GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

ROČNÍK 42 1990 ČÍSLO 2

VEDECKÉ SPRÁVY

LADISLAV DZUROVČIN*

PRODUKTY SVAHOVEJ MODELÁCIE V STREDNEJ A JUŽNEJ ČASTI SLANSKÝCH VRCHOV

Ladislav Dzurovčin: Products of Slope Modelling in Central and Southern Part of the Slanské Vrchy Mountains. Geogr. Čas., *42,* 1990, 2, 3 pictures, 2 photographs, 58 refs.

The Slanské Vrchy Mountains represent remnants of self-standing volcanic apparatus. The volcanic complex lies on sedimentary layers of the Neogene. They are broken up into a system of blocks, where the fault lines are bound with intrusive and extrusive bodies coming to light. The favourable lithologico-structural situation conditioned the rise of a whole series of slope modelling processes, the products of which are identifiable also in present-day relief. In modelling the slopes predominantly mass creep slides, rock falling and solifluction took part. Products of mass movements are block-disintegrated places and block fields, while products of sliding, in turn, are planar, rotational and rotation-planar landslides. Rock falls manifested themselves in the form of debris bodies (talus fans, talus), landfall and block places. Solifluction participated in forming slope deluvia, rock streams and alluvial debris cones.

Slanské vrchy tvoria severnú časť Matransko-slanského vulkanického oblúka, ktorý sa začína v severozápadnom Maďarsku a končí v okolí Prešova. Sú budované andezitmi, ryolitmi a ich vulkanoklastikami. Tieto majú prevažne stratovulkanický štýl stavby, s lokálnym výskytom intruzívnych a extruzívnych telies. Vulkanický komplex Slanských vrchov spočíva na sedimentárnom, resp. vulkanosedimentárnom súvrství neogénu, tvorenom prevažne pieskami, ílmi a štrkmi, často striedanými s polohami vulkanických hornín. Len lokálne na severe spočíva vulkanický komplex na súvrstviach paleogénu, a na juh pri Byšte vystupujú útržky kryštalického podložia. Pôvodné vulkanické štruktúry boli nerovnakou mierou rozrušené syn- a postvulkanickou tektonikou, čím vznikla zložitá morfoštruktúra pohoria. Táto bola už od svojho vzniku pretváraná erózno-denudačnými procesmi, ktoré vytvorili jeho morfoskulptúru. Na formovaní sa svahov pôvodných vulkanických štruktúr, svahov tektonických, ale aj eróziou podmienených svahov sa zúčastňovali predovšetkým zvetrávanie, fluviálne svahové procesy, gravitačné svahové procesy (plazenie, zosúvanie, tečenie a rútenie). Ich produktom sú rôznou mierou zachované sedimenty so svojími špecifickými formami. Tie sú v prevažnej miere výsledkom kvartérnej modelácie

* RNDr. Ladislav Dzurovčin, Geografický ústav SAV, Laboratórium pre geovedný výskum krajiny, Staničná 13, 040 01 Košice.

reliéfu, ktorá prebiehala v periglaciálnom prostredí. Toto prostredie je charakteristické pre periférne oblasti kontinentálneho zaľadnenia. V strednej Európe sa prejavovalo v pleniglaciáloch, keď priemerná ročná teplota klesla pod bod mrazu, pričom v nížinách dosahovala —3 až —4 °C (V. Ložek 1973). V sledovanom území prevládala mrazová tundra (J. Büdel 1951; J. Kvitkovič 1968). I. Vaškovský (1980) opisuje na úpätiach Slanských vrchov lesotundru až lesostep. Pre mrazovú tundru je charakteristický permafrost a soliflukcia. V horských polohách týchto oblastí dochádza k intenzívnemu mrazovému zvetrávaniu a rozsiahlejším pohybom zvetralinových más (C. Troll 1944; R. Midriak 1980, 1983). Mocnosť permafrostu sa odhaduje na 50—250 m (T. Czudek 1986).

V závislosti od podmienok vzniku a následného vývoja svahových pohybov sa výsledné svahové poruchy navzájom odlišujú rozmermi, vekom, stupňom zachovania, ako aj celkovou morfológiou. Všeobecné podmienky vzniku sú preto najčastejšími kritériami klasifikácie svahových deformácií. A. Baltzer (1875) vyčlenil ako hlavné klasifikačné kritérium genézu svahového procesu. Rozlíšil tri základné procesy — rútenie, zosúvanie a tečenie. Na toto triedenie nadväzujú aj neskoršie klasifikačné schémy, kde ďalšími kritériami sú genéza materiálu a rýchlosť pohybu (C. Sharpe 1938), vzťah ku geologickej stavbe (P. F. Savarenskij 1939), stupeň nasýtenosti vodou (K. Terzaghi 1950) a celková morfológia (J. N. Hutchinson 1968). V našich podmienkach sa problematike svahovej modelácie venujú predovšetkým geomorfológovia a inžinierski geológovia, ktorí vytvorili klasifikačné schémy svahových porúch zamerané na inžiniersko-geologickú prax, tvorbu geologických či geomorfologických máp (Q. Záruba, V. Mencl 1954, 1969; J. Krejčí 1960; J. Urbánek 1968; A. Nemčok, J. Pašek, J. Rybář 1974; J. Demek, J. Pašek, J. Rybář 1975; M. Stankoviansky 1975).

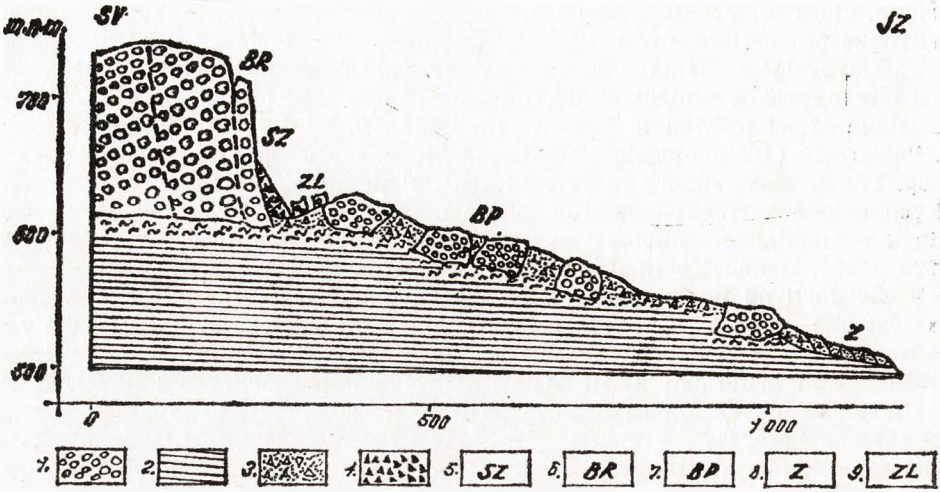
Štúdium svahových procesov a ich produktov súvisel v sledovanom území s mapovacími prácami geológov (M. Kuthan 1943; J. Švagrovský 1953; B. Leško 1954; M. Kaličiak a kol. 1984, 1985, 1986, resp. geomorfológov (E. Mazúr, J. Kvitkovič 1964; J. Karniš, J. Kvitkovič 1970; J. Harčár 1985). Doteraz najucelenejší prehľad o ich genéze a výskyte predložil J. Malgot (1975), ktorý v území rozlíšil blokové rozpadliny a blokové polia, zosuvy. A. Nemčok (1982) rozoznáva tiež zemné prúdy a skalné rútenia.

Cieľom tejto práce je analyzovať jednotlivé produkty svahovej modelácie, opísať ich charakter a genézu, stanoviť základné identifikačné znaky a vyčleniť hlavné formy reliéfu mapovateľné vo veľkých mierkach.

Z radu svahových pohybov sa na modelácii sledovaného územia zúčastnili predovšetkým plazivé pohyby blokového typu, zosuvy, skalné rútenia a soliflukcia. Ich výsledkom sú produkty svahovej modelácie, ktoré sa vyznačujú svojimi špecifickými formami.

PRODUKTY PLAZIVÝCH POHYBOV BLOKOVÉHO TYPU

Vznikajú v čelách mohutnejších skalných zrubov, ktoré sú tvorené rigidným komplexom vulkanických hornín (andezity, andezitové vulkanoklastiká), spočívajúcom na plastických vrstvách vulkanosedimentárneho súvrstvia. Bloky skalných hornín sa odlamujú a posúvajú, pričom sa zabárajú do plastického podložia — *mass creep* (J. N. Hutchinson 1968). V území sme v zmysle Q. Zárubu (1956), A. Nemčoka, J. Pašeka, J. Rybáře (1974) rozlíšili *blokové rozpad-*



Obr. 1. Blokové deformácie v okolí Rankovských skál. *1* — vulkánske brekcie, *2* — vulkanosedimentárne súvrstvie, *3* — hlinito-kamenité delúviá, *4* — andezitové sute, *5* — skalný zrub, *6* — blokové rozpadliny, *7* — blokové polia, *8* — zosuv, *9* — zlomiská.

liny a *blokové polia.* Blokové rozpadliny tvoria súvislú obrubu okolo skalných zrubov, blokové polia sú rozložené vo väčšej vzdialenosti od materského masívu. Areály blokových rozpadlín dosahujú veľkosť niekoľko desiatok m^2, areály blokových polí i niekoľko km^2. Jednotlivé bloky sú veľké niekoľko metrov, prevažne však niekoľko desiatok metrov. V reliéfe sa prejavujú ako skalné ihly (blokové rozpadliny), resp. ako morfologicky výrazné pahorky (blokové polia). Depresie medzi pahorkami sú zamokrené, častejšie však drenované hustou sieťou výmoľov. Blokové polia sú pomerne častou formou deštrukcie svahov v sledovanom území. Najväčšie sa nachádzajú po obvode Makovice, t. j. pri Juskovej Voli, v okolí Ordaniek, Oblazov a Čachova, pri Mudrovciach, v okolí Rankoviec, po obvode Mošníka, t. j. medzi Vyšnou Kamenicou a Bodrou, nad Dargovom a nad Banským, po obvode masívu Hradisko — predovšetkým nad Ruskovom po obvode masívu Bradlo, t. j. pri Novom Valaši, Rákoši. Zosuvmi blokového typu je výrazne rozčlenená skupina Miliča, a to najmä jeho severovýchodné svahy, kde blokové pohyby deštruovali pôvodný reliéf až po rozvodné chrbty. Pomerne častý výskyt blokových porúch na okrajoch pohoria spôsobilo narezanie a obnaženie šmykovej plochy riečnou eróziou tokov. Šmyková plocha je pritom mierne uklonená smerom od pohoria. V miestach, kde je táto plocha zaklesnutá (neogénne depresné štruktúry), sa poruchy tohto typu nerozvíjajú. Zosuvy blokového typu sa rozvíjajú aj na svahoch vulkanického plášťa. Ich vznik sa viaže na mocné vrstvy tufov, plniace úlohu plastickej vrstvy. Oproti zosuvom na okrajoch pohoria sú menej časté. A. Nemčok (1982) poukazuje na to, že rozsah blokových polí v Slanských vrchoch je oproti plošnému rozsahu podobných porúch v iných vulkanických pohoriach Slovenska relatívne malý. Je to zapríčinené tým, že styčná plocha pod vulkanickým komplexom je väčšinou vodorovná, resp. subhorizontálna.

Odlučné steny sú buď výrazné — tvoria ich kolmé skalné steny (Rankovské skaly, Ráztoky nad Banským, Kľučiarova nad Novým Salašom, Holá hora nad Dargovom), alebo sú nevýrazné a tvoria ich strmé stráne, lokálne s výstupom skalných brál (Holubia hora nad Bordou, Svibova pri Juskovej Voli). Pod výraznými skalnými zrubmi sú vytvorené pozdĺžne válovcovité depresie, svedčiace o súčasnej aktivite zosuvných procesov. Podobné depresie sú charakteristické aj pre blokové polia, kde oddeľujú celé sústavy krýh. Odlučné steny často kopírujú tektonické línie okrajov pohoria.

Blokové poruchy sa nachádzajú tiež v centrálnych častiach vulkanických aparátov, kde sa lokálne rozvíjajú blokové rozpadliny (Stredná hora, Makovica). Prevažná časť blokových pohybov vznikla v pleistocéne. Svedčí o tom fakt, že porušujú staršie denudačné úrovne, ako aj ich prekrytie mladšími kvartérnymi sedimentmi. Táto skupina porúch je kombinovaná so skalným rútením vznikajúcom na odlučných stenách a zosúvaním, ktoré vzniká v čelách blokových polí.

PRODUKTY ZOSÚVANIA

Zosúvanie predstavuje relatívne rýchly, krátkodobý pohyb, pozdĺž jednej alebo viacerých šmykových plôch. Produktom zosúvania je zosuv so svojou odlučnou, transportačnou a akumulačnou časťou. Zosúvaniu podliehajú zvetraliny — zosuvy zvetralinové *(debris slides)*, nespevnené zeminy — zemité zosuvy *(earth slides)*, skalné bloky — skalné zosuvy, blokové strže *(block glides)* (J. Hutchinson 1968; J. R. Small 1972; M. Klimaszewski 1981; M. Stankoviansky 1981). Podľa spôsobu zosúvania sa rozlišujú zosuvy rotačné, planárne a kombinované rotačno-planárne zosuvy (A. Nemčok, J. Pašek, J. Rybář 1974; J. Demek, J. Pašek, J. Rybář 1975). M. Klimaszewski (1981) rozoznáva zosuvy svahové, zosuvy laterálne — vytvorené laterálnou eróziou tokov a zosuvy klifové. P. F. Savarenskij (1939) rozlíšil zosuvy asekventné, vytvorené v homogénnych súdržných zeminách, zosuvy konsekventné vznikajúce na vrstevných plochách a puklinách, a zosuvy insekventné priečne porušujúce vrstevné sledy hornín. A. Pavlov (1903) rozlíšil zosuvy rozvíjajúce sa zdola nahor — zosuvy detruzívne a zosuvy rozvíjajúce sa zhora nadol — zosuvy delapsívne.

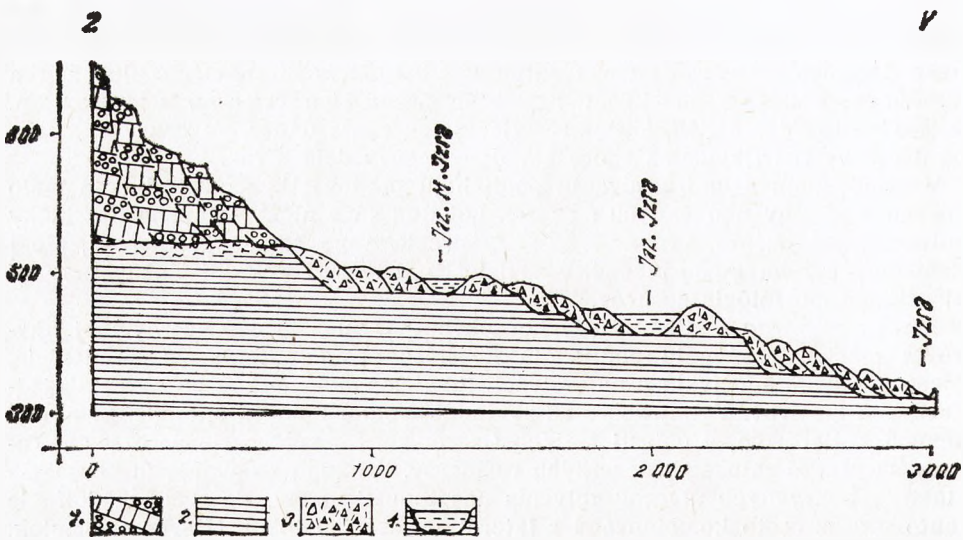
V sledovanom území zosúvaniu podliehajú predovšetkým zvetraliny a málo spevnené zeminy neogénnych súvrství. Lokálne sú v nich zastúpené tiež bloky vulkanických hornín. Proces zosúvania prebieha po rovinnej, rotačnej, ale i kombinovanej šmykovej ploche. V závislosti od tvaru šmykovej plochy sa mení aj celková morfológia zosuvov.

Zosuvy planárne — tiež zosuvy konsekventné. Sú založené na rovinnej šmykovej ploche. Zosúvaniu podliehajú kvartérne sedimenty, prevažne delúviá, sčasti prolúviá, spočívajúce na vrstvách ílov. Nachádzame ich na okrajoch jednotlivých masívov. Veľmi dobre sú vyvinuté v okolí Zamutova, medzi Čakanovcami a Boliarovom, v oblasti Malých Ozoroviec, Slanského Nového Mesta. Zosuvy sú plytko založené, neveľkých rozmerov. Príčinou zosúvania je porušenie stability pokryvných útvarov vplyvom nasýtenosti vodou. Na svahoch dolín je tento proces často kombinovaný s laterálnou eróziou tokov (Herľanský potok, Rankovský potok, Lomnica, Zamutovský potok). V prvom prípade sa zosuvy rozvíjajú zhora nadol (delapsívne zosuvy) a je dobre zachovaná odlučná i aku-

mulačná časť zosuvu. V druhom prípade sa rozvíjajú zdola nahor (zosuvy detruzívne) a akumulačná časť zosuvu je neustále atakovaná a rozrušovaná tokom. V spodných častiach zosuvov detruzívnych sa rozvíjajú zosuvy rotačné. Zosuvné jazierka medzi jednotlivými kryhami planárnych zosuvov sú zriedkavé, nakoľko tieto sú dobre drenované systémom mladších eróznych rýh. Ak je čelo zosuvu narezávané, sú drenované tokom. Odlučné steny recentných zosuvov sú výrazné, vysoké niekoľko metrov. Plošné planárne zosuvy sú jednou z najmladších foriem v reliéfe Slanských vrchov. Poukazuje na to ich morfológia, pozícia v reliéfe, ako aj fakt, že porušujú kvartérne pokryvné útvary.

Zosuvy rotačné — tiež zosuvy asekventné. Sú založené pozdĺž rotačnej šmykovej plochy. Je v nich zachovaná postupnosť vrstiev i štruktúra vlastného útvaru. Zosúvaniu podliehajú pelitické horniny vulkanosedimentárneho súvrstvia. Zosuvy sú vytvárané laterálnou eróziou tokov tečúcich z pohoria, narezávajúcich uloženiny neogénnych ílov a pieskov. Zosúvaniu napomáha okrem podtínania svahov tokom tiež napučiavanie ílovitých hornín vodou. Výsledným produktom je zosuv s výraznou odlučnou stenou a s jednou, resp. viacerými zosuvnými kryhami, zatláčajúcimi tok smerom od svahu. Jednotlivé kryhy dosahujú rozmery niekoľko metrov, spravidla do dvoch metrov. Vo vrchných častiach môže byť tento typ zosuvu kombinovaný so zosuvom planárnym, porušujúcim zvetralinovú pokrývku nad odlučnou stenou. Tieto zosuvy sú bežne rozšírené na severných svahoch dolín Zamutovského potoka, Lomnice, Olšavy, Cabovského potoka, Trnávky, Herľanského potoka, Rankovského potoka, Marovky, Tereble a Izry.

Zosuvy rotačno-planárne — tiež zosuvy insekventné. Zosúvaniu podliehajú horizontálne a subhorizontálne uložené horniny sedimentárneho a vulkanosedimentárneho súvrstvia, ktoré sú často prekryté až niekoľko desať metrov moc-



Obr. 2. Rotačno-planárny zosuv — Izra. *1* — zvyšky stratovulkanického plášťa, *2* — sedimenty neogénu (íly, piesky, tufy), *3* — hlinito-kamenitá suť, *4* — jazerá.

nými pokrovmi delúvií. Územie je zboku atakované tokmi. Úložné pomery kombinované s laterálnou eróziou podmieňujú vznik zloženej šmykovej plochy (obr. 2).

Tento typ zosuvov sa nachádza na Izre, pri Slanci, Košickom Klečenove, Rankovciach, Juskovej Voli, ale aj pri Kravanoch a Cabove. Zosuvy sú prevažne plošné. Dosahujú rozmery aj niekoľko km^2 (Izra), zväčša však vznikajú v čelách blokových polí a ich rozmery sú malé. Ak zosúvaniu podľahli neogénne sedimenty vypĺňajúce paleoúdolia vulkánov, majú prúdovité tvary (Cabov). Výslednou formou zosúvania je súbor krýh, ktoré sa nachádzajú v rôznej morfologickej pozícii. Často sú uklonené smerom ku svahu. Kryhy dosahujú rozmery i niekoľko desiatok metrov. Depresie medzi jednotlivými kryhami sú často zamokrené. Sú tu časté zosuvné jazierka (Malá Izra). Rotačno-planárne zosuvy sú aktivizované aj v súčasnosti a ich produkty predstavujú jednu z najmladších foriem reliéfu sledovaného územia. Výnimku tvorí zosuv pri Kravanoch v minulosti aktivizovaný Bačkovským potokom.

PRODUKTY SKALNÝCH RÚTENÍ

Rútenie je rýchly pohyb horninových hmôt na strmých svahoch. Pri pohybe sa uplatňuje voľný pád. Po dopade sa zrútené masy pohybujú ďalej formou kotúľania. Nachádzame ich tiež v zosuvoch a produktoch soliflukcie. V sledovanom území sa tento pohyb prejavuje vo forme opadávania úlomkov, planárneho

Foto 1. Suťový prúd (Hradisko).

a odvalového rútenia. Produktom prvého procesu sú sutinové telesá, produktom nasledujúcich procesov sú zlomiská a blokoviská.

Sutinové telesá (J. Rubín, B. Balatka 1986). Sú to masy skalných úlomkov akumulované na úpätí skalných zrubov. Vyskytujú sa v rôznych formách ako sutinové kužele, osypy, sutinové polia či sutinové prúdy (M. Lukniš 1954; R. Kettner 1955; J. Rubín 1982).

Sutinové kužele *(talus fan)* sa tvoria pri vyústení skalnej úžľabiny alebo eróznej ryhy na plochý povrch. Tvorené sú v prevažnej miere andezitmi z lávových prúdov, menej vulkanoklastikami. Úlomky andezitov sú veľké do 30 cm, ostrohranné, majú často doskovité formy. Úlomky z vulkanoklastík sú veľké niekoľko cm až niekoľko desiatok cm. Ojedinele sa tu nachádzajú tiež bloky veľkosti vyše 1 m. Sú triedené, hrubšie materiály sa hromadia na úpätí. Kužele dosahujú veľkosť spravidla len niekoľko metrov. Na úpätiach mohutnejších skalných zrubov dosahujú i niekoľko desiatok metrov (20—30 — Rankovské skaly). Úklon kužeľov je okolo 30°.

Osypy *(talus)* vytvárajú súvislé pásy na úpätí skalných zrubov. Ich zloženie je podobné ako pri sutinových kužeľoch.

Materiál skalných rútení je na svahu premiestňovaný kotúľaním a soliflukciou za vzniku sutinových polí a sutinových prúdov. Krátke sutinové polia sú v území častým javom. Vystupujú na svahoch pod skalnými zrubmi. Materiál úsypov akumulovaný v plytkých terénnych depresiách sa morfologicky prejavuje vo forme sutinových prúdov (foto 1.), ktoré sú tvorené ostrohrannými úlomkami andezitov, prevažne doskovitých tvarov. Sú zväčša chaoticky usporiadané, čo poukazuje na ich zložitý pohyb po svahu.

Zlomiská a blokoviská sú produktom planárnych a odvalových rútení. Porušujú prevažne homogénne masy lávových prúdov a vulkanoklastík. Výsledkom týchto procesov sú skalné bloky veľkosti až niekoľko metrov, akumulované na úpätí skalných zrubov.

Zlomiská vznikajú pri náhlom, katastrofálnom zrútení veľkých más hornín (M. Lukniš 1972, 1973; J. Činčura a kol. 1983). Tvoria ich súvislé pokrovy skalných blokov, akumulované predovšetkým v dnách dolín a na úpätí pohoria. Vo vyšších častiach svahových dolín vytvárajú niekoľko metrov mocné pokrovy prúdovitého tvaru — Židovský potok v masíve Bradlo, Halačovský potok a Zalámaná v masíve Mošník. Skalné bloky tu vystupujú na povrchu vo forme blokových morí *(block field)* (J. Demek 1972; J. Rubín, B. Balatka a kol. 1986). V nižších častiach dolín sú prekryté hlinito-kamenitými delúviami, podobne ako akumulácie skalných blokov zachytené vrtmi na úpätí pohoria (Košický Klečenov, Dargov). Prekrytie týchto foriem mladšími uloženinami poukazuje na ich pleistocénny vek.

Blokoviská (M. Lukniš 1954) sú najčastejšou formou skalných rútení v sledovanom území. Predstavujú samostatné bloky skalných hornín veľkosti okolo 1 metra, zriedkavo aj niekoľko metrov (10 m — Rankovské skaly). Sú akumulované na svahoch a ich úpätiach, často vo vzdialenosti aj niekoľko sto metrov od skalného zrubu. Vzdialenosti medzi jednotlivými blokmi sú niekoľko metrov. Skalné zruby vystupujú buď na výrazných tektonických líniách, zväčša ich však tvoria odlučné steny zosuvov a čelá lávových prúdov.

Najvhodnejšie podmienky pre vznik skalných rútení existovali v chladných obdobiach pleistocénu. Ich produkty sú preto stálou súčasťou kvartérnych zvetralinových plášťov v pohorí a na jeho úpätí. Proces mrazového zvetrávania a

vznik svahových porúch uvedeného typu však prebiehal aj po ústupe pevninského ľadovca, a prebieha do súčasnosti. Poukazuje na to pozícia sutinových telies a blokovísk na pokryvných sedimentoch pleistocénneho veku.

PRODUKTY SOLIFLUKCIE

Proces soliflukcie nie je v literatúre chápaný jednotne. Názory naň sa rôznia, a to tak v jeho zastúpení v rôznych klimatomorfogenetických zónach, ako aj v jeho celkovom obsahu. Tento termín zaviedol do literatúry J. Anderson (1906). Chápal ním pomalý gravitačný pohyb pôdy presýtenej snehovou alebo dažďovou vodou. Nakoľko tento proces bol pôvodne opísaný v chladných oblastiach, jeho pôsobenie u nás sa spája s periglaciálnym prostredím pleistocénu (J. Sekyra 1960; E. Mazúr 1963; M. Lukniš 1973). Pod týmto pojmom sa v súčasnej svetovej literatúre označuje každý pôdotok bez rozdielu zemepisnej šírky či nadmorskej výšky (R. Midriak 1983), pričom pre soliflukciu periglaciálnej zóny sa navrhuje používať termíny kongeliflukcia, geliflukcia, kryosoliflukcia. J. Demek, E. Quitt, J. Raušer (1976) a J. Demek (1987) rozlišujú v zmysle prác sovietskych autorov (T. N. Kaplinova 1965) genetický rad soliflukčných procesov. Ten je odvodený od stupňa nasýtenosti solifluidálnych sedimentov vodou. Rozlišujú plošný splach, pomalú soliflukciu, rýchlu soliflukciu, bahenný prúd a blokovo-bahenný prúd (mura, sel).

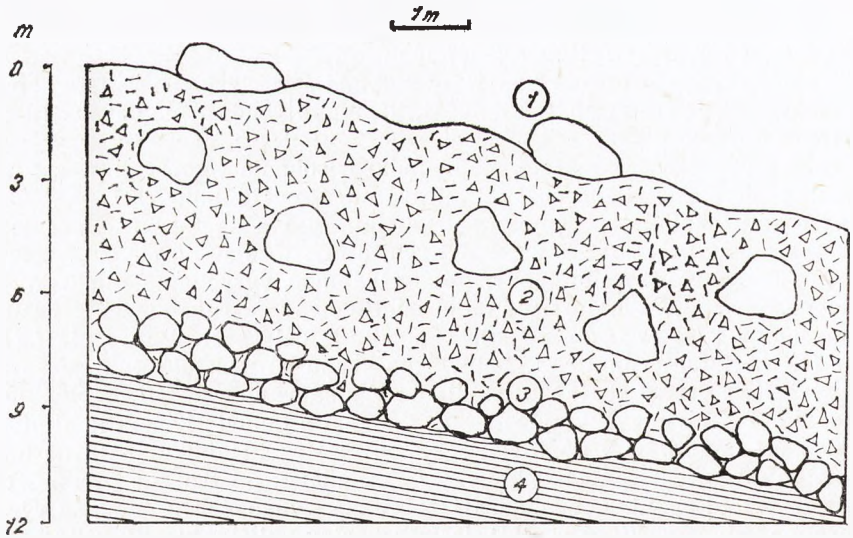
Proces soliflukcie prebiehal v našich zemepisných šírkach predovšetkým v chladných obdobiach pleistocénu. Premiestňovaniu podľahli kamenité a hlinito-kamenité svahoviny. Skelet predstavujú ostrohranné úlomky pochádzajúce z mrazového zvetrávania skalných zrubov. Zeminy z andezitových hornín sú hlinité až ílovitohlinité, tiež piesčitohlinité. Podľa R. Šályho (1986) pochádzajú z eolickej prímesi, ale majú aj autochtónny pôvod. Podľa našich poznatkov pochádzajú tiež z hydrotermálne premenných kôr.

Soliflukciou transportované materiály vystupujú v súčasnom reliéfe ako svahové delúviá, soliflukčné úpätné delúviá, kamenné prúdy a náplavové (dejekčné) suťové kužele.

Svahové delúviá sú produktom vzájomného pôsobenia viacerých procesov. Na ich vzniku sa zúčastnili procesy zvetrávania, pomalé pohyby typu plazenia *(creep)* a soliflukcia. V súčasnosti sa pohybujú prevažne formou plazenia. Pohyb je spôsobený objemovými zmenami zvetralín, ktoré sú odrazom striedavého otepľovania a ochladzovania pôdy, napučiavania a vysýchania, tlaku koreňov a podobne. Dosahuje rýchlosť niekoľko centimetrov za rok. Plazenie postihuje buď len pôdny kryt *(soil creep)*, alebo postihuje celý zvetralinový plášť *(talus creep)* (J. N. Hutchinson 1968). Delúviá na svahu sú neustále doplňané o zvetralé, vyvlečené vrstvy skalného podkladu. V sledovanom území prevládajú hlinito-kamenité delúviá vyskytujúce sa na svahoch a delúviá kamenito-hlinité vystupujúce predovšetkým v úpätných častiach masívov. Úlomky skalných hornín veľkosti do 30 cm sú v nich chaoticky usporiadané. Sú tvorené predovšetkým andezitmi, menej ryolitmi. Pochádzajú prevažne z lávových prúdov, sú výrazne ostrohranné. Úlomky, ktoré vznikli dezintegráciou vulkanoklastík, sú čiastočne zaoblené. Plazenie postihuje tiež skalné sute akumulované pod mrazovými zrubmi. Tieto sú od ich úpätia premiestňované na veľké vzdialenosti a v reliéfe sa prejavujú ako tenké kamenité delúviá, spočívajúce na starších hlinito-kame-

nitých delúviách. Sute sú výrazne ostrohranné, tvorené zdravými andezitmi. Delúviá na svahoch sú mocné 0,5—2 m, len lokálne, ak vypĺňajú depresie reliéfu, aj do 5 m. Väčšie mocnosti (vyše 10 m) dosahujú delúviá, ktoré sa na úpätí svahov formujú do akumulácií podsvahových delúvií. Na plazivý pohyb poukazujú okrem štruktúry deluviálnych pokrovov tiež deformácie kmeňov stromov a krátke soliflukčné prúdy prečnievajúce v dĺžke niekoľko centimetrov ponad zárezy lesných ciest.

Soliflukčné úpätné delúviá vo vulkanických pohoriach východného Slovenska opísali J. Kvitkovič (1968) a V. Baňacký (1968). Sú tvorené prevažne mocnými pokrovmi zvetralých sedimentov na úpätí jednotlivých masívov. Na ich formovaní sa podieľala najmä soliflukcia. V sledovanom území sa vyskytujú predovšetkým po obvode masívu Bogota, t. j. pri Košickom Klečenove nad Svinicou (Čontoše), v okolí Dargova a Zemplínskej Teplice, a na východnom úpätí Strechovho vrchu, t. j. medzi Stankovcami a Cabovom. Nachádzame ich tiež na svahoch Hradiska, Bradla a v okolí Kalše. Dosahujú mocnosť prevažne 7—10 m (Zemplínska Teplica, Dargov, Bačkov), ale i vyše 20 m (Košický Klečenov, Svinica). Sú tvorené silno zahlinenými slabo opracovanými úlomkami andezitov veľkosti 10—15 cm, menej 30 cm. Často sa tu nachádzajú bloky veľkosti 0,5—1,5 m (obr. 3). Úlomky sú chaoticky usporiadané, matrix je hnedá, žltohnedá piesčitá hlina. Úmerne dĺžke transportu sa zmenšujú rozmery úlomkov a zlepšuje sa ich opracovanosť. Zväčšuje sa tiež podiel hlinitej zložky. Delúviá spočívajú na plastických vrstvách vulkanosedimentárneho súvrstvia. Na soliflukciu poukazujú tak mikroformy reliéfu, t. j. soliflukčné terasy a vlnky, ako aj prítomnosť veľkých blokov andezitov v pomerne veľkej vzdialenosti od svahov jednotlivých masívov. V hlinito-kamenitom materiáli úpätných delúvií sú soli-



Obr. 3. Priečny profil soliflukčným delúviom — Košický Klečenov. *1* — zvlnený povrch s ojedinelými blokmi andezitov, *2* — hlinito-kamenité delúvium s ojedinelými blokmi andezitov, *3* — prevažne balvanitá suť, *4* — piesčitý íl.

flukčné štruktúry vzácne. Soliflukciu tu dokumentujú v profile uložené bloky andezitov (foto 2). Voči povrchu sú rôzne pootočené. Soliflukčné delúviá sa svojou morfológiou často podobajú zosuvom v starších etapách rozvoja. Ich povrchový prejav nemôže byť preto jediným kritériom ich rozlíšenia. Podmienky pre formovanie sa týchto delúvií existovali v chladných obdobiach pleistocénu. Na ich pleistocénny vek poukazujú tiež holocénne erózne zárezy a výmole, ktoré ich rozrušujú.

Foto 2. Soliflukčné delúvium (Ruskov).

Kamenné prúdy (stone streams, block streams) (J. N. Hutchinson 1968; J. Demek 1969, 1972; J. Rubín 1982). Sú to akumulácie balvanov a sutí prúdovitého tvaru. Vypĺňajú dná svahových dolín ako pokrovy hlinito-kamenitých delúvií s ojedinelými blokmi andezitov. Delúviá sú tvorené úlomkami andezitov, menej ryolitov, uloženými v hlinitej matrix. Rozmery úlomkov sú niekoľko desiatok centimetrov, zvyčajne okolo 30 cm. Bloky andezitov dosahujú rozmery do 3 m. Kamenné prúdy dosahujú mocnosť okolo 7 m. Spočívajú na vulkanickom, resp. sedimentárnom podklade, t. j. ich styk s podložím je ostrý. Súčasné toky sú v týchto pokrovoch zarezané jednou alebo celou sústavou eróznych rýh. Povrch prúdov je nerovný, zvlnený, nachádzajú sa tu časté terasy, elevácie i depresie, svedčiace o ich druhotnom premodelovaní. V súčasnosti je ich materiál premiestňovaný tokom. Sklony prúdov dosahujú v bočných rázsochách dolín 13° a viac, pri hlavných dolinách pod 13°. Charakter akumulácie kamenných

prúdov, ich pozícia na alochtónnom podklade poukazujú na ich rýchle premiestňovanie po svahu. Podmienky na takýto spôsob pohybu existovali v sledovanom území v chladných obdobiach pleistocénu. Na ich pleistocénny vek poukazujú tiež mladé erózne zárezy, ktoré ich narezávajú.

Náplavové suťové kužele sú komplexy proluviálnych sedimentov akumulované na úpätí hôr v typických kužeľovitých formách. Pre náplavové kužele sú charakteristické rôzne spôsoby sedimentácie. Uloženiny kužeľa pozostávajú zo sedimentov naplavených riekami, ale tiež bahnotokmi a suťovými prúdmi (Ch. B. Beaty 1963, 1970; W. B. Bull 1964, 1977; J. E. Costa 1984; A. B. Koževnikov 1985; tiež V. Havlena, S. Hurník, J. Pešek 1979; A. Zeman, J. Demek 1984 a iní). V závislosti od druhu transportačného média sa výsledný fanglomerát líši obsahom ílovitej frakcie, textúrou, vytriedením a opracovaním skalných úlomkov. Sedimenty akumulované tečúcou vodou sa v angličtine označujú ako *alluvial fan deposits, stream flow deposits,* sedimenty akumulované bahnotokmi a suťovými prúdmi ako *mud flow deposits, debris flow deposits* (L. Bates 1987).

Náplavové suťové kužele sú výslednou formou akumulácie sutí na úpätí vulkanických masívov, ktoré sa nachádzajú predovšetkým ako výplň svahových „V" dolín vo forme kamenných prúdov. Sute boli v minulosti transportované tak pravidelným tokom za vzniku typických náplavových kužeľov *(Schwemmkegell, cone de dejection, alluvial fan),* ako aj za spoluúčasti soliflukcie vo forme náplavových suťových kužeľov *(debris cone).* Suťové kužele sú akumulované v ústiach visutých „V" dolín, t. j. pomerne vysoko na starých eróznych bázach. Ich rozmery sú na rozdiel od náplavových kúžeľov malé. Plošne dosahujú do 1 km^2, zatiaľ čo náplavové kúžele aj niekoľko desiatok km^2. Sú uklonené smerom od pohoria pod uhlom 5—8°. Fanglomerát je tvorený zdravými, málo opracovanými úlomkami andezitov, nachádzajúcimi sa v ílovitej matrix. Obsah ílu často presahuje 50 %. Skalné úlomky sú chaoticky usporiadané. Dosahujú rozmery do 15 cm. Lokálne sa nachádzajú balvany andezitov veľké do 50 cm. Mocnosť akumulácie niekedy dosahuje 20 m. Suťové kužele sú akumulované v 3 až 4 generáciách. Mladšie generácie sú pritom v superpozícii nad generáciami staršími. Najlepšie zachované formy nachádzame na východnej strane pohoria, v okolí Ozoroviec, Dargova a Davidova. Nachádzame ich tiež pri Stankovciach, Vechci, Svinici a Košickom Klečenove. Kužele vo svojich spodných častiach prechádzajú do soliflukčných delúvií.

ZÁVER

Gravitačné procesy zohrali pri formovaní sa reliéfu Slanských vrchov významnú úlohu. Štúdium ich foriem a obsahu tvorí preto dôležitú súčasť poznania tak reliéfu sledovaného územia, ako aj poznania exodynamických procesov, ktoré ho vytvárali. Ich presná identifikácia má tiež veľký praktický význam pri lokalizácii jednotlivých aktivít hospodárskej činnosti človeka.

LITERATÚRA

1. ANDERSON, J.: Solifluction, a component of subaerial denudation. Journal geol., *14,* 1906. — 2. BALTZER, A.: Über die Bergstürze in den Alpen. — 3. BAŇACKÝ, V.: Geological history of the northern part of the east Slovakia lowland in the Qaternary.

Geologické práce, Zprávy 44—45, 1968. — 4. BATES, L.: Glossary of Geology. Am. geol. Ins. Alexandria 1987. — 5. BEATY, B.: Origins of alluvial fans White Mountains, California and Nevada. Ann. Assoc. Am. Geogr. 1963. — 6. BEATY, Ch. B.: Age and estimated rate of accumulacion of an alluvial fan White Mountains, California. USA Am. J. Sci. 1970. — 7. BULL, W. B.: Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1964. — 8. BULL, W. B.: The alluvial fan environment. Prog. of Phys. Geogr. 1977. — 9. BUDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenweit 1. Öhringen 1951. — 10. COSTA, J. E. Physical Geomorphology of Debris Flows. In. Developments and Applications of Geomorphology. Springer. Berlin, Heidelberg 1984.

11. CZUDEK, T.: Pleistocénni permafrost na území Československa. Geogr. čas., 2—3, *38,* 1986. — 12. ČINČURA, J. a kol.: Encyklopédia Zeme. Obzor, Bratislava 1983. — 13. DEMEK, J.: Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. Rozpravy ČSAV, ř. Mat. Př. vědy, 79/4, Academia, Praha 1969. — 14. DEMEK, J.: Klasifikace a terminologie kryogénních tvarů. Sbor. Čs. spol. zeměp., 3/77, 1972. — 15. DEMEK, J.: Obecná geomorfologie. Academia, Praha 1987. — 16. DEMEK, J., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J.: Principy působení erozně denudačních svahových pochodů. Studia geographica, *51,* 1975. — 17. DEMEK, J., QUITT, E., RAUŠER, J.: Úvod do obecné fyzické geografie. Academia, Praha 1976. — 18. HARČÁR, J.: Vyhodnotenie stability nivelačných bodov Košickej kotliny a priľahlých geomorfologických celkov. Archív Geogr. ústavu SAV, Bratislava 1985. — 19. HAVLENA, V., HURNÍK, S., PEŠEK, J.: Návrh českého názvosloví pro říční, deltové a proluviální sedimenty a jejich morfologické formy. Sbor. Čs. geogr. spol. 1979. — 20. HUTCHINSON, J. N.: Mass-movement. In. Encyclopedia of earth sciences. Reihold, New York 1968.

21. KALIČIAK, M.: Vysvetlivky k listu 38—131, Sečovce 1. Archív GÚDŠ, Bratislava 1984. — 22. KALIČIAK, M. a kol.: Vysvetlivky k listu 38—113, Soľ 3. Archív GÚDŠ, Bratislava 1985. — 23. KALIČIAK, M. a kol.: Vysvetlivky k listu 38—132, Sečovce 2. Archív GÚDŠ, Bratislava 1986. — 24. KAPLINA, T. N.: Kryogennyje sklonovyje procesy. Nauka, Moskva 1965. — 25. KARNIŠ, J., KVITKOVIČ, J.: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. SPN, Bratislava 1970. — 26. KETTNER, R.: Všeobecná geologie, ČSAV, Praha 1955. — 27. KOŽEVNIKOV, A. B.: Antropogen gor i predgorij. Nedra, Moskva 1985. — 28. KREJČÍ, J.: Příspěvek k terminologii a klasifikaci svahových pohybů. Geogr. čas., *1,* 1960. — 29. KUTHAN, M.: Geologická mapa Slovenska, list Zlatá Baňa 1:25 000. ŠGÚ, Bratislava 1943. — 30. KVITKOVIČ, J.: Die geomorphologischen verthältnisse im No-teil des Ostslowakischen Tieflandes. Würzburger geographische Arbeiten, 22/III, 1968.

31. LEŠKO, B.: Vývin východoslovenských jazier. Geogr. čas., 3—4, 1954. — 32. LOŽEK, V.: Příroda ve štvrtohorách. Academia, Praha 1973. — 33. LUKNIŠ, M.: Všeobecná geomorfológia. SPN, Bratislava 1954. — 34. LUKNIŠ, M.: Reliéf. in: Slovensko II — Príroda. Obzor, Bratislava 1972. — 35. LUKNIŠ, M.: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. SAV, Bratislava 1973. — 36. MALGOT, J.: Svahové pohyby na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. Miner. Slov., 7/1—2, 1975. — 37. MAZÚR, E.: Žilinská kotlina. Geomorfológia kvartér. SAV, Bratislava 1963. — 38. MAZÚR, E., KVITKOVIČ, J.: Geomorfologický prehľad. In: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov — Košice. ÚÚG, Bratislava 1964. — 39. MIDRIAK, R.: Periglaciálne prostredie. Geogr. čas., 1/*31,* 1980. — 40. MIDRIAK, R.: Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. Veda, Bratislava 1983.

41. NEMČOK, A.: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Veda, Bratislava 1982. — 42. NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J.: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. v. — Hydr. a inž. geol. 1974. — 43. PAVLOV, A.: Opolzni simbirskogo i saratovskogo Povolža. 1903. — 44. RUBÍN, J., BALATKA, B. a kol.: Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha 1960. — 45. SHARPE, C. F .S.: Landslides and related phenomena. Columbia Univ. Press, New York 1938. — 46. SMALL, R. J.: The study of Landforms. Cambridge 1972. — 47. STANKOVIANSKY, M.: Recentné geomorfologické procesy so zvláštnym zreteľom

na Západné Karpaty. Archív Geogr. ústavu SAV, Bratislava 1975. — 48. STANKOVIANSKY, M.: Súčasné reliéfotvorné procesy Myjavskej pahorkatiny a priľahlej časti Bielych Karpát. Zprávy Geogr. ústavu ČSAV, 1981. — 49. ŠÁLY, R.: Svahoviny a pôdy Západných Karpát. Veda, Bratislava 1986. — 50. ŠVAGROVSKÝ, J.: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geol. sbor., IV/1—2, 1953.

51. TERZAGHI, K.: Mechanism of Landslides. Geol. soc. Amer. Berkey vol. New York 1950. — 52. TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau, *34*/7—8, 1944. — 53. URBÁNEK, J.: Slide classification. Geogr. čas., *3*, 1968. — 54. VAŠKOVSKÝ, I.: Paleogeografia pleistocénu. In: Atlas SSR. Slov. kartografia, Bratislava 1980. — 55. ZÁRUBA, Q.: Deformace hornín vzniklé vytlačovaním podloží. Rozpr. Čs. Akad. věd. ř. Mat. Př. vědy, *65*, Praha 1956. — 56. ZÁRUBA, Q., MENCL, V.: Inženýrská geologie. Academia, Praha 1954. — 57. ZÁRUBA, Q., MENCL, V.: Sesuvy a zabezpečování svahu. Academia, Praha 1969. — 58. ZEMAN, A., DEMEK, J.: Kvartér — geologie a geomorfologie. SPN, Praha 1984.

Ладислав Дзуровчин

ПРОДУКТЫ СКЛОНОВОЙ МОДЕЛИРОВКИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЬЯХ СЛАНСКИХ ГОР

Сланские горы образуют северную часть Матранско-сланской вулканической дуги. В их строении участвуют андезиты, риолиты и их вулканокластики. Стиль строения этих пород преимущественно стратовулканический, местами наблюдается наличие интрузивных и экструзивных тел. Вулканический комплекс Сланских гор залегает на седиментарном или же вулканоседиментарном напластовании неогена. Это напластование состоит, преимущественно, из илов, гравия, туфов и туффитов. Неогеновое основание разломлено и образует систему глыб. Вдоль главных линий разлома образовались основные накопления массы андезитовых стратовулканов, интрузивных и экструзивных тел. Отдельные стратовулканы в неодинаковой мере нарушены в результате син- и поствулканической тектонической деятельности, вследствие чего образовалась сложная морфоструктура гор. Со времен своего возникновения эта морфоструктура подвергалась эрозионно-денудационным воздействиям, сформировавшим ее морфоскульптуру. В формировании склонов участвовали, преимущественно, процессы выветривания, флювиальные и гравитационные склоновые процессы. Их продуктами являются в разной степени сохранившиеся седименты со своими специфическими формами. Они являются, главным образом, результатом четвертичной моделировки рельефа, протекающей в перигляциальной среде.

Среди склоновых процессов в моделировке изучаемой территории участвуют, главным образом, ползучие движения блокового типа, оползни, скалистые обвалы и солифлюкция.

Продуктом блоковых движений являются блоковые россыпи (отвалы) и блоковые поля. Они образованы крупными блоками (с размером нескольких десятков метров) ригидных вулканических пород, сместившихся по эластичным слоям вулканическо-седиментарного напластования (рис. 1). Блоковие россыпи образуют сплошное окаймление вокруг скальных стен, блоковые поля удалены на более значительном расстоянии от основного массива. В рельефе проявляются как остроконечные скальные иглы (блоковые россыпи) или же как морфологически отчетливые холмы (блоковые поля). Начало их образования относится к плейстоцену.

Продуктом спользания являются плоские, ротационные и ротационно-плоские оползни. Они возникают и развиваются в малопрочных и непрочных породах

неогенового и четвертичного возраста. Наблюдаемые формы представляют собой, главным образом, современные образования.

— Плоские оползни. Они основаны на ровной плоскости скольжения, образованной илистыми слоями вулканическо-седиментарного напластования. Сползанию подвергнуты четвертичные отложения, преимущественно делювий, отчасти пролювий. Этот тип оползней находится у подножий вулканических массивов.

— Ротационные оползни. Сползанию подвержены пелитические породы седиментарного напластования. Отрывы достигают размер до 2 м. Сползание обусловлено латеральной эрозией водотоков.

— Ротационно-плоские оползни (рис. 2). Сползанию подвержены горизонтально и субгоризонтально залегаемые породы седиментарного и вулканоседиментарного напластования. Зачастую они перекрыты покровами четвертичных отложений, достигающими мощности 20 м. Оползни занимают площадь в несколько квадратных километров. Фронтальные части оползней размываются водотоками.

Продуктом скального обвалывания являются осыпной шлейф, обвалы и блоковые поля. Наиболее подходящие условия для образования этих форм существовали в плейстоцене. Однако, позиция этих форм па четвертичных выветренных оболочках указывает на их формирование даже в течение голоценового периода.

— Осыпной шлейф. Это массы скальных обломков, аккумулирующиеся у подножий скальных стен. Они встречаются в виде осыпных конусов выноса, осыпей, осыпных полей и осыпных токов (фото 1). Основной шлейф образован, главным образом, андезитами лавовых потоков, в меньшей мере вулканокластиками. Обломки андезита достигают размеров 30 см, они остроконечны и имеют плиточную форму.

— Обвалы. Они образуются в результате внезапного, катастрофического отвала (отрыва) значительных масс горных пород. Они встречаются в виде сплошного покрова, состоящего из скальных блоков. На более возвышенных местах склоновых долин они образуют покровы (мощностью в несколько метров) поточной формы, принимающие вид блоковых морей.

— Блоковые поля. Это наиболее часто встречающаяся форма скальных отвалов в изучаемой местности. Они представляют собой отдельные блоки андезита размерами около 1 м. Они аккумулированы на склонах и их подножиях на расстоянии даже нескольких сотен метров от скальных стен.

Процесс солифлюкции на изучаемой местности протекал, главным образом, в холодных периодах плейстоцена. Перемещению подвергался каменистий и глинисто-каменистый материал. Скелет образуют остроконечные обломки, возникающие в результате морозного выветривания скальных стен. Грунт глинистый и даже илисто-глинистый, а также песчано-глинистый. Он образован из эоловых примесей, но встречается грунт также автохтонного происхождения. В результате солифлюкции транспортированный материал встречается в современном рельефе как склоновый делювий, солифлюкционный подножный делювий, каменные потоки и конусы выноса.

— Склоновый делювий. Он является продуктом взаимодействия нескольких процессов. В настоящее время он движется посредством сползания. В изучаемой местности преобладает глинисто-каменистый делювий на склонах и каменисто-глинистый делювий у подножий.

— Солифлюкционный подножный делювий. Он встречается у подножий вулканических массивов. Он образован сильно глинизированными и слабо обточенными обломками андезита, достифающими величины 10—15 см. Часто встречаются здесь блоки величиной 0,5—1,5 м (рис. 3). Обломки размещены хаотически, цементирующим субстратным материалом является бурая и желто-бурая песчаная глина (суглинок). На присутствие солифлюкции указывают как микроформы рельефа, т. е. солифлюкционные террасы и небольшие волны, так и присутствие крупных блоков андезита на сравнительно большом расстоянии от склонов отдельных массивив (фото 2).

— Каменные потоки. Это скопления валунов и осыпей поточной формы. Они заполняют днища склоновых долин в виде покровов глинисто-каменистого делювия с отдельными глыбами андезита. Каменные потоки достигают мощности около 7 м. По сравнению с породами в основании они являются зачастую аллохтонными.
— Конусы выноса. Это завершающая форма аккумуляции осыпей у подножий вулканических массивив. В их транспортировке принимала участие быстрая солифлюкция. Их размеры уступают размерам конусов выноса, образованных в результате действия регулярных водотоков. Их размеры достигают 1 кв. км. Фангломерат образован свежими, малоокатанными обломками андезита в илисто-глинистом субстрате. Доля субстрата превышает иногда и 50 %. Скальные обломки размещены хаотически, их величина достигает 15 см. Конусы выноса аккумулированы в трех и даже четырех фазах.

Рис. 1. Блоковые деформации вблизи Ранковских скал.
1 — вулканические брекчии, *2* — вулканическо-седиментарное напластование, *3* — глинисто-каменистый делювий, *4* — андезитовые осыпи, *5* — скальная стена, *6* — блоковые россыпи, *7* — блоковые поля, *8* — оползень, *9* — обвалы.
Рис. 2. Ротационно-плоский оползень — Изра.
1 — остатки стратовулканического покрова, *2* — неогеновые отложения (ил, песок, туф), *3* — глинисто-каменистая осыпь, *4* — озера.
Рис. 3. Поперечный профиль солифлюкционного делувия — Кошицки-Кленчов.
1 — волнистая поверхность с отдельными блоками андезита, *2* — глинисто-каменистый делювий с отдельными блоками андезита, *3* — преумущественно валунная осыпь, *4* — тяжелая супесь.

Фото 1. Осыпной поток (Градиско).
Фото 2. Солифлюкционный делювий (Русков).

Перевод: Л. Правдова

Ladislav Dzurovčin

PRODUCTS OF SLOPE MODELLING IN CENTRAL AND SOUTHERN PART OF THE SLANSKÉ VRCHY MOUNTAINS

Slanské vrchy Mountains create northern part of the Matransko-slánsky volcanic arc. They are built up with andesites, rhyolites and their volcano-clastic rocks. They have largely stratovolcanic style of structure with local occurence of intrusive and extrusive bodies. Volcanic complex of Slanské vrchy Mountains is put on sedimentary and/or volcano-sedimentary complex of layers of the Neogene. This one is formed predominantly with sands, clayes, gravels, tuffs and tuffites. Neogene basement is broken up into system of blocks. Along main faults occured heaping main mass of andesite stratovolcanos, intrusive and extrusive bodies. Individual strativoleanos aren't broken up equaly with syn and postvolcanic tectonics. Owing to that arose compound morphostructure of mountains. This one was already from its generation reformed with erosion-denundation processes, which formed its morphosculpture. In forming slopes took part above all processes of weathering, fluvial and gravitative slope processes. Their product are, in various extents, preserved sediments with their specific forms. They are largely result of quaternary modelling of relief which passed through periglacial environment.

In modelling investigated region took part, from slope processes, predominantly mass creep, slides rock fallings and solifluction.

Product of mass movements are bloca-disintegrated places and block fields. They form several metres great blocks of rigid volcanic rocks, which moved on plastic layers of rigid volcanic rocks, which moved on plastic layers of volcano-sedimentary complex of layers (Fig. 1). Block- disintegrated places form continuous fringe around rock cliffs, block fields are placed in larger distance from parent rock mass. They are showed up in relief like rock spines (block-disintegrated places) and/or like morphologically expressive hills (block fields). Their origin is dated to Pleistocene.

Product of sliding are planar, rotational and rotation-planar landslides. They develop in little consolidated and unconsolidated rocks of Neogene and Quaternary. Preserved forms are in present predominantly recent.

— Planar landslides. They are based on plain slide surface, which is formed from clayey layers of volcano-sedimentary complex of layers. To sliding succumbed quaternary sediments, predominantly deluviums, partialy proluviums. This type of landslides occurs at the foot of volcanic masses.

— Rotational landslides. To sliding succumbed lutacenous rocks of sedimentary complex of layers. Loose blocks reach to 2 metres. Sliding is conditional on lateral erosion of flows.

— Rotation-planar landslides (Fig. 2). To sliding succumb also horizontal and subhorizontal layed rocks of sedimentary and volcano-sedimentary complex of layers. They are often overlapped up to 20 metres thick sheets of quaternary sediments. Landslides reach proportions of also several km.^{2} Fronts of landslides are cut with flow.

Product of rock fallings are debris bodies, landfalls and block places. The most convenient conditions for generation of these forms existed in Pleistocene. Position of these forms on quaternary mantle rocks shows to their formation also during Holocene.

— Debris bodies. Those are masses of rock debris accumulated on foot of rock cliffs. They occur in form of talus fans, talus debris fields and debris flows (Photo 1). Debris bodies are formed predominantly with andesites of lava flows, less with volcanoclastic rocks. Debris of andesites are great to 30 cm, sharply angular, of platy foms.

— Landfalls. They arise with sudden catastrophic falling of great masses of rocks. They are formed from continous sheets of rock blocks. In higher places of slope valleys they form several metres thick sheets of flow shape, protruding like block seas.

— Block-packings. They are the most often form of rock falls in the region of interest. They present isolated andesite blocks of size about 1 m. They are accumulated on slopes and their foots in distance to several hundred metres from rock cliff.

Process of solifluction in the investigated region passed through cold pleistocene periods. To displacement succumbed rock and loamy-rocky deluviums. Skeleton is presented by sharply angular debris, which originate in frost weathering of rock cliffs. Soils are loamy, also sandy-loamy. They are from eolian admixture, but have also indigenous origin. With solifluction transported materials protrude in present relief like slepe deluviums, solifluction foot deluviums, stone streams and alluvium debris cones.

— Slope deluviums. They are product of mutual affection in more processes. In present they move by creeping. In the investigated region prevail loamy-rocky deluviums on slopes and rocky-loamy deluviums on foots.

— Solifluction foot deluviums. They protrude on foots of volcanic rock masses. They are formed from strongly dirty with clay, slightly rough-worked andesite debris, size 10—15 cm. There often occur block of 0,5—1,5 metres (Fig. 3). Debris are chaoticaly ordered, matrix is brown, yellow-brown sandy loam. To solifluction show relief microforms, i. e. solifluction terraces and wavelets, as well as presence of great andesite blocks in relatively long ditance from slopes of individual rock masses (Photo 2).

— Stone streams. Those are accumulations of rocks and debris of stream shape. They fill bottoms of slope valleys as sheets of loamy-rocky deluviums, with sporadic blocks of andesites. Rock streams reach thickness of about 7 metres. Towards basement rocks are often allochtonous.

— Alluvial debris cones. They are result of accumulating debris on the foot of volcanic rock masses. In their transport participated rapid solifluction. Their dimensions, on the contrary to alluvial fans are little. Thty reach to 1 km². Fanglomerate form sound little rough-worked andesite debris in clayey-loamy matrix. Its share exceed over 50 % as well. Rock debris are chaoticaly ordered, size to 15 cm. Debris cones are accumulated in 3 to 4 generations.

Fig. 1. Block deformations in the environs of Rankovské skaly Rocks. *1* — volcanic breccia, *2* — volcano-sedimentary complex of layers, *3* — loamy-rocky deluviums, *4* — andesite debris, *5* — rock cliff, *6* — block-disintegrated places, *7* — block fields, *8* — landslide, *9* — landfalls.

Fig. 2. Rotation-planar landslide — Izra. *1* — remnants of strato-volcanic mantle, *2* — neogene sediments (clayes, sands, tuffs), *3* — loamy-rocky debris, *4* — lakes.

Fig. 3. Cross profile through solifluction deluvium — Košický Klečenov. *1* — undulate surface with sporadic andesite blocks, *2* — loamy-rocky deluvium with sporadic andesite blocks, *3* — predominantly rocky debris, *4* — sandy clay.

Photo 1. Debris flow (Hradisko).

Photo 2. Solifluction foot deluvium (Ruskov).

Translated by J. Sýkorová