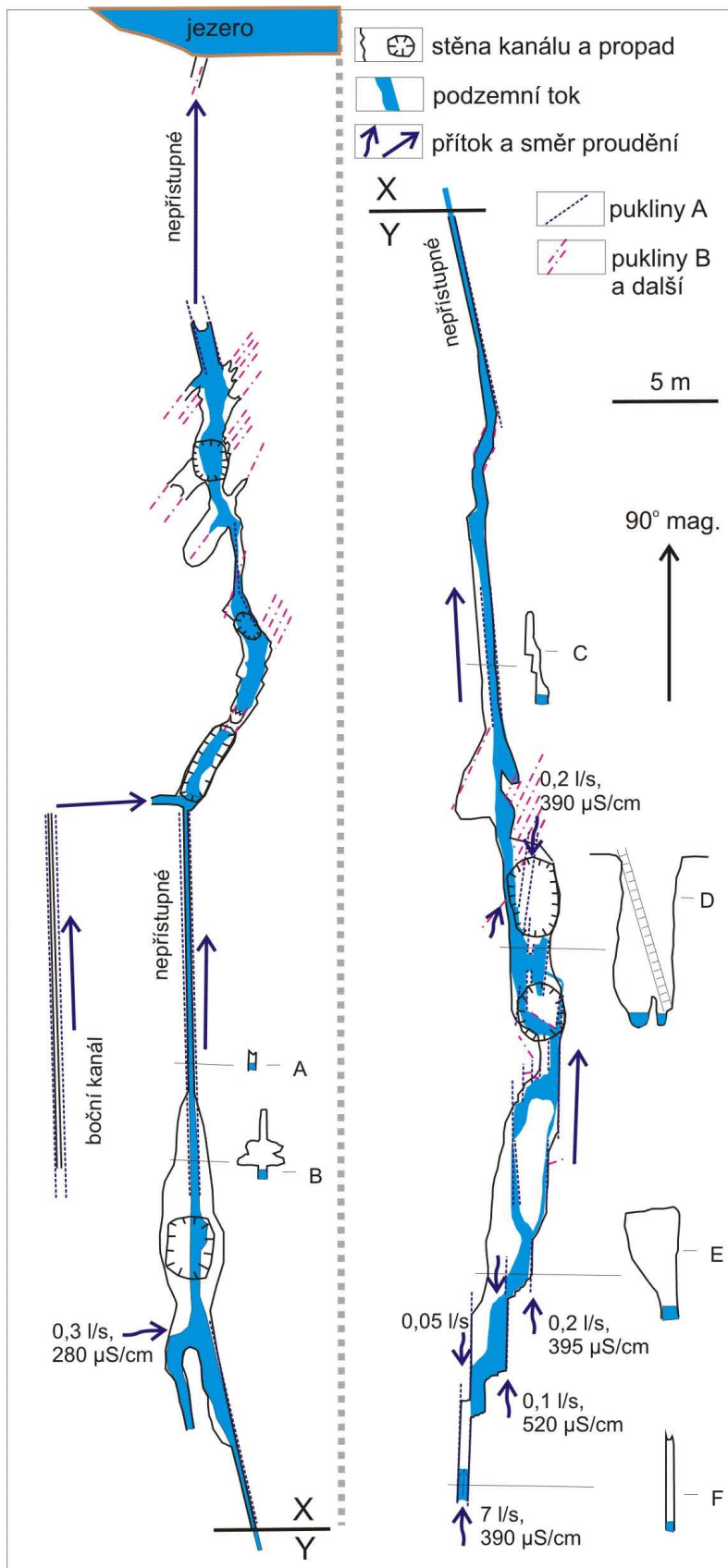
Obr. 3. a) Iničiální kanály vzniklé podél subvertikálních puklinových ploch v severní části lomu (v roce 2009); b) Kanál S5 v roce 2009 v blízkosti profilu E (Obr. 6). Ke zvětšování prostor dochází převážně ve vertikálním směru podél paralelních subvertikálních puklinových ploch. Foto: M. Filippi; c) Propad (C11) kanálu S2 po vydatných deštích v červenci 2011; d) Kanál S5 v roce 2009 v blízkosti profilu B (Obr. 6). Proudění podzemní vody neeroduje povrch puklin v dolní části obrázku. Prostor mezi puklinami byl původně vyplněn erodabilním pískovcovým meziblokem, nyní již zcela denudovaným; e) Vnitřní části pískovcového bloku jsou mnohem náchylnější k erozi prouděním vody než povrch puklin.



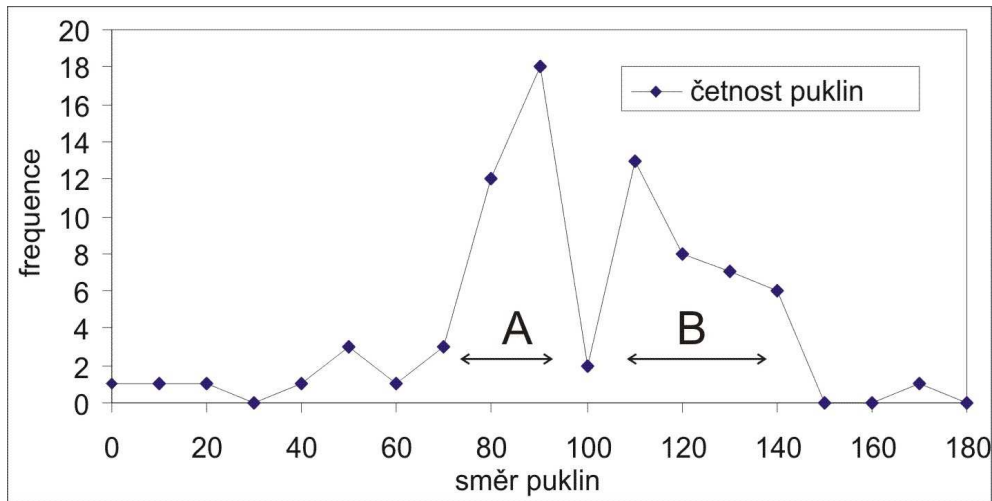
Obr. 4. a) Měření pevnosti v tahu zpevněného povrchu pískovce v blízkosti čerpací stanice. Maximální stáří povrchu a povrchové krusty je 6 let; b) Měření pevnosti v tahu zpevněného povrchu pískovce na Apoleně; c) měření REI; d) Konfigurace experimentu testujícího erozní účinek průsaku (Obr. 5).



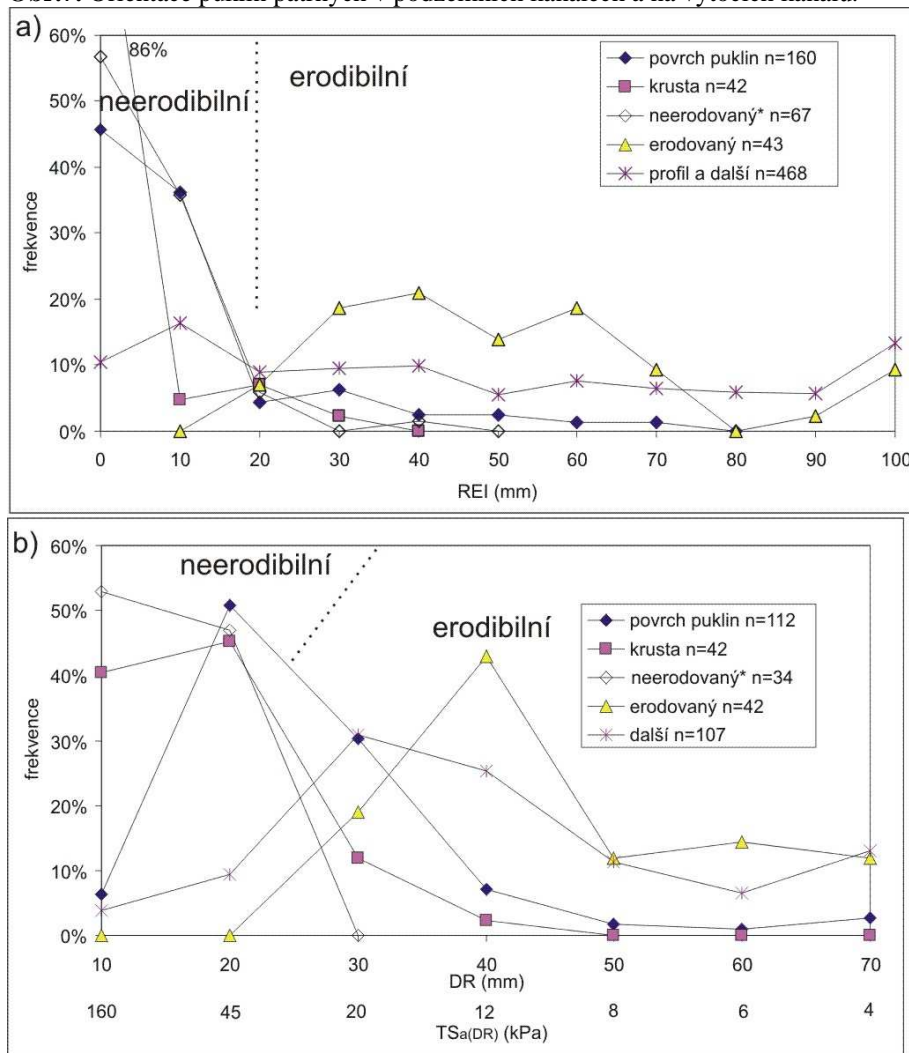
Obr. 5. Konfigurace experimentu testujícího kritický hydraulický gradient potřebný ke ztekucení (fluidizaci) pískovcového bločku (inspirováno experimentální studií Chu-Agor et al., 2008). Výška úrovně vodní hladiny H byla měřena piezometrem v silně propustném prostředí vytvořeném na návodní straně pískovcového bloku. Ocelová nádoba byla umístěna tak aby podpírala výronovou stranu pískovcového bloku a také aby zabránila sedimentování písku u paty bločku. L se pohybovalo v rozmezí 10 – 16 cm (h je výška výronové strany).



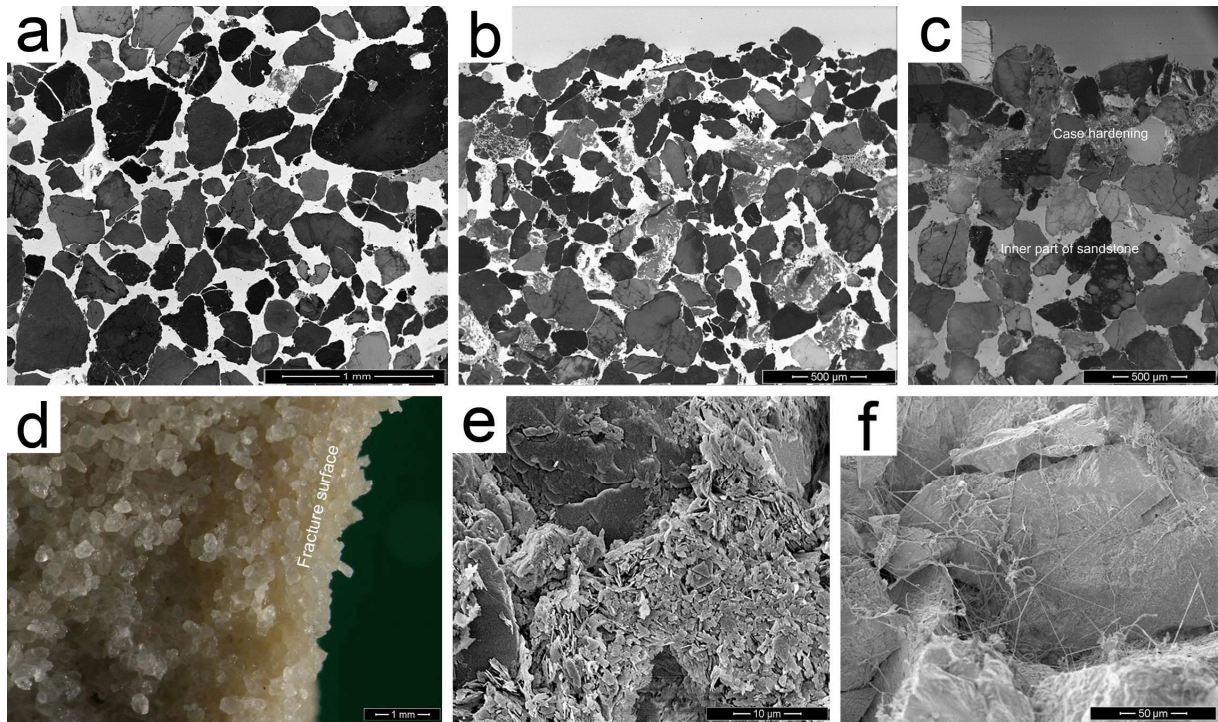
Obr. 6. Mapa a vertikální řezy 130 m dlouhé spodní části kanálu S5 vytvořené na základě mapování, které probíhalo od září 2009 do října 2011. Nepřístupné úseky byly zmapovány po odtěžení stropu kanálu. Průtok a konduktivita toku byly měřeny v září 2010.



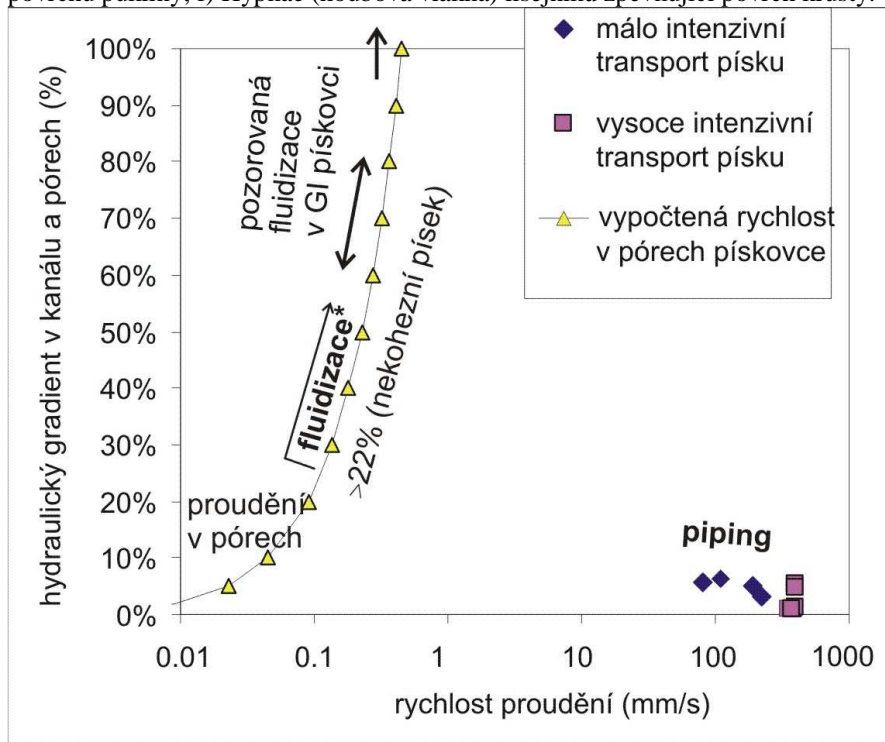
Obr. 7. Orientace puklin patrných v podzemních kanálech a na výtocích kanálů.



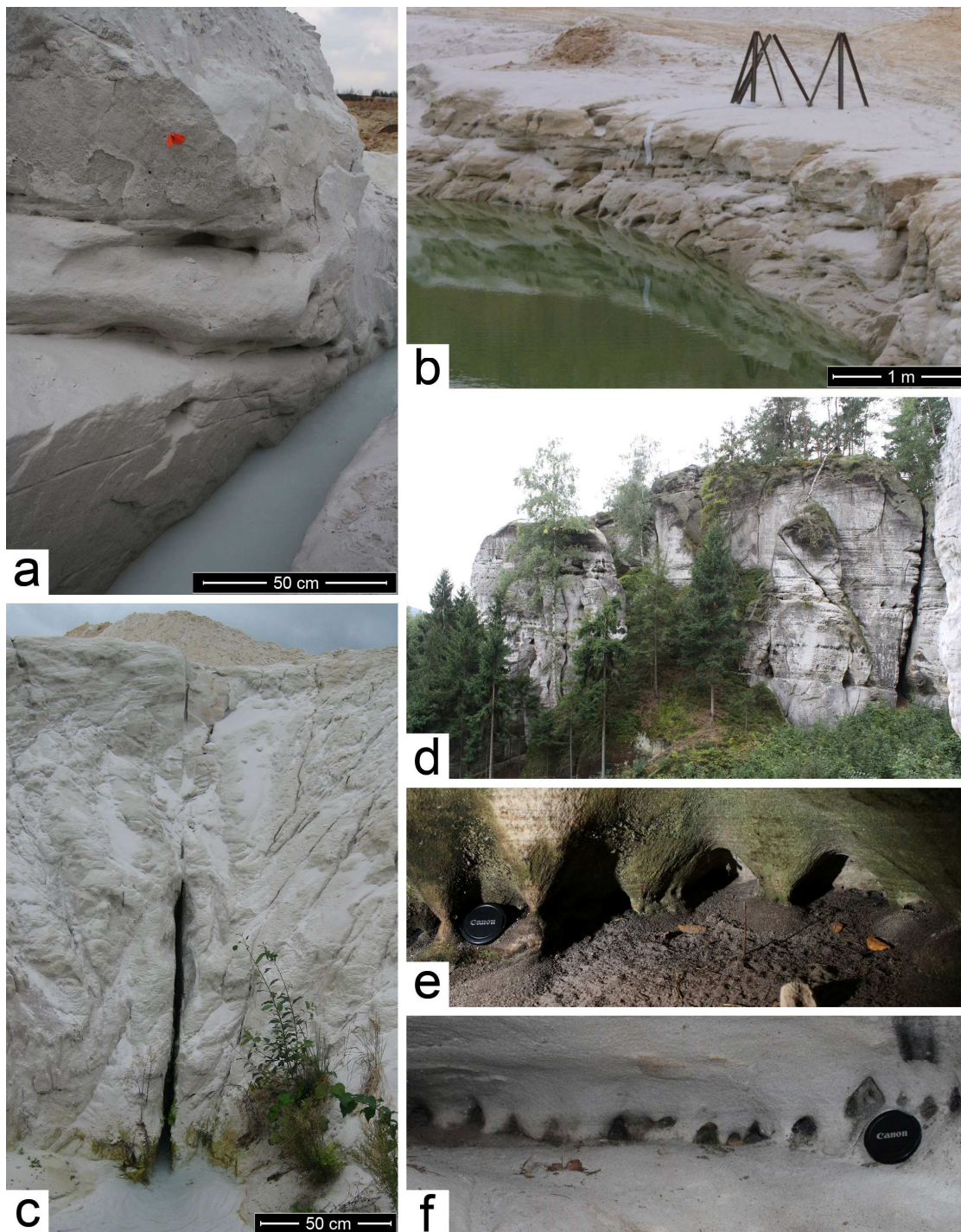
Obr. 8. a) Histogram hodnot REI; b) Histogram hodnot DR, zaokrouhлено na desítky. Kategorie REI 100 a DR 70 mm obsahují také hodnoty přesahující REI 100 mm a DR 70 mm. Pevnost v tahu $TSa_{(DR)}$ je vypočítána z hodnot DR. Neerodované * je podmnožinou “puklinové povrchy”, n – počet měření.



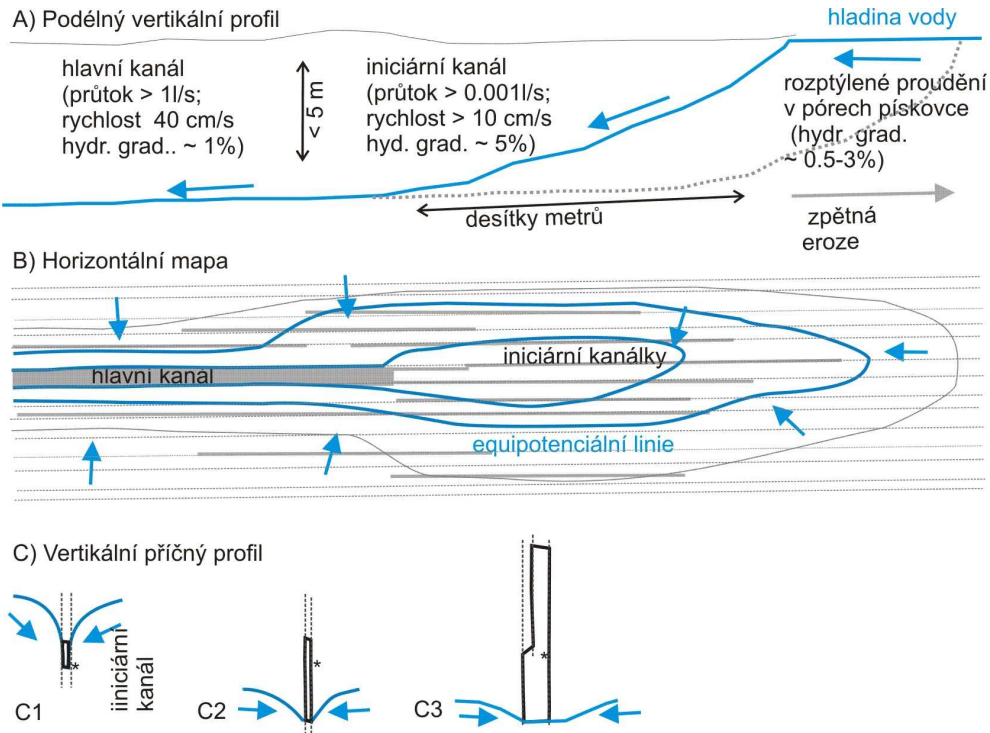
Obr. 9. a) Leštěný nábrus řezu erodabilním pískovcem; b) Leštěný nábrus řezu povrchu pukliny; c) Leštěný nábrus řezu krustou (Obr. 4a); d) Řez puklinovou plochou z kanálu S5; e) Částice kaolinitu vyplňující póry povrchu pukliny; f) Hyphae (houbová vlákna) lišejníků zpevňující povrch krusty.



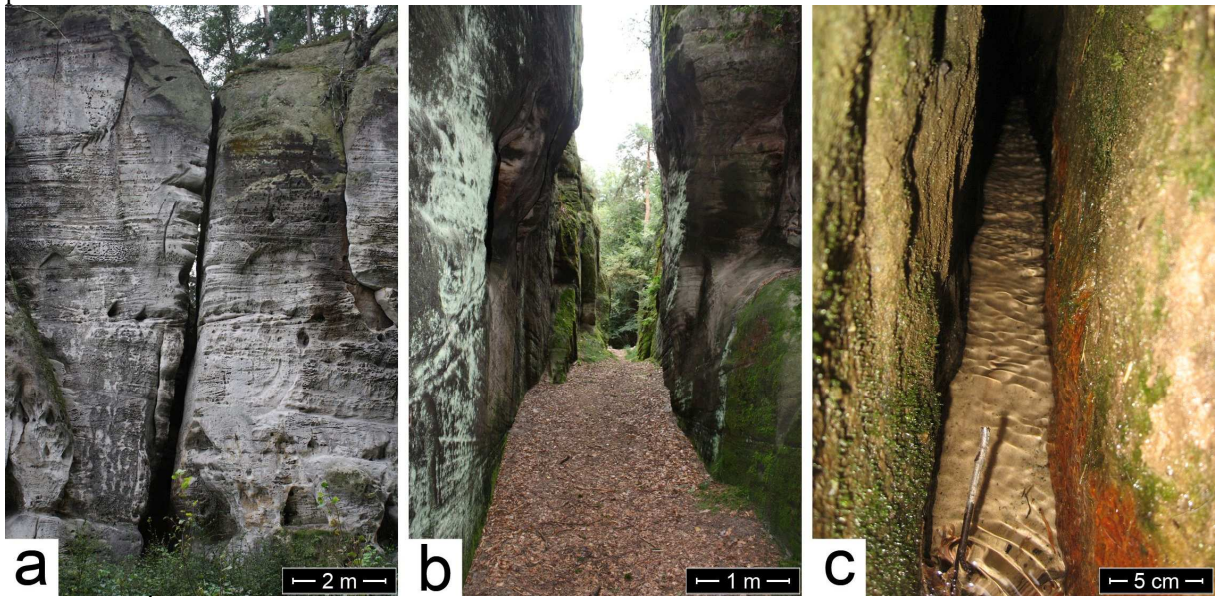
Obr. 10. Porovnání změřené rychlosti proudění v kanálech a vypočtené rychlosti proudění v pórech pískovce jakožto funkce gradientu dna kanálu nebo hydraulického gradientu. Zatímco pro piping je charakteristická vysoká rychlost proudění a nízký hydraulický gradient (volný koncentrovaný tok v kanálu), pro ztekucení (fluidizaci) je nutný strmý hydraulický gradient a velmi nízká rychlost proudění (díky obrovskému tření v miniaturních pórech); *teoretické rozpětí, ve kterém může docházet ke ztekucení nekohezního písku.



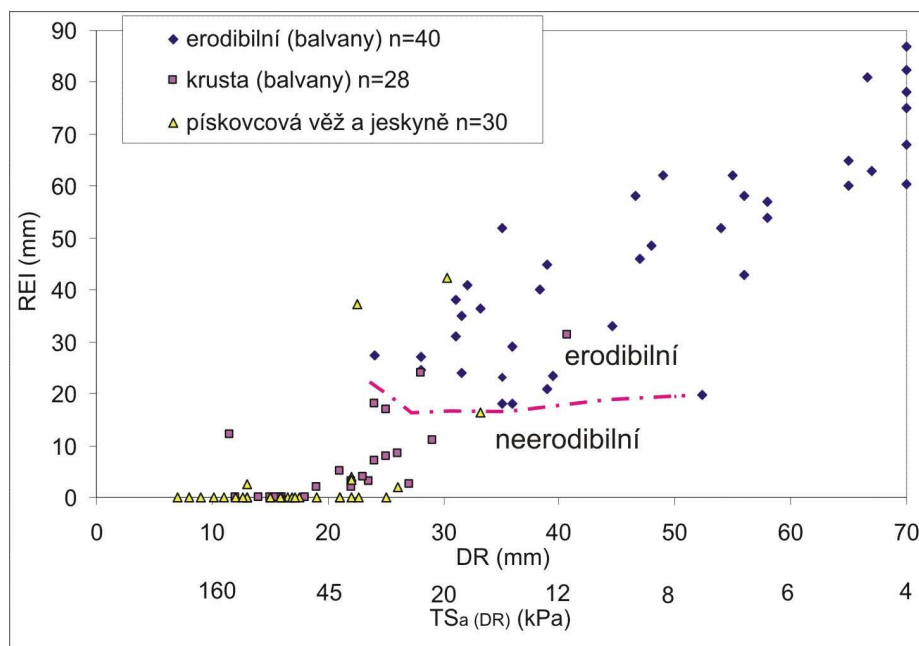
Obr. 11. a) Kapsy (undercuts) vyvinuté v boční stěně kanálu S4 (rok 2011); b) Kapsy (undercuts) vyvinuté v březích jezírka (mladší než 6 let) se nápadně podobají těm, které se vyvinuly na přírodních výchozech pískovců; c) PramenS4 v roce 2009. Po několik let se velikost otvoru téměř nezměnila; d) pískovcové stěny a výklenky na lokalitě Apolena; e) a f) kapsy v pískovcích na Apoleně.



Obr. 12. Konceptní model znázorňující propagaci kanálů. A) Vývoj kanálu ve vertikálním podélném řezu; B) Plánek znázorňující propagaci čela kanálů proti směru proudění podzemní vody. Pro jednoduchost jsou znázorněny pouze pukliny A; C) Vývoj kanálu v příčném profilu. Hvězdička znázorňuje původní pozici protokanálu.



Obr. 13. a) Úzká štěrbina v oblasti Apolena, b) Průrva na Apoleně bočně omezená subvertikálními puklinovými povrchy; c) Výtok přírodního pramene poblíž jezera Věžák, 5 km západně od lomu.



Obř. 14. Měření REI a DR na přírodních výchozech pískovce lokality Apolena. Pevnost v tahu $TS_{a(DR)}$ byla vypočtena z naměřených hodnot DR.

Popisky tabulek:

parametr	průměr	max	min	n	poz n.
hustota (kg/m ³)	2030	2200	1780	88	L
porozita (%) [*]	22	30	12	275	B
obsah jílu (%) ^{**}	1.4	5.8	0.1	275	B
hydraulická vodivost (m/s)	5E-05	1E-03	1E-05	6	P
Zkouška v prostém tlaku (MPa) ^{***}	14.1	33	0.1	145	L
Brazilská zkouška (MPa) ^{***}	0.28	0.57	0.03	16	L

Tab. 1. Geomechanické a hydraulické vlastnosti GI pískovce. B karotážní měření na vrtech; L měření na laboratorních vzorcích (vzorky z jádra); P čerpací zkoušky; n počet vzorků nebo měření; * data získaná z neutronové karotáže, ** data získaná z gamma karotáže; *** zóny pískovce, ze kterých bylo možné odebrat vzorky. Data byla získána ze studií from Hauser et al. (1965), Kořalka and Procházka (2002) and Nadrchal and Smutek (2007).

velikost zrn a obsah	%
<0,1 mm	6.7
0,1-0,3 mm	55.3
0.3-0.6 mm	33.1
0.6-1 mm	3.3
>1 mm	1.7
SiO ₂	95-99
Al ₂ O ₃	0.5-3.4
Fe ₂ O ₃	0.05-1.1
živec a slída	< 1

Tab. 2. Průměrné zastoupení jednotlivých frakcí zrn; chemické a mineralogické složení pískovce.

	CFC-12 (pmol/l)	CFC-11 (pmol/l)	CFC-113 (pmol/l)	SF ₆ (fmol/l)	³ H (TU)	konduktivita	sírany (mg/l)	průtok (l/s)	plocha povodí (km ²)
S4					1,0	295	23	16	3,2
S5	6,4±0,4	6,3±0,7	0,28±0,05	1,2±0,2	11,3	419	65	11	2,2
S6	2,4±0,2	3,2±0,4	0,17±0,05	0,5±0,1	3,9	388		1,2	0,2
Žehrovka					5,7	707			

Tab. 3. Koncentrace přirozených stopovačů a další parametry pramenů v lomu a toku Žehrovky.

kolaps č.	den kolapsu	trvání (dny)	průměrné snížení čerpaného množství vody z lomu %	objem vody zadržené při kolapsu (tisíce m ³)	hladina vody na vrtu 604 před kolapsem (m nm)	nárůst hladiny vody ve vrtu 604 (m)
1	17.4.2002	1	54%	8	258,7	1,1
2	2.5.2002	16	48%	59	259,2	0,9
3	11.9.2002	4	44%	17	258,8	< 0,1
4	12.3.2003	5	41%	19	258	0,7
5	6.6.2003	97	25%	178	258,1	2,3
6	10.5.2006	9	40%	25	258,8	0,55

Tab. 4. Kolapsy stropu kanálu S2, snížení čerpaného množství v lomu a odezva hladiny podzemní vody ve vrtu 604.

stopovací zkouška č.	kanál	vzdálenost (m)	rychlost proudění -vt (cm/sec)	gradient v kanálu (%)	průtok (l/s)	transport sedimentu
1	S5	61	35	1,1%	6	intenzivní
2	S5	31	39	0,8%	6	intenzivní
3	S5	19,7	40	1,4%	6	intenzivní
4	S5	14	40	?	5	intenzivní
5	S5	14	40	?	5	intenzivní
6	S4	14	32	?	16	minoritní
7	S5	34	38	1,1%	8	intenzivní
8	S5 přítok	18	40	5,5%	0,6	intenzivní
9	S5 přítok	18	40	4,7%	0,6	intenzivní
10	Kanálek	9,2	22	3,2%	0,14	minoritní
11	Kanálek 1	0,4	11	6,3%	0,0043	minoritní
12	Kanálek 2	0,4	19	5,0%	0,0029	minoritní
13	Kanálek 3	0,4	8	5,8%	0,0012	minoritní

Tab. 5. Maximální rychlost proudění v hlavních i přítokových kanálech a dalším koncentrovaném proudění vycházející ze stopovacích zkoušek; sklon kanálu a jejich průtok.

	povrch pukliny	pod krustou
průměr	2	32
min	0	17
max	4	54

Tab. 6. Na povrchu jedné pukliny bylo nejprve provedeno patnáct měření REI, poté byla povrchová zóna pískovce opatrně odstraněna a měření byla zopakována na stejných místech v podpovrchové zóně vnitřního pískovce. V průměru byly hodnoty naměřené několik cm pod povrchem 16 x vyšší v porovnání s hodnotami REI pro povrchovou vrstvičku.

parametr	typ povrchu	test č.	povrchová pevnost v tahu (kPa)	REI (mm)	DR (mm)	Schmidt_N (R)
TSs	erod. písk.	S10sat	0,1	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S17sat	0,2	n.d	n.d	n.d

TSs	erod. písk.	S15sat	0,3	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S12sat	0,5	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S18sat	0,5	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S16sat	0,6	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S10sat2	<0,1	n.d	n.d	n.d
TSs	erod. písk.	S11sat	<0,1	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S22sat	0,9	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S19sat	1,3	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S21sat	1,9	n.d	n.d	n.d
TSa	pukl. plocha	S20sat	4,8	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S39sat	8,3	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S44sat	9	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S41sat	11	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S43sat	14	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S42sat	15	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S40sat	17	n.d	n.d	n.d
TSs	pukl. plocha	S38sat	38	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S04	2,2	96	>70	<10
TSa	erod. písk.	S05	2,8	94	>70	<12
TSa	erod. písk.	S12a	3,0	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S11a	4,5	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S02	5,8	117	55	<10
TSa	erod. písk.	S06	6,0	83	>70	<12
TSa	erod. písk.	S14a	6,0	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S03	6,1	104	44	<10
TSa	erod. písk.	S01	6,4	107	>70	<10
TSa	erod. písk.	S26	6	72	>70	
TSa	erod. písk.	S11b	6,9	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S14b	6,9	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S10b	8,5	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S09	9,2	85	51.5	<10
TSa	erod. písk.	S13b	12	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S12b	13	n.d	n.d	n.d
TSa	erod. písk.	S07	14	42	30	<12
TSa	pukl. plocha	S25	27	6	27	n.d
TSa	pukl. plocha	S31	43	5	20	20
TSa	pukl. plocha	S36	48	9	25	n. d.
TSa	pukl. plocha	S34	48	2,5	17	18
TSa	pukl. plocha	S27	50	16	21	n.d
TSa	pukl. plocha	S35	62	3	15	n. d.
TSa	pukl. plocha	S33	64	1	15	17
TSa	pukl. plocha	Sv06	69	n.d	n.d	n.d
TSa	pukl. plocha	S28	85	0	11	n.d
TSa	pukl. plocha	S32	100	2,5	14	19
TSa	pukl. plocha	S30	216	0	11	22
TSa	pukl. plocha	S37	>40	4	20	n. d.
TSa	pukl. plocha	S29	>65	0	11	22
TSa	krusta	Sv09	64	n.d	n.d	n.d
TSa	krusta	Sv08	75	n.d	n.d	n.d
TSa	krusta	Sv10	84	n.d	n.d	n.d
TSa	krusta	Sv13	91	0	10	35
TSa	krusta	Sv12	118	0	10	35
TSa	krusta	Sv11	183	0	10	35

Tab. 7. Pevnost v tahu povrchů a další parametry měřené na výchozech GI pískovce v lomu Střeleč.

parametr	typ povrchu	test č.	povrchová pevnost v tahu (kPa)	REI (mm)	DR (mm)	Schmidt _N (R)
TSa	erod. sandst.	A03	7	29	35	17
TSa	erod. sandst.	A04	8	35	33	13
TSa	erod. sandst.	A01	9	27	33	16
TSa	erod. sandst.	A02	33	30	35	17
TSa	pukl. povrch	A13	>124	0	n.d	n.d
TSa	pukl. povrch	A14	>60	0	10	31
TSa	pukl. povrch	A15	>80	0	10	31
TSa	krusta	A16	23	n.d	n.d	n.d
TSa	krusta	A10	31	4	21	30
TSa	krusta	A09	44	3	19	30
TSa	krusta	A15	45	n.d	n.d	n.d
TSa	krusta	A05	65	0	23	22
TSa	krusta	A06	125	0	21	27
TSa	krusta	A08	137	0	19	21
TSa	krusta	A07	>153	0	18	21

Tab. 8. Pevnost v tahu povrchů a další parametry měřené na přírodních výchozech GI pískovce na Apoleně.

blok č.	šířka bloku L (cm)	kritický gradient =H/L(%)	doba testu (hodin)	maximální hloubka zářezu vyhloubeného přetékající vodou (cm)	čas po kompletní rozpad bloku po zaplavení strany B (hodin)
A	14	60-80%	0,5*	8	netestováno
B	15	> 120%	1,2	2	netestováno
C	13	> 140%	5	netestováno	0,5
D	12	> 150%	5	18	< 8
E	12	> 80%	3	netestováno	2
F	10	> 120%	4	1	0,5
G	14	< 100%**	13	netestováno	4
H	15	70%	364	netestováno	3

Tab. 9. Výsledky pokusů s průsakem na bločích erodabilního pískovce (Obr. 5). Doba zkoušky je čas od počátku zvyšování gradientu z hodnoty 0% do konce experimentu, *částečně saturovaný před pokusem; ** hydraulický gradient 100% byl nastaven od počátku experimentu.