

Sebeorganizovaný systém podzemních kanálů vzniklých prouděním vody v puklinách křemenného pískovce v lomu Střeleč

Self-organized system of underground conduits originated by groundwater flow along fractures in quartz sandstone in Střeleč quarry

JAN SOUKUP¹ – JIŘÍ BRUTHANS^{1,2} – DANIEL SVĚTLÍK¹ – JANA SCHWEIGSTILLOVÁ³ – DANIEL SMUTEK⁴

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

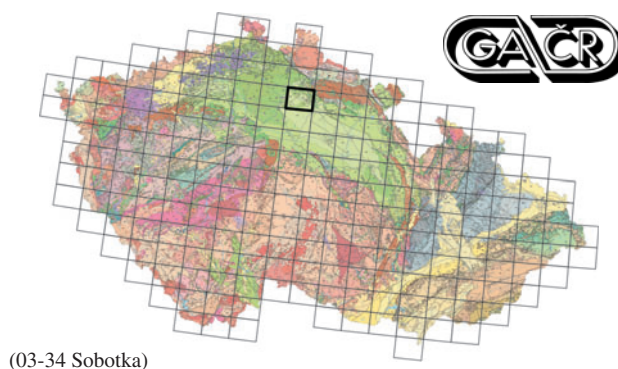
² Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

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

⁴ Vodní zdroje Chrudim spol. s r.o., U Vodárny 137, 537 01 Chrudim II

Key words: sandstone, conduit, erosion, piping, Bohemian Cretaceous Basin

Abstract: In Střeleč Quarry, the Bohemian Paradise, an underground conduit network > 300 m long with a volume of $\sim 10^4$ m³ and a catchment of 7 km² developed over 5 years by groundwater flow in Cretaceous marine quartz sandstone. The quarry offers a unique opportunity to study conduit evolution in sandstone from millimeter to kilometer scales, from the initial stage to maturity. An increase in the hydraulic gradient from ~ 0.005 to >0.02 triggered conduit evolution based on long-term monitoring of water table in 18 wells and inflows to the quarry. Rapidly evolving major conduits are characterized by a channel gradient of ~ 0.01 , a flow



(03-34 Sobotka)

velocity ~ 40 cm/s and sediment concentration ~ 10 g/l. Flow in openings with a discharge 1 ml/s and hydraulic gradient >0.05 exceed the erosion threshold and initiates piping. In the first phase of conduit evolution, fast concentrated flow mobilizes erodible sandstone between sets of parallel fractures in the shallow phreatic zone. In second phase the conduit opening mainly expands vertically upward into the vadose zone by mass wasting of undercut sandstone slabs. Mass wasting is responsible for $> 90\%$ of mobilized sandstone. Sides of the conduits are protected by non-erodible fracture surfaces.

Lom Střeleč se nachází v Českém ráji 2,5 km jiv. od hradu Trosky. Je zajímavý tím, že zde během pouhých několika let vznikají útvary nápadně připomínající přírodní útvary ve skalních městech (otevřené puklinové kanály, čočkovité kapsy, skalní kůry apod.; Bruthans et al. 2012). Lom a jeho povodí tak může sloužit jako dokonalá laboratoř, kde lze studovat erozní procesy probíhající v pískovci v měřítku od milimetrů po kilometry a od iniciálního stadia až po stadium plně vyvinutého kanálu (tato práce), vznik a charakter skalních kůr (Schweigstilllová et al. 2013) a řadu dalších procesů a jevů, které mohou mít velký význam pro vznik, vývoj a ochranu pískovcového reliéfu (Bruthans et al. 2013). V lomu je patrné, že velkou část pískovcových stěn vzniklých nedávným odtěžením tvoří pískovec, který je erodován i pouhou stékající vodou nebo díky kinetické energii dopadajících dešťových kapek (Bruthans et al. 2012). Z historických záznamů (Hauser et al. 1965) je doloženo, že pískovec zde byl původně těžen rozplavováním proudem vody. Stejný pískovec je v současnosti dobýván „nasucho“ pomocí trhavin, což ukazuje značný kontrast v pevnosti za suchého a vodou nasyceného stavu (Bruthans et al. 2012).

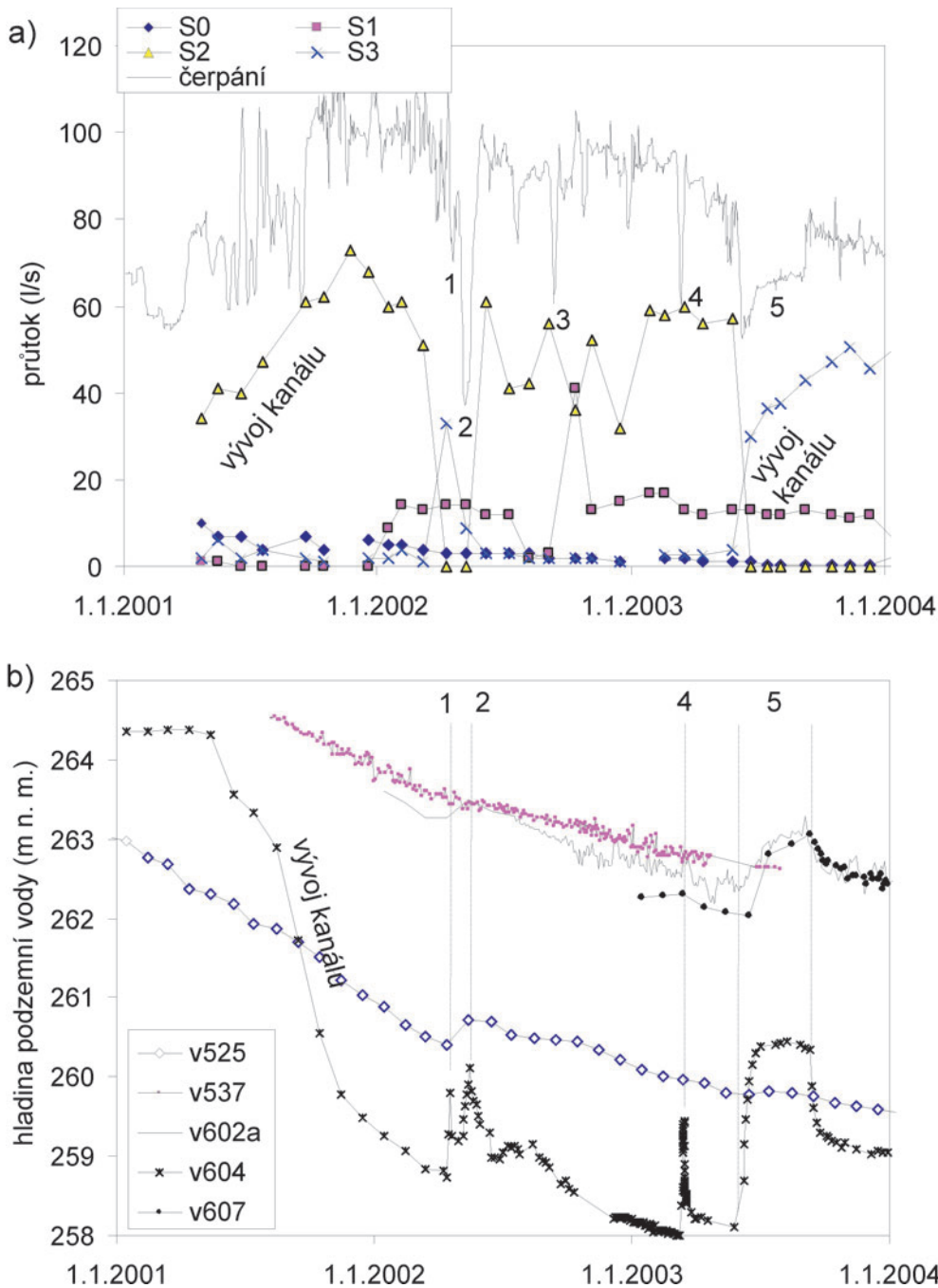
V důsledku snížení hladiny podzemní vody došlo v poměrně krátké době erozí podzemní vodou ke vzniku kanálů

ústicích do lomu (obr. 1; Nadrchal – Smutek 2008). Šířka kanálů se pohybuje od několika málo centimetrů až do 2 m a výška od 0,5 m až do několika metrů. Největší podzemní kanál dosahoval výšky až 17 m a jeho prozkoumaná délka dosáhla 300 m směrem do masivu (Nadrchal – Smutek 2008). V letech 2003, 2006 a 2011 došlo ke zřícení stropů některých jeho pasáží, čímž vznikly propady o průměru až 25 m. Toky v kanálech mají obvykle volnou hladinu a jejich dno je většinou písčité. Vývěry z ústí kanálů dále v textu nazýváme prameny.

Účelem této studie je popsat vývoj kanálů v lomu v prostoru a čase, zejména: 1. charakterizovat prodlužování a reorganizaci kanálů v měřítku stovek metrů až jednotek kilometrů; 2. určit velikost povodí jednotlivých kanálů a kritický hydraulický gradient, který inicioval vývoj kanálů; 3. popsat kanály a proudění v nich, zejména rychlosti proudění, spád hladiny toků a intenzitu transportu sedimentu.

Přírodní poměry

Hruboskalský pískovec těžený v lomu Střeleč sedimentoval během svrchnímu turonu a coniacu v relativně mělkém

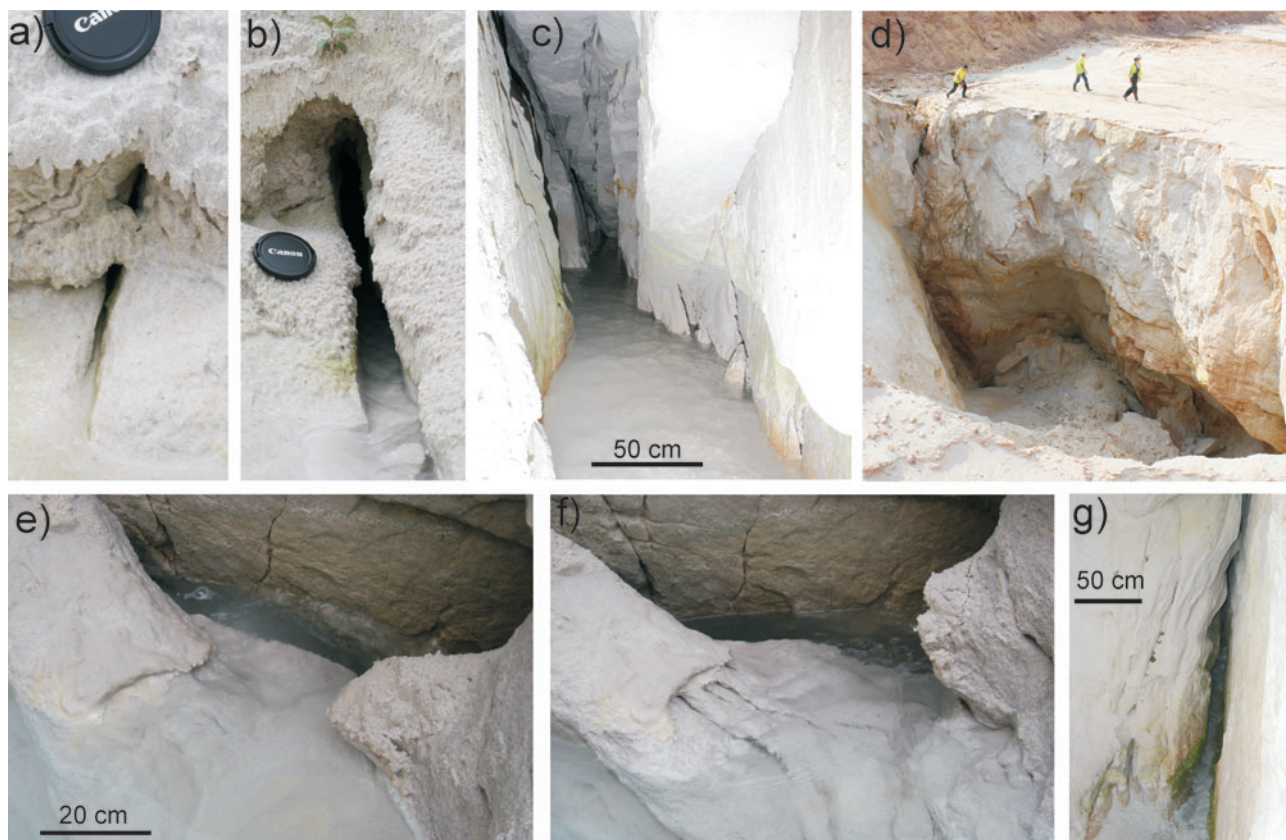


Obr. 2. Průtok pramenů, celkový přítok do lomové jámy a změny úrovně hladiny podzemní vody v okolí lomu. Získaná data pocházejí ze studií Smutka (2003) a Nadrchala a Smutka (2008). Čerpané množství bylo vyhlazeno sedmidenním klouzavým průměrem. Čísla odpovídají pořadí větších závalů v kanálech (viz tab. 1).

hladiny podzemní vody zaznamenané na 18 kontinuálně monitorovaných vrtech v prostoru 14 km² v lomu a okolí (obr. 1). Hydraulická odezva (tj. snížení hladiny podzemní vody v monitorovacích vrtech), vyvolaná zahájením čerpání vody z 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 za měsíc. V letech 2000 a 2001 se na několika vrtech rychlost poklesu zvýšila na 0,7 m/měsíc (vrt 525 – v srpnu 2000; vrty 539 a 604 – 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 % přítékající podzemní vody do

lomu bylo uvolňováno ze statických zásob, zbytek pocházel z dynamických zásob (dotace z povodí lomu o rozloze 14 km²; Nadrchal – 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 – Smutek 2008).

Následkem těžby a vzájemného pirátství kanálů (pohlcování proudící podzemní vody jiným kanálem než původně) došlo k přemístění pramenů v lomu. V lednu 2000 vyvěrala podzemní voda do lomu v celkem třinácti 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



Obr. 3. a, b – drobné přítoky v lomu z puklinových kanálků; c – kanál S5, stěny tvoří puklinové plochy, prostor nad hladinou vznikl zřícením subvertikálních deskovitých bloků pískovce; d – propad C11 v lomu; e, f – extrémně rychlá eroze bloku po zahrazení kanálu, časový odstup mezi oběma snímky je 4 minuty; g – ústí kanálu S4 tvoří úzká puklinovitá prostora podobná některým pramenům v oblasti Žehrovky. Foto J. Bruthans.

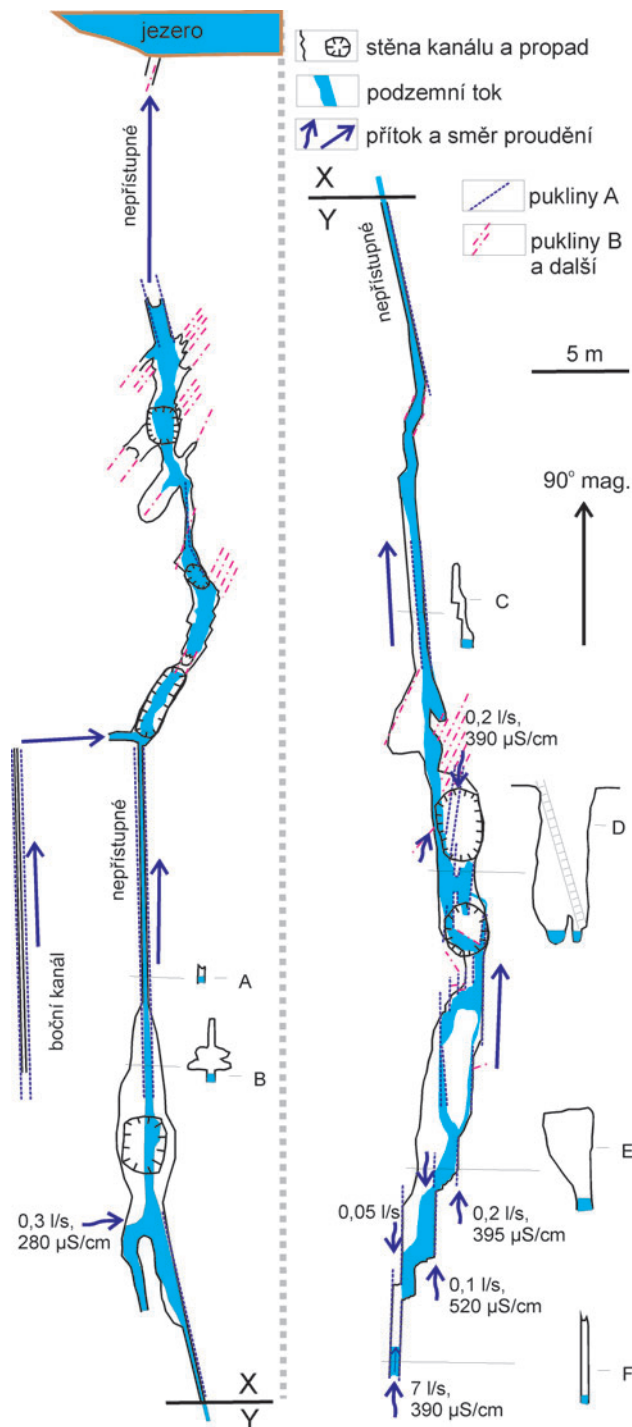
Tabulka 1. Masivní zřícení kanálu S2, snížení čerpaného množství v lomu a odezva hladiny podzemní vody ve vrtu 604

zřícení č.	den zřícení kanálu	trvání (dny)	průměrné snížení množství čerpané vody z lomu (%)	objem zadržené vody (tisíce m ³)	hladina vody na vrtu 604 před řícením (m n. m.)	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

prameny se nacházely ca 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 × 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).

Od dubna 2002 do května 2006 došlo k celkem šesti výraznějším řícením v kanálu S2, která pokaždé dočasně snížila celkový přítok do lomu, v některých případech až o 50 %. Epizodické zahrazení kanálu trvalo v nejdelším případě 97 dní a zadrželo až 180 tisíc m³ podzemní vody (tab. 1). Úroveň hladiny ve vrtech 604 a v některých přípa-

dech 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 rychlost o dva řády vyšší 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 ve vrtech 602 a 604 byl pro rok 2003 vypočten spád řečiště v kanálu S2 mezi 0,5–1 %. 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).



Obr. 4. Mapa a vertikální řezy 130 m dlouhé spodní části kanálu S5, vytvořené na základě mapování provedeného od září 2009 do října 2011. Nepřístupné úseky byly zmapovány po odtěžení stropu kanálu. Průtok a konduktivita toku byly měřeny v září 2010.

V červnu 2003 došlo ke zřícení ústí kanálu S2, po kterém následoval zával stejného kanálu ca 300 m proti proudu (vznik propadu 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 – Smutek 2008). V květnu 2008 byl 200 m dlouhý úsek kanálu S2 uměle zasypán a průtok pra-

mene S4 vzrostl z 12 na 17 l/s. Pramen S5 byl poprvé pozorován v lednu 2009 (1 l/s), jeho průtok se do září 2009 zvýšil na 6 l/s a do května 2011 ještě až na 11 l/s. V současné době v lomu vyvěrají 3 velké prameny – S4, S5 a S6 (obr. 1). Dále jsou zde desítky drobných pramenů (1 ml/s až desetiny l/s) vyvěrajících z puklin (obr. 3a, b). Při snížení hladiny jezera v lomu dochází k rychlému zařezávání toků v kanálech.

Metodika

Poloha a geometrie podzemních kanálů a sklon spádu hladiny toků v nich byly zaměřeny pomocí dočasně instalovaného měřicího polygonu za použití geologického kompasu, přesného sklonoměru a pásma nebo laserového dálkoměru. Orientace a sklon puklinových ploch byly změřeny geologickým kompasem, průtoky jednotlivých pramenů a podzemních toků pomocí metody ředění za využití NaCl. Pro stopovací zkoušky byl rovněž použit NaCl. Změna koncentrace NaCl v čase (průniková křivka) byla získána pomocí měření elektrické vodivosti toku, přičemž data byla automaticky zaznamenávána v intervalu 5–15 s konduktometrem Cond 340i a ukládána na datalogger (WTW co.). 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). Pro infiltrační zkoušky do pískovce v okolí kanálů posloužily jednoplášťové infiltroměry o průměru 15–20 cm připevněné akrylovým tmelem na povrch pískovce.

Obsah freonů a SF₆ byl analyzován ve Sporenstofflabor (Německo). Vzorky pro stanovení tritia byly obohaceny a analyzovány na scintilačním spektrometru Tri Carb 3170Tr/SI Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Pro stanovení střední doby zdržení podzemní vody z obsahu environmentálních stopovačů byl použit disperzní model (D 0.05) v programu FLOWPC (Maloszewski – Zuber 1996).

Popis kanálů

Kanály napájející prameny S4 a S6 jsou příliš těsné, a proto není možné do nich vstoupit a detailně je studovat. Šířka kanálu S5, který byl prozkoumán v délce 130 m, se pohybuje od 0,4 m do 3 m, jeho výška místy dosahuje až 6 m (obr. 4). Stropy podzemních kanálů jsou tvořeny nerovnými povrchy vzniklými řícením (obr. 3c). Na mnoha místech vedlo postupně, do vrchu směřující odpadávání bloků pískovce až k propadu stropu kanálů a vzniku vertikálních šachet ústících na povrch (obr. 3d). Přítoky do kanálu byly koncentrovány, nikde nebyly pozorovány nesoustředěné (plošné) průsaky ze stěn kanálů, pravděpodobně díky dostatečné drenážní funkci četných puklin a menších kanálů obklopujících hlavní kanál.

Většina plochy stěn kanálů nenesle žádné stopy vodní

Tabulka 2. Koncentrace přirozených stopovačů a další parametry pramenů v lomu a toku Žehrovky v roce 2011

	freon 12 (pmol/l)	freon 11 (pmol/l)	freon 113 (pmol/l)	SF ₆ (fmol/l)	³ H (TU)	konduktivita	síraný (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			

Tabulka 3. Maximální rychlost proudění v hlavních i přítokových kanálech a v menších kanálcích, vycházející ze stopovacích zkoušek; sklon kanálu a jejich průtok

stopovací zkouška č.	kanál	vzdálenost (m)	rychlost proudění (cm/s)	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

eroze (obr. 3c, g). Stopy vodní eroze byly pozorovány pouze na ca 25 % plochy povrchu kanálů, který je nebo byl v kontaktu s proudící vodou. Boční stěny kanálů obvykle tvoří hladké puklinové povrchy, které ani v místech přímého kontaktu s rychlým prouděním vody zpravidla nejeví sebemenší známky eroze a mají vysokou tahovou pevnost (detaily viz Bruthans et al. 2013).

Směry puklin v kanálech se pohybují v rozmezí 70–140°, se sklonem 70–90°. Pro vznik dlouhých segmentů podzemních kanálů jsou stěžejní pukliny se směrem okolo 90° (obr. 4). Pukliny se většinou vyskytují ve skupinách se vzdáleností puklin 10–50 cm.

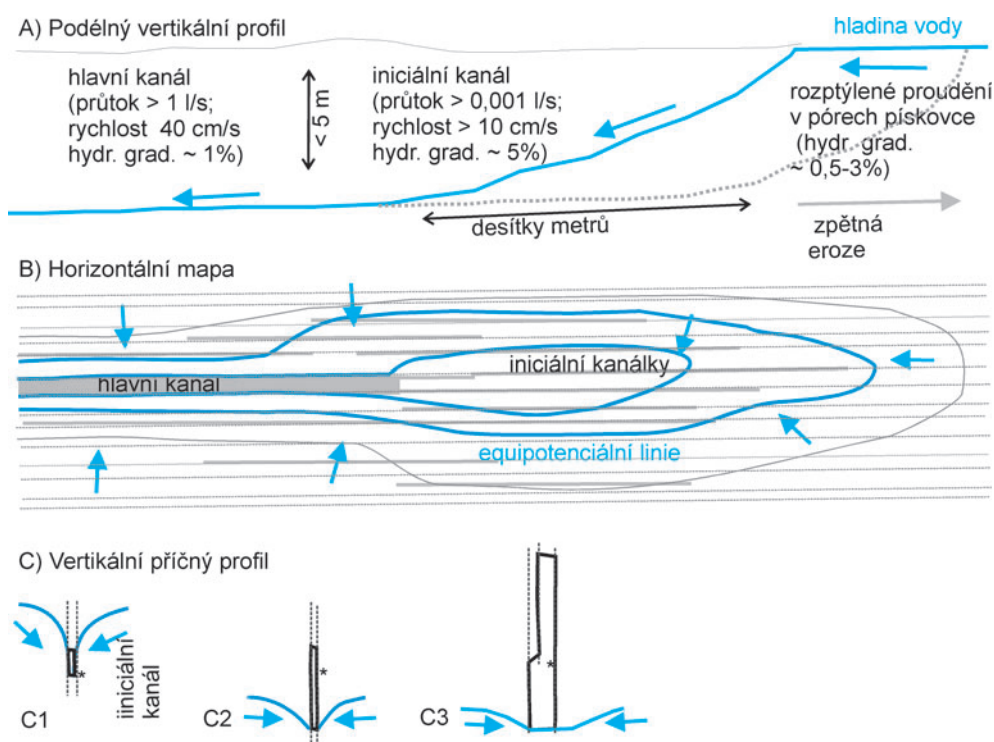
Střední doba zdržení a původ vody

Ze zjištěných koncentrací stopovačů v jednotlivých pramenech lze usoudit, že kanály S4–S6 mají odlišné zdroje podzemní vody (tab. 2). 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 taktéž zjištěny nízké obsahy síranů. V období od roku 2001 do května 2006 činil přítok z kanálu S2 54 % průměrného celkového přítoku do lomu. Za předpokladu, že celková plocha povodí lomu je 14 km² (Nadrchal – Smutek 2008), lze odhadnout plochu povodí někdejšího kanálu S2 na 7 km². Současné kanály S4 a S5 drénují plochu ca 3 km², resp. 2 km² (tab. 2).

Rychlost proudění vody a transport sedimentu

Infiltračními zkouškami na povrchu pískovce v blízkosti různých kanálů byly stanoveny hodnoty vertikální hydraulické vodivosti v pórech pískovce mezi 4.10⁻⁶ a 3.10⁻⁴ m/s, s průměrnou hodnotou 1.10⁻⁴ m/s. Tyto hodnoty jsou podobné hydraulické vodivosti vypočtené z čerpacích zkoušek provedených v okolí lomu před vznikem prvních kanálů (Hauser et al. 1965). Pokud uvažujeme průměrnou hydraulickou vodivost 1.10⁻⁴ m/s, hydraulický gradient 3 % a efektivní pórozitu 22 %, je rychlost proudění v pórech pískovce 0,01 mm/s. I při dosažení extrémního hydraulického gradientu 100 %, zjištěného místy v pórech v těsném okolí kanálů, vychází rychlost proudění v pórech pískovce jen 0,5 mm/s. Tato nízká rychlost byla



Obr. 5. Konceptuální model znázorňující propagaci kanálů. Vývoj kanálu: A – ve vertikálním podélném řezu; B – v půdorysu; C – v příčném profilu; * – počáteční pozice protokanálu. Upraveno podle Bruthans et al. (2012).

potvrzena i stopovací zkouškou v pískovci obarvením vody fluoresceinem (0,1 mm/s).

Změřený spád hladiny toku v kanálu S5 dosahoval 0,7–1,4 %. Spád hladiny toku jednoho z menších přítokových kanálků ústících do kanálu S5, v němž docházelo k intenzivnímu transportu písku, se pohyboval v rozmezí 4,7–5,5 %. V kanálech, na kterých byl pozorován transport písku, byla z prvního objevení stopovače naměřena rychlost proudění 35–40 cm/s (tab. 3). Toto úzké rozmezí rychlosti proudění si kanály udržují díky autoregulaci profilu koryta (Bruthans et al. 2011). 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 kanálkách, které však mají desetkrát nižší průtok než hlavní kanály. Vůbec nejvyšší hodnota bodové rychlosti proudění naměřená hydrometrickým křídlem – 60 cm/s – byla zjištěna v úseku kanálu S5, kde se písek transportoval šikmo nahoru z kolena sifonu.

V nejmenších kanálech s písčítým dnem byly rychlosti proudění měřeny sledováním rychlosti postupu čela mraku zabarveného fluoresceinem. Drobné stružky, vyvěrající z kanálů o šířce několika málo centimetrů, s nízkým průtokem (1–4 ml/s) a se spádem hladiny 5–6 % dosahovaly maximální rychlosti proudění 8–19 cm/s (tab. 3). Transport písku zde byl malý (jenom několik zrn písku za sekundu), což svědčí o tom, že geometrie proudění dosáhla ustáleného stavu.

Intenzita transportu písku byla změřena na jednom z přítokových kanálů ústících do kanálu S5, který velmi intenzivně transportoval písek. Jako lapač písku byla použita zatížená plastová miska zabudovaná v písčitém dně tak, že byl zachycen veškerý transportovaný písek, avšak nebylo narušeno proudění v toku nad miskou (tab. 3; test č. 8 a 9).

Z hmotnosti vysušeného písku byl zjištěn transport 8–16 g písku na 1 litr vody, což odpovídá přibližně 1 hmot. % obsahu písku v celkovém průtoku vody. Při hustotě pískovce okolo 2000 kg/m³ je zřejmé, že při intenzivní erozi může každých 1000 m³ podzemní vody z prostředí odnést až okolo 5 m³ pískovce. Reálná množství vyneseného materiálu jsou menší, protože bylo pozorováno, že v pozdějších fázích vývoje kanálů se transport písku snižuje, nebo i na delší období ustává. Nicméně objem největšího kanálu je odhadován na nejméně ~10 000 m³ (Bruthans et al. 2012).

Konceptuální model vzniku a vývoje kanálů

Terénní průzkum prokázal, že kanály se na hladině a pod hladinou vody rozšiřují činností koncentrovaného proudu podzemní vody (v anglosaské literatuře piping). Podle četných pozorování eroduje podzemní voda proudící v kanálech povrchu erodovatelného pískovce (definovaného hodnotou REI < 20 mm; viz Bruthans et al. 2012) rychlostí až několika cm/min (obr. 3e, f). V jednom případě bylo pracovníky lomu pozorováno, že během méně než 12 hodin voda vytékající z pramene S4 vymlela v pískovci zářez 3 m hluboký, 1 m široký a 15 m dlouhý.

Kanál nad úrovní hladiny vody se rozšiřuje řícením podemletých subvertikálních deskovitých bloků pískovce mocných několik centimetrů až první desítky centimetrů, oddělených paralelními subvertikálními tektonickými puklinami. Řízení dominuje, protože přes 90 % objemu kanálů se vyvíjí nad hladinou toku.

Zárodečné kanály se pravděpodobně šíří podél ploch zvrstvení a subhorizontálních trhlin v subvertikálních deskovitých blocích pískovce. Kanály vznikají erozí deskovitých bloků. V některých místech má kanál příčný profil

o šířce jen pár centimetrů a výšce až několik metrů (obr. 3g). Boční eroze se zastavuje na neerodovatelném povrchu puklin (Bruthans et al. 2013). V jiných úsecích se kanály naopak bočně rozšiřují vyřícením pískovce podél paralelních puklin do prostoru kanálu (obr. 3c). Zřícené bloky se rozpadají na písek a často zahradí vodní tok. Nárůstem hladiny v kanálu v důsledku jeho zahrazení dojde ke zvýšení rychlosti proudění v okolních paralelních puklinách a navíc i k výraznému snížení pevnosti zaplaveného pískovce a tedy k dalšímu řízení (Bruthans et al. 2012). Postupně tak dochází ke vzniku dalších paralelních kanálů.

Na obr. 5 je znázorněn konceptuální model propagace čela kanálů směrem proti proudu podzemní vody. V předpolí vznikajícího kanálu se nachází zóna strmých hydraulických gradientů. Strmé hydraulické gradienty v zárodečných kanálcích jsou nezbytným předpokladem udržení kritické rychlosti proudění nutné k transportu zrn písku (tab. 3). Během vývoje kanálu se zóna strmých hydraulických gradientů postupně přesouvá proti směru proudu podzemní vody, takže i když v této zóně lze předpokládat spády hladiny 5 %, ke vzniku kanálů stačí mnohem nižší regionální spád hladiny.

Kanály, které jsou schopny se rychleji prodlužovat, drénují stále větší a větší množství vody na úkor kanálů prodlužujících se pomaleji (Terzaghi – Peck 1948). Povodí rychleji propagujících kanálů se tedy zvětšuje na úkor ostatních (Dunne 1990). Jelikož je objem transportovaného písku přímo úměrný průtoku vody kanálem, je zde přítomna pozitivní zpětná vazba mezi rychlostí prodlužování kanálu a průtokem vody v kanálu. Tento mechanismus je podobný vývoji sebeorganizovaného systému v krasovém systému kanálů (např. Klimchouk et al. 2000) s tím rozdílem, že krasový systém se prodlužuje ve směru proudění podzemní vody, zatímco podzemní kanály v pískovcích se šíří proti směru proudění. Směr prodlužování těchto kanálů je naopak velmi blízký zpětné erozi povrchové říční sítě.

Závěr

Sít kanálů v lomu vzniká jako důsledek sebeorganizace proudění podzemní vody bez účasti rozpouštění. Kanály, které se mohou prodlužovat erozí pískovce relativně rychleji, získávají větší podíl z celkového toku podzemní vody, čímž se jejich povodí zvětšuje na úkor pomaleji prodlužovaných kanálů. Jelikož je objem transportovaného písku přímo úměrný průtoku vody kanálem, je zde přítomna pozitivní zpětná vazba mezi rychlostí prodlužování kanálu a průtokem vody v kanálu. Po určité době zůstane tímto mechanismem z původně mnoha malých kanálů jen několik, avšak rozsáhlých systémů kanálů. Z původně mnoha malých puklinových pramenů v lomu tak vznikl během několika let kanál s povodím o ploše 7 km² a objemem ~10⁴ m³. Po ucpání kanálu si podzemní vody v lomu vytvářejí náhradní kanál během několika měsíců.

Vývoj kanálů v lomu byl iniciován díky umělému zvýšení spádu hladiny podzemní vody v širším okolí lomu z ~ 0,5 % na > 2 %. Podzemní toky v hlavních kanálech

a jejich přítocích mají stejné rychlosti proudění ~40 cm/s, ale liší se ve spádu hladiny (0,5–5,5 %). I velmi malé přítoky (1–4 ml/s) o rychlosti proudění 10–20 cm/s a spádu hladiny 5–6 % dokážou erodovat a transportovat pískovec. Podzemní toky v rychle se vyvíjejících kanálech transportují zhruba 1 hmot. % písku.

Byl sestaven model propagace kanálu proti směru proudění podzemní vody. Zásadní roli zde hraje zóna strmých spádů hladiny (~5 %), která se vytváří v předpolí vznikajícího kanálu. Vývoj kanálu v příčném řezu je iniciován erozním podetnutím vertikálně orientovaných deskovitých bloků pískovce při hladině podzemní vody. Eroze může dosáhnout rychlosti v řádu centimetrů za minutu. V další fázi dochází k rozšiřování kanálů ve vertikálním směru vzhůru od hladiny podzemní vody, což se děje řízením podemletých subvertikálních deskovitých bloků. Pískovec uvolněný řízením představuje více než 90 % veškerého písku transportovaného kanály odvádějícími erodovaný sediment. Místy dochází k prořícení prostor až na zemský povrch. Rozšiřování kanálů do boků je limitováno puklinovými povrchy, které jsou mimořádně odolné vůči erozi.

Poděkování. Autoři tímto děkují recenzentům A. Grmelovi a P. Polákovi za cenné kritické připomínky, dále M. Filipimu, P. Mikušovi, L. Hroncovi, I. Kůrkové, V. Stejskalovi, O. Jägerovi a S. Šlechtovi za pomoc při terénních měřeních v letech 2009–2012 a vedení akciové společnosti Sklopísek Střeleč za umožnění terénního průzkumu v lomu. Tento výzkum byl podpořen grantem Univerzity Karlovy (grant GAUK 380511, výzkumný plán MSM0021620855) a Grantovou agenturou ČR 13-28040S. Řešeno v rámci vědeckovýzkumného projektu VMG ČL, PŘF UK a SCHKO Český ráj „Kvartérní sedimenty pískovcové krajiny středního Pojizří a Českolipska“.

Literatura

- BRUTHANS, J. – MIKUŠ, P. – SOUKUP, J. – SVĚTLÍK, D. – KAMAS, J. – ZEMAN, O. (2011): Sebeorganizace proudění a pórozity v české křídové pánvi: výsledky stopovacích zkoušek a dalších metod. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2010, 233–238.
- 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 pórozity a vzniku skalních měst. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2012, 109–115.
- 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.
- DUNNE, T. (1990): Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: HIGGINS, C. G. – COATES, D. R., ed.: *Groundwater Geomorphology, the Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. – *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 252, 1–28.
- HAUSER, M. – ČTYROKÝ, V. – KRUTSKÝ, N. – MACKOVÁ, E. – BYLOVÁ, I. (1965): Střeleč. Surovina: sklářské a slévárenské pisky. – MS Geoindustria. Praha. Geofond č. FZ004733.
- IAEA/WMO (2011): Global Network of Isotopes in Precipitation. – The GNIP Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>.
- KLIMCHOUK, A. B. – FORD, D. C. – PALMER, A. N. – DREYBRODT, W., ed. (2000): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. – 521 str. *Nat. Speleol. Soc. Huntsville, Alabama*.
- MALOSZEWSKI, P. – ZUBER, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on mathematical*

- models in isotope hydrology, 9–59. – Int. Atomic Energy Agency. Wien.
- NADRCHAL, J. – SMUTEK, D. (2008): Střeleč – lom, Královéhradecký kraj. Monitorování režimu podzemních vod a jakosti podzemních, povrchových a důlních vod v roce 2007. – MS Vodní zdroje Chrudim. Chrudim. Geofond č. P122689.
- NEDOMLEL, A. – ZELINKOVÁ, Z. – HRZINA, P. – MLEJNEK, M. – BRÍZOVÁ, M. – TESAŘ, M. – ŠTROUF, R. – KOČÍ, I. (1991): Střeleč V, Surovina: sklářské a slévárenské písky. – MS Geindustria. Praha. Geofond č. P054667.
- SCHWEIGSTILLOVÁ, J. – BRUTHANS, J. – FALTEISEK, L. – VÁLEK, J. – SOUKUP, J. (2013): Rychlá tvorba skalních kůr na povrchu hruboskal-
ského pískovce: mikroskopický popis, tahová pevnost, odolnost vůči erozi, vznik a význam pro pískovcový reliéf. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2012, 228–234.
- SMUTEK, D. (2003): Střeleč – lom, Královéhradecký kraj, režim podzemních a povrchových vod, vyhodnocení monitorování za rok 2002. – MS Vodní zdroje Chrudim. Chrudim. Geofond č. P105257.
- TERZAGHI, K. – PECK, R.B. (1948): Soil mechanics in engineering practice. – John Wiley and Sons. New York.
- 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.