ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2013



GEOLOGICKE PRACE

ISSN 0433-4795

správy

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 122

Predseda vydavateľskej rady Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. D. Boorová, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. M. Havrila, RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. M. Kováčik, CSc., RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. A. Nagy, CSc., Mgr. P. Ondrejka, PhD., RNDr. M. Potfaj, CSc., RNDr. K. Žecová

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2013



GEOLOGICKE PRACE

SPRÁVY



© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2013

OBSAH

Śimeková, J., Liščák, P., Ondrejka, P., Fraštia, M., Kopecký, M., Żilka, A., Kováčik, M., Pauditš, P. a Balík, D.: Monitoring pohybovej aktivity havarijného skalného zosuvu v obci Kraľovany	_ 7
Jelínek, R., Olšavský, M., Liščák, P., Ondrejka, P., Šimeková, J., Dananaj, I., Pauditš, P., Bottlik, F., Gregor, M., Ilkanič, A., Tupý, P. a Jasovská, A.: Zhodnotenie inžinierskogeologických pomerov a okamžitých proti- havarijných opatrení na havarijnom zosuve v obci Brusno	_29
<i>Bodiš, D., Božíková, J.</i> a <i>Malík, P.:</i> Snehová pokrývka ako zdrojový vstup do systému tvorby minerálnych vôd na príklade Smokoveckej kyselky	_47
Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M. a Šimonová, B.: Geologické mapovanie vulkanitov východne od Kysliniek v pohorí Poľana	_57

Monitoring pohybovej aktivity havarijného skalného zosuvu v obci Kraľovany

Monitoring of the rockslide kinematics in the Kral'ovany Village

Júlia Šimeková¹, Pavel Liščák¹, Peter Ondrejka¹, Marek Fraštia², Miloslav Kopecký³, Andrej Žilka¹, Martin Kováčik¹, Peter Pauditš¹ a Dominik Balík¹

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
²Katedra geodézie Stavebnej fakulty STU Bratislava, Radlinského 11, 813 68 Bratislava
³Katedra geotechniky Stavebnej fakulty STU Bratislava, Radlinského 11, 813 68 Bratislava

Abstrakt. V marci roku 2013 vznikol v katastrálnom území obce Kraľovany v kameňolome Kraľovany-Rieka, známom aj ako lom Šútovo, v histórii Slovenska špecifický, plošne rozsiahly skalný zosuv. Počiatočný náhly výrazný pohyb bol okrem viditeľného vizuálneho efektu zaznamenaný aj v troch pevných geodetických bodoch inštalovaných Národnou diaľničnou spoločnosťou (NDS) v predchádzajúcom období. Aj po odznení hlavnej fázy pohybu sa súborom geodetických metód zaznamenala pretrvávajúca mimoriadna pohybová aktivita tohto zosuvu. Výnimočnosť a veľkosť zosuvu v podmienkach Slovenskej republiky charakterizujú aj nasledujúce číselné údaje: objem zosuvných más prekračuje $2\ 000\ 000\ m^3$, celková plocha zosuvu je $96\ 952\ m^2$, plocha aktívneho zosuvu je 59 070 m² (stav k 19. 9. 2013). Význam monitorovania pohybu zosuvu bol a je dôležitý z aspektu súčasného aj budúceho využitia územia (ťažba kameňa, stavba diaľnice, využívanie územia na rekreačné účely).

Kľúčové slová: skalný zosuv, geodetické merania, pohybová aktivita, trhlina

Abstract. In March 2013 in the cadastre of the Kral'ovany Village in a quarry Kral'ovany-Rieka, also known as quarry Šútovo, a large rockslide has evolved, quite peculiar in the history of Slovakia. In addition to visible visual deformations the initial abrupt movements were recorded by three fixed geodetic points of the National Motorway Company installed in the previous period. However, even after the first phase of the movement a set of geodetic methods has proven a continuous extreme movement activity of the rockslide. Uniqueness and magnitude of the rockslide in the Slovak Republic conditions are characterized by the following figures: The total cubature that is in motion exceeds $2\ 000\ 000\ m^3$, the total area is $96\ 952\ m^2$, active area is **59 070 m²** (as of 19. 9. 2013). The monitoring of the rockslide movement has been of utmost importance because of the present and intended territory use (stone mining, highway construction, recreation purposes).

Keywords: rockslide, surveying, kinematics of the rockslide, crevasse

1. Úvod

Skalný zosuv v obci Kraľovany sa výrazne aktivizoval v marci roku 2013, pričom podľa prevádzkovateľa lomu p. Sopúcha hlavné pohyby so zjavným vizuálnym a akustickým efektom sa zaznamenali minimálne dvakrát – 6. a 21. marca 2013.

Po vykonaní prvotnej obhliadky, dokumentácii a zameraní svahovej deformácie pracovníkmi oddelenia inžinierskej geológie Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) a zasadnutí havarijnej komisie sa sekcia geológie a prírodných zdrojov ministerstva životného prostredia SR (MŽP) obrátila na ŠGÚDŠ so žiadosťou o urýchlené zabezpečenie monitorovacích prác na vzniknutom skalnom zosuve v trvaní minimálne 2 mesiace.

Cieľom geologickej úlohy (Liščák et al., 2013) bolo:

• zhodnotenie podmienok a faktorov vzniku a vývoja svahových pohybov na porušenom území,

• zistenie inžinierskogeologických pomerov porušeného územia,

• odber vzoriek hornín na ich petrografické posúdenie,

 realizácia technických prác, najmä geodetických metód, s cieľom zistiť súčasnú pohybovú aktivitu skalného zosuvu,

• zhodnotenie intenzity porušenia svahov a stupňa ohrozenia životov a majetku ľudí.

2. Geologická preskúmanosť územia

Geologickému mapovaniu územia zosuvu patriaceho ku Krivánskej Malej Fatre sa venoval Matějka (1932). Geológiu krivánskej časti Malej Fatry v mierke 1 : 50 000 spracovali Haško a Polák (1978).

V širšom okolí študovaného územia sa uskutočnili viaceré prieskumy v súvislosti s výstavbou Krpelianskej priehrady. Záruba (1958) publikoval prácu *Geologické skutočnosti pri prieskume na Krpeľanskú priehradu*. Petrografii hornín Malej Fatry sa venovali Ivanov a Kamenický (1957). Mikropaleontologickým a sedimentárno-petrografickým výskumom sa zaoberali Benešová (1957), Pícha (1957) a Schuetznerová a Havelková (1959).

V oblasti havarijného zosuvu v obci Kraľovany, časti Rieka, sa uskutočnil inžinierskogeologický prieskum zameraný na podmienky výstavby prečerpávacej nádrže v Šútove (Ingr a Drobáň, 1958).

V súvislosti s uvažovanou trasou diaľnice D1 tu podrobný inžinierskogeologický prieskum urobila Grenčíková (2008). Tomuto prieskumu predchádzal orientačný inžinierskogeologický prieskum (Záthurecký, 1998) a štúdia (Ondrášik et al., 1996).

Ložisko Kraľovany II-Šútovo tvoria výhradne dolomitové piesky, ktoré vznikli rozpadom pevných hornín (Árendárik, 1967). Ložisko sa ťaží od začiatku 60. rokov minulého storočia. Zásobám dolomitických a vápencových surovín na tejto lokalite sa venovala Šubjaková (1960). V okolí ložiska Kraľovany II sa v minulosti ťažili riečne štrky (z Váhu) na stavebné účely a materiál na priehradu Krpeľany. Z náplavov Váhu sa spracúvala piesčitá hlina v malej tehelni pri dolomitovom lome (Árendárik, 1967). Rohalová et al. (1976) vypracovali záverečnú správu a výpočet zásob lomu Kraľovany II so stavom k 17. 5. 1976.

Lom ťažila ťažobná organizácia Stredoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, š. p., Žilina do roku 2001, keď bol lom prevedený na obec Kraľovany. Zásoby na ložisku boli v roku 1967 vypočítané na 6 458 000 m³, následne v roku 1994 prehodnotené na 1 455 492 m³, z toho voľné bilančné zásoby predstavovali 199 103 m³ (Čapo, 1994). Uvedený objem voľných zásob predstavoval 172 228 m³ dolomitov a 26 875 m³ vápencov. Od roku 2007 v lome vykonáva ťažbu spoločnosť Vladimír Sopúch C a V.

3. Prírodné pomery zosuvnej lokality

Vymedzenie a poloha študovaného územia

Študované územie sa nachádza v katastri obce Kraľovany na pravom brehu rieky Váh a na ľavom brehu Šútovského potoka v miestnej časti Kraľovany-Rieka. Stred územia určujú súradnice 49° 9,387' s. z. š. a 19° 5,798' v. z. d. Hlavná odlučná hrana vo východnej časti zosuvu sa nachádza v nadmorskej výške 575 m. Prehľadnú situáciu lokalizácie skalného zosuvu na geologickom podklade prezentuje obr. 1. Ortofotomapa s vyznačením havarijného skalného zosuvu je znázornená na obr. 2.

Fyzickogeografická charakteristika územia

Podľa mapy *Geomorfologické členenie územia SSR a ČSSR, časť Slovensko* (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí toto územie do Fatransko-tatranskej oblasti, celku Malá Fatra, podcelku Krivánska Fatra, časti Krivánske Veterné hole.

Územie je súčasťou antecedentného prielomu Váhu, ktorý oddeľuje Malú a Veľkú Fatru a je dokladom postupného zarezávania Váhu do dvíhajúceho sa pohoria.

Relatívne výškové rozpätie sa v zosuvnom území pohybuje od 430 m n. m. (niva Váhu) do 608 m n. m. (odlučné hrany súčasného zosuvu). Hlavná odlučná hrana vo východnej časti zosuvu sa nachádza v nadmorskej výške 575 m, západná odlučná hrana je v nadmorskej výške 590 m.

Suchý vrch v Malej Fatre, ktorý sa nachádza severne od zosuvného územia, dosahuje nadmorskú výšku 1 267 m. Sklony svahov sú strmé, miestami dosahujú 25°.

Geologicko-tektonické pomery

Lom, v ktorom sa aktivizoval zosuv, je založený vo wettersteinských dolomitoch a gutensteinských vápencoch hronika (obr. 1). Vo východnej časti zosuvu ide o svetlosivé celistvé a organodetritické (riasové) dolomity stredného triasu hronika. V západnej hornej časti zosuvného územia

sme v odlučnej oblasti identifikovali tmavosivé vápence gutensteinského typu (stredný trias). Najvyššie oblasti svahovej poruchy sú už zložené z kremenných dioritov až granodioritov kryštalinika Malej Fatry - v dôsledku polyfázového tektonického prepracovania a následného zvetrávania sú intenzívne alterované až na tektonický íl, prípadne sú mylonitizované. Práve v tomto úseku prebieha násunová línia medzi kryštalinikom Malej Fatry a hronikom. Predisponované tektonické poruchy majú sklon 32 až 41°, sú sklonené na juh, smer sklonu/sklon je 198/41° až 189/32°, v strednej časti zosuvu sú pravdepodobne sklonené na juhozápad. Čapo (1994) konštatuje, že "... horniny na ložisku dolomitov boli tektonicky silne porušené vplyvom tektonických pochodov, ktoré prebiehali pri nasúvaní chočského príkrovu; tektonický styk mezozoika chočského príkrovu s kryštalickým jadrom Malej Fatry sa prejavuje silným podrvením vápencov, ktoré nasadajú na podrvené a silne porušené granitoidné horniny". Aj v správe Rohalovej et al. (1976) sa konštatuje tektonický styk mezozoika chočskej jednotky s kryštalickým jadrom Malej Fatry vo vrte KV-22, "… kde sa prejavuje silným podrvením vápencov premiešaných s plastickou hlinou". V závere tejto správy sa konštatuje, že "... priebeh podložia je strmý s úklonom 45 až 50° k juhozápadu".

Seizmicita územia

Podľa STN EN 1998-1/NA/Z1 sa územie z hľadiska zdrojových oblastí seizmického rizika na území Slovenska a v jeho blízkom okolí (obr. 6.1) zaraďuje do oblasti 4 s efektívnym špičkovým zrýchlením $a_{gR} 0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$.

Klimatické pomery

Územie podľa mapy klimatických oblastí (Lapin et al., 2002, in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) spadá do mierne teplej oblasti, mierne teplého, veľmi vlhkého (Končekov ukazovateľ zavlaženia $lz \ge 120$) vrchovinového okrsku M7 s chladnou až studenou zimou. Vymedzené územie má ročne menej ako 50 letných dní s denným maximom teploty vzduchu ≥ 25 °C. Priemerná ročná teplota vzduchu dosahuje 7 °C, pričom v júli dosahuje priemerne 17 °C a v januári klesá až na –4 °C.

Vzhľadom na mierne teplú klimatickú oblasť sa priemerné ročné úhrny zrážok podľa Faška a Šťastného (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) pohybujú v rozpätí 700 až 800 mm. Počet dní so snehovou pokrývkou podľa Faška et al. (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) presahuje 80 dní. Priemerné ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie podľa Tomlaina (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) sa rovnajú hodnote 450 až 500 mm.

Hydrologické pomery

Územie patrí k úmoriu Čierneho mora, do povodia rieky Váh, ktorý odvádza z povodia všetku vodu, ako aj ovplyvňuje ráz a vývoj územia. Rieka Váh tečie približne



Obr. 1. Geologická mapa širšieho územia skalného zosuvu Kraľovany-Rieka (z digitálnej mapy Slovenska 1 : 50 000, Mapový server ŠGÚDŠ). 1 – biotitické kremenné diority až granodiority; 2 – wettersteinské dolomity: svetlosivé celistvé a organodetritické (riasové) dolomity; 3 – tmavé vápence gutensteinského typu; čierna "zubatá línia" – príkrovová línia.



Obr. 2. Situácia skalného zosuvu nad kameňolomom Kraľovany-Rieka (GNSS merania). Červenou líniou je znázornený obrys svahovej deformácie. A – západná časť zosuvu, B – centrálna časť zosuvu, C – východná časť zosuvu, D – "Malé jazero", E – "Veľké jazero", 1 - 1 línia schematického inžinierskogeologického profilu.

400 m južne od tohto územia a má snehovo-dažďový režim odtoku. Najvyšší priemerný mesačný prietok dosahuje v marci, najnižší v auguste, septembri a novembri. Odtokový režim je výrazne ovplyvnený vodohospodárskym využitím Váhu. Približne 500 m západne od študovaného územia tečie aj pravostranný prítok rieky Váh – Šútovský potok, ktorého dĺžka je 9,5 km. Ďalší pravostranný prítok Váhu je potok pritekajúci spod Suchého vrchu, ktorý pravdepodobne skrytými prestupmi dotuje umelé jazero v predpolí zosuvu.

Hydrogeologické pomery

Územie sa nachádza v hydrogeologickom regióne mezozoika a kryštalinika Krivánskej Fatry v útvaroch puklinovej a krasovo-puklinovej podzemnej vody Malej Fatry, oblasti povodia Váh (SK200240FK).

Zdrojom podzemnej vody sú atmosférické zrážky spadnuté v území. Ich časť odteká priamo povrchovým odtokom, časť vsakuje hlbšie a prúdi zvetraninovým plášťom, ako aj tektonicky porušenými mezozoickými horninami v smere spádu svahu, resp. po tektonicky alterovanom podloží. Časť vody môže vsakovať po tektonických puklinách do značnej hĺbky. Nepriepustnou vrstvou je pravdepodobne mylonitová zóna na kontakte kryštalinika a mezozoika.

4. Postup riešenia geologickej úlohy

Návrh geologických prác v etape orientačného inžinierskogeologického prieskumu vychádzal z cieľa geologickej úlohy, teda z potreby kvalifikovaného stanovenia pohybovej aktivity skalného zosuvu. Vzhľadom na akútnosť havarijnej situácie sa výber metód orientačného prieskumu opieral o súbor geodetických metód (meračských prác), ktoré by poskytli dostatočne presnú a pritom okamžitú informáciu o vývoji pohybovej aktivity povrchu územia medzi jednotlivými etapami meraní, ako aj o absolútnom pohybe vo vzťahu k vhodne zvolenej "nultej" etape.

Pri úvahách o ďalších metódach monitoringu rozhodovali aj alokované finančné prostriedky. Naším pôvodným zámerom bolo aplikovať metódu **stacionárneho inklinometra**, ktorý by pri jeho správnej konfigurácii umožnil detegovať pohyb pozdĺž šmykových plôch v rámci zosuvného telesa a tým presnejšie dešifrovať mechanizmus a hĺbku porušenia. Túto, relatívne finančne nákladnú metódu sme, žiaľ, pri alokovaných finančných prostriedkoch nedokázali v rámci tejto etapy prieskumu implementovať.

Okrem geodetických metód sa na lokalite aplikovali podrobné inžinierskogeologické mapovanie a laboratórny a petrografický výskum zameraný na prítomnosť kataklastických, resp. mylonitizovaných hornín na odlučných hranách, resp. v ich bezprostrednej blízkosti.

V rámci inžinierskogeologického mapovania v jeho úvodnej etape – rekognoskácii územia – boli identifikované charakteristické prvky svahovej deformácie a pozorovacie objekty NDS, ktoré by bolo možné využiť na účely geologickej úlohy. Vzhľadom na nedostatočnú hustotu pozorovacích bodov NDS, resp. ich zničenie (bod č. 639), sme sa rozhodli zabudovať do vytypovaných častí zosuvu ďalšie geodetické body pomocou geoharpún, resp. geodetických klincov. Takýmto spôsobom sa vytvorila sieť pozorovacích objektov znázornená na obr. 4, 8 a 19.

Body vytyčovacej siete stavby D1 Dubná skala –Turany – Hubová – Ivachnová boli stabilizované meračskými piliermi (ťažká stabilizácia) s nútenou centráciou s otvorom na skrutku v hlave piliera – vzťažnú sieť tvoria body č. 550, 638 a 590. Sieť pozorovaných bodov tvoria body č. 640, 686, 687 a 688 (obr. 3b).

Novovybudované pozorované body (podporná geodetická sieť vybudovaná pracovníkmi ŠGÚDŠ) stabilizované systémom *geoharpún* predstavujú oceľovú tyč s dĺžkou 550 mm zarazenú do terénu (obr. 3a). Nadzemná časť je signalizovaná gumenou kockou, pevne spojenou s tyčou. Novovybudované body sú číslované B1, B2, B3, B4, B5, B6, B8 a B9. Bod B7 bol zabudovaný pomocou geodetického klinca na brehu "Veľkého jazera". Pozorované body sa doplnili o body 1 003 a 1 004, umiestnené na hornej hrane lomovej steny na kmeňoch stromov. Na bodoch B10a a B10b sme pozorovali relatívny pokles na odlučnej hrane zosuvu v mieste jej križovania s lesnou cestou.



Obr. 3. Merané body: a) body ŠGÚDŠ – geoharpúny (na obr. bod B8), b) geodetické body NDS (na obr. bod 640).

4.1. Geodetické práce

Meračské práce pozostávali z polohopisného a výškopisného zamerania dôležitých geometrických prvkov uvedenej lokality, najmä odlučných hrán, okrajov zosuvu, akumulačnej oblasti a významných trhlín v telese zosuvu. Na zostrojenie inžinierskogeologických rezov zosuvným územím boli zamerané 4 pozdĺžne profily vo vytypovaných segmentoch zosuvného telesa.

Boli zamerané všetky relevantné monitorovacie objekty z predchádzajúceho prieskumu (Grenčíková et al., 2008), konkrétne body vzťažnej siete č. 550, 638 a 590 a sieť pozorovaných bodov č. 640, 686, 687 a 688, ako aj účelové monitorovacie body siete ŠGÚDŠ, vybudované v rámci riešenia tejto úlohy (B1 až B9 a B10a, b).

Polohové merania boli spracované v systéme jednotnej trigonometrickej katastrálnej siete – realizácia r. 2003 (JTSK03). Výškové merania boli spracované v baltskom systéme po vyrovnaní (Bpv). Tým bola zabezpečená aj nadväznosť na merania z roku 2010. GNSS merania sa realizovali v systéme ETRS89 a boli transformované do JTSK03. V rámci monitorovania pohybovej aktivity sme sa opierali o nasledujúci súbor meraní:

- terestrické geodetické merania,
- GNSS merania,
- fotogrametrické merania,
- terestrické laserové skenovanie.

Terestrické geodetické merania

Terestrické geodetické merania sa realizovali meraním horizontálnych a vertikálnych smerov a šikmej dĺžky univerzálnou meracou stanicou (polárna priestorová metóda). Na meranie bola použitá univerzálna meracia stanica **Leica TS30** s nasledujúcimi charakteristikami presnosti udávanými výrobcom:

- presnosť merania smerov: $m_{\alpha} = 1^{cc}$,
- presnosť merania dĺžky na hranol: m_d = (0,5 + 1 ppm) mm,
 bezhranolové meranie dĺžky: m_d = (1 + 2 ppm) mm.

Na meranie boli použité aj originálne odrazové hranoly firmy Leica s originálnymi podložkami, teleskopická tyč s libelou, bipod držiak a bežný geodetický inventár. Smery sa merali v 4 skupinách, dĺžka sa merala pri každom meraní smeru. Rozdiely v meranej dĺžke z jedného stanoviska neprekročili 1 mm, pri obojstranne meranej dĺžke 3 mm. Výška bodov sa určila trigonometricky. Výška bodu sa vzťahuje k čapovej nivelačnej značke piliera a k hlave tyče geoharpúny. Observačný plán dokumentuje obr. 4.



Obr. 4. Observačný plán terestrických geodetických meraní.

Ta	b.	1.1	Harmonogram	geodetických	meraní.
----	----	-----	-------------	--------------	---------

Epocha/ tech	Dátum	Merané body
E 2010 [*]	apríl – júl 2010	550, 638, 640, 686, 687, 688
E0_G	14. 5. 2013	550, 638, 640, 686, 687, 688
E1_G	23. 5. 2013	550, 638, 640, 686, 687, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, B9
E2_G	29. 5. 2013	550, 638, 640, 686, 687, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B7, B8, B9, 1 003, 1 004
E3_G	2. 7. 2013	550, 638, 640, 686, 687, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B8, B9, 1 003, 1 004
E4_G	14. 8. 2013	550, 638, 640, 686, 687, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B7, B8, B9, 1 003, 1 004

^{*}merané firmou GEO-KOD, s. r. o.

Dňa 14. 5. 2013 (epocha E0_G) sa urobila rekognoskácia terénu, v rámci ktorej sa zamerali niektoré geodetické body. Samotný monitoring územia na hodnotenie stability sa začal epochou E1_G dňa 23. 5. 2013. V záujme získania presnejšej predstavy o aktivite pohybov v "predzosuvnom" období sme od NDS získali geodetický elaborát realizovaných geodetických meraní v roku 2010 (20. 7. 2010), ktorý pre NDS vypracovala za obdobie apríl – jún 2010 spoločnosť GEO-KOD, s. r. o. Prehľad vykonaných terestrických geodetických meraní uvádzame v tab. 1.

Spracovanie siete prebehlo samostatne v polohe a samostatne vo výške a každá epocha bola spracovaná rovnakým nasledujúcim spôsobom:

Vyrovnanie lokálnej geodetickej siete s mierkovým koeficientom 1,000 000

Podobnostná 2D (Helmertova) transformácia lokálnej vyrovnanej siete do systému JTSK03 sa urobila cez identické vzťažné body 550, 638 a 690. Tým sa zabezpečila správna mierka siete v JTSK03 a overila sa polohová stabilita vzťažných bodov. Kontrolným bodom je pozorovaný bod 688, ktorý sa štatisticky javí ako stabilný.

Výpočet výšky pozorovaných bodov

Za základný vzťažný bod bol zvolený bod 638 vzhľadom na jeho najbližšiu polohu k pozorovaným bodom.

Výpočet rozdielov vybraných epoch

Polohové spracovanie pozostávalo z odhadu súradníc bodov druhým štatistickým lineárnym modelom – vyrovnanie sprostredkujúcich meraní. Samotný štatistický odhad sa robil metódou najmenších štvorcov ako voľná sieť. Fyzikálna redukcia (teplota, tlak, vlhkosť) meranej šikmej dĺžky sa zaviedla priamo pri meraní.

Horizontálne smery boli opravené o kolimačnú chybu. Polohovým vyrovnaním siete sme dosiahli priemernú strednú chybu vyrovnaného smeru 2,6 mm a priemernú strednú chybu vyrovnanej dĺžky 1,1 mm. Stredné súradnicové chyby bodov neprekročili 2 mm pri osi Y a X.

Podobnostná transformácia súradníc lokálnej vyrovnanej siete epochy E4_G do systému E2010 dosiahla rezíduá na identických bodoch do 4,5 mm (tab. 2), pričom bod 688 nebol zahrnutý do výpočtu transformačných parametrov a slúži ako kontrolný. Mierka siete bola určená hodnotou 0,999 840 (–16,1 mm . 100 m⁻¹), čo predstavuje rozdiel od exaktnej výpočtovej redukcie do JTSK a na nulovú hladinovú plochu 0,9 mm . 100 m⁻¹.

Overenie stability vzťažných bodov

Z rezíduí uvedených v tab. 2 môžeme usúdiť, že trojica bodov 550, 638 a 690 ležiaca mimo zosuvnej oblasti sa preukazuje ako polohovo vzájomne stabilná. Polohovú stabilitu potvrdili aj GNSS merania. Bod 688 ležiaci v blízkosti zosuvnej oblasti takisto nevykazuje štatisticky významnú nestabilitu.

Výšky boli určené trigonometrickou metódou. Výškové smery boli opravené o indexovú chybu a výškové uhly sa zredukovali o opravu z refrakcie a zakrivenia zeme. Stredné chyby vo výške neprekročili hodnotu 5 mm. Pretože sa však prevýšenia merali zväčša jednosmerne, je reálny odhad presnosti výšky pozorovaných bodov 10 mm.

Tab. 2. Rezíduá	no	podobnostnei	transformácii.
1 ab. 2. Rezidud	PΟ	pouoonosinej	transformacii.

Bod	vY [mm]	vX [mm]
550	2,7	2,2
638	-4,5	-3,8
690	1,8	1,6
688	-2,1	-0,9

GNSS merania

Body monitorovacej siete boli zamerané metódou statického merania technológiou GNSS (tab. 3). Dĺžka observácie na jednotlivých bodoch bola minimálne 30 min. Výška antén sa merala vždy 2x s presnosťou na mm, pričom ako výsledok bol použitý jednoduchý aritmetický priemer. Na meranie sa použilo 6 dvojfrekvenčných prijímačov od firmy Trimble (4x Trimble 5 700, v. č. 2 769, 3 818, 4 639, 8 268 a 2x Trimble 5 800, v. č. 0304, 1 562). Meranie v celej sieti bolo pripojené na 2 body (550 a 638), pričom na týchto bodoch sme merali nepretržite počas celého zamerania siete. Merania na ostatných bodoch sme vykonali pomocou zostávajúcich 4 prijímačov. Merania GNSS realizoval kolektív pracovníkov ŠGÚDŠ vo vlastnej réžii, Katedra geodézie zabezpečila spracovanie meraní. Do GNSS meraní nebol zaradený bod B9, ktorý sa nachádza v hornej odlučnej oblasti západnej časti zosuvu, tesne nad hlavnou odlučnou hranou, ktorá je zalesnená, a výsledky by nezaručovali požadovanú presnosť.

Všetky výpočty sa urobili vo firemnom spracovateľskom softvéri Trimble Business Centre, v. 2.20. Na určenie elipsoidických súradníc pozorovaných bodov v systéme ETRS-89 sme pri spracovaní použili súradnice bodu 638 (49° 09' 13,425 826" ,19° 05' 46522 316" 484 851), ktoré sme pri výpočte považovali za nemenné.

Na transformáciu do roviny systému S-JTSK, realizácia JTSK03, sme použili lineárny Buršov-Wolfov transformačný model so 7 transformačnými parametrami (tab. 4).

Na prevod elipsoidickej výšky na nadmorskú výšku v systéme Bpv sa použil digitálny výškový referenčný model (DVRM), poskytovaný aj GKÚ. Presnosť určenia bodov metódou GNSS sa overila rozborom výsledkov. Maximálna chyba v určení elipsoidickej šírky a dĺžky bola 3 mm. Elipsoidická výška bola určená s presnosťou 3 mm. Tieto hodnoty predstavujú vnútornú presnosť v systéme ETRS-89. Po transformácii do systému S-JTSK, realizácia JTSK03, sa táto vnútorná presnosť na bodoch siete zachová.

Aj keď vnútorná presnosť GNSS meraní je vysoká, absolútna presnosť v polohe sa pohybuje do 5 mm a vo výške do 15 mm. Na bodoch s nepriaznivou elevačnou maskou (686, B1, B2, B7) môže byť presnosť ešte nižšia.

Tab.	3.	Harmonogram	GNSS	meraní.
------	----	-------------	------	---------

Epocha/tech	Dátum	Merané body
E0_GNSS	14. 5. 2013	550, 638, vrt
E1_GNSS	17. 5. 2013	550, 638, 686, B3, B4, B5, B8, vrt
E2_GNSS	27. 5. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, vrt
E3_GNSS	7. 6. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, vrt
E4_GNSS	14. 6. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, vrt
E5_GNSS	21. 6. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, vrt
E6_GNSS	13. 7. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, vrt
E7_GNSS	19. 7. 2013	550, 638, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8
E8_GNSS	26. 7. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8
E9_GNSS	2. 8. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8
E10_GNSS	9. 8. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8
E11_GNSS	19. 9. 2013	550, 638, 640, 686, 688, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8

Tab. 4. Transformačné parametre.

Translácia [m]	Rotácia [´´]	Mierkový faktor
dx = 485,021	ox = -7,786 342	
dy = 169,465	oy = -4,397 554	s = 1,000 000 0
dz = 483,839	oz = -4,102 655	

Fotogrametrické merania

Na priestorovú rekonštrukciu pozorovaných plôch terénu bola použitá fotogrametrická metóda optického skenovania na prirodzených textúrach. Snímkovanie sa robilo:

 a) z pozemných stanovísk strednoformátovou kamerou Mamyia 645AF s 33-megapixlovou digitálnou stenou LEAF Aptus II-7 a objektívom PhaseOne (tab. 5). Snímkovanie sa robilo zo statívu, počet snímok 13;

Ako vlícovacie body na fotogrametriu slúžili niektoré body merané terestricky geodeticky a ďalšie body – 1 001, 1 002, 1 003 a 1 004 – zamerané v rámci terestrických meraní. Snímkovanie sa robilo **29. 5. 2013** v čase od 12.00 do 15.50 hod. (počet snímok 149) a **2. 7. 2013** v čase od 12.00 do 15.50 hod. (počet snímok 254). Pre nedostupnosť zariadenia v augustovom termíne sme zvolili náhradné riešenie pomocou paraglajdu (obr. 6);

 b) z bezpilotnej lietajúcej platformy s rotujúcim krídlom (quadrokopter; obr. 5), kde bola nainštalovaná digitálna kamera Sony NEX-7 (tab. 6). Kamera bola podľa potreby natáčaná a stabilizovaná.

c) snímkovanie z motorového paraglajdu. Realizovalo sa kamerou Nikon D5100 s objektívom Tamron (tab. 7).
 Snímkovanie sa robilo 2. 7. 2013 v čase od 10.00 do 10.45

hod. (počet snímok 196) a **14. 8. 2013** v čase od 09.30 do 10.00 hod. (počet snímok 132).



Obr. 5. Bezpilotná lietajúca platforma použitá na snímkovanie.

Snímky vyhotovené z leteckých pozícií boli spracované v systéme PhotoScan. Spracované boli 2 samostatné projekty:

a) Paraglide – TIN – model s veľkosťou 10 000 000 trojuholníkov, z toho boli generované DEM (digitálny výškový model) v rozlíšení 0,25 m, 0,50 m, 1,00 m a georeferencovaná ortofotomozaika v rozlíšení 0,10 m, 0,25 m a 0,50 m. Rezíduá na vlícovacích bodoch dosahovali hodnoty do 0,05 m v prípade osí X a Y a výšky H.

b) UAV – TIN – model s veľkosťou 10 000 000 trojuholníkov, z toho boli generované DEM v rozlíšení 0,25 m a georeferencovaná ortofotomozaika v rozlíšení 0,05 m. Rezíduá na vlícovacích bodoch dosahovali hodnoty do 0,01 m v prípade osí X a Y a do 0,05 m v prípade výšky H.

Výšková presnosť digitálnych modelov generovaných z UAV systému je 0,10 m na plochách bez vegetácie. Výšková presnosť digitálneho výškového modelu generovaného z kamery UltraCamX (súbory UCx) z roku 2010 je 0,25 m na plochách bez vegetačného pokryvu. Presnosť ortofotomozaík generovaných z UAV údajov je 0,10 m, z UCx snímok je 0,25 m.



Obr. 6. Motorový paraglajd použitý na snímkovanie.

Laserové skenovanie

Skenovanie sa robilo vo dvoch epochách terestrickým impulzným laserovým skenerom Riegl VZ-400 z 2 stanovísk z protiľahlého vyvýšeného svahu. Skenovanie prebehlo **29. 5. 2013** v čase od 10.00 do 13.00 hod. a **22. 8. 2013** v čase od 10.00 do 13.00 hod. Spolu bolo naskenovaných z oboch stanovísk asi 40 000 000 bodov v kroku zhruba 0,05 m (1. epocha) a 130 000 000 bodov v kroku zhruba 0,03 – 0,06 m (2. epocha). Pôvodne sa plánovalo meranie v júlovom termíne. Pre nedostupnosť zariadenia v júlovom

termíne sa zvolilo náhradné riešenie pomocou paraglajdu (pozri predchádzajúci text). Technická špecifikácia skenera je uvedená v tab. 8.

Vlícovanie bolo zabezpečené na bodoch 1 001, 1 002, 1 003 a 1 004.

Skeny boli spojené do jedného súradnicového systému pomocou vlícovacích bodov 1 001, 1 002, 1 003 a 1 004 priestorovou podobnostnou transformáciou s maximálnymi rezíduami na VB 0,01 m. Výsledné mračno bolo dofarbené prirodzenými farbami z digitálnych snímok vyhotovených kamerou pripevnenou na laserovom skeneri. Kamera je kalibrovaná a vykonalo sa referencovanie snímok na mračno bodov. Výsledkom laserového skenovania je mračno bodov reprezentujúcich skenovaný povrch vrátane vegetácie. Následne sa tieto údaje z praktických dôvodov redukovali na mračná s veľkosťou 2 000 000 bodov (platí pre obidve epochy, 29. 5. 2013 aj 22. 8. 2013).

Presnosť digitálnych modelov z laserových údajov je 0,01 m na plochách bez vegetácie.

4.2. Laboratórne práce

Laboratórne práce boli zamerané na petrografické posúdenie litologických typov hornín, ktoré vystupujú v telese zosuvu, s osobitným dôrazom na mikro- a makroskopickú analýzu tektonicky porušených hornín charakteru mylonitov odkrytých na odlučných hranách. Ťažisko mineralogicko-petrografického posúdenia spočívalo v mikroskopickej analýze výbrusov hornín študovanej oblasti (3 leštené a 3 kryté výbrusy).

4.3. Inžinierskogeologické mapovanie

Bolo zamerané na aktualizáciu poznatkov o zosuvnej lokalite, pričom sa vykonali meračské práce. Súčasťou mapovacích prác bola aj systematická fotodokumentácia lokality. Mapa zosuvu (obr. 8) integruje výsledky zhodnotenia archívnych geologických prác, terénnej rekognoskácie a meračských prác s ohľadom na litologické zloženie hornín zastúpených v území a identifikáciu kritických oblastí z hľadiska zosúvania (geometrické prvky). Súčasťou mapy sú 4 inžinierskogeologické profily v mierke 1 : 500 (obr. 9).

5. Výsledky riešenia geologickej úlohy

5.1. Zhrnutie štruktúrnogeologických a petrografických výsledkov

Geologickú situáciu v oblasti zosuvu charakterizuje styk hronického mezozoika a granitoidov tatrika, ako je to na okrajoch území zobrazených na dvoch regionálnych geologických mapách (Haško a Polák, 1978; Polák et al., 1997). Problematiku danej štruktúry, ktorá je v istom zmysle regionálnou anomáliou, dokumentujú aj početné vrtné profily prechádzajúce z triasu hronika priamo do granitoidov tatrika. V prvom prípade (Haško a Polák, 1978) sa styk hronického mezozoika a granitoidného kryštalinika chápe

Tab. 5. Technická špecifikácia kamery Mamyia.

Mamyia LEAF Aptus II-7				
Počet pixlov	33 000 000	Dátový formát	MOS	
Formát CCD senzora	48 x 36 mm ²	Rozlíšenie	6 666 x 4 992	
Ohnisková vzdialenosť (f)	80 mm	Snímková mierka	1:2000	
Veľkosť pixla	7,02 μm	Objektív	PhaseOne f 80/2,8	

Tab. 6. Technická špecifikácia kamery Sony NEX-7.

SONY NEX-7				
Počet pixlov	24 300 000	Dátový formát	JPEG	
Formát CCD senzora	23,5 x 15,6 mm ²	Rozlíšenie	6 000 x 4 000	
Ohnisková vzdialenosť (f)	19 mm	Snímková mierka	-	
Veľkosť pixla	3,9 µm	Objektív	Sony E Mount	

Tab. 7. Technická špecifikácia kamery Nikon D5100.

Nikon D5100			
Počet pixlov	16 200 000	Dátový formát	JPG
Formát CCD senzora	23,6 x 15,6 mm ²	Rozlíšenie	4 928 x 3 264
Ohnisková vzdialenosť (f)	18 mm	Snímková mierka	_
Veľkosť pixla	4,78 μm	Objektív	Tamron 18 – 270 mm f/3,5 – 6,3

Tab. 8. Technická špecifikácia skenera RIEGL VZ-400.

Impulzný skener RIEGL VZ-400	Mód dlhého dosahu	Vysokorýchlostný mód
Dosah merania	280 – 600 m	160 – 350 m
Rýchlosť skenovania	42 000 s ⁻¹	122 000 s ⁻¹
Presnosť meraného bodu . 100 m ⁻¹	5 mm	

v zmysle príkrovovej hranice, na druhej mape je tento kontakt vyjadrený ako zlomová línia (Polák et al., 1997). Ani litologická náplň triasových členov hronika v skúmanej doméne nie je vnímaná jednotne, tieto otázky však nie sú pri štúdiu geologického prostredia zosuvu rozhodujúce. Zhoda panuje v otázke príslušnosti triasových karbonátov k hroniku, pod ktorým sa v širšej oblasti vynárajú spodnokriedové sliene krížňanského príkrovu (fatrikum).

Geologická skica zosuvného územia je znázornená na obr. 7. Zosuvná zóna obsahuje najmä piesčité elúvium granitoidov a zvyšky alterovaných dolomitov a sivých vápencov gutensteinského typu. Dolomity a vápence v západnej časti zosuvného územia pripomínajú skôr biele wettersteinské typy. Bezprostrednú stykovú zónu granitoidov a hronických karbonátov v súčasnej podobe reprezentuje odlučná šmyková, v svojej podstate mylonitová plocha v podobe rozpadavých svetložltých alebo červených bridlíc hrubých 5 – 15 cm. Za najpravdepodobnejší horninový prekurzor mylonitických bridlíc v úzkej šmykovej ploche zosuvu považujeme granitoidy. Smer sklonu tejto plochy je zhruba 175 – 185°/36 – 42°, ryhovanie je väčšinou identické s jej maximálnym sklonom. Miestami je možné pozorovať aj stáčanie ryhovania, zapríčinené aktuálnym smerom pohybu zosúvajúcej sa masy. Usudzujeme, že táto zóna v hrubých črtách kopíruje staršiu strižnú zlomovú poruchu, pozdĺž ktorej bolo vyzdvihnuté severne situované kryštalinikum. Z viacerých interpretačných možností sa prikláňame k riešeniu, že pôvodný zlom prebiehal omnoho strmšie, no vplyvom následných tektonických pohybov, pravdepodobne paleogénnych listrických zlomov, sa sklonil do súčasnej miernejšej podoby. Pohyby na tektonických poruchách sa zrejme oživovali aj vo vrchnomiocénnom až pliocénnom období (Králiková et al., 2011) počas výzdvihových pohybov malofatranskej oblasti. Nerovnomerná hĺbka vystupovania granitoidov pod karbonátmi hronika zistená okolitými prieskumnými prácami naznačuje tektonické komplikácie. Významnú úlohu tu zohráva aj neotektonicky aktívna subvertikálna ssv.-jjz. (s.-j.) zlomová tektonika, pravdepodobne náležiaca k revúckemu zlomovému systému, ktorý je mladší ako základná, zhruba v.-z. zlomová línia. V (sub)recentnom období sa v.-z. poruchové pásmo gravitačne reaktivovalo, čo zapríčinilo lokálnu zmenu blokovej kinematiky a zosúvanie karbonátov do údolia. Potenciál gravitačnej nestability zvyšuje aj po-



Obr. 7. Geologická skica a lokalizácia dokumentačných bodov (zostavil M. Kováčik). 1 – obliaky rozvetranej terasy Váhu v delúviu; hronikum: 2 – biele dolomity ("wettersteinské"); 3 – bielosivé vápence, lokálne kavernózne; 4 – rauvakizované dolomity; 5 – sivé vápence (gutensteinské alebo gaderské?); tatrikum: 6 – biotitické a dvojsľudové granodiority, lokálne rozvetrané piesčité elúvium; 7 – mylonity; 8 – zlomové línie: a – zistené, b – predpokladané; 9 – dokumentačný bod.

stupné zarezávanie údolia Váhu, sprevádzané pokračujúcim výzdvihom pohoria. Súčasnú zosuvnú štruktúru nesporne umocňujú antropogénne zásahy – extrakcia horninovej hmoty zo spodných etáží aktívneho kameňolomu.

Zo skríningového petrografického zhodnotenia vyplýva viacnásobné tektonicko-metamorfné postihnutie. Základné metamorfné procesy, dosahujúce maximálne spodnú zónu fácie zelených bridlíc, zaraďujeme k alpínskym (kriedovým) procesom. Neskoršie deštrukcie, predovšetkým v podobe zlomových porúch, prebiehali už vo vyhranenejších krehkých podmienkach. Ich charakter je najlepšie čitateľný v kataklazitoch až mylonitoch granitoidov. Krehké deformácie majú zložitý, polyštadiálny charakter. Z orientačného štúdia sa črtajú dve až tri deformačné štádiá. Možno predpokladať úvodnú mylonitizáciu so znakmi smerovej orientácie, ktorá pravdepodobne reprezentuje mikroštruktúrne prejavy v.-z. zlomovej zóny oddeľujúcej karbonáty a granitoidy. Mylonitický materiál obsahuje predovšetkým kremeň. Ultrajemnozrnný tektonický íl zastupujú svetlé minerály smektitovej skupiny, ktoré vznikli rozkladom živcov. Červené sfarbenie prepožičiava rozpadavým mylonitickým bridliciam sekundárna limonitizácia. Tieto deformácie neskôr prekrývajú kataklastické poruchy s nízkym stupňom smerovej orientácie. Relatívne najmladšie deštruktívne štádiá sprevádza po mikropuklinách druhotná kalcifikácia. Predpokladáme, že opakované deformácie mylonitovo-kataklastického rázu sa v podstatnej miere formovali počas neoalpínskych pohybov a poruchovej štruktúre vtlačili dominujúcu pečať.

5.2. Inžinierskogeologická charakteristika zosuvného územia

Inžinierskogeologické mapovanie zosuvného územia sa realizovalo v dvoch čiastkových etapách, ktoré sa však navzájom prelínali. Výstupom inžinierskogeologického mapovania je *Mapa zosuvu Kraľovany* (obr. 8) a 4 inžinierskogeologické profily vedené naprieč zosuvným územím (obr. 9).

V rámci *rekognoskačnej etapy* boli identifikované významné geometrické prvky zosuvu s cieľom vytvoriť pracovnú hypotézu mechanizmu porušovania svahu a vytypovať vhodné miesta osadenia podpornej geodetickej siete ŠGÚDŠ (17. 4., 29. 4., 7. 5. a 14. 5. 2013) s dôrazom na priestor nad "Veľkým jazerom". Body podpornej geodetickej siete ŠGÚDŠ boli osadené 17. 5. 2013.

V rámci "*bezmierkovej" mapovacej etapy* (bezmierkovo, teda pomocou technológie GNSS, s presnosťou vyššou ako 1 m) boli v telese zosuvu identifikované a zmapované 2 výrazné hlavné odlučné hrany – západná (obr. 10) a východná (obr. 11), obe založené na tektonicky predisponovanej poruche charakteru kataklazitu až mylonitu.



Obr. 8. Mapa zosuvu Kraľovany (zostavili: P. Liščák, M. Kopecký, P. Ondrejka, A. Žilka a J. Šimeková).



(prevažne dolomit, resp dolomit. vápenec) 🥉 hladina podzemnej vody vo vrte 🔭 prameň 👘

Obr. 9. Schematické inžinierskogeologické profily svahovej deformácie (zostavili: M. Kopecký a P. Ondrejka).



Obr. 10. Západná odlučná hrana, založená na tektonicky predisponovanom kontakte medzi karbonátmi a granitoidmi, foto z 13. 6. 2013.



Obr. 11. Východná odlučná hrana, foto z 13. 8. 2013.



Obr. 12. Výrazný blok v západnej časti zosuvu, foto z 17. 4. 2013.



Obr. 13. Priečna trhlina na okraji bloku v akumulačnej centrálnej časti zosuvu pri bode NDS 640, foto z 19. 9. 2013.

Haško a Polák (1978) identifikovali uvedenú tektonickú poruchu ako príkrovovú líniu, oblasť násunu hronika na tatrikum. Predisponované tektonické poruchy majú sklon 32 až 41° a sú sklonené na juh.

Najvýznamnejšími geometrickými prvkami v telese zosuvu sú odlučné hrany, jednotlivé zosuvné bloky (obr. 12) a priečne a pozdĺžne trhliny až rozsadliny (obr. 13, 14), ktoré sú spolu s líniami schematických profilov vyjadrené na *Mape zosuvu Kraľovany* (obr. 8). Individualizácia blokov nastala v dôsledku rozdielneho tektonického porušenia dolomitov a vápencov v rámci zosuvu.



Obr. 14. Výrazná pozdĺžna rozsadlina pri východnom okraji centrálnej časti zosuvu naznačujúca smer pohybu zosuvu smerom na JZ, foto z 19. 9. 2013.

Západná časť zosuvu

Tento segment (obr. 15) z väčšej časti predstavuje individualizovaný blok vápencov. Možno ich charakterizovať ako masívne vápence gutensteinského, resp. gaderského typu. O relatívne celistvom horninovom bloku svedčí aj pomerne zachovaný lesný porast na povrchu centrálnej časti bloku, bez vývratov a ž bez výraznejších trhlín.



Obr. 15. Západný okraj západnej časti zosuvu 17. 4. 2013 (vľavo) a 19. 9. 2013 (vpravo).

Hĺbku planárnej šmykovej plochy predpokladáme v rozmedzí 20 až 40 m, v priemere teda 30 m (pozri obr. 9, profil 1 - 1). Vektor posunu bloku je približne na juh. Na sz. a z. ohraničení západného bloku sme okrem aktívnych porúch znázornených červenou farbou (obr. 8) zaregistrovali aj staršie zosuvné hrany, ktoré sú znázornené čiernou farbou. Nie je vylúčené, že za priaznivých okolností (extrémne efektívne zrážky, topenie snehu) sa uvedené poruchy aktivizujú, a teda nastane propagácia svahového

pohybu v rámci rozsiahlejšieho územia (zdokumentované pohybom bodu B-9 s priemernou rýchlosťou 6 mm za deň). Aktivizácia týchto starších zosuvných segmentov môže nastať aj v dôsledku uvoľňovania napätí smerom nad súčasné aktívne odlučné hrany, ktoré dosahujú v súčasnosti výšku viac ako 20 m. V západnej časti hlavnej odlučnej hrany bol v apríli zaregistrovaný občasný prameň, ktorý sa zrejme aktivizuje v súvislosti s výdatnejšími zrážkovými obdobiami alebo topením snehu.

Centrálna časť zosuvu

Vyznačuje sa najvýraznejšou pohybovou aktivitou. Je rozdelená na sériu menších blokov, ktoré vykazujú v hornej časti vektory pohybu smerom na JZ až JJZ a v spodnej, akumulačnej časti sa smer pohybu stáča do smeru S – J (dokumentuje to vektor pohybu bodu NDS 640). V tomto území dominujú tektonicky porušené dolomity, ktoré majú charakter dolomitického piesku. Aj centrálna časť zosuvu má výrazne vyvinutú odlučnú hranu s výškou okolo 20 m. Stredom územia prechádza staršia odlučná trhlina, ktorá mohla vzniknúť v dôsledku ťažobnej činnosti v minulosti.

Na východnom okraji centrálnej časti zosuvu môžeme pozorovať výraznú zónu pozdĺžnych rozsadlín smeru S – J (obr. 13), akýchsi "trogov", ktoré predstavujú ťahové trhliny dosahujúce šírku až 8 m. Ich hĺbka môže byť 20 až 30 m (obr. 9, profil 3) a dosahuje úroveň šmykových plôch v dolomitovom horninovom masíve. Uvedená ťahová zóna bola generovaná v dôsledku posunov smerom na JJZ až JZ, podmienených spomínanou ťažbou a predpokladaným jz. sklonom granitoidného podložia, pričom mohla byť tektonicky predisponovaná. O pôvodnom výraznom puklinovom, ba až kavernóznom porušení dolomitov svedčí aj prítomnosť kaverny vo vrte V-3 (obr. 9, profil 3) z prieskumu Šubjakovej et al. (1960).

Výrazným morfologickým prvkom v centrálnej časti je šošovkovitý blok vytlačeného materiálu, ktorý vznikol na čele zosuvu pohybujúceho sa smerom na JZ, kde narazil na prekážku vo forme západného bloku (obr. 16).



Obr. 16. Pohľad na vytlačený blok šošovkovitého tvaru, ktorý vznikol vytlačením (*bulging*) v predpolí zosuvu pôsobiaceho z ľavej (východnej) strany. Pred blokom tiekol potôčik, ktorý už v súčasnosti prúdi skryto v zosuvných masách, foto z. 13. 8. 2013.

V hornej časti predispozíciu na šmykovú plochu vytvára mylonitová zóna (vrt Š-1; Ingr a Drobáň, 1958), ktorá neskôr prechádza cez porušený dolomitický masív.

Podľa vyjadrenia miestnych ťažiarov v "predzosuvnom" období územím medzi centrálnou a západnou časťou zosuvného územia tiekol potôčik s výdatnosťou niekoľko l . s⁻¹. Tento potôčik pretekal aj úvalinou nad centrálnou časťou zosuvu v miestach vyťaženého lesa. V čase prieskumných prác sme sústredený prameň pozorovali na mieste križovania profilu 2 - 2` (obr. 9) s dolnou časťou odlučnej hrany. Odhadovaná výdatnosť prameňa, ktorý sa po niekoľkých metroch stráca v masíve, bola 1 - 21. s⁻¹. Na tejto línii však predpokladáme viacero skrytých prestupov do zosuvných más, ktoré prispievajú k zníženej stabilite svahu.

Predpokladáme, že významným prvkom usmerňujúcim smer pohybu centrálnej časti zosuvu okrem ťažobných aktivít je aj predpokladaný, relatívne strmý sklon kontaktu karbonátov s granitoidným podložím smerom na JZ (Rohalová et al., 1976), ktorý usmerňuje pohyb v tomto predisponovanom smere.

Východná časť zosuvu

V súčasnosti preukazuje dva vektory posunov. V oblasti hlavnej aktívnej odlučnej hrany s výškou menej ako 10 m sa uplatňuje zosúvanie smerom na JZ, ktoré pravdepodobne súvisí so spomínanou predispozíciou kontaktu medzi dolomitovým nadložím a granitoidným podložím s jjz. vergenciou. Čelo východnej časti zosuvu sa v súčasnosti nachádza vo vzdialenosti 60 m od súčasnej brehovej čiary "Veľkého jazera" (obr. 9, profil 4).

Vo východnej časti zosuvu sú zaujímavé viaceré prvky.

Prvým je poklesová zóna tesne za bodom NDS 640 (obr. 17 a 9, profily 3 a 4), ktorú niektorí účastníci odbornej diskusie interpretovali ako kolaps stropu jaskyne. Takáto interpretácia je diskutabilná. Správa slovenských jaskýň v tomto priestore doteraz neevidovala žiaden jaskynný priestor (v zmysle zápisu KŠ zo dňa 13. 5. 2013), navyše, v uvedenom priestore sa nachádzajú wettersteinské dolomity a tie nejavia známky krasovatenia. Približne v oblasti sondy Š-1 asi 100 m severne od bodu NDS 640 jaskyniari zaregistrovali 24. 2. 2013 tzv. Rozsadlinovú jaskyňu (ktorá zanikla v dôsledku zosuvných procesov, súradnice v čase prieskumu boli 49° 09' 25,5" s. z. š. a 19° 05' 48,6" v. z. d.; údaje poskytol pán E. Piovarči z jaskyniarskej skupiny Aragonit). Prikláňame sa k názoru, že uvedený fenomén bol indíciou svahového pohybu v tejto oblasti, ktorý však nebol jednoznačne identifikovaný vzhľadom na vtedajšie okolnosti (snehová pokrývka, neprítomnosť typických znakov zosuvu, ako sú odlučná hrana, transportačná a akumulačná zóna, prejavy aktívneho zosúvania na vegetácii). Podotýkame, že podľa vyjadrenia miestnych obyvateľov sa zosuv aktivizoval v dvoch termínoch, 6. a 21. marca 2013.

Ďalším fenoménom je priečna zóna (val) medzi bodom 640 a bodom B-4 s pokračovaním v dĺžke minimálne 30 m

smerom na východ. Podľa meraní urobených viacerými geodetickými metódami sa uvedený blok posúva smerom na juh, teda k "Veľkému jazeru", rýchlosťou niekoľko mm za deň. Dôležitým faktom je, že na základe porovnania geodetického elaborátu firmy GEO-KOD, s. r. o. (spracovaného v roku 2010 pre NDS), a našich meraní (E0_G; tab. 1) sa bod NDS 640 zdvihol viac ako o 1 m. Tu sa ponúka vysvetlenie, že v marci 2013 sa zosuvné masy z oblasti východnej odlučnej hrany aktivizovali so smerom pohybu približne na JJZ a pri náraze na uvedenú zónu sa tento relatívne rigidný blok nadvihol. Pohyb ďalej pokračoval po predisponovanej poruche jz. smeru a v dôsledku úbytku hmoty a vznikajúcich čiastkových ťahových zón tu poklesol terén v tyle valu postupujúceho smerom k jazeru, najmä v oblasti bodu B-4. V súčasnosti je vertikálna zložka pohybu bodu 640 zanedbateľná, ale naďalej pretrváva pohyb na juh smerom k "Veľkému jazeru".



Obr. 17. Poklesová zóna v predpolí východnej časti zosuvu. Val vľavo sa pohybuje rýchlosťou 9 mm za deň smerom k "Veľkému jazeru", foto zo 17. 4. 2013.

Ďalším dôležitým fenoménom, ktorý sme zaregistrovali v oblasti východnej odlučnej hrany, je vytváranie priečnych ťahových trhlín v samotnej mylonitovej poruche (obr. 18). Predpokladáme, že v prípade vývoja šmykových plôch v rámci mylonitových porúch sa vytvárajú planárne šmykové plochy. Podľa výsledkov prieskumu pre PVE (Ingr a Drobáň, 1958) hrúbka tektonickej poruchy v tejto oblasti môže dosahovať 40 m!



Obr. 18. Priečne ťahové trhliny v samotnej mylonitovej poruche, foto z 19. 9. 2013.

Významným poznatkom vo východnej časti zosuvu v granitoidnom masíve je zistenie staršej generácie zosuvných porúch (na obr. 8 vyznačených čiernou farbou). Podobne ako v západnej časti, aj tu avizujeme možnosť aktivizácie týchto porúch v dôsledku uvoľňovania napätí nad východnou aktívnou odlučnou hranou.

5.3. Výsledky geodetických meraní

Geodetické terestrické merania

Posuny pozorovaných bodov hodnotíme na základe veľkosti posunu a strednej chyby posunu. Na testovanie štatistickej nulovej hypotézy "posun nastal" použijeme nasledujúcu zjednodušenú interpretáciu, ktorá postačuje pri väčšine praktických úloh geodézie (p – posun, mp – stredná chyba posunu, i – číslo epochy):

1. Ak pi \leq mpi,	hypotézu, že posun nastal,
	zamietame.
2. Ak mpi \leq pi \leq 2,5*mpi,	hypotézu, že posun nastal,
	nezamietame, riziko je však
	pomerne veľké.
3. Ak 2,5*mpi ≤ pi	hypotézu, že posun nastal,
	potvrdzujeme s rizikom men-
	ším ako 1 %.

V tabuľke 9 sú krajné hodnoty posunov (posledný stĺpec), o ktorých môžeme hovoriť ako o štatisticky významných, že posun nastal. Presnosť polohových meraní na geoharpúnach je nižšia vzhľadom na to, že sa meria na teleskopickej tyči vo výške 1,5 m, čo vedie k chybe z centrácie cieľa.

Tab. 9. Hodnotenie hypotézy o posune – terestrické geodetické merania.

	Stredná chyba v osi	mp	Posun nastal
Polohové posuny – piliere	mx = my = 3 mm	5 mm	$p \geq 12 \ mm$
Polohové posuny – geoharpúna	mx = my = 5 mm	7 mm	$p \ge 20 mm$
Výškové posuny	mH = 7 mm	10 mm	$p \ge 25 mm$

Ako sme už uviedli v kapitole 3.1, tab. 1 (E2010), od NDS sme získali geodetický elaborát, ktorý pre NDS vypracovala za obdobie apríl – jún 2010 spoločnosť GEO--KOD, s. r. o. V rámci rekognoskácie (14. 5. 2013) sme zamerali body NDS 640, 686, 687 a 688 a stabilné body 650 a 638 (E0_G; tab. 1). Koordináty týchto bodov sa následne konfrontovali s geodetickým elaborátom E2010 a preukázali sa výrazné posuny pri bodoch 640, 686 a 687 (obr. 19).

Bod 640, ako je zrejmé z obr. 19, mal vektor pohybu smerom k "Veľkému jazeru". Horizontálna zložka pohybu bola **4 300 mm** (dominantná zložka x 4 298 mm, teda smer na juh), vertikálna zložka pohybu z bola **+ 1 013 mm**, čiže bod NDS 640 bol vyzdvihnutý (príloha 6.1, tabuľka posuny 1/2).



Obr. 19. Vektory a absolútne hodnoty posunov (červené číslo v mm) geodetických pilierov NDS za obdobie apríl 2010 až 14. máj 2013.



Obr. 20. Vektory a absolútne hodnoty posunov (v mm) geodetických pilierov NDS a bodov siete ŠGÚDŠ. Červená farba – geodetická terestrická metóda (14. 5. až 14. 8. 2013 body NDS; 23. 5. až 14. 8. body ŠGÚDŠ), zelená farba – GNSS merania (14. 5. až 19. 9. 2013 body NDS; 23. 5. až 19. 9. body ŠGÚDŠ).

Bod 686 takisto vykazoval vektor pohybu smerom k "Veľkému jazeru", pričom horizontálna zložka pohybu x bola **498 mm** (zložka x 464 mm, zložka y 181 mm, teda smer na JJZ), vertikálna zložka pohybu z bola **–248 mm**, čiže bod NDS 686 poklesol. Bod 687 siete NDS vykázal relatívne malý posun, 29 mm, no tiež s jz. smerom, teda k "Veľkému jazeru". Ostatné body siete NDS sa v rámci skúmaného časového intervalu javili ako stabilné.

Na obrázku 20 prezentujeme výsledky merania geodetickej terestrickej metódy za obdobie 14. 5. 2013 (body NDS), resp. 23. 5. 2013 (body ŠGÚDŠ) až 14. 8. 2013, teda v rámci riešenia tohto projektu. Najväčší posun -804 mm – sme zaznamenali na bode NDS 640, pričom vektor pohybu je smerom k "Veľkému jazeru", teda smerom na juh. Vertikálna zložka pohybu (výzdvih 6 mm) je v zmysle tab. 9 zanedbateľná. Významné posuny ukázali body siete ŠGÚDŠ B-1 (posun 263 mm, pokles 192 mm) a B-2 (posun 173 mm, pokles 136 mm) s vektorom posunu na JZ, bod B-4 (posun 148 mm, pokles 32 mm) s vektorom posunu na juh, teda k "Veľkému jazeru", a bod B-9 v západnej časti zosuvu (posun 408 mm) s vektorom posunu na juh. Posuny bodov B-3 (23 mm), B-5 (27 mm) a B-6 (36 mm) sú tiež preukazné v zmysle tab. 9, hodnoty posunov sú však rádovo nižšie. Na bodoch B-7 a B-8 nastal zhodne nepatrný posun, 8 mm, ktorý v rámci našich hodnotiacich kritérií hodnotíme ako zanedbateľný posun v intervale možnej chyby merania.

Pohyb bodu NDS 640 a bodov B-1, B-2, B-4 a B-9 siete ŠGÚDŠ je znázornený formou stĺpcového grafu (prírastky posunu medzi jednotlivými epochami) na obr. 21. Priemerná rýchlosť posunu bodu 640 v sledovanom období dosiahla **9 mm za deň**. Vybrané body siete ŠGÚDŠ sa pohybovali priemernou rýchlosť ou v prípade B-1 **4 mm za deň**, B-2 **2 mm za deň**, B-4 **2 mm za deň** a B-9 **6 mm za deň**. Uvedená rýchlosť zaraďuje svahový pohyb v zmysle klasifikácie Nemčoka et al. (1974) do kategórie **zosúvanie**.

GNSS merania

Pri hodnotení posunov geodetických bodov vychádzame z rovnakých premís ako pri geodetickej terestrickej metóde. Aj keď vnútorná presnosť GNSS meraní je vysoká, absolútna presnosť v polohe sa pohybuje do 5 mm a vo výške 15 mm. Na bodoch s nepriaznivou elevačnou maskou (686, B1, B2 a B7) môže byť presnosť ešte nižšia, preto sú kritériá presnosti metódy "voľnejšie" ako pri terestrickej metóde (tab. 10).

Tab. 1	10.	Hodnotenie	hypotézy	0	posune -	GNSS	merania.
--------	-----	------------	----------	---	----------	------	----------

	Stredná chyba v osi	mp	Posun nastal
Polohové posuny – piliere	mx = my = 5 mm	8 mm	$p \geq 20 \ mm$
Polohové posuny – geoharpúna	mx = my = 7 mm	10 mm	$p \geq 25 \ mm$
Výškové posuny	mH = 15 mm	22 mm	$p \geq 56 \ mm$

GNSS merania sme začali na bodoch siete NDS 14. 5. 2013 a na bodoch siete ŠGÚDŠ 17. 5. 2013 (tab. 3), posledné meranie sa uskutočnili 19. 9. 2013. V rámci približne 4-mesačnej periódy meraní sa preukázali výrazné vodorovné posuny pri bode 640 NDS a pri bodoch B1, B2, B4 siete ŠGÚDŠ (obr. 20). Z obrázka 20 je zrejmá aj veľmi dobrá zhoda medzi výsledkami klasickej terestrickej metódy a metódy GNSS.

Pohyby bodov NDS 640 a 686 a siete ŠGÚDŠ B-1, B-2 a B-4 sú znázornené formou stĺpcových grafov (prírastky posunu medzi jednotlivými epochami meraní) na obr. 22. Najväčší vektor posunu - 970 mm - sme zaznamenali na bode NDS 640, pričom vektor pohybu smeruje k "Veľkému jazeru", teda smerom na juh. Prírastok v období 9. 8. 2013 - 19. 9. 2013 bol 189 mm. Na bode NDS 686 vykazuje výsledný vektor posunu za sledované obdobie hodnotu 40 mm so smerom približne na juh. Významné vektory posunov ukázali body siete ŠGÚDŠ B-1 (311 mm, prírastok 67 mm) a B-2 (posun 207 mm) s vektorom posunu na JZ a bod B-4 (posun 163 mm) s vektorom posunu na juh, teda k "Veľkému jazeru". Vektory posunov bodov B-3 (44 mm), B-5 (34 mm) a B-7 (27 mm) sú tiež preukazné v zmysle tab. 10, hodnoty posunov sú však rádovo nižšie. Napriek tomu výsledky pri bodoch B-3, B-5 a B-7 sa javia ako zaujímavé a v prípade pokračujúceho monitoringu odporúčame preveriť, či nenastáva mobilizácia uvedených bodov. Na bodoch B-6 a B-8 nastal nepatrný posun (18 mm, resp. 5 mm), ktorý v rámci našich hodnotiacich kritérií hodnotíme ako zanedbateľný posun v intervale možnej chyby merania.

Pozemná a letecká fotogrametria

Snímky vyhotovené z pozemných aj leteckých pozícií boli spracované v jednom projekte v systéme PhotoScan. 3D model vo forme TIN bol nalícovaný na 7 bodov – 1 001, 1 003, 1 004, 640, B3, B4 a B6 – s výslednými strednými súradnicovými chybami mX = 0,003 m, mY = 0,006 m a mZ = 0,005 m. Výsledný TIN model pozostáva z 10 000 000 bodov, pričom ide o model vrátane vegetácie. Miesta, na ktorých model nebol generovaný, boli vyplnené umelo. Model je korektný tam, kde boli vhodné texturálne informácie, teda na tých miestach, kde bol povrch bez vegetačnej pokrývky. Na týchto miestach je priestorová presnosť TIN modelu do 0,05 m a vyššia a rozlíšenie modelu je 0,1 m. Ďalším výstupom fotogrametrických meraní sú aj ortofotomozaiky, zostavené kombináciou snímok pozemnej a leteckej fotogrametrie.

Obrázok 23 vyjadruje porovnanie dvoch 3D modelov územia z hľadiska posunov v smere osi x (smer juh), a to 3D modelu z 29. 5. 2013 a 3D modelu datovaného 2. 7. 2013. Posuny teda vyjadrujú rozdiel v topografii terénu v intervale 35 dní, či už formou prírastkov, teda posunov terénu, vyjadrených v pestrej škále od žltej farby cez oranžovú po červené, resp. úbytkov hmoty, vyjadrených tmavými farbami v škále od svetlotyrkysovej až po tmavomodrú. Prírastky terénu pripisujeme zmene morfológie



Obr. 21. Posuny namerané terestrickou geodetickou metódou na zosuve v katastri obce Kraľovany. A – namerané vodorovné posuny geodetických bodov NDS (obdobie od 14. 5. 2013 do 14. 8. 2013), B – namerané posuny na bodoch siete ŠGÚDŠ (obdobie od 23. 5. 2013 do 14. 8. 2013).



Obr. 22. Posuny namerané GNSS technológiou na zosuve v katastri obce Kraľovany. A – namerané vodorovné posuny geodetických bodov NDS (obdobie od 14. 5. 2013 do 19. 9. 2013), B – namerané posuny na bodoch siete ŠGÚDŠ (obdobie od 17. 5. 2013 do 19. 9. 2013).



Obr. 23. Znázornenie aktivity zosuvného pohybu na základe zmien povrchu zosuvného telesa porovnaním dvoch 3D modelov skúmaného územia. Spodná snímka – fotomozaika, horná snímka – posuny terénu formou odstupňovanej farebnej škály, pohľad z juhu.



Obr. 24. Porovnanie hranice lesa na ortofotomozaike z roku 2010. Čierna prerušovaná čiara predstavuje hranicu lesa z roku 2010, červená hranicu lesa z 22. 8. 2013. Posuvy jednotlivých segmentov sú vyjadrené v metroch.

čela zosuvu, teda akumulačnej časti zosuvného telesa. Na prvý pohľad je zrejmé, že najaktívnejšia je stredná časť zosuvu, potom západný blok, ale aj širšie okolie bodu NDS 640, čo korešponduje s našimi terestrickými aj GNSS meraniami. Pravdaže, metóda by bola podstatne preukaznejšia v rámci porovnania väčších časových intervalov. Kvôli ilustrácii na obr. 24 orientačne znázorňujeme posun hranice lesa smerom do priestoru lomu v období medzi rokom 2010 a hranicou z 22. 8. 2013 (generovanou z ortofotomozaiky paraglajdu). Predpokladáme, že dominantnú zložku uvedeného posunu hranice lesa, ktorá tvorí zároveň hranicu ťažby v západnej časti zosuvu a približne kopíruje hranicu dobývacieho priestoru, možno pripísať zosuvnému posunu. Maximálny horizontálny priemet uvedenej hranice je 43 m. Táto skutočnosť indikuje posun zosuvných más z územia mimo dobývacieho priestoru smerom doň.

Laserové skenovanie

Metódu laserového skenovania sme sa rozhodli použiť vzhľadom na jej vysokú presnosť pri plošnej interpretácii zmien povrchu územia za predpokladu nízkeho stupňa jeho pokrytia vegetáciou. Územie kraľovianskeho zosuvu vyhovuje tejto podmienke najmä v akumulačnej a odlučnej oblasti.

Metodiku merania sme opísali v metodickej časti. Kvôli rekapitulácii, realizovali sme dve epochy meraní – 29. 5. a 22. 8. 2013. Porovnaním dvoch setov mračien bodov sme dospeli, podobne ako pri výstupoch fotogrametrie, k plošnému vyjadreniu prírastkov, resp. úbytkov hmoty zosuvného telesa. Uvedené posuny sú vyjadrené formou odstupňo-



Obr. 25. Znázornenie aktivity zosuvného pohybu na základe zmien povrchu zosuvného telesa porovnaním dvoch 3D modelov skúmaného územia získaných metódou laserového skenovania (29. 5. a 22. 8. 2013). Spodná snímka – fotomozaika, horná snímka – posuny terénu formou odstupňovanej farebnej škály, pohľad spredu.

vanej farebnej škály, takej, aká bola použitá pri fotogrametrických metódach. Zdôrazňujeme, že **presnosť** digitálnych modelov z laserových údajov je **0,01 m** na plochách bez vegetácie.

V porovnaní s fotogrametriou (obr. 23) pozorujeme zhruba rovnaké rozdelenie segmentov z hľadiska intenzity pohybovej aktivity (maximálna v strede snímky), farebná škála je však výrazne červenšia v miestach prírastkov zosuvných más, resp. modrejšia v miestach úbytku hmoty. Je to dané dlhším časovým intervalom medzi meraniami (86 dní laserové skenovanie verzus 35 dní fotogrametria) a jednoznačne to potvrdzuje pokračujúcu aktivitu zosuvného pohybu. Uvedenú skutočnosť dokumentujeme tak pohľadom spredu (obr. 25), ako aj zhora (obr. 26).

5.4. Hodnotenie výsledkov z hľadiska cieľov projektu

Realizovaným projektom sme na základe poskytnutých finančných prostriedkov a relevantných metód prieskumu dešifrovali *inžinierskogeologické pomery* zosuvného územia, ale s výhradou, že na objektívne stanovenie hĺbky šmykovej plochy, resp. šmykových plôch nám chýbali účelovo vybudované geologické objekty (ako optimálne sa javia inklinometrické vrty so zabudovanými stacionárnymi inklinometrickými sondami). Preto hĺbku šmykových plôch znázornenú v štyroch inžinierskogeologických profiloch (obr. 9) treba chápať ako orientačnú, rozhodne nepostačujúcu na objektívne geotechnické výpočty stability svahu. Ako *príčiny vzniku zosuvu* sme identifikovali prirodzenú predispozíciu kvôli výraznému tektonickému porušeniu masívu s naloženou alteráciou a rozložením horninotvorných minerálov kremenných dioritov až granodioritov na ílové minerály, ktoré sa nachádzajú na klzných plochách. Prestupy povrchovej vody do týchto porúch spôsobujú rozmáčanie ílov a ešte zhoršujú stabilitu masívu. Ťažba v lome, ktorá tu prebiehala v minulosti a v západnej časti prebieha aj v súčasnosti, oslabuje horninový masív na päte svahu a zvyšuje jeho nestabilitu.

Ohrozenie životov a majetku ľudí môžeme rozdeliť do dvoch oblastí zosuvu (a súčasne dobývacieho priestoru).

V západnej časti zosuvu s prebiehajúcou ťažbou vápencovej suroviny sú bezprostredne ohrození pracovníci v lome, ako aj mechanizmy používané pri ťažbe.

Vo východnej časti zosuvu najväčšie nebezpečenstvo predstavuje "Veľké jazero". Pohyby masívu nad "Veľkým jazerom" sú v zmysle geodetických meraní (máj až september 2013) kontinuálne (obr. 27) a v bode NDS 640 sme zaznamenali priemernú rýchlosť pohybu 9 mm za deň za sledované obdobie. V uvedenom, relatívne krátkom období 4 mesiacov, ktoré sa nevyznačovalo klimatickými excesmi, sme nezaznamenali trend zrýchľovania pohybov. Pri prí-



Obr. 26. Znázornenie aktivity zosuvného pohybu na základe zmien povrchu zosuvného telesa porovnaním dvoch 3D modelov skúmaného územia získaných metódou laserového skenovania (29. 5. a 22. 8. 2013). Spodná snímka – fotomozaika, horná snímka – posuny terénu formou odstupňovanej farebnej škály, pohľad zhora.



Obr. 27. Lineárny priebeh prírastkov vodorovných posunov bodu NDS 640 v období od 27. 5. 2013 do 19. 9. 2013.

padnej zmene klimatických pomerov, resp. iných spúšťačov zosuvného pohybu (prírodná alebo indukovaná seizmicita, nevhodné antropogénne zásahy do telesa zosuvu) nemôžeme vylúčiť náhle zosunutie horninových más do oblasti "Veľkého jazera" s rizikom ohrozenia životov ľudí, ako aj príslušnej infraštruktúry.

Geodetické metódy aplikované v zosuvnom území potvrdili výraznú pohybovú aktivitu najmä v západnej a centrálnej časti územia, ako aj v oblasti priečneho valu s bodom NDS 640 a bodom B-4 siete ŠGÚDŠ. Súbor geodetických metód, mimochodom, v tomto rozsahu použitý v podmienkach Slovenskej republiky prvýkrát, poskytol hodnoverné podklady na interpretáciu vektorov a rýchlosti svahového pohybu jednotlivých segmentov zosuvného územia.

Štruktúrnogeologické a petrografické posúdenie prevládajúcich litotypov v rámci zosuvného územia potvrdilo polyštadiálny charakter tektonických pohybov od hercýnskych až po subrecentné. Potvrdila sa prítomnosť tektonitov na odlučných hranách zosuvu charakteru kataklazitu až mylonitu.

5. Záver

Havarijný skalný zosuv, ktorý sa aktivizoval v marci 2013 v katastri obce Kraľovany v oblasti lomu na wettersteinské dolomity a gutensteinské vápence, má aj v súčasnosti charakter aktívneho svahového pohybu. Rozmery svahovej deformácie sú impozantné – šírka 580 m, výška (nad "Veľkým jazerom") 280 m, rozloha aktívnej časti 59 070 m², celková rozloha 96 952 m². Predpokladaná hĺbka šmykových plôch je 30 až 40 m a objem pohybujúcich sa más prevyšuje 2 000 000 m³. Plocha poškodeného územia Národného parku Malá Fatra je **49 886 m²**, plocha postihnutých lesných porastov je **54 300 m²**.

Maximálny pohyb na zosuve pri jeho vzniku v marci 2013 bol odhadnutý na 43 m. Zosuv predstavuje riziko tak pre pracovníkov v lome, ako aj pre rekreantov, ktorí najmä v letnom období navštevujú "Veľké jazero", a tiež pre okolitú infraštruktúru.

Na základe inžinierskogeologického mapovania a 4-mesačného monitoringu komplexom geodetických metód sme dospeli k nasledujúcim záverom:

Podmienky a príčiny vzniku zosuvu

Za rozhodujúci predpoklad (podmienku) vzniku svahového pohybu takých veľkých rozmerov považujeme geologicko-tektonickú predispozíciu, založenú na kontakte nadložných karbonátov mezozoika a podložného granitoidného komplexu sklonenom na J a JZ s výrazne vyvinutou mylonitovou (kataklazitovou) zónou s naloženými alteráciami a na tektonickom rozrušení karbonátového, najmä dolomitického komplexu. Za ďalší predpoklad vzniku zosuvu považujeme viac ako 50-ročné ťažobné aktivity v kameňolome, ktoré výrazne oslabili pätu svahu. Uvedené skutočnosti vytvorili vhodné podmienky na vznik rozsiahleho skalného zosuvu. Rozhodujúcou príčinou (spúšťačom) svahového pohybu boli extrémne klimatické podmienky v zime a na jar v roku 2013. Vplyvom opakovaného oteplenia dochádzalo k viacnásobnému topeniu snehovej pokrývky a nasýteniu horninového prostredia dolomitov vodou. Rozhodujúcou príčinou bolo roztopenie hrubej snehovej pokrývky v marci a vniknutie roztopenej vody do otvorených trhlín v odlučnej oblasti zosuvu ("Rozsadlinová" jaskyňa).

Charakteristika zosuvu a jeho aktivita

V skalnom zosuve sme z hľadiska pohybovej aktivity v zmysle vektorov pohybov a rýchlosti zosúvania vyčlenili 3 samostatné časti:

1. Západná časť zosuvu. Tvorí ju relatívne kompaktné teleso strednotriasových vápencov. Toto teleso sa pohybuje v zásade južným smerom (k "Malému jazeru"). V tejto oblasti bol osadený jeden monitorovací bod B-9 nad hlavnou odlučnou hranou – pohybuje sa priemernou rýchlosťou 6 mm za deň. Od začiatku monitorovania môžeme konštatovať výrazné pretvorenie tejto časti zosuvu s tendenciou progresívneho vývoja zosúvania nad hlavnou odlučnou hranou, t. j. do granitoidného masívu.

2. *Centrálna časť zosuvu*. Tvoria ju tektonicky porušené dolomity stredného triasu. Vyznačuje sa najvýraznejšou pohybovou aktivitou a je rozdelená na sériu menších blokov, ktoré vykazujú v hornej časti vektory pohybu smerom na JZ až JJZ a v spodnej, akumulačnej časti sa smer pohybu stáča do smeru S – J. Dokumentuje to vektor pohybu bodu NDS 640 s priemernou rýchlosťou pohybu bodu 9 mm za deň.

3. Východná časť zosuvu. V súčasnosti preukazuje dva vektory posunov. V oblasti hlavnej aktívnej odlučnej hrany s výškou menej ako 10 m sa uplatňuje zosúvanie smerom na JZ, ktoré pravdepodobne súvisí so spomínanou predispozíciou kontaktu medzi dolomitovým nadložím a granitoidným podložím so sklonom na JJZ. Čelo východnej časti zosuvu sa v súčasnosti nachádza vo vzdialenosti 60 m od súčasnej brehovej čiary "Veľkého jazera" – priemerná rýchlosť pohybu bodu NDS 640 je 9 mm za deň, bodu B-4 siete ŠGÚDŠ 2 mm za deň. Najvýchodnejšia časť zosuvu vykazovala najnižšiu pohybovú aktivitu z celého zosuvného územia počas monitorovacieho obdobia.

V relatívne krátkom monitorovacom období 4 mesiacov, ktoré sa nevyznačovalo extrémnymi klimatickými javmi, nebol zaznamenaný trend zrýchľovania pohybov na svahu. Pri prípadnej zmene klimatických pomerov, resp. iných spúšťačov zosuvného pohybu (prírodná alebo indukovaná seizmicita, nevhodné antropogénne zásahy do telesa zosuvu) nemožno vylúčiť náhle zosunutie horninových más do oblasti "Veľkého jazera" s rizikom ohrozenia životov ľudí, ako aj príslušnej infraštruktúry.

Z hľadiska socioekonomickej významnosti zaraďujeme zosuv do kategórie R4 – veľmi vysoké riziko.

Odporúčania

Zrealizovaný prieskum dešifroval pohybovú aktivitu na základe povrchových geologických a geodetických meraní. Hĺbka a tvar šmykových plôch neboli overené vrtnými prácami. Na základe získaných údajov o charaktere a rýchlosti svahových deformácií odporúčame vykonať nasledujúce opatrenia:

 zrealizovať inžinierskogeologický prieskum, ktorého súčasťou budú monitorovacie vrty (hĺbka 30 – 40 m podľa ich lokalizácie). Vrty umožnia sledovanie pohybu na šmykových plochách (pomocou stacionárnych inklinometrov) a sledovanie režimu podzemnej vody;

2. pokračovať v geodetickom meraní povrchových bodov zosuvného územia. Vzhľadom na to, že sieť geodetických bodov NDS bola v zosuvnej oblasti prakticky zničená a body ŠGÚDŠ sú len provizórne, odporúčame doplniť sieť o štandardne vybudované pozorovacie geodetické body a tie vo vhodne zvolenom časovom intervale monitorovať;

3. obmedziť akékoľvek ťažobné a rekultivačné aktivity v zosúvajúcej sa časti lomu. Zásahy do svahu v oblasti bodu NDS 640 (v čele centrálnej a východnej časti zosuvu) môžu s veľkou pravdepodobnosťou spôsobiť zmenu smeru pohybu centrálnej časti z JZ na J, teda do priestoru "Veľkého jazera", čím sa výrazne zvýši riziko vyplývajúce z existencie zosuvu. Prípadné odľahčenie vrchných častí zosuvu môže viesť k zhoršeniu stabilitného stavu tektonických porúch značnej hrúbky s očakávanými kryhovými posunmi po planárnych šmykových plochách a k tvorbe nových zátrhov šmykovej plochy smerom nahor do granitoidno-mylonitovej zóny;

4. obmedziť pohyb osôb a strojov v zosuvnom území;

5. sanáciu zosuvného svahu vykonať na základe projektu sanácie, ktorý zhotoví odborne spôsobilá osoba na príslušné práce.

Literatúra

- Árendárik, J., 1967: Kraľovany Šútovo dolomitické piesky. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy predbežného prieskumu so stavom k 1. 2. 1967. GP, n. p., Spišská Nová Ves. Manuskript. Geologické stredisko Turčianske Teplice, 55 s., 43 príloh.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: 1. vyd. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenska agentúra životného prostredia, 344 s.
- Čapo, J. a Palcso, A., 1994: Výpočet zásob na výhradnom ložisku Kraľovany II. GEOENVEX, spol. s r. o., Rožňava. Záverečná správa. Manuskript, Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 12 s.

- Grenčíková, A., Žabková, E., Kotrčová, E., Lenková, M., Rusnák, M., Gažúr, J., Gejdoš, T., Méry, V. a Frličková, M., 2008: Diaľnica D1 Turany-Hubová, podrobný inžinierskogeologický prieskum. Manuskript. Žilina, INGEO-ighp, 108 s., 21 príloh.
- Haško, J. a Polák, M., 1978: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Ingr, M. a Drobáň, V., 1958: Prečerpávacia nádrž v Šútove. Záverečná správa. ÚSG Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 34 s.
- Ivanov, M. a Kamenický, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 189 – 214.
- Králiková, S., Andriessen, P., Kováč, M., Minár, J., Hók, J., Vojtko, R. a Kráľ, J., 2011: Thermotectonic evolution and stratigraphy of the Turčianska kotlina Basin revealed by apatite fission track data. Miner. slov. – Geovestník (Bratislava), 43, 4, 493.
- Liščák, P., Ondrejka, P., Fraštia, M., Kopecký, M., Šimeková, J., Žilka, A., Pauditš, P., Kováčik, M. a Balík, D., 2013: Monitoring pohybovej aktivity havarijného skalného zosuvu v obci Kraľovany, orientačný inžinierskogeologický prieskum. MŽP SR, ŠGÚDŠ Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A., 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry, část 1; Hlavní hřbet mezi Chlebem a Malým Kriváněm. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), VII, 100 – 104.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J., 1974: Dělení svahových pohybů. In: Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. (Praha), 77 – 97.
- Ondrášik, R., Wagner, P., Majtán, Š. a Oroszlány, J., 1996: Diaľnica D-1 Martin – Ľubochňa, inžinierskogeologická štúdia. Bratislava, Dopravoprojekt, 23 s.
- Pícha, F., 1957: Zpráva o přehledném sedimentárně-petrografickém výzkumu centrálně-karpatského paleogénu Turčanské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957 (Praha).
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Rohalová, M., Hasch, J., Januš, J., Vondráček, L. a Bondarenková, A., 1976: Záverečná správa a výpočet zásob KRAĽO-VANY II – ŤP, dolomit. Stav k 17.05.1976. GP Spišská Nová Ves, Geologická oblasť Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 65 s., 35 príloh.
- Schuetznerová-Havelková, V., 1959: Sedimentárně-petrografický rozbor paleogenních hornin ze staveniště vodního díla ma Váhu u Krpeľan. Čas. Mineral. a Geol. (Praha), IV, 4.
- Šubjaková, M. a Windt, D., 1960: Výpočet zásob Kraľovany C1 + C2 – dolomitické piesky pre hute so stavom k 01. 03. 1960. GP Turčianske Teplice, závod Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 68 s., 41 príloh.
- Záruba, Q., 1958: Profil paleogénu v severovýchodní části Turčanské kotliny. Čas. Mineral. Geol. (Praha), III.
- Záthurecký, A., 1998 : D1 Martin Ľubochňa, orientačný IGP. Žilina, Ingeo, 59. s.

Zhodnotenie inžinierskogeologických pomerov a okamžitých protihavarijných opatrení na havarijnom zosuve v obci Brusno

Evaluation of the engineering geological conditions and mitigation measures for the landslide in the Brusno Village

Róbert Jelínek¹, Mário Olšavský¹, Pavel Liščák², Peter Ondrejka², Júlia Šimeková², Ivan Dananaj², Peter Pauditš², František Bottlik², Miloš Gregor², Adrián Ilkanič³, Pavol Tupý³ a Andrea Jasovská³

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Regionálne centrum Banská Bystrica, Lazovná 10, 974 01 Banská Bystrica ²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava ³ENVIGEO, a. s., Kynceľová 2, 974 11 Banská Bystrica

Abstract. The paper provides results from a preliminary engineering geological investigation on a landslide that occurred during Easter 2013 in Brusno village, central Slovakia. The landslide began to threaten a house and damaged the surrounding slopes used as agricultural lands. The main cause of the landslide is related to the groundwater, which had rapidly accumulated in the ground due to intense rainfall and temperature anomalies that caused rapid melting of thick snow cover. Other factors of the landslide are specific geological and morphological settings. The landslide mitigation measures included construction of subsurface drainage and stabilization system in the area of active landslide, as well as in the slopes above the landslide.

Kľúčové slová: zosuv, inžinierskogeologický prieskum, sanačné opatrenia

Key words: landslide, engineering geological investigation, landslide mitigation measures

1. Úvod

Na Veľkonočnú nedeľu 31. marca 2013 asi o 16.00 hod. sa v obci Brusno vo svahu nad rodinným domom č. 259/54 na ulici Pod Dubinkou aktivoval zosuv. Jeho príčinou bolo stúpnutie hladiny podzemnej vody vplyvom zrážkovej a teplotnej anomálie, keď sa náhle roztopila hrubá snehová pokrývka. Vzniknutý zosuv ohrozil rodinný dom a zničil záhradu nad ním. Na základe vzniknutej situácie zvolala starostka obce členov Dobrovoľného hasičského zboru v Brusne, ktorí vykonali zabezpečovacie práce na lokalite, spočívajúce v sústave odvodňovacích rýh nad zosuvom. Tým sa malo zamedziť ďalšiemu dotovaniu územia aktívneho zosuvu povrchovou vodou.

Dňa 4. 4. 2013 pracovníci sekcie geológie a prírodných zdrojov MŽP spolu s pracovníkmi ŠGÚDŠ vykonali obhliadku lokality, počas ktorej sa stanovil približný rozsah a miesto terénnych prác. Následne dňa 5. 4. 2013 obec vyhlásila mimoriadnu situáciu. Sekcia geológie a prírodných zdrojov MŽP SR požiadala ŠGÚDŠ o urýchlené zabezpečenie vykonania inžinierskogeologického prieskumu a okamžitých protihavarijných opatrení na havarijnom zosuve v obci Brusno. Cieľom geologických prác bolo zabezpečenie stability zosuvného územia na lokalite Brusno, miestna časť Pod Dubinkou. V rámci úlohy sa vykonal orientačný inžinierskogeologický prieskum, na základe ktorého sa realizovali okamžité protihavarijné opatrenia. Geologická úloha sa skončila záverečnou správou (Jelínek et al., 2013).

2. Prírodné pomery lokality

Vymedzenie a poloha študovaného územia

Študované územie sa nachádza na ľavom brehu rieky Hron nad ulicou Pod Dubinkou. Územie tvoria pomerne strmé, juhozápadne orientované svahy v intraviláne obce Brusno v miestnej časti Pod Dubinkou. Svahy sú čiastočne zmenené antropogénnou činnosťou do stupňovitej formy, v ktorej smerom k aluviálnej nive rieky Hron prevládajú výrazné odrezy a násypy súvisiace s individuálnou výstavbou rodinných domov.

Stred územia určujú súradnice 48° 47' 42,08" s. z. š. a 19° 23' 14,84" v. z. d., nadmorská výška sa pohybuje od 435 do 465 m. Prehľadná situácia tohto územia v mierke 1 : 50 000 je znázornená na obr. 1. Ortofotomapa s vyznačením havarijného zosuvu je na obr. 2.

Charakteristika zosuvu

Zosuv v obci Brusno (obr. 3) postihol časť svahu nad rodinným domom s popisným číslom 259/54 na ulici Pod Dubinkou. Ide o svah, ktorého pomerne strmý sklon nad rodinným domom bol v jeho spodnej časti upravený s cieľom umiestniť stavbu domu, podobne ako v prípade ďalších domov lokalizovaných v tejto časti obce. Terénna úprava spočívala vo vyrovnaní svahu a realizácii zárubného múru umiestneného pozdĺž celého svahu. Zárubný múr je pomerne masívny, jeho výška je asi 1,7 m, založený je v hĺbke asi 1,4 m.

Zosuv vyvolala zrážková a teplotná anomália, ktorá spôsobila rýchle topenie hrubej snehovej pokrývky. To umožnilo dotovanie vody do jeho telesa. Došlo k nasýteniu



Obr. 1. Prehľadná situácia študovaného územia.



Obr. 2. Ortofotomapa s vyznačením havarijného zosuvu (zdroj Google Earth).



Obr. 3. Celkový pohľad na zosuv (R. Jelínek).

svahu prestupujúcou vodou, následnému zníženiu šmykových parametrov hornín, ako aj jeho priťaženiu podzemnou vodu a tým sa porušila rovnováha svahu. Následkom toho vznikol zosuv.

Vzniknutý zosuv má plošný charakter s rozmermi zhruba 15 x 10 m a hĺbkovým dosahom do 1,0 m. Hlavná



Obr. 4. Odlučná hrana zosuvu (R. Jelínek).

odlučná hrana zosuvu mala výšku asi 0,4 – 0,7 m (obr. 4). Zosunutá zemina má charakter kamenito-ílovitej sutiny (štrkovitého ílu). Celý povrch zosuvu bol výrazne roztrhaný, časť vegetačného pokryvu úplne strhnutá. Rozmočené až skašovatené čelo zosuvu z veľkej časti pretieklo cez zárubný múr, ktorým je zabezpečená päta odrezu ohroze-



Obr. 5. Pohľad na čelo akumulačnej časti zosuvu prevalenej cez zárubný múr (R. Jelínek).

ného rodinného domu, až k stene domu, vzdialeného od múru asi 2 m (obr. 5). Z priestoru medzi zárubným múrom a domom bola skašovatená zosunutá zemina následne od-stránená. Samotný zárubný múr zostal neporušený.

Šmyková plocha bola určená v hĺbke asi 0,7 - 0,9 m na kontakte hlinito-kamenitej sutiny s lavicami kremenných arkóz (obr. 6).

Zosuvom sa poškodila záhrada nad domom a vonkajšia fasáda domu. Zemina "natiekla" do dvora a vznikla nutnosť jej odstránenia. Susedné domy na ulici Nad Dubinkou neboli poškodené.

Geologická preskúmanosť územia

V oblasti havarijného zosuvu v obci Brusno sa dovtedy neuskutočnil žiaden inžinierskogeologický prieskum zameraný na svahové deformácie. Dôležité informácie o svahových pohyboch nám preto poskytol *Atlas máp stability svahov* (Šimeková a Martinčeková et al., 2006).

Prvou prácou, ktorá bola venovaná geologickému prieskumu širšieho okolia tejto lokality, bol posudok o základovej pôde (Čakaný a Hruška, 1967). V roku 1975 sa v oblasti liečebného domu Brusno-kúpele robil podrobný inžinierskogeologický prieskum (Kubo et al., 1975). Vyhľadávací hydrogeologický prieskum zameraný na prírodné liečivé kúpele Brusno realizoval IGHP Žilina (Klago a Matejčeková, 1986; Klago, 1989). Inžinierskogeologický prieskum na lokalitách v Brusne vykonali Páleník (1985) a Páleník a Tišliarová (2000).

Zo širšej oblasti územia boli vyhotovené *Geologická* mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 2003), ako aj Súbor inžinierskogeologických máp geofaktorov životného prostredia, Nízke Tatry (Lobík et al., 1993).

Geologické pomery

V širšom okolí Brusna ide o charakteristickú príkrovovú stavbu narezanú tokom Hrona a čiastočne prekrytú kvartérnymi útvarmi. Na stredno- až vrchnotriasových dolomitoch tektonickej jednotky veporika ležia príkrovové



Obr. 6. Predpokladaná šmyková plocha zosuvu na kontakte hlinito-kamenitej sutiny s lavicami čiernych arkóz (R. Jelínek).

trosky tektonickej jednotky hronika. Mezozoikum hronika situované na ľavej strane Hrona na lokalite Dubinka pozostáva z dvoch litologicky odlišných formácií (obr. 7 a 8).

Spodnú časť hronického čiastkového príkrovu tvoria klasticko-karbonátové súvrstvia spodnotriasového veku. Zastupujú ich (odspodu nahor):

• *benkovské súvrstvie*: pestré lavicovité arkózy a arkózové droby s ojedinele zachovanými jemnozrnnejšími polohami hnedočervenej farby. Typické sedimentárne znaky sú masívne zvrstvené lavice, laminácie, časté závalky – roje intraklastov ílovcov na spodných polohách lavíc arkózových pieskovcov a prúdové čeriny.

• *hronsecké vrstvy*: striedanie tenkých (cm) arkózových polôh s pestrými prachovcami. Typické znaky hronseckých vrstiev sú heterolitické zvrstvenie, hojné biogénne prepracovanie (ichnofosílie), čeriny, bahenné praskliny, mikročeriny a fosílie.

• *šuňavské súvrstvie*: striedanie slienitých karbonátových lavíc s polohami pestrých arkózovo-drobových medzivrstvových polôh. Karbonáty často obsahujú organogénnu prímes, podobne v drobách s karbonátovým cementom možno nájsť makrofosílie spodnotriasových mäkkýšov.

Vyššiu časť hronika budujú karbonáty a typické fácie gutensteinských vápencov a dolomitov strednotriasového veku. Litologicky sú to tmavosivé až čierne vrstvovité, často stylolitické vápence s charakteristickými žilkami bieleho kalcitu. Hrúbka vrstiev tu varíruje rádovo v decimetroch. Povrch vrstvových plôch je nerovný. Lokálne obsahujú vložky svetlých dolomitov.

Kvartérny pokryv v blízkom okolí tvoria v zásade dve genetické litofácie:

• *deluviálne svahoviny* a sutiny od balvanovito-blokovitých a kamenitých cez hlinito-kamenité a hlinito--piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny (pleistocén – holocén);

• *pleistocénne fluviálne terasy Hrona* v širšom stratigrafickom spektre od najstarších spodnopleistocénnych fluviálnych štrkov vysokých terás cez vrchné, vyššie a nižšie stredné terasy po najmladšie pleistocénne piesčité štrky dnovej akumulácie nízkych terás (Maglay in Polák et al., 2003);



R. Jelínek et al.: Zhodnotenie inžinierskogeologických pomerov...

Obr. 7

Obr. 8

Obr. 7. Litotektonický profil zobrazujúci usporiadanie tektonických jednotiek a litologické členy na lokalite Brusno-Dubinka.

Obr. 8. **Hronsecké vrstvy**: a, b) charakteristická skolitová ichnofácia v hronseckých vrstvách (*Diplocraterion paralellum*), c) typické, tzv. heterolitické zvrstvenie – pravidelné striedanie arkózových lavíc (tmavé – tmavosivé, často hrdzavé) so zelenými bioturbovanými drobami s klastickou sľudou (sivozelenkavé, rozpadavé), d) v jednej z hrubších polôh kremenných arkóz sa našla pomerne vzácna forma brachiopóda *Lingula* sp.; **benkovské súvrstvie:** e) čeriny na povrchu lavice pestrej arkózy, f) zelenkavé ílovcové intraklasty vo svetlej arkóze ako produkt autocyklickej erózie, g) ?synerézne bahenné praskliny a známky tzv. mikrovrások na povrchu pestrých prachovcových polôh, h) doskovité zvrstvenie v kremenných arkózach, vo vrchnej časti s krížovým zvrstvením (M. Olšavský).

 holocénne fluviálne hliny a piesčité a štrkové hliny nív a nivných kužeľov tvoria najmladšie akumulácie v okolí.

Kvôli lepšiemu pochopeniu geologickej stavby bola bližšie premapovaná časť v priestore kóty 470,2 (kríž – Božia muka), kóty 532,8 a ústia bezmennej dolinky ústiacej smerom k cintorínu (topografický podklad 1 : 10 000). Predstavu o uložení fragmentu príkrovu hronika poskytli najmä odkryvy vrchnej časti benkovského súvrstvia v záreze bezmenného potoka z.-v. smeru a taktiež skalné východy gutensteinských vápencov v priestore hrebienka v.-z. smeru (Dubinka). Odkrytá geologická mapa lokality Dubinka spolu s príslušným geologickým rezom 1 - 1' sú zobrazené na obr. 9 a 10. Z údajov meraní vrstvovitosti vyplýva, že sekvencia spodného triasu je mierne poprehýbaná (prevrásnená), no generálne sa skláňa na sever pod uhlom 20 až 30°. Mladšie, strednotriasové karbonáty sa skláňajú rovnakým smerom, ale strmšie, až do 55°. V priestore južne od kót 470,2 a 532,8 je na lúkach vyvinutý kvartérny pokryv zastierajúci sklony celej spodnotriasovej sekvencie. Reprezentujú ho svahoviny (hrúbka do 1 m), v prevahe hliny, vyššie s úlomkami a blokmi gutensteinských vápencov.

Približne uprostred hlinitého pokryvu v nadmorskej výške 445 – 470 m sa nachádza relikt fluviálnych štrkov a piesčitých štrkov usporiadaný v smere SZ – JV (jeho poloha je znázornená na obr. 22). Podľa výšky oproti súčasnému korytu by mohli patriť skôr k vyšším stredným terasám (starší riss, nie mladším, ako je to na publikovanej mape Poláka et al., 2003; Dr. Maglay – ústna informácia).



Obr. 9. Odkrytá geologická mapa lokality Dubinka s lokalizáciou zosuvu.

V obliakovom materiáli boli identifikované najmä metamorfity kryštalinika veporika ako metagranity, pararuly, fylonity, amfibolity, ale aj metasedimenty jeho obalu v podobe permských metaarkóz a spodnotriasových kremenných metaarkóz. V jednom prípade sa našiel aj neogénny vulkanit – andezit. Obliaky dosahovali cm/dm veľkosť, najčastejšie do 20 cm, no ojedinele sa vyskytli aj balvany s veľkosťou 40 až 100 cm. Hrúbka terasy je malá, pravdepodobne okolo 1 m. Je pravdepodobné, že na povrchu je čiastočne resedimentovaná (soliflukčné procesy).

Zosuvný svah sa nachádza v mieste vystupovania hronseckých vrstiev, čo bolo zrejmé až po zrealizovaní technických prác. Drenážna vetva č. I odhalila subhorizontálne uložené podložie v podobe striedania lavičiek kremenných arkóz hrubé 2 – 15 cm so zelenkavými, intenzívne bioturbovanými polohami prachovcov s hrúbkou do 10 cm. Ide o charakteristickú skolitovú ichnofáciu, známu zo spodnotriasových sekvencií (Olšavský a Šimo, 2007; Olšavský et al., 2010). V jednej z hrubších kremenných lavíc (asi 15 cm) sa našli zvyšky brachiopódov druhu *Lingula* sp., čo umožňuje korelovať tieto vrstvy s ďalšími výskytmi tejto neobvyklej fauny v Západných Karpatoch.

V širšom priestore lokality Brusno sa nachádzajú dva morfotektonické fenomény. Severne od obce prebieha zlomové pásmo horehronskej prepadliny. Prielomová časť územia v oblasti Hiadeľ – Jasenie (ráztocké kryhy) je rozhraním medzi bystrickou čiastkovou prepadlinou a východnou, breznianskou čiastkovou prepadlinou. Medzi Lučatínom a Predajnou je sústava vyšších krýh s nie celkom jasnými vzťahmi prepadlina – hrasť Ďumbierskych Tatier. Samotná obec Brusno leží na morfoštruktúre hrasti Čierťaže, ktorá
Obr. 10. Geologický rez (s.-j. smeru) zobrazujúci priebeh a sklon triasových sekvencií hronika na lokalite Dubinka. Tektonické pomery.



tvorí pozdlžnu štruktúru s výrazným zsz. zlomovým ohraničením oproti horehronskej prepadline. Jej východná časť je implantovaná do vulkanickej stavby stratovulkánu Poľany (Polák et al., 2003).

V blízkosti lokality Dubinka je tektonika zaznamenaná v podobe príkrovovej línie. Nie je vylúčené, že násunová plocha bola reaktivovaná. Celá spodná časť príkrovu je krehko porušená. Tektonizované horniny šuňavského súvrstvia v podloží strednotriasových karbonátov taktiež nasvedčujú na čiastočne subautochtónny kontakt medzi spodno- až strednotriasovou sekvenciou.

Klimatické pomery

Podľa *Atlasu krajiny* (2002) hodnotené územie okolia Brusna spadá do mierne teplej oblasti (M) s priemerne menej ako 50 letnými dňami v roku, s denným maximom teploty vzduchu > 25 °C a júlovým priemerom teploty vzduchu >16 °C, do okrsku M5 – mierne teplý, vlhký, s chladnou až studenou zimou, s dolinovým/kotlinovým charakterom. Dlhodobá priemerná ročná teplota vzduchu dosahuje 10 °C (január –4 °C; júl 16 °C). Snehová pokrývka sa na území vyskytuje v priemere do 80 dní v roku.

Na základe údajov poskytnutých z SHMÚ o zrážkach z meteorologickej stanice Ľubietová (tab. 1, obdobie 2003 Ač 2013) sa ročné úhrny zrážok pohybujú v pomerne veľkom rozpätí, od 495,8 do 1 212,0 mm s priemerom 750 mm. Pri zahrnutí vplyvu evapotranspirácie je možné určiť, že množstvo efektívnych zrážok (t. j. zrážok podieľajúcich sa na povrchovom a podzemnom odtoku) dosahuje v dlhodobom priemere hodnoty od 300 do 400 mm. Tie sa však zväčša tvoria v zimnom období a ich význam z hľadiska povrchového a podzemného odtoku je dôležitý najmä v období jarného topenia snehu (*Atlas krajiny*, 2002).

Zaťaženie územia prízemnými inverziami je silné. Inverzie sa vyskytujú z dôvodu členitosti reliéfu, najmä kvôli umiestneniu obce v pomerne úzkom údolí rieky Hron.

Trvanie slnečného svitu závisí od ročného obdobia, expozície, členitosti reliéfu, uhla sklonu svahov, množstva oblačnosti a výskytu hmiel. Podľa Tomlaina a Hrvoľa (in *Atlas krajiny Slovenskej republiky*, 2002) priemerná ročná suma globálneho žiarenia dosahuje 1150 kWh . m⁻².

Hydrologické pomery

Študované územie patrí k úmoriu Čierneho mora a do povodia rieky Hron, ktorá odvádza z povodia všetku vodu, ako aj ovplyvňuje ráz a vývoj územia. Rieka Hron tečie približne 200 m západne od územia, má snehovo-dažďový režim odtoku, najvyšší priemerný mesačný prietok dosahuje v apríli, najnižší v januári a februári. Hodnota špecifického odtoku je 12,951. s⁻¹. km⁻². Približne 500 m južne od tohto územia tečie aj ľavostranný prítok rieky Hron – potok Brusnianka, ktorého dĺžka je 8,9 km.

Rok	Jan.	Febr.	Marec	Apríl	Máj	Jún	Júl	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Spolu
2003	63,8	12,6	3,9	24,5	84,6	23,6	84,3	33,6	24,7	73,8	34,2	32,2	495,8
2004	56,2	66,5	33,3	43,5	83,2	105,0	73,4	91,4	33,8	51,4	63,5	62,2	763,4
2005	59,0	54,5	27,8	96,9	58,3	17,0	122,5	100,6	44,6	9,0	63,9	135,8	789,9
2006	27,6	38,6	44,1	61,8	101,9	103,9	26,6	65,4	15,2	21,9	45,0	14,0	566,0
2007	125,4	52,9	64,7	0,6	153,6	87,9	31,9	79,7	55,0	17,9	55,2	29,9	754,7
2008	52,1	23,4	85,3	36,3	54,3	101,4	150,5	66,0	31,7	66,7	55,8	94,0	817,5
2009	55,0	29,8	71,2	6,7	49,0	135,6	54,6	37,1	47,9	116,3	63,2	129,8	796,2
2010	47,8	43,8	21,0	60,3	163,1	197,5	243,8	130,7	106,2	21,8	115,2	60,8	1 212,0
2011	15,7	9,5	42,4	15,4	76,8	112,2	149,9	48,6	8,3	24,2	0,8	75,2	579,0
2012	72,8	21,6	2,0	49,7	30,3	121,5	133,2	4,5	51,3	133,5	59,1	53,5	733,0
2013	89,3	55,1	99,6	32,9	156,3	86,3	64,5	59,2	64,9	32,6	77,0	28,0	845,7

Tab. 1. Priemerné mesačné úhrny zrážok v mm zo stanice Ľubietová.



Obr. 11. Situačný plán realizovaných prieskumných diel.

Hydrogeologické pomery

Územie sa nachádza v hydrogeologickom útvare SK200280FK – útvar puklinovej a krasovo-puklinovej podzemnej vody Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria oblasti povodia Hron (Kullman et al., 2005). Podľa hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1984) patrí územie do hydrogeologického rajónu HG 078 – mezozoikum a predmezozoické útvary sv. časti Zvolenskej kotliny a sz. časti Veporských vrchov.

Územie sa nachádza na rozhraní dvoch podobných hydrogeologických regiónov, a to regiónu mezozoika a paleozoika Starohorských vrchov a severnej časti Zvolenskej kotliny a regiónu mezozoika a predmezozoických útvarov severovýchodnej časti Zvolenskej kotliny a severozápadnej časti Veporských vrchov. Pre tieto územia je charakteristická krasová a krasovo-puklinová priepustnosť. Hlavným kolektorom podzemnej vody sú tu najmä mezozoické vápence a dolomity, ktoré sú schopné na seba viazať podstatné množstvo podzemnej vody, pričom táto voda následne vychádza na povrch v menšom počte prameňov s pomerne vysokými hodnotami výdatnosti. Tieto horniny majú rovnako vysoké hodnoty prietočnosti, a to v rozsahu od 1 . 10^{-3} do 1 . 10⁻² m² . s⁻¹. Ďalším významným kolektorom podzemnej vody v hodnotenom území sú fluviálne sedimenty rieky Hron, ktoré tvorí ílovito-piesčitý štrk. Podľa vrtného prieskumu dosahujú hrúbku do 3 - 5 m (Klago, 1986). Hydrogeologicky významné môžu byť aj deluviálne sedimenty, ak ich podstatnú zložku tvorí kamenitá frakcia. Ich význam z hydrogeologického hľadiska závisí od lokálnych podmienok, ako sú napríklad morfológia terénu a okrajové hydraulické podmienky, alebo od lokálnych hydrogeologických pomerov a ich zmien v priestore a čase.

3. Metodika riešenia

Rozsah a metodika geologických prác boli navrhnuté tak, aby výsledky dostatočne preukázali inžinierskogeologické a hydrogeologické pomery havarijného zosuvu a poskytli podklad na vypracovanie a realizovanie protihavarijných opatrení. V rámci orientačného inžinierskogeologického prieskumu sa realizovali technické, vzorkovacie, laboratórne, meračské a geologické práce, ktoré poskytli informácie na realizáciu protihavarijných opatrení.

Technické práce

Technické práce pozostávajúce z kopaných sond a dynamických penetračných skúšok realizovala firma ENVIGEO, a. s., Banská Bystrica. Prieskumné sondy, znázornené na obr. 11, boli situované do 1 priečneho a 2 pozdĺžnych profilov tak, aby čo najlepšie prispeli k interpretácii geologickej stavby územia. Celkove sa urobilo 7 kopaných sond, označených KS-1 až -7 (obr. 12 a 13), ktorých hĺbka sa pohybovala od 1,3 do 2,5 m. Kopané sondy KS-1 až -6 sa robili pásovým rýpadlom Caterpillar. Sonda



Obr. 12. Realizácia prieskumnej sondy KS-2, nachádzajúcej sa východne od havarijného zosuvu (R. Jelínek).



Obr. 13. Realizácia prieskumnej sondy KS-3, nachádzajúcej sa v oblasti priamo nad havarijným zosuvom (R. Jelínek).



Obr. 14. Grafický záznam z dynamickej penetračnej skúšky DPS-1.

KS-7, nachádzajúca sa priamo v zosuvnej oblasti, sa pre terén neprístupný technike kopala ručne.

Na zistenie rozhrania jednotlivých litologických vrstiev, ako aj ich fyzikálno-mechanických vlastností sa okrem kopaných sond realizovali aj 4 dynamické penetračné sondy (DPS), označené DPS-1 až -4. Ich celková dĺžka bola 29,6 m. Ukážku grafického záznamu priebehu DPS-1 spolu s odvodenými priemernými hodnotami geotechnických parametrov zobrazuje obr. 14.

Účelom DPS je určenie merného penetračného odporu q_{dyn} zemín a poloskalných hornín. Na základe tohto parametra možno odvodiť fyzikálno-mechanické vlastnosti

vrstiev. Pri súdržných zeminách možno stanoviť index konzistencie, súdržnosť a modul deformácie, pri nesúdržných relatívnu uľahnutosť, efektívny uhol trenia a modul deformácie. Dynamické penetračné sondy sa robili dynamickou penetračnou súpravou typu LMSR firmy Nordmeyer v súlade s STN EN ISO 22476-3, ako aj poznatkami z literatúry (Hulla et al., 2002).

Počas kopania sond bola vyhotovená geologická a fotografická dokumentácia, zaznamenávali sa výskyty podzemnej vody, odobrali sa vzorky zeminy a vody. Po realizácii technických prác sa kopané sondy zasypali výkopovým materiálom a terén sa upravil do pôvodného stavu.

Vzorkovacie práce

Počas realizácie kopaných sond sa na laboratórne rozbory odobralo 8 vzoriek zeminy, z toho 2 neporušené. Vzorky zeminy so zachovanou prirodzenou vlhkosťou sa odobrali do vrecúšok z PVC. Ich hmotnosť sa pohybovala v rozpätí 2 – 3 kg. Vzorky podzemnej vody sa odoberali do plastových vzorkovníc s objemom 1,5 l. Vzorkovacie práce a preprava vzoriek sa vykonali v súlade s STN EN ISO 22475-1.

Laboratórne práce

Laboratórne práce sa robili s cieľom stanoviť základné a doplňujúce popisné charakteristiky zemín (klasifikačné rozbory zemín), fyzikálno-mechanických vlastností zemín a na stanovenie agresívnych vlastností podzemnej vody týkajúcich sa jej vplyvu na oceľ a betón.

Laboratórne spracovanie vzoriek zemín a podzemnej vody sa robilo v laboratóriu mechaniky zemín a hornín ŠGÚDŠ Bratislava a v laboratóriu GAL Spišská Nová Ves.

Meračské práce

Meračské práce pozostávali z polohopisného a výškového zamerania všetkých realizovaných prieskumných diel (4 x DPS, 7 x kopané sondy), ako aj podrobného zamerania zosuvného územia a jeho blízkeho okolia (asi 12 500 m²). Práce realizovala firma ENVIGEO, a. s., Banská Bystrica pomocou prístroja Ashetech Promark 500 (totálna stanica) metódou podrobného merania GNSS RTK s pripojením na sieť referenčných staníc SKPOS. Zoznam súradníc je vyhotovený v súradnicovom systéme SJTSK a vo výškovom systéme Bpv.

Geologické práce

Geologické práce pozostávali zo spracovania archívnych údajov relevantných pre danú úlohu, stanovenia rozsahu prác a spôsobu ich realizácie, vypracovania projektu geologickej úlohy, koordinácie, riadenia a sledu terénnych prác, geologickej dokumentácie kopaných sond a odberu vzoriek, evidencie prieskumných a vzorkovacích prác, fotodokumentácie, vyhodnotenia výsledkov laboratórnych prác a skúšok dynamickej penetrácie, vyhotovenia grafických príloh, spracovania a analýzy všetkých získaných údajov a vypracovania záverečnej správy.

Protihavarijné opatrenia

Zabezpečovacie práce na vzniknutom zosuve sa realizovali hneď po jeho nahlásení, keď starostka obce zvolala do pohotovosti členov Dobrovoľného hasičského zboru v Brusne. V rámci týchto prác bola na svahoch lokalizovaných sv. od telesa zosuvu vykopaná provizórna sústava odvodňovacích rýh na odvedenie povrchovej vody mimo telesa zosuvu (obr. 15).

Spomenuté provizórne zabezpečovacie práce realizované nad aktívnym zosuvom odklonili povrchovú vodu od



Obr. 15. Sústava odvodňovacích rýh realizovaných po aktivácii zosuvu ((R. Jelínek).

telesa zosuvu, čím obmedzili dotovanie aktívneho telesa zosuvu vodou.

Okrem spomenutých zabezpečovacích prác bolo potrebné vykonať okamžité protihavarijné opatrenia. Tie na základe výsledkov orientačného inžinierskogeologického prieskumu realizovala firma ENVIGEO, a. s., Banská Bystrica a sú znázornené na obr. 16. V rámci záujmového územia boli protihavarijné opatrenia rozdelené do dvoch oblastí:

• práce na svahu nachádzajúcom sa severovýchodne od objektu ohrozeného rodinného domu č. 259/54, ktoré pozostávali z drenážnych vetiev na zachytenie podzemnej vody a ich odvedenie mimo zosuvného územia podzemným potrubím,

• práce v mieste havarijného zosuvu nad objektom rodinného domu (parcela č. 247/3), pozostávajúce z výstavby dvoch kamenných drenážno-stabilizačných rebier.

Protihavarijné opatrenia nad aktívnym zosuvom pozostávali z realizácie 4 drenážnych vetiev s celkovou dĺžkou 206 m, označených I, II, III a IV. Pri budovaní vetiev sa robili výkopy s minimálnou hĺbkou 1,6 m a šírkou 0,7 až 1,5 m. Na dne výkopov je umiestnená drenážna flexibilná rúra z PVC s minimálnym priemerom 100 mm. Kvôli eliminácii zanášania a zvýšeniu efektu filtrácie bola rúra obalená drenážnym geokompozitom (typ GMG 412), a to tak, aby oba voľné konce vloženého segmentu smerovali k povrchu a zasahovali minimálne 0,2 - 0,3 m pod povrch terénu. Geokompozit je umiestnený do výkopu tak, aby prekrýval juhozápadne orientované steny výkopov. Pri ukladaní geokompozitu do výkopu sa kládol dôraz na dôsledné prekrývanie jednotlivých segmentov (obr. 17).

Vetvy boli vyústené do zberného podzemného potrubia (obr. 18), ktoré zabezpečuje odvedenie zachytenej podzemnej vody mimo zosuvného územia. Potrubie je zabudované po spádnici svahu v smere SV – JZ. Hĺbka uloženia potrubia korešponduje s hĺbkou premŕzania zemín, t. j. 1,3 m pod povrchom terénu, šírka bola 0,7 m a celková



Obr. 16. Likalizácia protihavarijných objektov.



Obr. 17. Budovanie drenážnej vetvy č. I v priestore nad aktívnym zosuvom (R. Jelínek).

dĺžka 111,5 m. Práce komplikoval výskyt priľnavých zemín s vysokou plasticitou, ktoré vyžadovali dodatočné odstraňovanie zeminy z náradia.

Protihavarijné opatrenia v oblasti aktívneho zosuvu pozostávali z realizácie dvoch drenážno-stabilizačných rebier (obr. 19 a 20), ktoré zabezpečili hĺbkové odvedenie vody nachádzajúcej sa v telese zosuvu a súčasne stabilizovali časť zosuvného územia svojou hmotnosťou. Drenážno-stabilizačné rebrá boli nasmerované od existujúceho



Obr. 18. Zberné podzemné potrubie (R. Jelínek).

oporného múru do svahu smerom k odlučnej hrane zosuvu. V hornej časti sú rozvetvené kvôli zväčšeniu záchytnej plochy. Celková dĺžka rebier vrátane rozvetvenia je 31 m.

Výkopy zabezpečujúce odvedenie vody drenážnych rebier mimo zosuvného svahu sa robili ručne. Hĺbka výkopu bola 1,5 - 2 m, jeho dĺžka asi 31 m a objem zhruba 45 m³. Samotný výkop má lichobežníkový profil, v spodnej časti bola jeho šírka minimálne 0,6 m, v hornej časti maximálne 1,3 m. V pozdĺžnom profile je dno drenážneho rebra stupňovite zahĺbené do svahu. Šírka a dĺžka jednotlivých stupňov dosahuje asi 1 x 1 m.



Obr. 19. Budovanie drenážno-stabilizačného rebra č. 2 v oblasti aktívneho zosuvu (R. Jelínek).



Obr. 20. Lomový kameň plniaci drenážno-stabilizačnú fumkciu v rebre č. 2 (R. Jelínek).

Po zrealizovaní drenážno-stabilizačných rebier bol terén v oblasti uskutočnených prieskumných a sanačných prác splanírovaný a uvedený do pôvodného stavu (obr. 21 a 22).

4. Výsledky riešenia geologickej úlohy

Inžinierskogeologické pomery

V rámci geologických prác sa urobilo geologické a inžinierskogeologické mapovanie zamerané na aktualizáciu poznatkov o zosuvnej lokalite. Výsledkom mapovania je zostavená účelová inžinierskogeologická mapa v mierke



Obr. 21. Zosuvný svah po vykonaní sanačných opatrení (R. Jelínek).



Obr. 22. Splanírovaný terén v mieste realizácie drenážnej vetvy č. III a IV a sondy KS-6 (R. Jelínek).

1:2~000 (obr. 23). Súčasťou mapy je inžinierskogeologický profil 1 - 1' v mierke 1:500/250 s vyznačením svahovej deformácie, ako aj poškodených objektov (obr. 24).

Ako vidno z mapy, **rajón deluviálnych sedimentov** (**D**) reprezentuje podstatnú časť svahov tohto územia. Rajón tvoria jemnozrnné zeminy a sutiny (hliny, štrky a sutiny), ktoré sú často premiešané s úlomkami z podložia. So zväčšujúcou sa hĺbkou hliny a štrky postupne prechádzajú do eluviálnej sutiny. Hrúbka deluviálnych sedimentov určená z výsledkov DPS bola v rozsahu od 4,3 do 6,0 m.

Íl s vysokou plasticitou (CH, F8) sa zistil v sonde KS-5 v hĺbke 0,5 - 1,3 m, ako aj vo výkope drenážnej vetvy č. III v hĺbke 1,5 - 1,6 m. Íl je svetlohnedej farby, pevnej konzistencie. Lokálne obsahuje drobné úlomky rozložených prachovcov s veľkosťou do 3 cm.

Íl s nízkou plasticitou (CL, F6) sa zistil v sonde KS-1 v hĺbke 0,3 - 1,5 m. Je červenohnedej až hnedočervenej farby, s nízkym obsahom úlomkov pieskovcov (5 - 10 %). Podľa výsledkov laboratórnych skúšok má pevnú konzistenciu.

Piesčitý íl (CS, F4) sa zistil v sonde KS-2 v hĺbke 0,3 až 2,0 m. Je hnedočervenej farby, tvrdej konzistencie.



Obr. 23. Účelová inžinierskogeologická mapa záujmového územia Brusno, pod Dubinkou.



Obr. 24. Inžinierskogeologický profil 1 – 1', profil je 2x prevýšený.

Obsahuje ostrohranné úlomky pieskovcov a prachovcov, ktorých obsah narastá smerom k báze výkopu, kde zemina nadobúda až charakter kamenito-ílovitej sutiny. Veľkosť úlomkov je v rozmedzí 3 – 20 cm.

Zosuvné delúvium

Ílovito-kamenitá sutina charakteru ílovitého štrku (G5, GC) sa zistila v sonde KS-7 v hĺbke 0,6 - 1,3 m. Ide o zvetrané elúvium svetlej sivohnedej farby, ktoré tvoria ostrohranné úlomky prachovcov a jemnozrnných arkóz s veľkosťou prevažne 3 - 8 cm, menej do 12 cm.

Piesčito-kamenitá sutina charakteru štrku s prímesou jemnozrnnej zeminy (G3, G – F) sa zistila v sonde KS-3 v hĺbke 0,2 - 1,0 m. Ide o zvetrané elúvium tvorené ostrohrannými úlomkami prachovcov a jemnozrnných arkóz s veľkosťou úlomkov v rozmedzí 3 – 5 cm.

V nadmorskej výške 445 – 460 m sa prieskumnými a sanačnými prácami overili štrkovité terasové akumulácie, ktoré zaraďujeme do rajónu pleistocénnych riečnych terás (Ft). Zastupuje ich ílovitý štrk (GC, G5), ktorý sa zistil v prieskumných sondách KS-4 a KS-5, a siltovitý štrk (GM, G4), zistený v drenážnych vetvách č. II, III a IV. Podľa výšky oproti súčasnému korytu by mohli patriť skôr k vyšším stredným terasám (starší riss, nie mladším, ako je to na publikovanej mape Poláka et al., 2003; Dr. Maglay ústna informácia). V obliakovom materiáli boli identifikované najmä metamorfity kryštalinika veporika ako metagranity, pararuly, fylonity, amfibolity, ale aj metasedimenty jeho obalu v podobe permských metaarkóz a spodnotriasových kremenných metaarkóz. V jednom prípade sa našiel aj neogénny vulkanit - andezit. Obliaky dosahovali veľkosť niekoľko centimetrov, najčastejšie do 20 cm, no ojedinele sa vyskytli aj balvany s veľkosťou 40 až 100 cm. Hrúbka terasy je malá, pravdepodobne do 1 m. Je pravdepodobné, že na povrchu je čiastočne resedimentovaná (soliflukčné procesy). Terasové akumulácie sú prekryté deluviálnymi sedimentmi, preto v tomto území nevystupujú na povrch.

Hlinité štrky vystupujúce v južnej časti územia zaraďujeme k **rajónu proluviálnych kužeľov a plášťov** (P).

V podloží deluviálnych sedimentov vystupujú arkózy a prachovce hronseckého súvrstvia, ktoré priraďujeme k **rajónu pieskovcovo-zlepencových hornín (Sz)**. Arkózy a prachovce vo zvetranej zóne sú celkovo krehko porušené, rozpukané a rozpadajú sa na drobné úlomky. Tým umožňujú povrchovej vode ľahšie infiltrovať, ich pevnosť je veľmi nízka. V prípade zdravého podložia ide o horniny so strednou, lokálne až vysokou pevnosťou.

V severozápadnej časti územia vystupujú na povrch gutensteinské vápence, ktoré zaraďujeme do **rajónu vápencových hornín (Sw)**.

Hydrogeologické a geochemické pomery

Zhodnotenie hydrogeologických pomerov bolo zamerané na sledovanie výskytu hladiny podzemnej vody v jednotlivých sondách a zistenie jej chemického zloženia z hľadiska agresivity. V území havarijného zosuvu sú zdrojom podzemnej vody atmosférické zrážky infiltrované na svahoch nad územím zosuvu. Ich časť odteká priamo povrchovým odtokom do priestoru ulice Pod Dubinkou, časť vsakuje do podložia tvoreného deluviálnymi jemnozrnnými terasovými štrkovými a eluviálnymi sedimentmi kvartéru, ktorého celková hrúbka je zhruba 5 až 6 m. Voda infiltrovaná do izolovaných zvyškov (šošoviek) terasových štrkových sedimentov lokalizovaných vo vrchnej časti svahu jednak negatívne ovplyvňuje stabilitu svahov (zvyšuje aktívne sily vo vrchnej časti svahu, v spodnej časti svahu pôsobí vztlakovými účinkami, mení konzistenciu zemín – zhoršujú sa ich pevnostné charakteristiky), jednak spôsobuje dlhodobé dotovanie deluviálnych sedimentov. Nahromadená podzemná voda ďalej prúdi v smere spádu svahu, resp. po neporušenom podloží spodnotriasových, menej priepustných sedimentov do údolia. Pri zvýšenej saturácii celý objem vody nie je absorbovaný a vyráža na povrch vo forme občasných prameňov a zamokrenín. Jeden takýto prameň sa nachádzal v nadmorskej výške asi 462 m. Jeho výdatnosť bola okolo 21. min⁻¹. Dočasne zamokrené územia bolo možné pozorovať nad záhradou ohrozeného rodinného domu v nadmorskej výške asi 443 -444 m, ako aj vo svahu nad rodinným domom v nadmorskej výške okolo 456 - 460 m (obr. 22). Ide o plytké terénne depresie, po výdatných zrážkach a topení snehu vyplnené vodou. Na odvodnenie spomenutých zamokrených území sa využili drenážne vetvy č. I a III.

Výskyt podzemnej vody sa zaznamenal sondách KS-3 až KS-7, a to v úrovniach 0,9 až 1,1 m pod povrchom terénu. Tieto sondy sa nachádzajú v oblasti, z ktorej podzemná voda odteká k aktívnemu zosuvu. Sondy KS-1 a KS-2 boli suché, tie sa však nachádzajú mimo smeru prúdenia podzemnej vody.

Na zistenie agresivity podzemnej vody pri pôsobení na oceľ a betón sa odobrali vzorky podzemnej vody z drenážnej vetvy č. I (vzorka BR-1) a zo zberného potrubia (vzorka BR-2). Kvalitu podzemnej vody v oblasti ovplyvňujú prírodné, resp. hydrogeologické pomery na lokalite, antropogénny vplyv je málo pravdepodobný. Skrátený rozbor chemických vlastností podzemnej vody zo vzoriek BR-1 a BR-2 vykonali geoanalytické laboratóriá ŠGÚDŠ. Z hľadiska **agresivity** neboli prevýšené žiadne limity sledovaných ukazovateľov agresivity vody pri pôsobení na betón a oceľ. V zmysle STN EN 206-1 (*Agresivita podzemných vôd na betónové konštrukcie*) je možné hodnotené prostredie označiť ako **XO – prostredie bez nebezpečenstva korózie alebo narušenia**, kde sa nevyžadujú osobitné protikorózne opatrenia.

Na hodnotenie korózie oceľových potrubí sme použili STN 03 8372 (*Ochrana kovových potrubí uložených v pôde alebo vo vode proti korózii*), na základe ktorej je agresivita prostredia pri pôsobení na kovové konštrukcie **veľmi nízka I.** Podľa normy je odporučené kovové materiály pred účinkami podzemnej vody chrániť normálnou izoláciou.



Obr. 25. Situácia zosuvného územia s vyznačenou líniou rezu 1 – 1'.



Obr. 26. Výpočtové posúdenie stability svahu. Červená línia – predpokladaný priebeh šmykovej plochy, HPV – predpokladaný priebeh hladiny podzemnej vody v čase aktivizácie zosuvu.

Posúdenie zosuvného svahu z hľadiska stability

Podľa *Atlasu máp stability svahov* v mierke 1 : 50 000, mapový list 36-23 Brezno (Šimeková a Martinčeková et al., 2006) sa študované územie nachádza v rajóne potenciálne nestabilných území, ktoré svojou geologickou stavbou môžu viesť k vzniku dočasných zosuvov.

Podrobné posúdenie územia zosuvu z hľadiska stability sa realizovalo na profile 1 - 1', ktorý prechádza zosuvným svahom za rodinným domom (obr. 25). Profil bol zostavený na základe výsledkov geodetického zamerania územia a údajov charakterizujúcich šmykovú pevnosť hornín zosuvného svahu. Geometria šmykovej plochy bola interpretovaná na základe terénnej rekognoskácie územia. Podobne aj hladina podzemnej vody bola odvodená z výsledkov terénneho mapovania a výpovedí obyvateľov dotknutých parciel.

Predpokladáme, že v čase aktivizácie svahovej deformácie hladina podzemnej vody priamo zasahovala do telesa zosuvu. Navyše, teleso zosuvu bolo dotované aj vodou z hypodermického a povrchového odtoku z vyššie položených častí svahu. Ešte v čase prieskumných prác boli horniny v priestore zosuvu do značnej miery nasýtené vodou.

Výpočet stability sa robil metódou podľa Sarmu pomocou programu GEO4 (FINE, spol. s r. o.). Parametre šmykovej pevnosti zemín sa overili spätnou analýzou. Pri výpočtoch sa použili nasledujúce hodnoty fyzikálno-mechanických parametrov: $\varphi = 28^{\circ}$, c = 0 kPa a $\gamma = 20$ kN . m⁻³. Výsledná hodnota stupňa Fs = 0,91 predstavuje prekročenie medznej rovnováhy (obr. 26).

Záver

Cieľom geologických prác bolo zabezpečenie stability zosuvného územia v lokalite Brusno, miestna časť Pod Dubinkou. Orientačný inžinierskogeologický prieskum na havarijnom zosuve v Brusne poskytol informácie o geologických pomeroch, ktoré sa využili na realizáciu okamžitých protihavarijných opatrení na zosuve a v jeho okolí.

V priebehu prieskumu sa v území zrealizovalo 7 kopaných sond KS-1 až KS-7 a uskutočnili sa 4 dynamické penetračné skúšky DPS-1 až DPS-4. Zo sond sa odobrali vzorky zeminy a vody na laboratórne analýzy. Vzorky zeminy odobrané zo zosuvného svahu mali charakter sutinových zemín, ktorých nasýtením došlo k vzniku zosuvu. Hlavnou príčinou vzniku zosuvu bola podzemná voda.

Potvrdil to aj výpočet stupňa stability svahu, ktorého hodnota bola Fs = 0,91. Analýzy vzoriek vody preukázali iba veľmi nízku agresivitu podzemnej vody pri pôsobení na oceľové konštrukcie.

Okamžité protihavarijné opatrenia pozostávajúce z dvoch kamenných drenážno-stabilizačných rebier sa robili nad objektom ohrozeného rodinného domu na parcele č. 247/3 a na svahoch sv. od objektu rodinného domu. Pozostávali z drenážnych vetiev na zachytenie a odvedenie podzemnej vody mimo zosuvného územia zberným podzemným potrubím. Okamžité protihavarijné opatrenia zabezpečujú nepretržité odvodňovanie zosuvných svahov v postihnutej lokalite a významnou mierou podporujú zachovanie stability územia. Odvodňovací systém je v prevádzke nepretržite od 23. mája 2013. Režimové sledovania výdatnosti systému preukázali v období od 23. do 30. mája odvedenie asi 270 m³ podzemnej vody nahromadenej vo svahu. Jeho účinnosť sa prejavila výrazným úbytkom vody vtekajúcich do územia zosuvu. Voda z drenážneho systému je v súčasnosti vyústená do existujúceho povrchového rigola, ktorým odteká po svahu k rieke Hron. Odvedenie vody do rieky Hron odporúčame robiť takým spôsobom, ktorý eliminuje vsakovanie vody z rigola do podložia.

Svahy na lokalite Brusno-Pod Dubinkou sa nachádzajú v potenciálne nestabilnom území. Geologická stavba územia vytvára podmienky na občasný vznik svahových pohybov najmä typu zosúvania a tečenia. Územie je citlivé na antropogénne zásahy (Šimeková a Martinčeková, 2006). Kvôli zachovaniu stability územia odporúčame všetky aktivity súvisiace s využívaním územia na ďalšiu výstavbu navrhovať na základe výsledkov inžinierskogeologických prieskumov.

Literatúra

- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: 1. vyd. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR – Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 344 s.
- Čakaný, Š. a Hruška, I., 1967: Brusno Kúpele, posudok o základovej pôde č. 195/67, IGP, Krajský projektový ústav pre bytovú a občiansku výstavbu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 18 868).
- Hulla, J., Turček, P., Baliak, F. a Klepsatel, F., 2002: Predpoklady a skutočnosť v geotechnickom inžinierstve. Bratislava.
- Jelínek, R., Liščák, P., Ondrejka, P., Šimeková, J., Olšavský, M., Dananaj, I., Pauditš, P., Bottlik, F., Gregor, M., Ilkanič, A., Tupý, P. a Jasovská, A., 2013: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Brusno. Manuskript. ŠGÚDŠ Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kubo, I., Frličková, M. a Dolejší, O., 1975: Brusno areál, výstavba liečebného ústavu a balneoterapie, podrobný IGP, IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 34 967).
- Kullman, E., ml., Malík, P., Patschová, A. a Bodiš, D., 2005: Vymedzenie útvarov podzemných vôd na Slovensku v zmysle rámcovej smernice o vodách 2000/60/ES. Podzemná voda (Bratislava), XI, 1, 5 – 18.
- Klago, M., 1989: Brusno ochranné pásma, súhrnná správa, IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 68 182).
- Klago, M. a Matejčeková, E., 1986. Brusno ochranné pásmo z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu, SGÚ Bratislava, IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 64 335), 195 s., 59 príl.
- Lobík, M., Ondrášik, M., Krippel, M., Iglárová, Ľ., Vančíková, I., Jánová, V., Liščák, P., Modlitba, I., Klukanová, A. a Gabauer, G., 1993: Súbor inžinierskogeologických máp geofaktorov životného prostredia, Nízke Tatry, 1991 – 1993. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 79 062/7).
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied.

- Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 39, 3, 173 – 184.
- Olšavský, M., Šimo, V. a Golej, M., 2010: Hronsecké vrstvy: korelačný člen medzi silicikom s. l. (drienocký príkrov) a hronikom (frankovský príkrov; Západné Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 42, 4, 407 – 418.
- Páleník, J., 1985: Brusno predajňa potravín. Okresný stavebný podnik Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 60 754).
- Páleník, J. a Tišliarová, V., 2000: Brusno vodojem, orientačný IGP, STVaK Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. s. 83 760).
- Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1:50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, Stanislav., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.
- Šimeková, J., Martinčeková, T., Abrahám, P., Gejdoš, T., Grenčíková, A., Grman, D., Hrašna, M., Jadroň, D., Záthurecký, A., Kotrčová, E., Liščák, P., Malgot, J., Masný, M., Mokrá, M., Petro, Ľ., Polaščinová, E., Solčiansky, R., Kopecký, M., Žabková, E., Wanieková, D., Baliak, F., Caudt, Ľ., Rusnák, M. a Sluka, V., 2006: Atlas máp stability svahov SR M 1 : 50 000, orientačný IGP. Bratislava, MŽP SR, INGEO IGHP, Katedra geotechniky SvF STU, ŠGÚDŠ, GEOKON-ZULT, PriF UK.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibuľka, Ľ., Frankovič. J., Hanzel.V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vyd. Bratislava, Hydrofond 14, SHMÚ, 308 s.
- STN 03 8372 Zásady ochrany proti korózii nelíniových zariadení uložených v zemi alebo vo vode.
- STN EN 206-1 (73 2403) Betón. Časť 1: Špecifikácia, vlastnosti, výroba a zhoda.
- STN EN ISO 22475-1 Geotechnický prieskum a skúšky. Metódy odberu vzoriek a meranie hladín podzemnej vody. Časť 1: Technické zásady vykonávania.

STN EN ISO 22476-3 Geotechnický prieskum a skúšanie. Terénne skúšky. Časť 3: Štandardné penetračné skúšky.

Summary

The paper provides results from a preliminary engineering geological investigation on a landslide that occurred during Easter 2013 in Brusno Village, central Slovakia. The landslide began to threaten a house, devastated adjacent garden and the surrounding slopes used as agricultural lands. The main cause of the landslide was related to the groundwater, which was rapidly accumulated in the ground due to intense rainfall and temperature anomalies that caused rapid melting of a thick snow cover. Specific geological and morphological settings were other factors of the landslide occurrence. The dimensions of the landslide were small, approximately 15 x 10 m (Figs. 3 - 5). The slip surface was located at the depth of up to 1.0 m. The material involved in the landslide is slope debris.

On the fifth day after the landslide activation, a state of emergency for the affected area was declared by the Brusno local authority. State geological institute of Dionyz Stur was addressed to ensure rapid implementation of the engineering geological survey and immediate mitigation measures for the landslide in the Brusno Village.

Preliminary field investigations consisted of geological mapping of the endangered area and it surroundings at a scale of 1 : 10 000 (Figs. 8 – 10). Technical works consisted of trial excavations (Figs. 12 – 13), dynamic penetration tests (Fig. 14), sampling of soil and groundwater, laboratory tests, GNNS measurements, engineering geological mapping (Figs. 22 – 23) and slope stability calculations (Fig. 24 – 25).

The results of the field investigation allowed designing a strategy and mitigation measures for the affected area. Since the groundwater was the triggering factor of the Brusno landslide, the mitigation measures aimed to drain the slope and improve its stability. This included construction of a subsurface drainage and stabilization system in the slope above the landslide (Figs. 17 – 18) and also in the area of active landslide (Figs. 19 – 21). At the final stage of remediation, the slope geometry was modified by constructing benches.

Snehová pokrývka ako zdrojový vstup do systému tvorby minerálnych vôd na príklade Smokoveckej kyselky

Snow Cover as a Source input to the System of Mineral Water Formation, Example of the Smokovecká Kyselka Spring

DUŠAN BODIŠ¹, JARMILA BOŽÍKOVÁ² a PETER MALÍK¹

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11 dusan.bodis@geology.sk; peter.malik@geology.sk
²MZ SR IKŽ, Limbová 2, 837 52 Bratislava, SvF STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava jarmila.bozikova@stuba.sk

Abstrakt. Pre minerálnu vodu zdroja prírodnej minerálnej vody Smokovecká kyselka I je charakteristický nízky obsah rozpustených pevných látok a vysoký obsah rozpusteného oxidu uhličitého. Voda sa formuje z infiltrovaných zrážok v jednoduchej hydrogeologickej štruktúre, tvorenej prevažne kvartérnymi glacigénnymi sedimentmi za prispenia prestupujúceho hlbinného CO2. Je vhodným objektom na štúdium vývoja od vstupu zrážkovej vody vo forme roztopenej vody zo snehovej pokrývky až do konečnej podoby v samotnom zdroji. K dispozícii sú jednak vstupné údaje o kvalite snehových zrážok v území a pozorovania voľných emanácií CO2 v oblasti, jednak viacero údajov o jej kvalite v rôznych obdobiach. Uvedený koncepčný model jej tvorby bol potvrdený geochemickým modelovaním pomocou programu PHREEQC. Model vychádzal z reálnych podmienok v transportno-akumulačnej časti systému tvorby minerálnej vody tvorenej glacigénnymi morénovými a deluviálnymi sedimentmi. Základom materiálu sedimentov je intenzívne zvetrávanie granitoidných hornín so značným obsahom produktov zvetrávania rozsypových pieskov a siltových hlín. V chemickom zložení minerálnej vody však oproti roku 1997 nastali určité zmeny - zníženie hodnôt celkovej mineralizácie, obsahu Na, HCO3, pH a zvýšenie obsahu Ca a SO₄. Tieto zmeny pripisujeme dôsledkom veternej kalamity z 19. 11. 2004, ktorá postihla lesný porast v celom území a súčasným narušením celistvosti pôdneho pokryvu zmenila spôsob obehu podzemnej vody.

Kľúčové slová: kvalita snehu, minerálna voda, granitoidný materiál zvodnenca, prestupy hlbinného CO₂, PHREEQC model, zmena chemického zloženia

Abstract. Mineral water of the Smokovecká kyselka I source can be characterised by low TDS content and relatively high content of the dissolved carbon dioxide. Water is formed from infiltrated precipitation waters in a simple hydrogeological structure, formed mainly by Quaternary glacial sediments influenced by deep CO₂ surpluses. Accordingly, it is a good target for study of development of its chemical composition from the input in the form of snowmelt waters to its final form in the source. Data on precipitation quality (quality of snow) are available from three neighbouring sites for nearly 40 years. Emanations of "dry" CO2 are observed in the area as well, and the data on mineral water quality from various periods are also available. Conceptual model of mineral water genesis was confirmed by PHREEQC geochemical modelling. Real settings of the transit-accumulation area formed by Quaternary glacial moraine sediments and deluvial sediments were taken into account. The material of these sediments is composed from intensively weathered granitoid rocks with content of weathering products - sands and silty loams. In comparison to 1997, the chemical composition of mineral water was slightly changed – TDS values, content of Na, HCO₃, and pH were decreased and Ca and SO₄ content increased. These changes were linked to consequences of the windstorm on 19. 11. 2004, which destroyed the forests in the whole territory and together with destruction of the soil integrity changed the groundwater circulation pattern on the site.

Keywords: snow cover quality, mineral water, granitic aquifer material, deep CO_2 input, PHREEQC model, chemical composition change

Úvod

Geologická stavba a z nej vyplývajúce hydrogeologické podmienky vytvorili v období geologicko-tektonického vývoja Západných Karpát zaujímavé systémy tvorby minerálnych vôd. V takto vytvorených podmienkach potom záležalo na vstupnej alebo iniciálnej vode, ktorá sa dostala do systému, aké bude mať výsledná minerálna voda chemické zloženie. V zmysle Franka et al. (1975) podľa tvorby chemického obsahu minerálnej vody a jej výsledného chemického zloženia sa rozlišujú:

- petrogénne vody,
- marinogénne vody,
- zmiešané vody.

Je zrejmé, že aj tu autori vychádzali zo vstupnej vody do systému tvorby, kde vstupom petrogénnych vôd bola zrážková voda, vstupom marinogénnych vôd bola morská voda a pri zmiešaných vodách to bola ich kombinácia. Uvedené rozdelenie je dosiaľ v platnosti a umožňuje charakterizovať prakticky všetky minerálne vody, ktoré sa vyskytujú v oblasti Západných Karpát.

V prípade iniciálnej vody v zmysle uvedeného rozdelenia je dôležité, že už ju samotnú charakterizuje určité chemické zloženie a vlastnosti, ktoré ovplyvňujú konečné zloženie minerálnej vody na výstupe.

Druhým významným faktorom iniciálnej vody je čas vstupu do systému, ktorý pri hrubom rozdelení sa môže realizovať v geologickej minulosti alebo v súčasnosti. Na odhad časového zaradenia vstupu vody do systému je v súčasnosti najvhodnejšia aplikácia environmentálnych izotopov a rádiouhlíkovej metódy. Pri odhade času je nemenej významné vedieť o vtedajších klimatických podmienkach a paleohydrogeologickom vývoji infiltračnej oblasti.

Z tohto pohľadu je v príspevku charakteristika tvorby minerálnej vody Smokovecká kyselka I (jej identifikačné označenie v registri minerálnych vôd Slovenska je PD-74 s názvom *Prameň za amfiteátrom*) od vstupu zrážkovej vody vo forme roztopenej vody zo snehovej pokrývky až do konečnej podoby v zdroji. Výhodou celého priebehu tvorby chemického zloženia tejto kyselky je, že sa deje v súčasnosti a je možné pozorovať ho vo všetkých štádiách vývoja.

Koncepčný model

V regióne Tatier sa nachádza pomerne veľké množstvo výstupov minerálnej vody (Melioris, 1977, 1980, 1984). Tvorba chemického zloženia minerálnej vody Smokovecká kyselka I je však relatívne jednoduchá. Najnovšie je opísaná v práci Pospiechovej et al. (2012). Zdroj predstavuje zachytený prameň minerálnej vody SK-1 (označenie v práci Pospiechovej et al., 2012) v Starom Smokovci. Nachádza sa v hydrogeologickej štruktúre, ktorá je ohraničená rozvodnicou dolinky pod Karlovým posedom, ktorú zo severu ohraničuje rázsocha hrebeňa Slavkovského štítu, spadajúca k lokalite Hrebienok. Ohraničenie tejto hydrogeologickej štruktúry kopíruje hranica ochranného pásma Smokoveckej kyselky, znázorneného červenou líniou na obr. 1. Štruktúru tvoria kvartérne sedimenty situované na južných svahoch Slavkovského štítu (Nemčok et al., 1994). Podložie budujú prevažne granodiority. Kvartérne svahové sedimenty s medzizrnovou priepustnosťou, v ktorých prebieha prúdenie a akumulácia podzemnej vody, sú zložené najmä z proluviálnych polygenetických kamenito-piesčito--hlinitých sedimentov a balvanovito-piesčitých glacigénnych sedimentov morény Studených dolín (Hanzel et al., 1979, 1984; Hanzel a Melioris, 2002) (obr. 2). Zaujímavosťou tejto hydrogeologickej štruktúry je to, že okrem minerálnej vody nemá iné zdroje odvodňovania ani povrchový tok a ani tu podzemná voda neprestupuje zo susedných hydrogeologických štruktúr. Ďalšou zaujímavosťou je aj prítomnosť výronov "suchého" CO2 v tejto oblasti, ktoré je možné pozorovať najmä po daždi, keď sa "prebublávanie" prejavuje v občasne zamokrených územiach napr. v oblasti mokrade - rašeliniska - neďaleko prameňa asi 0,5 km s. od Starého Smokovca (obr. 1). Takýto úkaz je u nás pomerne ojedinelý, no miesta prirodzeného vystupovania "suchého" oxidu uhličitého sú nestále v priestore aj čase (Hanzel et al., 1979, 1984).

V akumulačnej zóne, ktorá sa začína približne od úrovne 1 100 m n. m., sa spomaľuje prúdenie a nastáva sýtenie podzemnej vody hlbinným oxidom uhličitým prakticky v konečnej fáze výstupu na povrch. Krahulec et al. (1977) uvádzajú v prípade tohto zdroja výdatnosť 0,012 l . s⁻¹ a teplotu vody 5,7 °C. Výdatnosť zdroja však závisí od zrážkovej činnosti, resp. v jarnom období od topenia snehovej pokrývky. Súčasný stav obnoveného spôsobu zachytenia tohto zdroja minerálnej vody (PD-74 Prameň za amfiteátrom, resp. SK-1 Smokovecká kyselka I) je na obr. 5.

Hodnota celkovej mineralizácie Smokoveckej kyselky I je 52 mg. l^{-1} , pH má hodnotu 4,52. V katiónovej časti prevláda sodík, vápnik a horčík a v aniónovej hydrogenuhličitany a sírany. Typický je obsah kyseliny kremičitej, ktorej koncentrácia je 42,4 mg. l^{-1} . Obsah oxidu uhličitého sa pohybuje v rozmedzí 1 200 – 1 500 mg. l^{-1} .

V takto predstavenom koncepčnom modeli tvorby minerálnej vody si najväčšiu pozornosť zaslúži bližšie poznanie vstupu do systému, ktorým je roztopená voda snehovej pokrývky, interakcia voda – horninové prostredie – CO_2 a zmeny v infiltračnej oblasti minerálnej vody.

Chemické zloženie snehovej pokrývky

Zmeny chemického zloženia snehovej pokrývky s nadmorskou výškou sa sledovali v exponovanom profile Tatranská Lomnica – Skalnaté pleso – Lomnický štít (Bodiš et al., 2012). Profil má výškový rozdiel 1 732 m a možno predpokladať, že v infiltračnej oblasti hydrogeologickej štruktúry Smokoveckej kyselky I budú podmienky podobné.

Výsledky popisnej štatistiky z 36-ročného pozorovania sú zdokumentované v tab. 1, 2 a 3. Je zrejmé, že celková mineralizácia snehových roztokov v celom profile preukazuje veľmi nízke stredné hodnoty tak v priemeroch, ako aj v mediánoch. Najväčšiu variabilitu vykazuje celková mineralizácia na lokalite Lomnický štít, čoho dôkazom je najvyššia smerodajná odchýlka. Ostatné vybrané zložky sú veľmi podobné tak v stredných hodnotách, ako aj v hodnotách dolného a horného kvartilu. To nasvedčuje tomu, že odlišnosti v sledovanom profile budú najmä v odľahlých a extrémnych hodnotách obsahu iónov.

Pri hodnotení a interpretácii výsledkov monitorovania snehových roztokov je dôležité uvedomiť si niekoľko skutočností. Snehová pokrývka je veľmi zložitý systém s rôznorodou štruktúrou. Aj počas zimného obdobia v ňom prebieha množstvo fyzikálnych a chemických procesov, ktoré ovplyvňuje prvotné zloženie snehovej zrážky. Inými slovami, snehová pokrývka je v prvom rade inhomogénny objekt vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Uvedenú skutočnosť dokumentujú aj výsledky sledovania izotopov δD a $\delta^{18}O$ na tzv. snehomernom vankúši, situovanom v oblasti Chopok-sever (Kantor et al., 1987). Profil snehu mal hrúbku 94 cm. Boli v ňom identifikované vrstvy snehu (od spodnej časti smerom hore) so štruktúrou kryštalického, sypkého a firnového snehu. Izotopové zloženie δ^{18} O bolo v rozpätí -15,22 až -13,51 ‰ a δD v intervale -109,8 až -100,3 %. Kantor et al. (1987) sledovali aj zmeny izotopového zloženia vody z postupne sa topiacej snehovej vrstvy. Zistili, že v prvých fázach topenia obsahuje roztok ľahšie izotopy (δ¹⁸O -15,20 ‰, δD -109,8 ‰) a posledné podiely sú evidentne izotopovo ťažšie ($\delta^{18}O - 8,69 \%$, δD -62,3 %).



Obr. 1. Lokalizácia zdrojov minerálnej vody v Starom Smokovci a ich ochranného pásma. Smokovecká kyselka I je registrovaná ako zdroj PD-74. Výrony "suchého" CO₂ v západnej časti znázorneného územia sú označené príslušnou značkou.

	Priemer	Medián	Dolný kvartil	Horný kvartil	Sm. odch.
pН	4,59	4,59	4,20	4,72	0,52
Na ⁺	0,18	0,08	0,05	0,21	0,23
Ca ²⁺	0,81	0,48	0,37	0,60	1,08
$\mathrm{NH_4}^+$	0,409	0,360	0,207	0,480	0,302
Cl	1,48	0,90	0,46	1,45	1,67
NO ₃ ⁻	1,57	1,31	0,94	2,00	0,96
SO ₄ ²⁻	2,87	2,45	1,55	3,81	1,94
Celková mineralizácia	9,09	7,94	5,51	10,22	5,72

Tab. 1. Základné štatistické parametre snehového roztoku (Tatranská Lomnica), údaje v mg. l⁻¹.

Tab. 2. Základné štatistické parametre snehového roztoku (Skalnaté pleso), údaje v mg . l^{-1} .

	Priemer	Medián	Dolný kvartil	Horný kvartil	Sm. odch.
pH	4,63	4,61	4,31	4,80	0,47
Na ⁺	0,19	0,10	0,06	0,24	0,27
Ca_2^+	0,64	0,43	0,25	0,72	0,66
$\mathrm{NH_4}^+$	0,298	0,270	0,090	0,370	0,275
Cl	1,23	0,65	0,39	1,20	1,47
NO ₃ ⁻	1,42	1,05	0,70	1,65	1,38
SO4 ²⁻	2,24	1,95	1,40	3,00	1,11
Celková mineralizácia	7,32	7,01	5,08	8,09	3,65

	Priemer	Medián	Dolný kvartil	Horný kvartil	Sm. odch.
pН	4,91	4,90	4,56	5,14	0,65
Na ⁺	0,57	0,18	0,11	0,37	1,28
Ca ²⁺	1,01	0,59	0,34	1,17	1,41
$\mathrm{NH_4}^+$	0,367	0,255	0,146	0,404	0,386
Cl	2,64	0,66	0,49	1,64	5,33
NO ₃ ⁻	0,81	0,65	0,37	1,08	0,62
SO4 ²⁻	2,37	2,28	1,27	3,53	1,29
Celková mineralizácia	10,11	7,41	5,61	10,81	8,91

Tab. 3. Základné štatistické parametre snehového roztoku (Lomnický štít), údaje v mg . l^{-1} .



rašeliny a humózne rašelinové hliny
 glacigénne sedimenty staršieho holocénu: balvany až bloky ústupových morén
 deluviálno-fluviálne hliny a piesčité hliny s úlomkami (pleistocén – holocén)
 deluviálno-proluviálne sedimenty: hlinito-kamenité dejekčné kužele
 deluviálno-fluviálno-soliflukčné piesčito-kamenité hliny, balvany až bloky
 glacigénne sedimenty morén mladšieho pleistocénu: štrky, balvany a bloky
 glacigénne sedimenty morén stredného pleistocénu: zvetrané štrky, balvany a bloky
 glacifluviálne sedimenty staršieho pleistocénu: piesky a rozvetrané štrky
 biotitické granodiority, tonality až granodiority (vysokotatranský typ)

Obr. 2. Schematická geologická mapa okolia zdrojov minerálnej vody v Starom Smokovci (podľa Nemčoka et al., 1994).

		Suma štvorcov	df	F	Hladina významnosti
pН	medzi skupinami	1,590	2	2,690	0,074
	vnútri skupín	23,637	80		
	spolu	25,226	82		
Ca ²⁺	medzi skupinami	1,835	2	0,806	0,450
	vnútri skupín	91,103	80		
	spolu	92,938	82		
NH4 ⁺	medzi skupinami	0,186	2	0,914	0,405
	vnútri skupín	8,154	80		
	spolu	8,340	82		
Cl	medzi skupinami	29,280	2	1,473	0,235
	vnútri skupín	795,238	80		
	spolu	824,518	82		
NO_3^-	medzi skupinami	8,186	2	3,637	0,031
	vnútri skupín	90,022	80		
	spolu	98,208	82		
SO4 ²⁻	medzi skupinami	6,448	2	1,436	0,244
	vnútri skupín	179,572	80		
	spolu	186,020	82		

Tab. 4. Analýza rozptylu vybraných zložiek (skupiny podľa nadmorskej výšky).



Obr. 3. Rozdiely priemerov obsahu dusičnanov s nadmorskou výškou. Vertikálne stĺpce označujú 0,95 intervaly spoľahlivosti).

Na zistenie štatisticky významných rozdielov priemerných hodnôt v súboroch rozdelených na tri skupiny podľa nadmorskej výšky sa použila analýza rozptylu (ANOVA). Zisťovali sa rozdiely medzi skupinami (dva stupne voľnosti) a vnútri skupín (80 stupňov voľnosti). Výsledky analýzy rozptylu dokumentuje tab. 10. Kritériom hodnotenia je hladina významnosti. V prípade, ak je menšia ako 0,05, daná hypotéza sa prijíma. Z výsledkov vyplýva, že jediný rozdiel medzi priemermi troch skupín, rozdelených v sledovanom profile podľa nadmorskej výšky, je v obsahu dusičnanov (tab. 4). Ostatné hodnotené ióny nevykazujú štatisticky významné rozdiely medzi priemernými hodnotami. Pokiaľ ide o dusičnany, tie vykazujú aj lineárnu závislosť v zmysle klesajúceho obsahu so stúpajúcou nadmorskou výškou. Dokumentuje to aj obr. 1 (Smokovecká kyselka I je zdroj PD-74). Je pravdepodobné, že regionálne zdroje obsahu dusičnanov v profile sú ovplyvnené lokálnymi zdrojmi týchto iónov v oblasti Tatranskej Lomnice a možno aj Popradskej kotliny pri určitých scenároch synoptickej situácie.



Obr. 4. Lineárny trend hodnôt pH (TL - Tatranská Lomnica, SP - Skalnaté pleso, LS - Lomnický štít).

Časové závislosti sa skúmali vyhodnotením vybraných parametrov chemického zloženia snehových roztokov v transformovaných časových radoch pomocou funkcie lineárneho trendu bez zohľadnenia sezónnych zmien.

Priebeh hodnôt pH dokumentuje obr. 4, z ktorého je zrejmé, že do zimného obdobia roku 1989 bol vývoj viacmenej rôznorodý a nevykazoval medzi jednotlivými úrovňami nadmorskej výšky výrazné zákonitosti. Po tomto období je možné hovoriť nielen o určitom ustálení, ale aj o výškovej diferenciácii.

Modelovanie systému tvorby minerálnej vody

Ak vychádzame z uvedeného koncepčného modelu, iniciálnou vodou, ktorá do systému vstupuje, je zrážková voda. Z tohto pohľadu je významná analýza snehových roztokov z výškového profilu Tatranská Lomnica – Skalnaté pleso – Lomnický štít. Na modelovanie bola ako vstupný prvok použitá chemická analýza snehového roztoku z odberového miesta Skalnaté pleso (tab. 6). Pri porovnaní je zrejmé, že obsah prakticky všetkých zložiek v snehu je nižší ako v minerálnej vode. Úlohou modelovania bolo pokúsiť sa simulovať geochemické procesy interakcie zrážkovej vody s minerálmi horninového prostredia obehu a dotovaním oxidom uhličitým za vzniku Smokoveckej kyselky I.

Nástrojom na riešenie bol voľne šíriteľný program PHREEQC, verzia 2.17 (Parkhurst-Apello, 1999), ktorý umožňuje inverzné modelovanie pri poznaní chemického zloženia iniciálnej a finálnej vody. Bola použitá termodynamická databáza llnl. Model bol zostavený na základe nasledujúcich predpokladov a podmienok:

- iniciálna voda: snehový roztok, odberové miesto Skalnaté pleso,
- finálna voda: Smokovecká kyselka I,
- miera neistoty výpočtu: 0,06, t. j. 6 %,

 reagujúce fázy: CO₂, O₂, kremeň, K živec, kaolinit, anortit, biotit, pyrit, gibbsit, Fe(OH)₃, ionovýmena Na a Ca.

Pri oxide uhličitom, kyslíku, pyrite a kremeni bola zvolená podmienka, že v priebehu simulácie interakcie sa vždy rozpúšťajú.

Výber reagujúcich fáz a oxidačno-redukčný charakter prostredia bol asi najdôležitejšou podmienkou. Vychádzal z reálnych podmienok v transportno-akumulačnej časti systému tvorby minerálnej vody tvorenej glacigénnnymi morénovými sedimentmi a deluviálnymi sedimentmi (Nemčok et al., 1993). Základom materiálu sedimentov je intenzívne zvetrávanie granitoidných hornín so značným obsahom produktov zvetrávania – rozsypových pieskov a siltových hlín. Reagujúce minerálne fázy preto predstavovali tak pôvodné horninotvorné minerály granitoidov, ako aj ich produkty zvetrávania. Významnú úlohu pri týchto procesoch zohráva kyslík, prebiehajú teda v oxickom prostredí, a oxid uhličitý, ktorý akceleruje interakcie s vybranými minerálnymi fázami.

Výsledok simulácie najlepšie dokumentuje tab. 5 s molovým transferom aktuálnych fáz, ktoré boli vypočítané pri podmienkach daných modelom.

Kladné znamienko hodnoty molového transferu znamená rozpúšťanie danej fázy a záporné hovorí o zrážaní danej fázy. Hlavné reakcie, ktoré prebiehajú počas tvorby minerálnej vody (tab. 5), sú rozpúšťanie anortitu, kaolinitu, biotitu, pyritu a ionovýmena, pri ktorej sa do roztoku dostávajú ióny sodíka. Uvedené procesy rozpúšťania sú podporované rozpúšťaním oxidu uhličitého. Z oxidačno-redukčných reakcií dominuje rozpúšťanie pyritu, jeho oxidačná degradácia. Pri nej sa do roztoku dostáva trojmocné železo, ktoré sa po oxidácii vo forme hydroxidu [Fe(OH)₃] zráža, a sírany. Pri oxidácii sa spotrebuje 1,843 . 10^{-4} molov kyslíka, pričom sa vo vode rozpustí celkovo 0,05 molov (tab. 6). Hliník sa zráža vo forme gibbsitu [Al(OH)₃] a časť iónu vápnika prechádza do sorpčného komplexu ílových minerálov. Model predpokladá jeden podiel zrážkovej vody, z ktorého pri uvedených geochemických procesoch vznikne jeden podiel minerálnej vody. Miera neistoty predstaveného modelu je 6 %. To znamená, že tolerancia výpočtu medzi iónovým zložením iniciálneho a finálneho roztoku so započítanými rozdielmi pri oboch roztokoch neprekročí uvedenú hodnotu.



Obr. 5. Súčasný stav zachytenia zdroja minerálnej vody PD-74 Prameň za amfiteátrom, resp. SK-1 Smokovecká kyselka I (totožný zdroj, rozdielne označovaný v rôznych bibliografických zdrojoch).

Fáza	Molový transfer
$O_{2}\left(g ight)$	9,214.10 ⁻⁵
$CO_{2}(g)$	5,084 . 10 ⁻²
Anortit	2,223 . 10 ⁻⁴
Kaolinit	3,219.10 ⁻⁵
Pyrit	2,474 . 10 ⁻⁵
NaX	$2,189.10^{-4}$
Biotit	$2,520.10^{-5}$
Gibbsit	$-5,186.10^{-4}$
CaX ₂	-1,093.10 ⁻⁴
Fe(OH) ₃	$-2,220.10^{-5}$
K živec	$-1,445.10^{-5}$

Tab. 5. Molový transfer fáz výsledného modelu

Diskusia a záver

Geochemickým modelovaním pomocou programu PHREEQC sa potvrdil koncepčný model tvorby minerálnej vody v Starom Smokovci. Dôležitým momentom v tomto systéme ja aj stabilita chemického zloženia minerálnej vody v čase. Tá bola overená na niekoľkých analýzach vzoriek, odobraných v nepravidelnom časovom intervale (tab. 6). Z tabuľky 6 je zrejmé, že oproti roku 1997 nastali v chemickom zložení minerálnej vody určité zmeny. Na prvý pohľad je najmarkantnejšie zníženie hodnoty celkovej mineralizácie o niekoľko desiatok mg . l^{-1} . Najväčší pokles vidieť v prípade obsahu sodíka a hydrogenuhličitanov, čomu môžu zodpovedať aj nižšie hodnoty pH zistené po roku 1997. Vyššia koncentrácia vápnika môže byť zapríčinená mierne intenzívnejšími procesmi ionovýmeny na sorpčnom komplexe ílových minerálov. Dôležité však je zistiť, čo tieto zmeny spôsobilo. Pri hlbšej analýze to mohla byť najpravdepodobnejšie veterná kalamita, ktorá postihla Vysoké Tatry 19. 11. 2004. Postihla celý lesný porast v I. ochrannom pásme zdroja a takmer celý lesný porast v II. ochrannom pásme. Touto udalosťou sa značne odkrylo horninové prostredie v infiltračnej aj akumulačnej oblasti hydrogeologickej štruktúry. Dôsledkom boli zmenené zrážkovo-odtokové pomery, minimalizovala sa evapotranspirácia, znížili sa tesniace účinky pôdy a tým sa zrýchlil obeh podzemnej vody. Tvorba minerálnej vody

Dátum	pH	Min.	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO ₃
11. 6. 1997	4,78	86,96	9,31	0,61	1,83	3,61	2,70	4,93	39,07
27. 8. 1997	4,67	101,10	9,12	0,50	1,90	3,60	2,70	4,28	39,10
2. 10. 2005	4,63	53,97	6,17	0,50	1,13	4,35	0,50	5,35	33,55
4. 4. 2012	4,52	52,00	5,30	0,50	1,95	4,81	2,00	5,77	32,00
SNEH*									
24. 2. 2010	4,76	4,12	0,29	0,085	0,12	0,299	0,20	0,96	1,20

Tab. 6. Chemické zloženie minerálnej a iniciálnej vody z topenia snehu.

Poznámka: * vzorka snehu z lokality Skalnaté pleso, koncentrácia všetkých zložiek okrem pH je vyjadrená v mg. I^{-1} Note: * snow sample from the Skalnaté pleso site, concentration of all components apart pH is in mg. I^{-1}

sa svojím spôsobom zrýchlila. Prejavilo sa to v znížení hodnoty celkovej mineralizácie a, navyše, mohlo nastať miešanie s obyčajnou podzemnou vodou (nesýtenou oxidom uhličitým).

Ak porovnávame hodnoty pH iniciálnej a finálnej vody, je pravdepodobné, že tvorba minerálnej vody prebieha v dvoch fázach – hneď po infiltrácii zrážky do horninového prostredia, kde sa pH v dôsledku prebiehajúcich interakcií zvýši, a druhá fáza nastane pri sýtení vody hlbinným oxidom uhličitým, keď sa zníži aj pH vo finálnej minerálnej vode.

Opísané procesy tvorby minerálnej vody Smokovecká kyselka I v koncepčnom modeli, modelované geochemické procesy tvorby, ako aj zásah do prírodného prostredia vytvárajú pomerne zložitý systém. Tento systém je vysoko zraniteľný, čo umocňuje aj nízka celková mineralizácia minerálnej vody, pričom malá zmena iónového zloženia môže mať vplyv až na zmenu jej súčasného chemického typu.

Literatúra

- Bodiš, D., Kordík, J. a Slaninka, I., 2012: Variabilita chemického zloženia zimných zrážok na Slovensku za 36 rokov pozorovania. Miner. slov. (Bratislava), 44, 4, 2012, 443 – 460.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Veda, 230 s.
- Hanzel, V., Gazda, S. a Vaškovský, I., 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 45 340), 215 s.
- Hanzel, V., Gazda, S. a Vaškovský, I., 1984: Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., (Bratislava), 5, 5, 206 s.
- Hanzel, V. a Melioris, L., 2002: Hydrogeológia Tatier a ich predpolia. Podzemná voda (Bratislava), VIII, 2, 37 – 62.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Rúčka, I., Harčová, E., Eliáš, K., Garaj, M., Richtarčík, J. a Michalko, J., 1987: Izotopový výskum hydrogenetických procesov, 1. časť (vody Žitného ostrova, vody na zlomoch v neovulkanitoch, topenie snehov Chopok). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 144), 174 s.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska 2. Krenografia. Martin, Osveta, 1 035 s.
- Melioris, L., 1977: Hydrogeochémia podzemnej vody kryštalických hornín Západných Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 9, 5, 367 – 373.
- Melioris, L., 1980: Hydrogeologické pomery Západných Tatier. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 34.
- Melioris, L., 1984: Minerálne vody Vysokých Tatier a Západných Tatier. Zborník referátov z VIII. celoštátnej hydrogeologickej konferencie Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 241 – 250.
- Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wieczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Rackowski, W. a Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 135 s.
- Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P.,

Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra, MOSZNL, PIG.

- Parkhurst, D. L. a Appelo, C. A. J., 1999: User's guide to PHREEQC (Version 2) – a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U. S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, 312 s.
- Pospiechová, O., Klaučo, S. a Pospiech, J., 2012: Starý Smokovec, zdroj SK-1 Smokovecká kyselka I. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 92 292), 29 s.

Resumé

Snow cover can be considered as the primary source input to the system of mineral water formation. It represent the first stage of liquid which, after being altered by contact with rocks, solid and gaseous substances in the aquifer, appears again on the earth's surface as a mineral water. To model such a process by PHREEQC, it is convenient to find a relatively simple conditions of groundwater circulation. Such an example was found in the Vysoké Tatry Mts. (Slovakia) in the site of Smokovec, where the mineral water source PD-74 "Prameň za amfiteátrom", resp. SK-1 "Smokovecká kyselka I" (identical source, different description in different literary sources) was recently rebuild (Fig. 5). Nearby, snow cover samples were taken from 3 sites (Tatranská Lomnica, Skalnaté pleso, Lomnický štít) of different altitude ranging from 900 to 2 362 m a. s. l. Annual sampling of snow cover on both 3 sites went on since 1976 and the development of its chemical composition can be observed on Figs. 3 and 4, while the basic statistic parameters of the snow solution are described in Tables 1 to 3, and results of the analyses of the statistic dispersion of the selected parameters (groups according to altitude) are in Table 4. Differences in chemical composition of snow cover with altitude are demonstrated on the nitrate content (Fig. 3), trends of chemical composition change are demonstrated in Fig. 4 on the example of pH values.

Mineral water of the "Smokovecká kyselka I" source can be characterised by low TDS content and relatively high content of the dissolved carbon dioxide. Chemical compositions of this mineral water source in different sampling periods is shown in Table 6, together with supposed composition of initial water from snowmelt used in the PHREEQC geochemical modelling. Mineral water is formed from infiltrated precipitation waters in a simple hydrogeological structure, formed mainly by Quaternary glacial sediments. Mostly, material of a Mid-Pleistocene glacial morrain (weather gravel and boulders) originated by its transportation from a crystalline bedrock creates the main aquifer body. Sediments composed from intensively weathered granitoid rocks with content of weathering products - sands and silty loams are also found in the Quaternary deluvial deposits in the western part of the hydrogeological structure. The crystalline bedrock (biotitic granodiorites, tonalities to granitoids) is outcropping NW

from the "Smokovecká kyselka I" mineral water source, on the slopes of the Slavkovský štít peak, but it also forms the relatively impermeable underlying layer of the aquifer. Schematic geological map of the surrounding territory is on Fig. 2. Groundwater circulation here is also influenced by surpluses of the deeply-seated CO₂ source, most probably bound to the major tectonic fault. The recent rise of the Vysoké Tatry Mts. along this fault is accompanied by emanations of a "dry" CO₂, that can be observed on the surface of splashes after the rains in the nearby area. Location of the mineral water sources in Starý Smokovec and their official protection zone, together with known emanations of the "dry" CO₂ in the western part of the territory are on Fig. 1.

As being an ideal good study target for development of chemical composition from the input in the form of snowmelt waters to its final form in the source, geochemical modelling by PHREEQC was performed on this example. Real settings of the transit-accumulation area formed by Quaternary glacial moraine sediments and deluvial sediments were taken into account. Aforementioned conceptual model of mineral water genesis was confirmed, molar transfer of resulting model phases is shown in Table 5.

In comparison to 1997, the chemical composition of mineral water was slightly changed – TDS values, content of Na, HCO₃, and pH were decreased and Ca and SO₄ content increased (Table 6). These changes were linked to consequences of the windstorm on 19. 11. 2004, which destroyed the forests in the whole territory and together

with destruction of the soil integrity changed the groundwater circulation pattern on the site.

- Fig. 1. Location of the mineral water sources in Starý Smokovec and their protection zone. Spring Smokovecká kyselka I is marked as PD-74. Emanations of the "dry" CO₂ in the western part of the territory are marked by respective sign.
- Fig. 2. Schematic geological map of the Starý Smokovec mineral water sources surroundings (according to Nemčok et al., 1994).
- Fig. 3. Differences in nitrate content with altitude.
- Fig. 4. Linear trend of pH values (TL Tatranská Lomnica, SP – Skalnaté pleso, LS – Lomnický štít).
- Fig. 5. Contemporary state of mineral water use at the source PD-74 Prameň za amfiteátrom, resp. SK-1 Smokovecká kyselka I (identical source, different description in different literary sources).
- Tab. 1. Basic statistic parameters of the snow solution (Tatranská Lomnica), data in $mg \cdot l^{-1}$.
- Tab. 2. Basic statistic parameters of the snow solution (Skalnaté pleso), data in mg . I^{-1} .
- Tab. 3. Basic statistic parameters of the snow solution (Lomnický štít), data in mg . 1^{-1} .
- Tab. 4. Analyses of the statistic dispersion of the selected parameters (groups according to altitude).
- Tab. 5. Molar transfer of resulting model phases.
- Tab. 6. Chemical compositions of mineral water and initial water from snowmelt.

Geologické mapovanie vulkanitov východne od Kysliniek v pohorí Poľana

Geological mapping of volcanic rocks nearby of areas Kyslinky of the Pol'ana mountain

LADISLAV ŠIMON, VIERA KOLLÁROVÁ, MONIKA KOVÁČIKOVÁ a BARBORA ŠIMONOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstract. The aim of this work was to analyze the evolution of volcanic processes and structures of Baden-Sarmatian volcanic rocks in the stratovolcano Pol'ana. Based on volcanological research based on the geological mapping, facial analysis, lithological and petrographic analyzes and geochemical research. Research in the study area was set aside three volcanic formations, volcanic facies 23 and 7 types of volcanic products. Volcanic facies represent intrusions, extrusions, lava flows, tuff, pyroclastic flows, pyroclastic redeposited, epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones.

Keywords: volcanic formations, volcanic eruptions, volcanic rocks, geological mapping

Abstrakt. Práca sa zaoberá štúdiom neogénnych vulkanitov východne od oblasti Kyslinky v pohorí Poľana. Cieľom úlohy bolo analyzovať vulkanické procesy a vývoj stavby. Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom mapovaní, litofaciálnej analýze, litologicko-petrografickej analýze a geochemickom výskume sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, 23 nových vulkanických fácií a 7 typov vulkanických produktov. Vulkanické formácie reprezentujú formácia Šútovka, Strelníky a Poľana. Vulkanické fácie reprezentujú lávové prúdy typu Vepor, Poľana, Konce, Brusniansky grúň a Ľubietovský Vepor, extrúzie typu Čierny grúň, intrúzie andezitových a dioritových porfýrov, silly andezitových porfýrov, extrúzie dacitov, lávové prúdy dacitov, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, autochtónne pyroklastické horniny, redeponované pyroklastické horniny, epiklastické vulkanické brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce. Sedem hlavných vulkanických produktov reprezentujú intrúzie, extrúzie, lávové prúdy, uloženiny pyroklastických prúdov, uloženiny napadaných pyroklastík, uloženiny redeponovaných pyroklastík a uloženiny epiklastických vulkanických hornín. Vulkanický vývoj produktov bol zaznamenaný v období vrchný báden až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá, závislá od charakteru zlomovej tektoniky. Vulkanické produkty sa uložili v bádene ako formácia Šútovka na báze vulkanického komplexu a v sarmate ako formácia Poľana v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Poľana.

Kľúčové slová: vulkanické formácie, vulkanické erupcie, vulkanické horniny, geologické mapovanie

Úvod

V rámci projektu Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky sa spracúvala téma T-04/12 Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie vulkanickej stavby stratovulkánu Poľana-stred. Geologická čiastková úloha T-04/12 tematicky nadväzuje na doriešené geologické úlohy T-06/10 a T-03/06. Úloha T-03/06 sa skončila čiastkovou záverečnou správou (Šimon et al., 2010) a jej oponentúrou, úloha T-06/10 čiastkovou záverečnou správou (Šimon et al. 2012) a úloha T-04/12 rovnako čiastkovou záverečnou správou (Šimon et al. 2013). Zodpovedným riešiteľom čiastkovej geologickej úlohy bol RNDr. Ladislav Šimon, PhD. Spoluriešitelia boli Mgr. Viera Kollárová, PhD., RNDr. Monika Kováčiková a Bc. Barbora Šimonová.

Všeobecným cieľom riešenia geologickej témy bolo implementovanie čiastkových záverečných výsledkov do novej digitálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000, v ktorej sa zistili geologické a vulkanologické nedostatky rôzneho stupňa, a tým jej vylepšenie. Konkrétne ciele je možné zhrnúť do týchto 3 bodov: 1. paleovulkanická rekonštrukcia stavby a rozsahu vulkanitov územia Poľana-stred, 2. riešenie vzťahu intruzívneho, efuzívneho a explozívneho vulkanizmu, 3. nový kartografický obraz územia. Študované územie (obr. 1) je lokalizované v priestore strednej časti pohoria Poľana. Je zobrazené na geologickej mape Poľany-stred v mierke 1 : 25 000 s plochou viac ako 25 km² a zakreslené na častiach listov 1 : 50 000 číslo 36-411 Poľana a 36-233 Ľubietová. Dve mapovacie terénne sezóny v rokoch 2012 a 2013 sa robilo geologické mapovanie a geologické profilovanie s využitím moderných metodík vulkanologickej analýzy a litofaciálnej analýzy.

Metodika práce

Terénne práce v oblasti východne od Kysliniek v strednej časti pohoria Poľana boli zamerané najmä na geologické mapovanie a geologické terénne profilovanie vulkanických produktov.

Počas štúdia vulkanických hornín sa využili moderné metodiky vulkanologickej analýzy a litofaciálnej analýzy s využitím zariadenia Garmin GPS map St 62, kompatibilného s aplikáciou Google Earth. Grafický, zvukový a fotografický materiál terénneho dokumentačného denníka sme zaznamenávali zariadením Samsung Note. Fotoaparátom Olympus sa robila fotografická databáza a videá z odkryvov v teréne. Počas štúdia v teréne sme zaznamenali 2 079



Obr. 1. Lokalizácia územia Poľana-stred východne od oblasti Kyslinky. Vľavo je znázornená lokalizácia pohoria Poľana (výrez z www.geoportal.sk), vpravo je lokalizácie študovaného územia s geologickým rezom a typovými profilmi.



Obr. 2. Zmenšený obrázok grafickej prílohy 2.



bodov GPS, 339 poznámok v Samsung Note a 2 789 digitálnych fotografií fotoaparátom Olympus Tough zo 196 významných dokumentačných bodov (obr. 2 a *Mapa významných dokumentačných bodov* ku geologickej mape Poľana-stred, grafická príloha 2 in Šimon et al., 2013). Kvôli komplexnému pochopeniu vulkanickej stavby sa 4 vzorky odobrali na chemické analýzy.

Na podrobnú litologickú, petrografickú a geochemickú analýzu sme odobrali 70 vzoriek. Výbrusový materiál zo 70 vzoriek sa preštudoval v optickom mikroskope JENAPOL a zároveň sa z nich vyhotovila podrobná fotografická dokumentácia pomocou digitálneho fotoaparátu Olympus Camedia C5060 v ŠGÚDŠ v Bratislave. Prínosom bola možnosť štúdia 20 vzoriek v elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v laboratóriu ŠGÚDŠ v Bratislave. Tento prístroj umožnil snímanie fotografií vzoriek tvorených spätne rozptýlenými elektrónmi pri veľkom zväčšení. Umožnilo to študovať detaily vzoriek, ktoré by boli nepostrehnuteľné alebo ťažko rozlíšiteľné v optickom mikroskope.

Pri analyzovaní minerálov sa použilo urýchľovacie napätie 15 kV a merací prúd 20 nA. Analyzované prvky, ich merané spektrálne čiary a použité štandardy: Si K α – wollastonit, ortoklas; Ti K α – TiO₂; Al K α – Al₂O₃, Cr K α – Cr; V K α – V; Fe K α – fayalit; Mn K α – rodonit; Mg K α – forsterit; Ni K α – Ni; Zn K α – willemit; Ca K α – wollastonit; Na K α – albit; K K α – ortoklas; F K α LiF; Cl K α – NaCl; Sr L α – SrTiO₃; Ba L α – barit. Vzorky

na celohorninové chemické analýzy sa spracúvali v geoanalytických laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

Prehľad starších geologických výskumov

Študované územie podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) zaraďujeme do oblasti stredoslovenských neovulkanitov (10A), stratovulkán Poľana (10AF).

Ide o časť územia zobrazeného na staršej *Geologickej* mape Poľany v mierke 1 : 50 000 (Dublan et al., 1997). Geologická mapa zobrazuje neogénne neovulkanity s dominantnou kalderou Bobrovo menších rozmerov, spojenou s vývojom ryolitového vulkanizmu strelníckej formácie (Dublan et al., 1997). Na území sú dominantne zastúpené formácie Strelníky, Abčina, Veľká Detva a Šútovka (Dublan et al., 1997).

Za významnú prácu z oblasti pohoria Poľana považujeme priekopnícku prácu M. Kopeckého z roku 1955. Kopecký (1955) prvýkrát opísal charakter lávových prúdov a položil základ vulkanologického štúdia na Poľane.

Húsenica (1958) sa inšpiroval prácami Kopeckého, rozpracoval charakteristiku lávových prúdov v pohorí Poľana a ďalej rozvíjal geologické štúdiá na Poľane.

Týmito výsledkami pri mapovacích prácach vulkanitov Poľany sa inšpiroval aj kolektív autorov pod vedením prof. Kuthana (Kuthan et al., 1963). Dublan (1981) vo svojej práci rozpracoval petrografické charakteristiky vulkanitov a posunul poznanie o geologickej stavbe pohoria Poľana.

Konečný et al. (1978) uviedli nový model morfoštruktúry podložia neovulkanitov, ktorý je vo svojej podstate platný do súčasnosti. Konečný a Lexa (1979) v rámci syntézy geologickej mapy v mierke 1 : 100 000 predložili štruktúrno-geologickú schému stredoslovenských neovulkanitov aj s pohorím Poľana, ktorá predstavuje základný pilier pochopenia neovulkanitov Slovenska. Konečný et al. (1983) definovali nové litostratigrafické jednotky neovulkanitov stredného Slovenska a vytvorili základný systém, ktorý sa v tomto smere rozvíja dodnes.

Lexa et al. (2002) v rámci úlohy *Metalogenetické hodnotenie území SR* zhodnotili metalogenetický potenciál centrálnej zóny stratovulkánu Poľana a v priloženej ložiskovej mape Konečný a Lexa spresnili na ploche asi 8 km² geologickú stavbu najmä intruzívneho komplexu.

Konečný et al. (2001) a Konečný et al. (2003) opísali vývoj a charakter vulkanizmu a charakter vzťahu sedimentačných bazénov k vulkanizmu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Šimon (in Bezák et al., 2009) navrhol nové litostratigrafické členenie. Formácie Abčina a Veľká Detva, ktoré vyčlenil Dublan, zjednotil do formácie Poľana a v rámci nej rozlíšil lávové prúdy, pyroklastiká Hrochotskej doliny, epiklastiká Hukavského grúňa a vulkanoklastiká Zolnej.

Šimon, Kollárová a Kováčiková (2010 a 2011) urobili podrobný litologický, petrografický, petrologický, mineralogický a geochemický výskum územia Poľana-východ. Kollárová (in Demko et al., 2010) niektoré telesá v okolí lokalít Bobrovo a Grúň, označené podľa Dublana at al. (1997) ako ryodacity, premenovala na dacity.

Šimon et al. (2012 a 2013) urobili paleovulkanickú rekonštrukciu územia Poľana-sever.

VÝSLEDKY ŠTÚDIA

Prehľad hlavných litostratigrafických jednotiek a fácií na študovanom území

V študovanom území sme opísali kvartérne sedimenty (1 - 5), pliocénne sedimenty (6), vulkanity formácie Poľana (7 – 25), vulkanity formácie Strelníky (26) a vulkanity formácie Šútovka (27 a 28), ktoré sú uložené v nadloží hornín nečleneného kryštalinika (30).

Čísla 1 až 30 uvedené v zátvorkách reprezentujú vyčlenené litofácie. Zhodujú sa s číslami vyčlenených jednotiek v legende ku *Geologickej mape Poľana-stred* in Šimon et al. (2013) (obr. 18 – 22) a k litofaciálnej mape Poľana-stred (obr. 24).

Nečlenené kryštalinikum (30)

Nečlenené kryštalinikum na študovanom území nevystupuje. Predpokladáme, že vystupuje v podloží vulkanitov a zaznamenali sme ho len v geologickom reze. Ide o nečlenený komplex granitoidných a metamorfovaných hornín. Súbor reprezentuje granity, ruly, pararuly a amfibolity. Podrobnejšia geologická charakteristika kryštalinika je v práci Bezáka et al. (1999).

Argility, argilitické silicity a silicity (29)

V okolí intruzívnych telies andezitových a dioritových porfýrov boli zmapované intenzívne premenené vulkanické horniny. V najvýznamnejšom množstve sa vyskytujú v širšom okolí obce Očová, samoty Kyslinky. Premenené vulkanické horniny vytvárajú mohutné intruzívne zóny. Tvoria ich prevažne argility, argilitické silicity a silicity s okrovým a svetlým sfarbením.



Foto 1. Argilitické silicity z lokality Šafraníčka (GPS 592/12).

Neovulkanity – báden: formácia Šútovka

Formáciu Šútovka pomenoval a definoval Dublan (1981) (obr. 4a) a redefinoval Dublan (1997) (obr. 4b).



Obr. 4a

Originál Dublana (1981 a 1997) kvôli názornosti schematicky upravil Šimon (2013).

Na obrázku 4a je formácia Šútovka, ako ju definoval Dublan (1981), zaradená do sarmatu: č. 17 andezitový porfýr, č. 18 lávové prúdy a č. 19 epiklastické brekcie a zlepence. Na obrázku 4b je formácia Šútovka, ako ju redefinoval Dublan (1997), zaradená do sarmatu: č. 9 lávové prúdy a epiklastiká. Dublan (1997) zrušil komplex Dudáš formácie Šútovka (č. 17 a 19) a horniny preradil do formácie Abčina a formácie Veľká Detva. Šimon (2013) (obr. 3) k formácii Šútovka priradil 2 vulkanické fácie, znázornené modrastou farbou so šrafovaním: č. 27 vulkanoklastiká propylitizovaných andezitov, č. 28 lávové prúdy propylitizovaných andezitov. Študované horniny formácie Šútovka vekovo zaraďujeme do bádenu. Formácia je uložená na kontakte intruzívneho komplexu v podloží formácie Pol'ana. Prítomná je aj vo vrtoch D-11, D-12, D-13 a D-15.

Vulkanoklastiká propylitizovaných andezitov (28)

Vulkanoklastiká propylitizovaných andezitov vystupujú na povrch v okolí Očovej-Hornej Zálomskej. Formácia reprezentuje horizont vulkanoklastík s andezitovým zložením, pričom horniny sú postihnuté silnou propylitizáciou s čiastočnou chloritizáciou. Andezity vo vulkanoklastikách sú intenzívne hydrotermálne premenené. Majú angulárny tvar a veľkosť do 30 cm. Sú zväčša intenzívne propylitizované, pričom základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov, ako sú karbonáty a chlority. Niektoré časti sú veľmi intenzívne postihnuté, a tak identifikácia ich pôvodného charakteru je sťažená.

Lávové prúdy propylitizovaných andezitov (27)

Lávové prúdy formácie Šútovka vystupujú na povrch v okolí Hornej Zálomskej. Horniny sú často tektonicky



postihnuté a hydrotermálne propylitizované. V dôsledku toho sa ťažko identifikuje ich pôvodný charakter. Propylitizované andezity lávových prúdov majú svetlozelenú až svetlosivú farbu. Andezit je drobno- až jemnoporfýrický, s hrubodoskovitou až nepravidelnou odlučnosťou. Má málo kompaktný charakter a môžeme v ňom pozorovať znaky brekciácie.



Foto 2. Vulkanoklastiká propylitizovaných andezitov.

Z petrografického hľadiska je to amfibolicko-pyroxénický andezit s mikrolitickou základnou hmotou a výrastlicami amfibolu, pyroxénu a plagioklasu. Pôvodné minerály sú často nahradené chloritom a karbonátmi. Horninu predstavuje intenzívne alterovaný amfibolicko-pyroxénický andezit s kremeňom. Okrem výrastlíc plagioklasu a alterovaných mafických minerálov sa v andezite nachádza niekoľko výrastlíc kremeňa. Hornina má porfýrickú štruktúru. Alterovaná je aj základná hmota – je chloritizovaná a karbonatizovaná. Je vykryštalizovaná. Výrastlice plagioklasov sú niekedy čiastočne zachované. Zväčša sú karbonatizované a sericitizované. V hornine sa pravdepodobne nachádzali ortopyroxény a malé množstvo klinopyroxénov.



Foto 3. Propylitizovaný andezit formácie Šútovka, lom 1 047 (d. b. 1 047).



Foto 4. Sivozelenkavý amfibolicko-pyroxénický andezit (z doštičky na leštený výbrus s veľkosťou 3,5 cm).



Foto 5. Mikrofotografia karbonatizovaného plagioklasu s chloritom.

Ortopyroxény sú chloritizované a klinopyroxény aktinolitizované. Amfiboly sú pravdepodobne sericitizované, prípadne chloritizované. Možno na nich pozorovať restity reakčného lemu.

Neovulkanity - sarmat: formácia Strelníky

Litostratigrafickú jednotku definoval Dublan (1981) a podrobne opísal v práci Dublan et al. (1997). Formácia je produktom explozívno-efuzívnej aktivity ryodacitového vulkanizmu. Na základe údajov metódy FT (*fission track*) Repčok (1980, in Dublan, 1993) určil vek formácie na spodný až stredný sarmat. V študovanom území formácia Strelníky v zmysle Dublana (1997) reprezentuje len redeponované vulkanoklastiká. Túto fáciu sme pričlenili k formácii len podmienečne.

Redeponované vulkanoklastiká (26)

Redeponované vulkanoklastiká vystupujú v severnej časti študovaného územia. Sú uložené v podloží vulkanitov formácie Poľana. Reprezentujú sukcesiu vulkanoklastík tvorených andezitovým a ryolitovým materiálom s veľkosťou fragmentov do 60 cm angulárneho a subangulárneho tvaru. Matrix je piesčito-tufový.

Neovulkanity - sarmat: formácia Pol'ana

Na študovanom území formácia Poľana je produktom intruzívno-explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity. Je lokalizovaná v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu (pozri *Geologickú mapu Poľana-stred*).

Formácia vytvorila sukcesiu intrúzií, extrúzií, lávových prúdov, autochtónnych pyroklastík, redeponovaných pyroklastík a epiklastík. Vulkanická stavba formácie Poľana má vek spodný až stredný sarmat a predstavuje andezitový vulkanizmus. Andezity sa pohybujú na hranici vápenatoalkalickej série a majú metaluminózny charakter.

Na obrázkoch 4a a 4b sú znázornené vulkanity Poľany, ako ich definoval Dublan (1979 a 1997). Sarmatské vulkanity Dublan (1979) zaradil k formáciám Veľká Detva a Abčina: 5a – intrúzia andezitového porfýru, 5b – intrúzia andezitového porfýru, 6 – dajky, 6a – lávové prúdy, 7 – pyroklastické prúdy, 8 – epiklastiká brekcií, zlepencov a pieskovcov. Sarmatské vulkanity Dublan (1997) zaradil k zrekonštruovaným formáciám Veľká Detva a Abčina: 6a – centrálna zóna so sekundárnymi kvarcitmi a argilitmi, 6b – vulkanity formácie Veľká Detva, 7 – vulkanity formácie Abčina.

Táto práca poskytuje nový obraz o vulkanitoch sarmatu v pohorí Poľana. Formácia Poľana reprezentuje vulkanickú sukcesiu fácií od najstarších po najmladšie a čísla sa zhodujú s legendou ku *Geologickej mape Poľana-stred*: propylitizované horniny – typ Kyslinky (20 – 25), epiklastiká Hukavského grúňa (18 a 19), pyroklastiká Hrochotskej doliny (14 – 17), extrúzie andezitov – typ Čierny grúň (13), lávové prúdy a extrúzie andezitov – typ Ľubietovský Vepor (12), lávové prúdy andezitov – typ Brusniansky grúň (11), lávové prúdy andezitov – typ Konce (10), lávové prúdy andezitov – typ Poľana (9), lávové prúdy andezitov – typ Vepor (8), intrúzie andezitových a dioritových porfýrov – typ Grúň Šafraníčka (7). Horniny formácie Poľana sú prítomné aj v reinterpretovaných vrtoch D-9, D-11, D-15 a D-16.

Propylitizované horniny – typ Kyslinky

Vulkanoklastiká dacitov (25)

Vulkanoklastiká dacitov sa vyskytujú na lokalite Biela studňa. Reprezentujú ich svetlosivé tufy. Sú jemnozrnné až hrubozrnné, občas zvrstvené. Materiál tufov tvorí dacit angulárneho tvaru sivej farby s veľkosťou do 5 cm. Matrix je tufový, svetlej farby. V matrixe sú ojedinele prítomné aj fragmenty andezitov sivej a svetlohnedej farby angulárneho tvaru s veľkosťou do 3 cm. Vulkanoklastiká sú postihnuté hydrotemálnymi premenami.

Lávové prúdy dacitov (24)

Lávové prúdy dacitov sa vyskytujú na lokalitách Mičová, Grúň a Biela studňa. Majú hrubodoskovitú alebo nepravidelne blokovitú odlučnosť. Sú postihnuté propylitizáciou, argilitizáciou a silicifikáciou. Majú porfýrickú štruktúru a mikrokryštalickú základnú hmotu. Výrastlice tvoria plagioklas, amfibol, kremeň a ojedinele aj biotit. Horniny sú čiastočne alterované. Sú postihnuté chloritizáciou, sericitizáciou a ojedinele aj pyritizáciou.

Extrúzie dacitov (23)

Extrúzie dacitov sa vyskytujú na lokalitách Bobrovo a Majerová. Majú vertikálnu alebo hruboblokovitú odlučnosť. Sú postihnuté hydrotermálnymi premenami. Dacity majú porfýrickú štruktúru a mikrokryštalickú základnú hmotu. Výrastlice tvorí plagioklas a kremeň. V základnej hmote je prítomný kremeň, plagioklas, draselný živec a alterované minerály. Hornina je postihnutá hydrotermálnymi premenami.

Vulkanoklastiká andezitov (22)

Vulkanoklastiká andezitov sa vyskytujú na lokalitách Vysoký grúň, Sihla a Srní kopec. Vytvárajú polohy hruboblokovitých brekcií zložené z angulárnych a subangulárnych fragmentov andezitu s veľkosťou 5 až 60 cm. Andezit má sivú a hnedosivú farbu. Matrix má brekciovitý charakter a tvorí ho drvina andezitového materiálu svetlosivej farby. Na lokalite Vysoký grúň sú zaznamenané polohy vulkanoklastík pyroklastického charakteru. Materiál tvorí kompaktná hmota, pričom v niektorých polohách fragmenty s andezitovým zložením majú tvar pretiahnutých "*fiame"* uložených v homogenizovam propylitizovanom matrixe.

Lávové prúdy andezitov (21)

Lávové prúdy andezitov sa vyskytujú na lokalitách Bobrovo, Vysoký grúň, Srní kopec a Šafraníčka. Majú andezitové zloženie a je pre ne charakteristická hruboblokovitá odlučnosť. Prítomné sú 2 typy andezitov: pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické. Oba typy sú intenzívne propylitizované. Výrastlice tvorí zväčša plagioklas, pyroxén a amfibol. Sú uložené v mikrolitickej alebo pilotaxitickej základnej hmote.

Sill andezitových porfýrov (20)

Sill andezitových porfýrov sa vyskytuje v okolí lokality Mičová. Reprezentuje relikt plochého telesa s blokovitou odlučnosťou s hrúbkou okolo 60 m.

Je zložený z andezitového porfýru tmavosivej farby. Výrastlice tvorí plagioklas a drobné lišty pyroxénov, ktoré sú uložené v mikropoikilitickej základnej hmote. Hornina je postihnutá intenzívnou propylitizáciou.

Epiklastiká Hukavského grúňa

Epiklastiká Hukavského grúňa tvoria vulkanickú asociáciu epiklastických vulkanických pieskovcov a horizontu epiklastických vulkanických hornín (prevažne brekcie).

Epiklastické vulkanické pieskovce (19)

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú len ojedinele v okolí lokality Rusenkovská v severnej časti študovaného územia. Epiklastické pieskovce tvorí jemný sivý pieskovitý matrix s andezitovým zložením. Ojedinele sú prítomné dobre opracované fragmenty andezitov sivej farby s veľkosťou do 3 cm. Epiklastické vulkanické pieskovce reprezentujú samostatné polohy, vyskytujúce sa iba ojedinele. Sú triedené a zvrstvené. Je možné v nich pozorovať šikmú gradáciu. Fácie sú strednozrnné alebo až jemnozrnné. Občas v nich pozorujeme drobné vložky epiklastických vulkanických siltovcov.

Horizont epiklastických vulkanických hornín (prevažne brekcie) (18)

Horizont epiklastík reprezentuje najmä epiklastické vulkanické brekcie. Epiklastické brekcie sa vyskytujú vo svahu lokalít Rusenkovská a Cúdenica. Epiklastiká reprezentujú sukcesiu vrstiev drobno- a strednoúlomkovitých epiklastických vulkanických brekcií striedajúcich sa s vrstvami hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií. Občas sú v nich vrstvy epiklastických konglomerátov, ojedinele s polohami pieskovcov.

Vo vrstvách drobnoúlomkovitých až strednoúlomkovitých epiklastík sú prítomné fragmenty do veľkosti 50 cm, a to v množstve do 50 %. Ich tvar je subangulárny alebo suboválny. Matrix je piesčitý, zložený z drobných úlomkov andezitov. Charakteristická je podporná stavba fragmentov vo fáciách epiklastík. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú pyroxénické andezity, amfibolicko-pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Fácie epiklastík vytvárajú vrstvy hrubé niekoľko metrov až 25 m. Pre sukcesiu hruboúlomkovitých epiklastík je charakteristická podporná stavba matrixu. Matrix je piesčitý alebo piesčito-ílovitý. Fragmenty majú veľkosť až do 1 m.



Foto 6. Lávový prúd dacitov s hrubodoskovitou odlučnosťou na lokalite Bobrovo (GPS 265/13).



Foto 7a. Mikrofotografia dacitu (d. b. 999).



Foto 7b. Pohľad na dacit (d. b. 999) s glomeroporfýrickým zhlukom tvoreným biotitom a amfibolom (BEI).



Foto 9. Vulkanoklastiká andezitov s "fiame".

Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolickopyroxénické andezity, pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Vrstvy sú hrubé niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle nezvrstvené alebo sú zvrstvené gradačne.



Foto 8. Vpravo hore je novoopísaná extrúzia dacitu s vertikálnou odlučnosťou (d. b. 999).



Foto 10. Nový výskyt lávového prúdu andezitu s blokovitou odlučnosťou na lokalite Pod Dudáš (GPS 484).



Foto 11. Nový výskyt lávového prúdu andezitu na lokalite Bobrovo (GPS 280/13).



Foto 12. Fotografia nového výskytu svetlého propylitizovaného andezitu (z doštičky na leštený výbrus veľkosti 3,5 cm, d. b. L1).

Pyroklastiká Hrochotskej doliny

Pyroklastiká Hrochotskej doliny tvoria vulkanickú asociáciu horizontu redeponovaných pyroklastík, horizontu autochtónnych pyroklastík, pemzových tufov a tufov a chaotických brekcií pyroklastických prúdov.

Horizont redeponovaných pyroklastických hornín (prevažne aglomeráty) (17)

Horizont redeponovaných pyroklastík sa vyskytuje vo svahu na lokalitách Genzlová, Dymušovo, Matulova jama, Cúdenica a Jahodová jama. Horniny tvoria sukcesiu v rámci vulkanoklastík formácie Poľana. Reprezentujú prevažne



Foto 13. Mikrofotografia propylitizovaného andezitu (d. b. L1).



Foto 14. Pohľad na d. b. L1 z mikroanalyzátora na alterovanú základnú hmotu plagioklasom.



Foto 15. Rozpadnutý lávový blok amfibolicko-pyroxénického andezitu v redeponovaných pyroklastikách na lokalite Matulova jama (GPS 1 170).

redeponované pyroklastiká. V uloženinách je možné pozorovať hrubé triedenie a zvrstvenie. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 5 – 50 m. Fácie majú podpornú stavbu matrixu alebo fragmentov. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami andezitov a niekedy sú prítomné pemzy. V matrixe sú uložené fragmenty s veľkosťou do 50 cm, ale vyskytujú sa aj bloky do 1,5 m. Fragmenty majú pórovitý charakter a niekedy sú aj celkom napenené. Majú subangulárny až subsférický tvar. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity.



Foto 16. Svetlosivý amfibolicko-pyroxénický andezit v redeponovaných pyroklastikách na lokalite Matulova jama (z doštičky na leštený výbrus s veľkosťou 3,5 cm, d. b. 1 171a).



Foto 17. Chaotické brekcie pyroklastických prúdov na lokalite Hájny grúň (GPS 862).

Horizont autochtónnych pyroklastických hornín (prevažne aglomeráty) (16)

Horizont autochtónnych pyroklastík sa vyskytuje vo svahu na lokalitách Genzlová, Dymušovo, Matulova jama, Cúdenica a Jahodová jama. Pyroklastické horniny tvoria samostatné polohy v rámci vulkanoklastík formácie Poľana a reprezentujú ich prevažne aglomeráty. Sú zložené z fragmentov a matrixu. V uloženinách je možné pozorovať chaotické triedenie a zvrstvenie. Hrúbka vrstiev je do 40 m. Fácie majú podpornú stavbu fragmentov. Matrix je tufový. V matrixe sú uložené fragmenty s veľkosťou do 50 cm, ale vyskytujú sa aj bloky do 2 m. Majú angulárny a subangulárny tvar. Megabloky majú na povrchu črty fumarolového odplyňovania a je pre ne charakteristické monolitické zloženie. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity.

Pemzové tufy a tufy (15)

Pemzové tufy a tufy sa vyskytujú v niekoľkých polohách vo svahu na lokalitách Rusenkovská a Cúdenica. Pemzové tufy a tufy majú variabilnú zrnitosť aj hrúbku. Táto fácia má prevažne chaotické uloženie, alebo sa dajú pozorovať náznaky zvrstvenia a triedenia materiálu. Štruktúra je chaotická. Fácia má tmavosivú farbu a hrúbku vrstiev do 10 m. Redeponované tufy pozostávajú z fragmentov pemzy a andezitu. Fragmenty majú veľkosť do 2 cm a vyskytujú sa v množstve do 10 %. Majú angulárny tvar. Matrix je tufový.

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov (14)

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov sa vyskytujú vo svahu na lokalitách Genzlová, Dymušovo, Matulova jama, Cúdenica a Jahodová jama. Chaotické brekcie pyroklastických prúdov tvoria významnú fáciu v rámci sukcesie formácie Poľana. Majú chaotickú štruktúru a vyznačujú sa chaotickým uložením. Pyroklastiká majú kompaktný charakter. Hrúbka vrstiev fácií je do 50 m. Pyroklastiká sú zložené z fragmentov s veľkosťou do 60 cm a vyskytujú sa v množstve do 70 %. Tieto fácie majú červenkastú alebo sivastú farbu. Tvoria ich fragmenty, bloky a matrix. Fragmenty a bloky sú v matrixe uložené chaoticky. Majú sférický, subsférický alebo angulárny tvar. Vo vrstvách fácií pyroklastických brekcií sú aj bloky väčšie ako 5 m. Je pre ne charakteristická radiálna odlučnosť.

Fragmenty sú sklovité alebo sčasti pórovité. Matrix má charakter pemzovo-tufovej hmoty červenkastej farby. Charakteristická je solidifikácia až spekanie úlomkovitého materiálu a dezintegrácia väčších fragmentov. Z petrografického hľadiska fragmenty tvorí amfibolicko-pyroxénický andezit.

Extrúzie amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Čierny grúň (13)

Extrúzie amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Čierny grúň sa vyskytujú na lokalitách Čierny grúň, Sihla a Horná Zálomská. Extrúzie vytvárajú telesá s vertikálnou až stĺpcovitou odlučnosťou s brekciáciou po puklinách. Niekedy pozorujeme prítomnosť brekciácie po vertikálnej osi. Extrúzie tvorí amfibolicko-pyroxénický andezit a reprezentujú formu vulkanických dómov. Horninou extrúzie je čiastočne alterovaný amfibolicko-pyroxénický andezit. Výrastlice v andezite tvorí najmä plagioklas s veľkosťou do 3 mm a ortopyroxén do 1 mm. Prítomný je aj opacitizovaný amfibol, klinopyroxén, titanomagnetit a ilmenit. Základná hmota je mikrolitická. Je v nej prítomný plagioklas, kremeň, apatit, draselný živec a titanomagnetit.



Foto 18. Amfibolicko-pyroxénický andezit s vertikálnou brekciáciou vulkanického neku Čierny grúň na lokalite Čierny grúň (d. b. Cg1).



Foto 19. Novodefinovaný vulkanický nek s vertikálnou odlučnosťou amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Ľubietovský Vepor (d. b. 920).

Lávové prúdy a extrúzia andezitov typu Ľubietovský Vepor (12)

Lávové prúdy a extrúzia andezitov typu Ľubietovský Vepor sa vyskytujú na lokalitách Ľubietovský Vepor a Poľana (1 192 m n. m.). Tento typ má na študovanom území jedinečné zastúpenie. Extrúzia je lokalizovaná pri kóte 1 192 Poľana. Teleso má vertikálnu a radiálnu odlučnosť a tvorí ho sivočierny amfibolicko-pyroxénický andezit. Lávové prúdy sú produktom "dome flow" z extruzívneho telesa. Tvoria ich 20 až 30 m hrubé telesá lávy s lavicovitou alebo hrubodoskovitou odlučnosťou. Na báze a vo vrchnej časti lávových prúdov sú vyvinuté tenké polohy lávových brekcií.

Lávové brekcie majú hrubobrekciovitý charakter a tvoria ich fragmenty andezitu hnedobordovej a sivočiernej farby. Matrix je červenkastý, jemne brekciovitý, so sivastým vzhľadom. Z petrografického hľadiska hornina predstavuje amfibolicko-pyroxénický andezit. Andezit má porfýrickú štruktúru s mikrolitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí prevažne plagioklas s veľkosťou do 2 mm a ortopyroxén do 1 mm, ktoré často vystupujú v glomeroporfýrických zhlukoch. Prítomné sú aj výrastlice amfibolu, klinopyroxénu, ilmenitu a titanomagnetitu.

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň (11)

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň sa vyskytujú v okolí kóty Brusniansky grúň a v okolí kóty Hájny grúň. Tento typ má v študovanom území najväčšie zastúpenie. Lávové prúdy typu Brusniansky grúň majú hrúbku do 40 m. Telesá lávových prúdov majú blokovitú alebo doskovitú odlučnosť. Tvorí ich andezit čiernosivej a tmavosivej farby. Na báze a vo vrchnej časti majú vyvinuté lávové brekcie. Lávové brekcie majú blokovitý alebo troskovitý charakter a brekciovitú štruktúru. Telesá lávových brekcií majú červenkastú farbu.

Ich matrix je červenkastý, s brekciovitou stavbou. Lávové prúdy sú zložené z amfibolicko-pyroxénického andezitu. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 2 mm, amfibol do 3 mm, pyroxén do 2 mm a opakové minerály. Základná hmota je pilotaxitická a mikroliticko-skryto-kryštalická.



Foto 20. Lávový prúd typu Brusniansky grúň s lavicovitou odlučnosťou pri lokalite K 212 (d. b. K 212).



Foto 21. Lávové brekcie andezitov typu Brusniansky grúň pri lokalite Strunga (d. b. Lb1).



Foto 22. Lávový prúd andezitu typu Konce s hrubodoskovitou odlučnosťou so sklonom do doliny

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom typu Konce (10)

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom typu Konce vystupujú v okolí kóty Konce. Majú hrúbku do 50 m a vyznačujú sa doskovitou odlučnosťou. Tvorí ich strednozrnný andezit tmavosivej a čiernosivej farby. Z petrografického hľadiska má hornina porfýrickú štruktúru, textúra je celistvá alebo pórovitá. Horniny tvoria výrastlice plagioklasu s veľkosťou do 5 mm, pyroxénov do 1,3 mm, amfibolu do 2 mm a opakové minerály. Základná hmota je mikrolitická a pilotaxitická.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana (9)

Lávové prúdy pyroxénického andezitu typu Poľana sú pomenované podľa kóty 1 458 Poľana. Vystupuje tu len jeden lávový prúd v sz. časti študovaného územia v lokalite Rusenkovská. Lávový prúd tvorí pyroxénický andezit. Má čiernosivú a sivočiernu farbu a drobno- až strednoporfýrickú štruktúru. Jeho základná hmota je mikrolitická. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 2 mm, pyroxény do 2 mm a opakové minerály.

Lávové prúdy bazaltických andezitov typu Vepor (8)

Lávové prúdy bazaltických andezitov sa vyskytujú v okolí kóty 1 458 Poľana a v okolí kóty 1 367 Predná Poľana . Tieto lávové prúdy majú hrúbku do 30 m. Vyznačujú sa doskovitou alebo blokovitou odlučnosťou. V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov sú vyvinuté lávové brekcie zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru s veľkosťou do 50 cm.

Matrix tvoria fragmenty andezitu a drviny lávovej masy. Má červenoružovkastú alebo sivoružovú farbu. Lávové brekcie majú troskový charakter. Tvorí ich bazaltický andezit čiernosivej alebo sivočiernej farby s jemnoporfýrickou textúrou. Základná hmota andezitu je mikrolitickohyalopilitická alebo mikroliticko-hyalínna. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 1 mm, pyroxény do 1 mm, opakové minerály a ojedinele olivín s veľkosťou do 1 mm.

Intrúzie andezitových a dioritových porfýrov (7)

Intrúzie andezitových a dioritových porfýrov reprezentujú intrúzie a dajky s charakteristickým smerovým pretiahnutím telies. Intruzívne telesá tvorí tmavosivá až sivočierna hornina, pričom v dôsledku propylitizácie hornina máva zelenosivú farbu. Odlučnosť horniny je nepravidelná, hruboblokovitá. Hornina má hruboporfýrický charakter.

Z petrografického hľadiska ide o pyroxénický dioritový porfýr. Hruboporfýrický vzhľad dávajú plagioklasy s veľkosťou až do 5 mm a v množstve do 40 % a pyroxény s veľkosťou do 3 mm a v množstve do 15 %. Základná hmota andezitových porfýrov je mikroliticko-poikilitická alebo mikroliticko-pilotaxitická. Základná hmota dioritových porfýrov je mikrohypidiomorfná, mikroalotriomorfná alebo mikroliticko-mikrohypidiomorfná. Pri niektorých intrúziách v dôsledku intenzívnej premeny dochádza k metasomatickej rekryštalizácii základnej hmoty na agregáty sekundárnych minerálov až k úplnému potlačeniu pôvodnej štruktúry, pričom novú štruktúru tvoria alotriomorfne zrnité agregáty sekundárneho kremeňa, karbonáty a chlorit. Foto 23. Lávový prúd andezitu typu Poľana s hrubou lamináciou (d. b. Sa1) a hrúbkou do 30 m.





Foto 24. Lávový prúd bazaltického andezitu s doskovitou odlučnosťou na kóte 1 458 Poľana.



Foto 26. Intrúzia andezitového porfýru s hruboblokovitou odlučnosťou na lokalite Horná Zálomská (GPS 675/12).



Foto 25. Lávové brekcie bazaltického andezitu na kóte 1 458 Poľana.

Pliocén

Zahlinené balvany a štrky

Zahlinené balvany a štrky sa vyskytujú ojedinele v okolí lokality Mičová. Tieto sedimenty vytvárajú akúsi terasu balvanov, blokov a štrkov andezitov, dacitov, ryolitov, ale aj nevulkanického materiálu subangulárneho, suboválneho a oválneho tvaru s veľkosťou od 20 do 70 cm. Pracovne ich zaraďujeme do pliocénu, pretože podľa charakteru tieto sedimenty nepatria do kvartéru.

Kvartérne sedimenty

Súčasťou geologickej stavby a vývoja pohoria Poľana sú aj kvartérne sedimenty. Reprezentujú ich deluviálne sedimenty v celku, piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokoviská, deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny, deluviálno-fluviálne sedimenty a fluviálne sedimenty.



Foto 27. Mikrofotografia andezitového porfýru lokality (d. b. 297/13). Porfýr tvoria plagioklasy a ortopyroxény. Plagioklasy sú bez uzavrenín alebo so sitovými štruktúrami a sú prežilkované alteráciami. Ortopyroxény sú chloritizované a karbonatizované. Prítomný je sekundárny kremeň, ktorý vytvára útvary podobné žilkám a hniezdam. Základná hmota je na niektorých miestach chloritizovaná. Prítomný je aj pyrit, ktorý vytvára zriedkavé hniezda.

Deluviálne sedimenty v celku (5)

Vyčlenené deluviálne sedimenty v celku sa vyskytujú len v niekoľkých lokalitách. Je pre ne charakteristické mnohonásobné striedanie rôznorodých zrnitostných frakcií rozličných sutín a svahovín. Sú to sedimenty splachu a majú pestré litologické zloženie.

Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokoviská (4)

Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokoviská sa vyskytujú pod rozpadom lávových prúdov a intrúzií. Uloženiny sú zložené z hruboklastických sedimentov usmernených do sutinových prúdov. Materiál je uložený chaoticky. Petrograficky úlomkový materiál pozostáva z pyroxénického andezitu.

Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny (3)

Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny sa vyskytujú často a tvoria významné uloženiny kvartérnych sedimentov. Ide prevažne o erozívnogravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. V stavbe sedimentov dominujú hliny a piesčité hliny, ktoré obsahujú premenlivé množstvo fragmentov a blokov andezitov.

Deluviálno-fluviálne sedimenty (2)

Pre deluviálno-fluviálne sedimenty je charakteristické pribúdanie piesčitých hlín, štrkov a úlomkov hornín andezitu. Materiál je slabo vytriedený a zvrstvený. Sedimenty majú hrúbku do 3 m.

Fluviálne sedimenty (1)

Fluviálne sedimenty reprezentujú najmladšie sedimenty na študovanom území. Vystupujú v podobe nivných potokov v celom študovanom území. Tvorí ich hrubší piesčito- -kamenitý až balvanovitý materiál, ktorý je málo vytriedený a slabšie opracovaný. V záveroch dolín majú fluviálne sedimenty charakter balvanovito-štrkovito--hlinitých sedimentov. Sedimenty majú celkovú hrúbku do 4 m.

Charakteristika geologickej stavby územia

Na území sme vyčlenili 3 vulkanické formácie vulkanitov Poľany bádensko-sarmatského veku, ktoré sú uložené na predvulkanickom podloží. Vulkanické formácie od mladších po staršie reprezentujú formácie Poľana, Strelníky a Šútovka. Väčšiu časť územia buduje formácia Poľana, ktorú tvorí sukcesia andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík vulkánu Poľana. Vulkanické formácie sú pokryté kvartérnymi sedimentmi. Vo formácii Poľana na študovanom území sme vyčlenili jedinečné typové profily: Mičová, Predná Poľana, Čierny grúň, Poľana, Šafraníčka, Konce, Brusniansky grúň, Vysoký grúň, Hájny grúň a 1 192 Poľana.

V spodnej časti typového profilu Mičová (obr. 5) je lokalizované teleso lávového prúdu dacitu. Nad ním sú relikty sillu andezitového porfýru propylitizovaných hornín typu Kyslinky, cez ktoré prenikajú intrúzie andezitových a dioritových porfýrov typu Grúň Šafraníčka s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami.



Obr. 5. Typový profil Mičová formácie Poľana.

V spodnej časti typového profilu Predná Poľana (obr. 6) je lokalizované teleso sillu andezitového porfýru propylitizovaných hornín typu Kyslinky s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami reprezentujúcimi argility, argilitické silicity a silicity. Nad nimi je propylitizovaný andezit lávového prúdu formácie Šútovka. Vyššie sú propylitizované horniny typu Kyslinky. Vo vrcholovej časti sú 2 lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana. Najvyššie je relikt lávového prúdu bazaltických andezitov typu Vepor.



Obr. 6. Typový profil Predná Poľana formácie Poľana.



Obr. 7. Typový profil Čierny grúň formácie Poľana.

970 m

800



Obr. 8. Typový profil Poľana formácie Poľana.

Obr. 9. Typový profil Šafraníčka formácie Poľana.

Spodnú časť typového profilu Čierny grúň (obr. 7) tvorí sukcesia fácií vulkanoklastík andezitov propylitizovaných hornín typu Kyslinky, cez ktoré preniká extrúzia amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Čierny grúň. Teleso extrúzie prekrývajú lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana.

V spodnej časti typového profilu Poľana (obr. 8) sú lokalizované telesá intrúzií andezitových a dioritových porfýrov typu Grúň Šafraníčka s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami. Intrúzie prenikajú do prostredia podložnej formácie Šútovka, ktorú tu reprezentujú vulkanoklastiká a lávové prúdy propylitizovaných andezitov. Vyššie sú propylitizované horniny typu Kyslinky. Nad nimi sú 2 lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana. Vrchol kóty 1 458 Poľana tvorí relikt lávového prúdu bazaltických andezitov typu Vepor.

V spodnej časti typového profilu Šafraníčka (obr. 9) je lokalizované teleso lávového prúdu dacitu. Nad ním sú relikty propylitizovaných hornín typu Kyslinky, cez ktoré prenikajú intrúzie andezitových a dioritových porfýrov typu Grúň Šafraníčka s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami. V spodnej časti typového profilu Konce (obr. 10) je lokalizovaná intrúzia andezitového porfýru s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami. Nad nimi sú propylitizované horniny typu Kyslinky. Reprezentujú ich lávové prúdy andezitov a vulkanoklastiká


Obr. 10. Typový profil Konce formácie Poľana.

Obr. 11. Typový profil Brusniansky grúň formácie Poľana.



Obr. 12. Typový profil Vysoký grúň formácie Poľana.



Poľana 1192



Obr. 13. Typový profil Hájny grúň formácie Poľana.

andezitov. Vrchnú časť profilu tvorí sukcesia dvoch lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň. Najvyššie až ku kóte 1 134 Konce je uložený lávový prúd pyroxénických andezitov s amfibolom typu Konce.

V spodnej časti typového profilu Brusniansky grúň (obr. 11) sú lokalizované telesá intrúzií andezitových a dioritových porfýrov typu Grúň Šafraníčka s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami. Vyššie sú propylitizované horniny typu Kyslinky. Nad nimi je 5 lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň.

Obr. 14. Typový profil Poľana (1 192 m n. m.) formácie Poľana

Typový profil Vysoký grúň (obr. 12) tvorí sukcesia fácií vulkanitov formácie Poľana. V spodnej časti profilu je lokalizované teleso lávového prúdu dacitu. Nad ním sú relikty propylitizovaných hornín typu Kyslinky, cez ktoré prenikajú intrúzie andezitových a dioritových porfýrov typu Grúň Šafraníčka s okolitými, hydrotermálne premenenými horninami. V spodnej časti typového profilu Hájny grúň (obr. 13) je situované teleso lávového prúdu dacitu. Nad ním sú relikty propylitizovaných hornín typu Kyslinky, vulkanoklastiká a lávové prúdy andezitov. Vyššie sú uložené 4 lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň.

V spodnej časti typového profilu Poľana (1 192 m n. m.; obr. 14) sú redeponované pyroklastiká, na ktorých sú uložené brekcie pyroklastických prúdov. Na nich je uložený lávový prúd andezitov typu Ľubietovský Vepor. Vyššie sa striedajú autochtónne a redeponované pyroklastiká. Nad nimi sú lávové prúdy a nek andezitov typu Ľubietovský Vepor. Vrchol tvorí relikt aglomerátov pyroklastických hornín.

Vulkanická činnosť andezitového a dacitového charakteru sformovala územie Poľana-stred v bádene a sarmate. Táto činnosť vytvorila zložitú vulkanickú stavbu. Študovaná oblasť má v zmysle Konečného et al. (2003) hrasťovoprepadlinový charakter geologickej stavby. Podľa Konečného et al. (1978) je v oblasti dominantná štruktúra prepadliny Poľany. Zlomy sú orientované v smere SSV – JJZ až SJ a sú spojené s vývojom vulkanizmu.

Vulkanická činnosť začala formovať územie vo vrchnom bádene. Vulkanizmus sformoval vulkanity formácie Šútovka. Neskôr v období sarmatu sa formovala stavba vulkánu Poľana, ktorá reprezentuje produkty andezitového vulkanizmu formácie Poľana. Hrasťovo-prepadlinová stavba rozčlenila územie na bloky. Na predterciérnom podloží sú uložené relikty vulkanitov formácie Šútovka (pozri geologický rez A – B Poľana-stred in Šimon et al., 2013).

Na reliktoch formácie Šútovka sú uložené fácie intruzívnych, explozívnych a efuzívnych hornín formácie Poľana. Na príklade schémy centrálnej zóny (obr. 15) vidieť, že územie je rozdelené na mikrobloky po zlomoch, ktoré formovali centrálnu zónu stratovulkánu.

Zložitosť vulkanickej stavby pohoria Poľana v dôsledku geologickej transformácie je znázornená aj na súčasnom teréne. V tomto zložitom teréne sme vyčlenili 7 typov vulkanických produktov, ktoré zásadne formujú územie pohoria Poľana: 1. intrúzie, 2. extrúzie, 3. lávové prúdy, 4. uloženiny pyroklastických prúdov, 5. uloženiny autochtónnych pyroklastík, 6. uloženiny redeponovaných pyroklastík, 7. uloženiny epiklastických vulkanických hornín (obr. 16).

Intruzívne telesá sú zastúpené intrúziami andezitových a dioritových porfýrov. Intrúzie sú uložené v prostredí formácie Poľana (pozri Geologickú mapu Poľana-stred in Šimon et al., 2013). V intruzívnych telesách je možné pozorovať variabilitu v petrografii, vo forme telesa, v jeho tvare, rozmeroch a usmernení. Intruzívne telesá sa vyskytujú v rôznych veľkostiach. Najväčšia intrúzia je na svahu kóty 1 015 Šafraníčka s rozmermi 700 x 200 m a má sv.-jz. smer. Väčšina intrúzií má veľkosť v rozmedzí medzi 400 x 150 m až 50 x 50 m. Tvar telies je zvyčajne pretiahnutý v jednom smere. Prevládajúci smer sa nezaznamenal. Telesá majú variabilnú orientáciu v rôznych smeroch: SV – JV, JZ – SV, SSZ – JJV, JJV – SSZ, S – J a V – Z.

Z petrografického hľadiska horniny reprezentujú čiastočne alterované dioritové a andezitové porfýry. Príkladom je dokumentačný bod 257. Dioritový porfýr má porfýrickú štruktúru. Výrastlice tvorí plagioklas a ortopyroxén. V základnej hmote je prítomný plagioklas, kremeň, draselný živec a alterované minerály (ortopyroxény?). Plagioklasy tvoria jednak pomerne veľké lišty a tabuľky, jednak menšie jedince v matrixe. Ich charakteristickým znakom je dvojčatenie a zonálnosť (niekedy zložitá). Plagioklasy nie sú výrazne alterované, sú len prestúpené žilkami sekundárneho biotitu. Sú všesmerne usporiadané. Plagioklasy sú čisté alebo len s malým množstvom uzavrenín, majú sitové jadro (vnútro) alebo uzavreniny usporiadané do zóny. Ortopyroxény predstavujú hypidiomorfné až alotriomorfné kryštály. Sú vo všeobecnosti menšie ako plagioklasy. Sú nezonálne a sú čiastočne až intenzívne alterované. Ortopyroxény môžu byť prežilkované biotitom a biotitizované. Niektoré vyzerajú, akoby boli zložené z drobných zŕn. V skutočnosti je to zatláčanie pôvodného ortopyroxénu draselným živcom. Klinopyroxény neboli vo vzorke identifikované. Vo vzorke je prítomný aj apatit, titanomagnetit a ilmenit, zirkón a sekundárny biotit. V prípade andezitového porfýru (napríklad d. b. 245) je základná hmota pomerne hrubozrnná a bohatá na kremeň. Predpokladáme, že základná hmota bola silicifikovaná. Plagioklasy sú väčšinou bez uzavrenín. Pyroxény sú chloritizované a pyritizované. Intrúzie formácie Poľana prenikali in situ a predpokladáme, že využili prostredie zlomovej tektoniky, ktorá prebehla náhlym kolapsom v centrálnej zóne vulkánu Poľana v dôsledku dynamických vulkanických dejov.

Extrúzie reprezentujú relikty vulkanických dómov amfibolicko-pyroxénických andezitov a dacitov uložených v prostredí formácie Poľana. Telesá extrúzií sú výsledkom neexplozívnej vulkanickej aktivity. Telesá sú umiestnené na pôvodnom mieste. Extrúzie vznikli v období sarmatu. Extrúzie andezitov a dacitov majú rozmery od 50 x 250 m až do 300 x 650 m. Extrúzie prenikajú cez všetky staršie horniny. Relikty vulkanických dómov majú vertikálnu, radiálnu alebo aj blokovú a nepravidelnú blokovitú odlučnosť. Extrúzie amfibolicko-pyroxénických andezitov predstavujú jemno- až strednoporfýrické horniny tmavosivej až sivočiernej farby so základnou hmotou mikroliticko-hyalínneho charakteru. Extrúzie dacitov tvorí zväčša strednoporfýrický dacit sivastej farby. Vulkanické dómy formácie Pol'ana extrudovali in situ a v zmysle Casa a Wrighta (1988) sú produktom puklinového vulkanizmu, využívajúc prostredie zlomovej tektoniky.

Telesá lávových prúdov reprezentujú významnú časť študovaného územia. Lávové prúdy sú uložené najmä vo formácii Poľana. Telesá lávových prúdov sú produktom efuzívnej vulkanickej aktivity, čo je prejavom pokojnej vulkanickej aktivity. Pozorujeme v nich prejavy syngenetickej tektoniky (foto 28).

Lávové prúdy majú rôznorodý charakter vývoja odlučnosti. Odlučnosť lávových prúdov je blokovitá, hruboblokovitá, doskovitá a lavicovitá. Povrch telesa lávového prúdu má charakter zbrekciovatenia, s blokovým typom



Obr. 15. Schéma centrálnej zóny stratovulkánu Poľana (zostavil Šimon, 2013).

1 – nečlenené vulkanity formácie Poľana, 2 – hydrotermálne premenené horniny, 3 – nečlenené vulkanity formácie Šútovka, 4 – nečlenené horniny kryštalinika.



Foto 28.



Foto 29.

brekcie (foto 29). Tento typ brekcie predstavuje blokový typ lávy. Lávová brekcia sa vytvára na báze, na povrchu a v čele lávového prúdu. Fragmenty v brekciách majú zväčša angulárny tvar. Brekcie väčšinou tvoria asi 20 % objemu telesa lávového prúdu. Lávové prúdy sú charakteristické tým, že majú strednú hrúbku, ktorá sa pohybuje v rozmedzí 20 až 50 m. Sklon polôh fluidality je v priemere od 10 do 25 stupňov. V niektorých lávových prúdoch pozorujeme injektáž lávových brekcií do telesa lávy. Na základe opísaných znakov usudzujeme, že lávové prúdy sú uložené v prechodnej vulkanickej zóne (Cas a Wright, 1988) a sú typickým produktom andezitového vulkanizmu (McPhie et al., 1993).



Foto 30. Spodná časť lávového prúdu s prechodom do brekciácie až k báze (foto 29), kde sú vyvinuté fácie blokových lávových brekcií pyroxénických andezitov. Odkryv v okolí kóty 1 458 Poľana.

Uloženiny pyroklastických prúdov sa vyskytujú na viacerých miestach študovaného územia v sukcesii s vulkanoklastickými horninami. Pyroklastické prúdy sme opísali vo formácii Poľana. Pyroklastické prúdy predstavujú produkty explozívnej vulkanickej činnosti. Vznikajú pri náhlom uvoľnení plynov nahromadených v magme. Sú uložené vo forme chaotickej masy, ktorá nemá znaky zvrstvenia alebo triedenia materiálu.

Chaotické brekcie pyroklastického prúdu majú chaotickú štruktúru a homogenizovaný charakter. Sú hrubé 20 až 40 m. Obsahujú fragmenty s veľkosťou do 30 cm v množstve do 50 % a vyskytujú sa aj angulárne bloky andezitu s primárne doskovitou odlučnosťou s veľkosťou do 70 cm. Matrix reprezentuje spečený podrvený materiál červenkastej farby. Z uvedených poznatkov vyplýva, že pre fácie je



Obr. 16. Litofaciálna mapa územia Poľana-stred.

charakteristický nižší stupeň fragmentácie. Fácie pyroklastík majú červenkastú alebo aj sivastú farbu. Netriedené uloženiny sú monolitické a pozostávajú z fragmentov juvenilnej magmy v popolovom matrixe. Fragmenty s andezitovým zložením sú chudobne vezikulárne. Prítomné sú veľké angulárne bloky a reverzná gradácia. Fragmenty majú radiálne orientované trhliny, ktoré vznikajú pri prudkom ochladení a poukazujú na umiestnenie blokov v horúcom stave. Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že pyroklastické prúdy reprezentujú produkt explozívneho procesu, ktorý sa vytvoril kolapsom erupčného stĺpca plíniovského typu s prechodmi až do vulkánskeho typu erupcie (Cas a Wright, 1988; Fisher a Schmincke, 1984).

Uloženiny autochtónnych pyroklastík sa vyskytujú na viacerých miestach študovaného územia v sukcesii s vulkanoklastickými horninami. Fácia autochtónnych pyroklastík je uložená v sukcesii s fáciami formácie Poľana. Autochtónne pyroklastické horniny reprezentujú pemzové tufy a tufy a autochtónne aglomeráty. Fácie sú uložené zväčša chaoticky. Materiál fácií tufov má však občas aj náznaky triedenia.

Aglomeráty majú zväčša chaotickú stavbu s homogenizovaným matrixom a obsahujú fragmenty a bloky andezitov. Hrúbka vrstiev fácií je do 40 m. V aglomerátoch sme opísali okrem klasických fragmentov angulárneho a subangulárneho tvaru aj bloky andezitov a prítomné sú aj megabloky andezitov. Megabloky majú veľkosť v priemere od 150 až do 350 cm. Megabloky majú na povrchu črty fumarolového odplyňovania a je pre ne charakteristické monolitické zloženie. Majú prevažne angulárny tvar. Tvorí ich amfibolicko-pyroxénický andezit. Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že pyroklastické horniny reprezentujú produkty explozívneho procesu, ktorý je spojený s kolapsom erupčného stlpca plíniovského typu a v prípade blokových aglomerátov aj vulkánskeho typu erupcií (Cas a Wright, 1988; Mc Phie et al., 1993; Sigurdsson, 2000; Schmincke, 2004). Na základe tohto výsledku a analógie môžeme konštatovať, že pemzové tufy a autochtónne aglomeráty formácie Poľana sú produktom deštrukcie vulkanického dómu, ktorý sa vyvinul v sarmatskej stavbe vulkánu Poľana.

Uloženiny redeponovaných pyroklastík sa vyskytujú v študovanom území v sukcesii s ďalšími vulkanickými horninami. Redeponované pyroklastiká vznikli prepracovaním a premiestnením materiálu autochtónnych pyroklastík. Materiál pyroklastík je resedimentovaný v procese úlomkovitých prúdov, hyperkoncentrovaných prúdov alebo úlomkovitých lavín. V tomto procese redeponované pyroklastiká stratili primárne vulkanické štruktúry. Napriek tomu vo fáciách môžeme pozorovať dominantný pôvodný obsah pyroklastického materiálu. Redeponované pyroklastiká vo formácii Poľana reprezentujú fácie redeponovaných tufov, redeponovaných pemzových tufov a redeponovaných aglomerátov. Fácie sú zväčša hrubo vytriedené a zvrstvené, s hrúbkou 5 až 30 m, s fragmentmi a blokmi andezitov s radiálnou odlučnosťou do veľkosti až 150 cm, uložených v tufovo-piesčitom matrixe. Ich obsah je do

50 %. Redeponované pyroklastiká reprezentujú produkty procesu spojeného s vývojom vulkánskeho typu erupcie, ktorý asociuje so subplíniovským typom erupcie (Cas a Wright, 1988) a následným premiestnením prostredníctvom úlomkových prúdov alebo až úlomkových lavín vo vývoji prechodnej vulkanickej zóny vulkánu Poľana. Uloženiny epiklastických vulkanických hornín vznikli v intereruptívnej aktivite vulkánu Poľana. Sú produktom zvetrávania a erózie vulkanických hornín alebo premiestnenia nesúdržného vulkanického materiálu na vulkanickom svahu vplyvom gravitačných síl. Vznikli v procese aktivity úlomkovitých prúdov alebo hyperkoncentrovaných prúdov. Tieto prúdy sa navzájom líšia rozdielnym stupňomvytriedenia materiálu a charakterom textúry. Vo formácii Poľana sa vyskytujú uloženiny epiklastických vulkanických brekcií a pieskovcov. Epiklastiká reprezentujú fácie drobnoúlomkovitých a strednoúlomkovitých epiklastických vulkanických brekcií striedajúce sa s vrstvami hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií, ojedinele aj s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Epiklastiká obsahujú fragmenty a obliaky do veľkosti 50 cm. Vyskytujú sa v množstve do 50 %. Majú subangulárny alebo suboválny tvar a sú uložené v piesčitom matrixe. Významným znakom v stavbe fácií je podporná stavba buď klastov, alebo matrixu. Matrix je zväčša piesčitý. Vrstvy majú hrúbku niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Na ich báze sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskovca alebo epiklastických vulkanických siltovcov. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle buď nezvrstvené a tvoria chaotickú masu, alebo sú vytriedené a majú gradačné zvrstvenie.

Na základe uvedených charakteristík tieto uloženiny formácie Poľana zaraďujeme do úlomkovitých prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov (Smith a Lowe, 1991). Ak je vo vrstvách prevaha chaotickej masy s obsahom rôznorodých fragmentov, tak tieto epiklastiká zaraďujeme do skupiny úlomkových prúdov. Podľa týchto poznatkov usudzujeme, že študované uloženiny epiklastických vulkanických hornín sa uložili v prostredí prechodnej vulkanickej zóny (Cas a Wright, 1988). Z výsledkov vulkanologického štúdia vyplýva, že študované územie (obr. 15 a 16) je uložené v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Poľana. Zachovaná je časť priestoru centrálnej zóny na úrovni existujúceho reliéfu pohoria Poľana.

Záver

Práca sa zaoberá problematikou sarmatsko-bádenských vulkanitov územia v okolí Kysliniek v pohorí Poľana. Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénnom profilovaní, litofaciálno-vulkanologickej analýze a litologicko-petrografickom a geochemickom výskume sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, definovali 23 nových vulkanických fácií a rozoznali 7 typov vulkanických produktov. V študovanom území vulkanické formácie dominantne reprezentuje formácia Poľana. V malej miere sú prítomné formácie Šútovka a Strelníky. Vo formácii Poľana sme opísali tieto vulkanické fácie: intrúzie porfýrov typu Grúň Šafraníčka, lávové prúdy andezitov typu Vepor, lávové prúdy andezitov typu Poľana, lávové prúdy andezitov typu Konce, lávové prúdy andezitov typu Brusniansky grúň, lávové prúdy andezitov a extrúzia andezitu typu Ľubietovský Vepor, extrúzie andezitov typu Čierny grúň, pyroklastiká Hrochotskej doliny, epiklastiká Hukavského grúňa a propylitizované horniny typu Kyslinky. Formáciu Šútovka reprezentujú lávové prúdy a vulkanoklastiká propylitizovaných andezitov. Vulkanické produkty reprezentujú intrúzie, extrúzie, lávové prúdy, uloženiny pyroklastických prúdov, autochtónnych pyroklastických hornín, redeponovaných pyroklastických hornín a epiklastických vulkanických hornín.

Vulkanický vývoj produktov Poľany prebiehal v období vrchný báden až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá a závisí od charakteru zlomovej tektoniky. V bádene v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity vznikol menší andezitový vulkán (formácia Šútovka). V sarmate sa uložili produkty formácie Poľana andezitového vulkánu Poľana v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Poľana. Vulkanické erupcie formujúce oblasť mali charakter suchozemského vulkanizmu. Výsledky tejto práce sú prínosom do poznania geológie a charakteru vulkanických dejov. Potvrdili sme správnosť vyčlenenia formácie Poľana a opísali sme rôznorodosť faciálneho charakteru vulkanického komplexu Poľany. Podrobne sme rozčlenili intrúzie andezitových a dioritových porfýrov, extrúzie andezitov a dacitov a lávové prúdy andezitov a dacitov vo formácii Poľana. Vyčlenili sme novú vulkanickú asociáciu vo formácii Poľana - propylitizované horniny typu Kyslinky. Vyčlenili sme nové členy vo formácii Poľana - lávové prúdy a extrúziu andezitov typu Ľubietovský Vepor, extrúzie andezitov typu Čierny grúň, pyroklastiká Hrochotskej doliny a epiklastiká Hukavského grúňa. Na študovanom území sme potvrdili výskyty rozličných jedinečných vulkanoklastík. Redefinovali sme epiklastiká a opísali sme aj nové výskyty pyroklastík. Podrobne sme spracovali horský kvartér pohoria Poľana a vytvorili sme nový vulkanologický obraz v časti stredu pohoria Poľana v centrálnej zóne stratovulkánu.

Literatúra

- Bezák, V. (ed.), Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria--západná časť 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 178 s. ISBN 80-88974-08-9.
- Cas, R. A. F. a Wright, J. V., 1988: Volcanic succession modern and ancienit. London, Undin Hyman, 528 s. ISBN 0-04--552022-4.
- Demko, R., Lexa, J., Koděra, P., Biroň, A., Smolka, J., Šesták, P., Konečný P., Tuček, Ľ., Ferenc, Š, Bačo, P., Repčiak, M., Kollárová, V., Kyška, R., Mikušová, J., Kotulová, J., Bystrická, G. a Vlachovič, J., 2010: Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických a hydrotermálnych systémov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 728 s.

- Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany (kandidátska dizert. práca). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, Ľ., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 238 s. ISBN 80-85314-76-2.
- Húsenica, J., 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 49.
- Fisher, V. R. a Schmincke, H. U., 1984: Pyroclastic rocks. Berlin, Springer, 472 s. ISBN 3-540-12756-9.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfotektonickým štruktúram predvulkanického podložia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. In: Šimon, L., Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Banská Štiavnica Mesto na vulkáne. Miner. slov. (Bratislava), 33, 3, 159 178.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologic structure and evolution of intravolcanic depressions in the area of Neogene volcanism in Central Slovakia. In: Miner. Slov. (Bratislava), 35, 3 – 4, 255 – 290.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 203 s.
- Lexa, J., Bačo, P., Bahna, B., Bakoš, F., Baláž, P., Bezák, V., Bystrická, G., Cicmanová, S., Ferenc, Š., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Háber, M., Helma, J., Hojstričová, V., Hraško, Ľ., Hurai, V., Huraiová, M., Chovan, M., Jeleň, S., Kobulský, J., Koděra, P., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Kováčik, M., Kráľ, J., Kyselica, M., Luptáková, J., Marsina, K., Mackových, D., Maťo, Ľ., Michalko, J., Mikuš, T., Moravanský, D., Németh, Z., Ozdín, D., Petro, M., Pršek, J., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rojkovičová, Ľ., Tréger, M., Smirnov, A., Smolka, J., Šesták, P., Žák, K., Žáková, E. a Žec, B., 2002: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kopecký, M., 1953: Zpráva o orientačním geologickém mapování na Poľane severne od Detvy. Zpr. geol. Výzk. v r. 1952, Praha.
- McPhie, J., Doyle, M. a Allen, R., 1993: Volcanic texture. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University Tasmania, 197 s. ISBN 0-85901-522.
- Schmincke, H. A., 2004: Volcanism. Berlin Heidelberg New York, Springer, 324 s. ISBN 3-540-42650-2.
- Sigurdsson, H. et al., 2000: Encyclopedia of Volcanoes. San Diego – San Francisco – New York – Boston – London – Sydney – Toronto, Academic Press, 1 417 s. ISBN 0-12-643140-X.
- Smith, G. A. a Lowe, D. R., 1991: Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. In: Sedimentation in volcanic settings. Tulsa, Soc. sediment. geol., 59 – 70. ISBN 0-918985-89-7.
- Šimon, L. in Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko st., S., Jacko ml., S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj,

M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 53. ISBN 978-80-89343-28-7.

- Šimon, L. a Lexa, J. in: Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.
- Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2010: Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie sarmatsko-bá-

denskej stavby stratovulkánu Poľana-východ. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 206 s.

- Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M. a Šimonová, B., 2012: Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie vulkanickej stavby stratovulkánu Poľana-sever. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 105 s.
- Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M. a Šimonová, B., 2013: Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie vulkanickej stavby stratovulkánu Poľana-stred. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 102 s.
- Vass, D. (ed.), Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 122

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2013 Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

