

MIKULÁŠ INGR, PAVEL MAHÚT, ANTON PORUBSKÝ

ZOSÚVANIE PÓDY PRI MIKŠOVEJ

During the excavation work a considerable landslide occurred on a supplying canal of the Mikšová cascade. The sliding material of older Quaternarian terraces menaced the supplying canal and the sliding place was to be stabilized. The main causes of the landslide are: geological structure of the territory, composite hydro-geological conditions, erosive action of the Waag (Váh) which conditioned the forming of partial fossil slides and the canal technical (excavation) work proper. The sanation — the stability of the landslide should be carried out temporarily by sumps and finally by a drainage adit in the front of landslide.

Pri stavebných prácach na prívodnom kanáli vodného diela Hričov—Mikšová na strednom Považí v úseku Predstaroveckého zárezu v 15.000—15.250 km došlo k zosuvu pravého svahu. Pohyby pôdy vo svahu sa vo forme čiastkových lokálnych zosuvov a nevelkých deštrukcií spozorovali v priebehu prvých výkopových prác na kanáli už pri výkope na kóte 315,0 m n. m. V septembri 1962 bola spozorovaná 70 m nad hornou hranou zárezu trhlina o šírke až 20 cm a dĺžke 150 m. Trhlina mala oblúkový tvar. Na okrajoch sa smerovo otáčala do kanála a postupne jej prejavy na povrchu zanikali. V tejto práci opisujeme hlavné zistené faktory, ktoré sa zúčastnili na vzniku zosuvu, alebo ho podmienili.

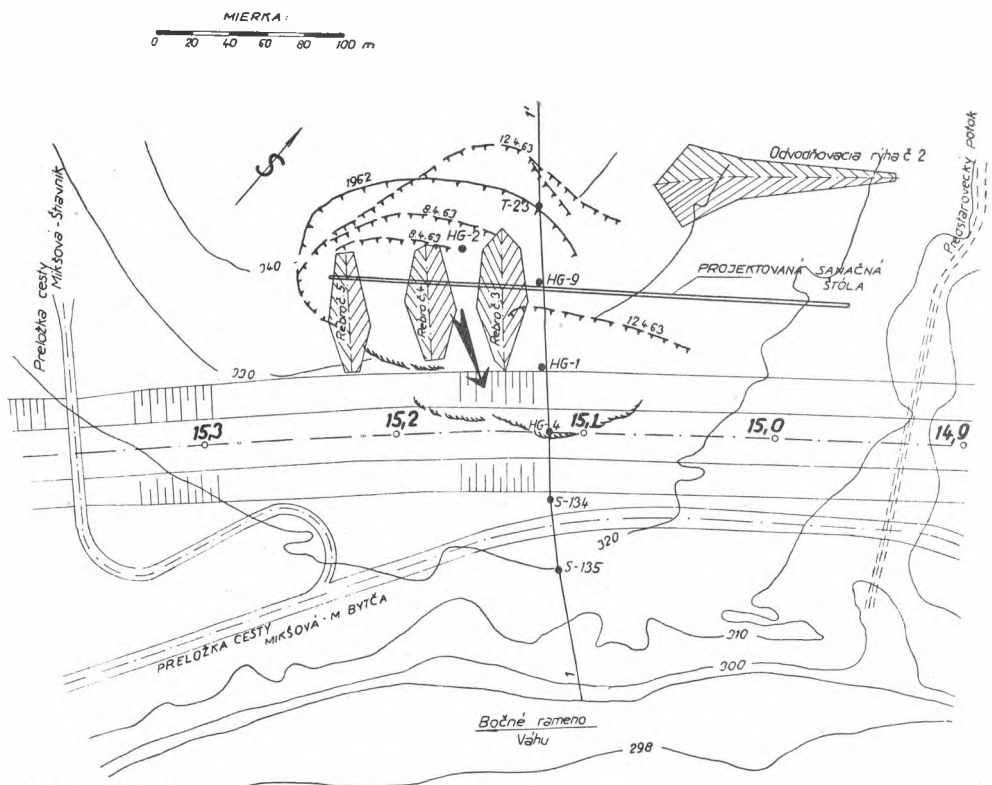
GEOLOGICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Príľahlá oblasť patrí k juhovýchodným úpätiám Javorníkov. Svah nad Predstaroveckým zárezom tvorí pretiahnutú plošinu, mierne naklonenú k Váhu. Krivka plošiny sa lomí až na vzdialenosť ca 1 km od zárezu, prechádza v mierne naklonený svah, ktorý pokračuje až k obci Hvozdnica. Zo západnej strany je ohraničený údolím potoka Štiavnik, zo SV strany Predstaroveckým potokom, na juhu údolím Váhu s nadmorskou výškou asi 296 m n. m. Zárez leží v geologicky exponovanom mieste. Oblasť charakterizuje prítomnosť hornín bradlového pásma, priútesového a magurského flyšu. Styk magurského paleogénu a mezozoika bradlového pásma je tektonický.

Bradlové pásmo sa tiahne širokým pruhom cez údolie Váhu smerom SV—JZ. Severným okrajom pretína údolie potoka Štiavnik, v okolí Hvozdnice prechádza na ľavú stranu a prudkým ohybom sa stáča na juh k obci Starovec. Stratigrafický sled v tomto území nie je úplný. Zo starších útvarov sa SV od Hvozdnice objavujú útržky posídenných vrstiev (slienité vápence, vložky bridlic — dogger), svetlých titónskych vápencov, pruhy slieňov alba a flyšoidné súvrstvie cenománu.

Horniny cenománu sa zistili aj v dne Predstaroveckého potoka, ca 300 m od osi kanála. V drobnom odkryve vystupujú svetlosivé slieňovce, kompaktné i bridličnaté, s tenkými vložkami siltovcov a vápnných pieskocov. Cenománsky vek bol dokázaný mikropaleontologickým rozborom vzorky z odkryvu.

V oblasti západne od Predstaroveckého zárezu je vyvinuté mohutné synklinálne pásmo vyplnené vrchnosenónskym súvrstvom: slieňovcami, sedimentmi flyšoidnej po-

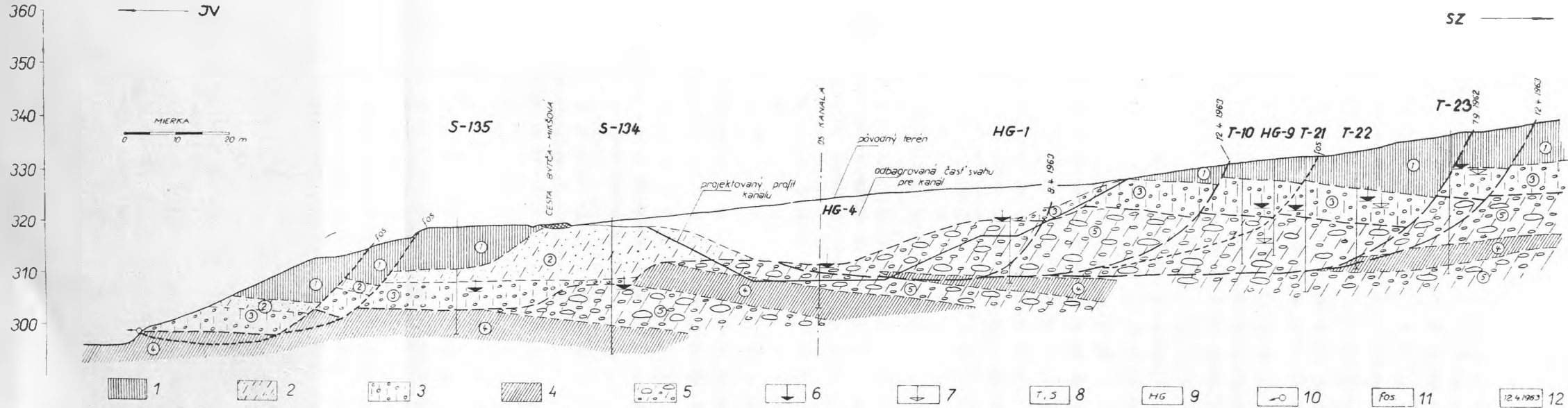


Obr. 1. Situácia Predstaroveckého zosuvu.

vahy a upohlavskými zlepenkami. V prirodzených odkryvoch vystupujú v záreze kanála pri výstupnom objekte Štiavnického potoka.

Pestré slie („púchovské vrstvy“) boli odkryté odvodňovacou ryhou nad Predstaroveckým zárezom.

Po vrásnení koncom kriedy sedimentovali v depresiách na okrajoch bradlového pásma transgresívne na zvrásnené podložie detritické zlepence s polohami a šošovkami jemnozrnejších uloženín. Transgresia paleogénu sa vyznačuje chaotickou a veľmi rýchlou sedimentáciou v novovytvorených panvách. Podobná sedimentácia, aj keď nie je faciálne zhodná, je opisovaná pri severných okrajoch bradlového pásma na východnom Slovensku, pomenovaná rôzne, ako „priútesová flyšová fácia“, „hraničný flyš“ alebo „Beňatínsky flyš“ (2, 3). Horniny tohto útvaru zaujímajú osobitné postavenie — prebiehajú ním šmykové plochy fosílnych i recentných zosuvov vo svahu Predstaroveckého zárezu. Horniny tejto paleogénnej výplne tvoria podložie všetkých mladších



VYSVETLIVKY:

- ① PRACHOVITÉ HLINY
- ② SILTY, ÍLOVITÉ PIESKY
- ③ TERASOVÉ ŠÍPKY
- ④ ÍLOVCE SILTOVCE
- ⑤ PIESKOVKOVÉ ZLEPENICE (S VÍLOŽKAMI PIESKOVKY)

- ↓ HLADINA PODZ VODY PRED SANACIOU
- ↕ HLADINA PODZ VODY PR ČERPANÍ
- T, S JADROVÉ VRTY POZOROVACIE
- HG HYDROGEOLOGICKE VRTY
- PRAMENE
- fos FOSILNE ŠMYKOVÉ PLOCHY
- 12. 4. 1963 DEŇ OBNOVENIA ZOSUVNÝCH POHYBOV

Ingr. M. Mahuší P. - Porubský A.

Obr. 2. Charakteristický geologický profil zosuvným územím (př. 4-4).

usadenín (terás a svahových sutín). Sú vyvinuté vo dvoch litofáciách. V juhozápadnej časti kanála, t. j. od novovybudovaného mostu po 15,230 km sa striedajú v odkryve steny pravého svahu kanála sivé až sivomodré ílovice, vrstvy siltovcov a pieskocov s polohami zlepencovitých ílovcov a ílových zlepencov. V ílovcovom prostredí sú „uto-pené“ balvany a bloky upohlavských zlepencov o priemere 0,5–2 m, ojedinele aj väčšie. Bloky typických drobnozrnných upohlavských zlepencov sú markantným dôka-zom, že súvrstvie nepatrí stratigraficky do mezozoika bradlového pásma, ale je mladšie. Prevládajúci smer uložením je SZ–JV, úklon 5–30° k SV. Súvrstvie patrí k báze paleogénu „priútesového flyšu“. Rozrušovaním príbrežných hornít bradlového pásma dochádzalo k odtrhávaniu jednotlivých krých a blokov a k veľmi rýchlej sedimentácii v bezprostrednej blízkosti pobrežia.

Čiastkovou fázou v sedimentácii je hromadenie klastického materiálu a jemnozrnej-ších substancií v nadloží opísanej fácie. Sú to vlastné pieskovcové zlepence, ílovice a siltovce v dne kanála. Výrazne sú oddelené od staršej fázy. Prevládajú v nich sivé a sivozelené pieskovcové zlepence s úlomkami a valúnni pieskocov o \varnothing 5–50 cm, ojedinele väčšie. Tmel je piesčitý a piesčito-ílovitý, málo pevný. Pieskovcové zlepence sa striedajú so sivými a sivomodrými ílovcami a siltovcami, ktoré takmer vždy obsa-hujú menšiu či väčšiu prímes klastického materiálu (úlomky pieskocov, slieňocov, siltovcov o \varnothing 1–20 cm). Vo zvetranej zóne (3–5 m) od povrchu nadobúdajú sivo-zelenú až zelenú farbu. Súvrstvie je mierne naklonené k SV.

Východne a SV od Predstaroveckého potoka je vyvinuté flyšoidné súvrstvie magur-ského flyšu s bystrickou jednotkou a vo fácií zlinských vrstiev. V monotónnom flyšoid-nom slede prevládajú sivé, vápnité, prevažne tvrdé ílovice s vložkami stredno-hrubo-zrnných kremito-vápnitých pieskocov (lavice o hrúbke do 2 m).

V pliocéne sa v opísovanom území výrazne prejavuje erozívno-akumulačná činnosť Váhu v tvorbe erozívnych a akumuláčnych terás. V období pleistocénu dochádza aj k sedimentácii sprašových hĺn, v holocéne k vzniku svahových hĺn a hlinítokameni-tých sutín.

Najvyššie terasy sa nachádzajú vo výške 125 m, 95 m a 62 m nad údolnou nivou Váhu. Sú to erozívne stupne — sporadicky sa na povrchu objavujú valúny a balvany kremencov. Nemáme dostatok porovnávacieho materiálu pre stanovenie absolútneho veku erozívnych stupňov, no na základe štúdií E. Mazúra v tejto oblasti patria ešte do kvartéru (güenz až mindel). Zostávajúce terasy majú akumulovaný riečny materiál o hrúbke až 13 m. Bázy zistených akumuláčnych terás: 332–337, 326–328, 321–325, 306–308, 301 a 293–295 m n. m. Posledná z nich má spoločnú bázu s holocénnymi údolnými náplavami Váhu.

Najvyššia akumuláčná terasa je plošne najrozšírenejšia s relatívne najľudnejším povrchom skalného podkladu a s jednotnou hrúbkou štrkov. Charakterizuje dlhšie obdobie stálej riečnej sedimentácie. Vekove by patrila do mindelu. Od tohto obdobia pozorujeme dynamickejšiu hĺbkovú činnosť Váhu. Nižšia terasa (326–328 m n. m.) je zachovaná iba útržkovite.

Terasa s bázou 321–325 m n. m. dosahuje (stredná terasa — riss) väčšie plošné rozmery len nad zárezom kanála. Priebeh bázy terasy je nerovný, porušovaný, často naklonený proti svahu pohybmi fosílnych zosunov. Začína sa prejavovať tendencia Váhu, vytvárať hĺbkový meander s nárazovým brehom na vonkajšej strane a ústup k dnešnému údoliu najmä v okolí výskytu pevnejších hornín paleogénu priútesovej fácie, t. j. v mieste skalného chrpta pri 15,300 km.

Akumulačná terasa (báza na kóte 313–315 m n. m.) bola objavená iba pri výkopo-vých prácach v dne kanála pri 15,170–15,200 km vpravo od osi. Jej skutočnú polohu

in situ a pôvodnú výšku bázy jednoznačne nepoznáme, keďže leží v exponovaných miestach fosílnych zosunov, kde došlo k značným vertikálnym i horizontálnym zmenám pôvodných sedimentov. Väčšia časť akumulovaného materiálu bola odnesená v neskoršom, erozívnom cykle Váhu. Tomuto stupňu výškove odpovedá prekrytá, sčasti rozvlečená terasa potoka Štiavnik nad novovybudovanou cestou Starovec—Štiavnik (báza 318 m n. m.)

Do paleogénneho súvrstvia je hlboko zarezaný terasový stupeň s bázou na kóte 306—308 m n. m., vyplnený prevažne siltami s výraznými prebiehajúcimi horizontmi preplavených rašelinových látok (opustené pleštocénne koryto Váhu). Sility sčasti sedimentujú aj na štrky staršieho stupňa a vytvárajú tak vloženú akumuláciu terasu.

Predpokladáme, že do obdobia erózie tejto terasy spadá aj vznik mohutného pokrývajúceho vrchu hĺn na pretiahnutom svahu nad zárezom. Tento názor by potvrdzovali šmykové trhliny v hlinách a morfológické skoky na hranici hĺn a štrkov, pozorované v bočných odvodňovacích ryhách. Pritom primárne znaky sedimentácie siltov sú zachované. Je veľmi pravdepodobné, že príčinou fosílnych zosunov v pravej časti zárezu bola erozívna činnosť Váhu na strmý úklon svahu, ktorý zapríčinil nestabilitu územia nad nárazovým brehom a vyvolal zosuvné pohyby smerom k vyerodovanému korytu. Až po zosunutí kvartérnych sedimentov spolu s povrchovými útvarmi paleogénu dochádzalo k vyplňovaniu starého koryta Váhu siltami a pieskmi.

Morfologicky výrazný je povrch terasy s bázou 301 m n. m. SV a V od Predstaroveckého potoka, ktorá zasahuje až do oblasti Predstaroveckého zárezu. Aj v dnešnom období je pravá strana svahu nárazovým brehom Váhu a v mieste Predstaroveckého zárezu je povrch územia oddelený od vážskeho koryta strmým, lokálne až 25 m zrázom. Povrch strmého svahu je členený eróznymi ryhami, v JV časti zosuvom menších rozmerov (obr. 2).

Hydrogeologické pomery Predstaroveckého zárezu. Horniny jednotlivých tektonických jednotiek zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe širšieho okolia Predstaroveckého zárezu majú rôzne hydrogeologické charakteristiky a rôznu hydrogeologickú hodnotu. Horniny magurského flyšu — ilovce a sľeňovce — sú pre vodu prakticky nepriepustné a tvoria nepriepustný podklad. Voda prúdi len po puklinách a tektonických poruchách, ale vzhľadom na flyšoidný charakter súvrstvia je cirkulácia vody v nich obmedzená. Zrážková voda spadnutá do komplexu magurského flyšu v prevažnej miere odteká po povrchu a iba v menšej miere vsakuje i do polôh pieskovecov. Poruchami vo flyšovom masíve a najmä puklinami v pieskovecoch preniká do zlepcov priútesového pásma panvovite uloženého v málo priepustných horninách mezozoika. Pohyb podzemných vôd je vzhľadom na priaznivú morfológiu podložia usmernený k juhu a juhovýchodu, t. j. do oblasti Predstaroveckého zárezu, kde po tektonických líniiach vyvierajú vo forme menších pramienkov na povrch, alebo vytvára bazény podzemných vôd v nadložných terasových štrkoch. Ich cesty prerazil Predstarovecký zárez, do ktorého potom začali vytekať. Ich podzemný tok smerom k Váhu vidieť i z toho, že v dolinách príľahlých potokov nie sú nijaké bočné pramene väčších rozmerov.

Podzemná voda v zlepcoch priútesového flyšu vyplňa pukliny a póry a prejavuje sa ako voda tlaková. Pri jej navŕtaní vystupuje mierne nad hranicu navŕtania. Za účelom poznania príčin svahových pohybov v úseku Predstaroveckého zárezu bolo potrebné ozrejmiť na základe geologickej stavby pomerne zložitý režim podzemných vôd, ktoré vytvorili prirodzené podmienky pre vznik zosuvov.

Podľa výsledkov hydrogeologického prieskumu okolia zosuvu prvá akumulácia terasy nad Predstaroveckým zárezom nie je zvodnená. Profilom jej štrkopiesčitého materiálu

nepreteká množstvo vody zistené v záreze a v studniach zosuvného územia. Táto voda má pravdepodobne svoj pôvod vo vodách predkvartérnych hornín.

Hodnota koeficientu priepustnosti, zistená čerpacími skúškami, pohybuje sa v medziach:

pri paleogénnych zlepencoch k $1,4 \times 10^{-7}$ až $3,9 \times 10^{-6}$ m/sec;
pri terasových štrkoch k $4,3 \times 10^{-6}$ až $2,0 \times 10^{-5}$ m/sec.

V čase začat'a inžiniersko-geologického a hydrogeologického výskumu koncom r. 1962 vytekalo a odčerpávalo sa zo zosuvného územia množstvo vody ca 2 l/sec. Keby sme si prispôbili metódy hydrologických výpočtov prietoku vody určitým profilom podľa Darcyho k tomuto množstvu vody, ako by malo pretekať profilom terasových materiálov, museli by sme uvažovať s dĺžkou prietočného profilu ca 700 m, výškou vodného slúpcu v ňom 5 m, filtračný súčiniteľ k 0,00008 m/sec. a spádom J 0,008. Tieto hodnoty nie sú pre dané pomery reálne. Reálne by sa ukázali skôr hodnoty, pri ktorých by platilo $F = 700 \text{ m} \times 2 \text{ m}$, $k = 0,00005 \text{ m/sec}$. a J 0,01. Potom by prietokové množstvo vody v profile bolo 0,7 l/sec. Uvažovať s podielom zrážok spadnutých na staršie vázke terasy medzi Štávnickým a Predstaroveckým potokom ako hlavným faktorom na dopĺňaní zásob podzemnej vody v terasách nie je reálne, lebo vlastné zvodnené materiály terás sú prikruté hrubou vrstvou sprašových hĺn. Sprašové hĺny, ako je všeobecne známe, sú veľmi málo priepustné. Voda do nich vsiaknutá udržava sa v ich vrchnej vrstve a vsakuje do nich maximálne 1,5–1,8 m. Ak uvažujeme s dopĺňovaním zásob podzemných vôd zo zrážok, tak potom predovšetkým len vo vyšších polohách. Územie patrí do zrážkového pásma s priemernými ročnými zrážkami ca 700 mm ročne. Pri reálnom uvažovaní, že vytekajúce 2 l vody za sekundu zo zosuvného územia sú aj trvalým prítokom z ročnej bilancie zrážok, musí sa na dopĺňaní zásob podzemných vôd zúčastniť územie o veľkosti $1000 \text{ m} \times 450 \text{ m}$ pri 20 % (140 mm ročne) vsakovania zrážkových vôd do povrchových útvarov. Takto uvažované množstvo zrážkových vôd zúčastňujúcich sa na dopĺňaní podzemných vôd územia Predstaroveckého zárezu je na základe geomorfológie a geológie reálne. Ako sme už uviedli, v podstatnej miere sa teda dostáva podzemná voda z oblasti infiltrácie do oblasti vytekania cestou podložných zlepenčov, len v menšej miere cez štrkopiesky vyšších terás.

Všetky fakty získané hydrogeologickým výskumom potvrdzujú výskyt troch chemicko-fyzikálnych typov podzemných vôd: typu vôd v usadeninách terasových štrkopieskov a typu vôd puklinových, v podloží terás. Hranicu medzi týmito dvoma typmi robia vody zmiešané. Potvrdzujú to aj chemicko-fyzikálne rozborý vôd. Puklinové vody viazané na tektonické línie a poruchy v podloží kvartérnych sedimentov majú malú mineralizáciu a nízku tvrdosť. Tvrdosť tvoria len kyslé uhličitany vápenaté a horečnaté. Okrem bikarbonátov alkalických zemín vyskytujú sa v značnejšom množstve alkalické bikarbonáty, čo svedčí o uhličitanevej metamorfóze v styku s ílovcami a zlepencami. Faktor puklinových vôd poukazuje na mierne alkalickú reakciu. Uhličitánová metamorfóza má iónovú spojitosť s výmenou vápnika za sodík a za daných geochemických podmienok znižuje sa nielen koncentrácia vápnika, ale súčasne stúpaajú hodnoty chloridovej salinity.

Kvartérne vody sa vyznačujú väčšou mineralizáciou a väčšou tvrdosťou ako vody puklinové. Zmiešané vody vznikli zmiešaním vôd puklinových s vodami kvartérnymi. Zmiešané vody sa v prevažnej miere vyznačujú tvrdosťou stredných hodnôt, pričom dominantnou zložkou ostávajú bikarbonáty vápnika. Puklinové vody sa však v niektorých prípadoch mohli obohacovať na svojej vzostupnej ceste zložkami rozpustených solí v kvartérnych vrstvách štrkopiesčitých, kým nenadobudli zmiešaný charakter.



Obr. 3. Pravá strana kanála v mieste vypracovaných sanačných rebier č. 4 a č. 5.

Koncentrácia vodíkových iónov poukazuje na slabo alkalickú reakciu. Síranová salinita takmer vždy prevláda nad salinitou chloridovou.

Podzemné vody zosuvného územia sú charakteru vôd dynamických — majú stále doplňovanie, stály prítok z územia položeného vyššie.

Charakteristika zosuvných materiálov. Pieskovcové zlepence tvoria sa z málo opracovaných úlomkov — balvanov jemno-strednozrnných pieskovcov o \varnothing do 40 cm (ojed. až 1 m) s piesčito-ílovitým tmelom. Pomer klastického materiálu k obsahu tmelu je premenlivý:

a) pieskovcové zlepence s prevahou klastických materiálov, množstvo tmelu ca 25 %. Funkcia tmelu sa zachovala iba vtedy, ak zlepenec nebol pod hladinou podzemnej vody, ak nie je výplň vodou plne nasýtená;

b) drobnozrnnějšíe zlepence so zhodným petrografickým zložením ako pri prvom type a s úlomkami a valúnni o \varnothing 5—25 cm.

Obsah tmelu je 25—50 %. Nachádzajú sa najmä v severozápadnej časti kanála (v okolí 45.230 km) v hornejších polohách. Vrstevnatosť je slabo zachovaná.

Variabilita vzájomného pomeru klastického materiálu s jemnozrnnjším tmelom je veľká už na vzdialenosť (v laterálnom smere) niekoľkých metrov. Zlepence prechádzajú až do ílovcov s obsahom úlomkov v priemere 10—30 %. Sú okrem prvého typu zlepenčov na lokalite najrozšírenejšie. Úlomky sú menšie, 2—10 cm v priemere, neopracované. Pri tomto druhu ílovcov skúšala sa pevnosť z konsolidovanej neporušenej

vzorky ($V = 16^\circ$, $C' = 0.10 \text{ kg/cm}^2$). Sú sivomodrej farby, vo zvetranej zóne nadobúdajú sivozelený odtieň. Okrem porúch a puklín, cez ktoré môže presakovať voda, sú málo priepustné. Tektonická poruchovosť sa pri nich veľmi zjavne prejavuje stlačením až prehnetením ílovitého komponenta tenkolupenitým rozpadom. (Hojné sú šmykové plôšky.)

Posledným typom sú ílovce a siltovce sivomodrej farby, ktoré tak isto nadobúdajú v zóne zvetrávania sivozelený odtieň. Sú to nevrstevnaté poloskalné horniny, šoškovitého tvaru. Pri styku s vodou na otvorenom mieste sa rýchlo premieňajú až na ílovitú zeminu. Rýchlosť rozkladu je podmienená značným tektonickým stlačením, ktoré sa silne prejavuje v dôsledku osobitnej tektonickej pozície „priútesového flyšu“ v tomto území a samou polohou ílovcov v zlepucovom pevnejšom prostredí. Častá je prítomnosť drobných úlomkov pieskovecov do obsahu $10^0\%$. Sú nepriepustné, okrajové polohy málo pevné.

Vážske terasové štrky sú zložené prevažne z valúnov žuly, karbonátov, pieskovecov a kryštalických bridlic o priemere 3–10 cm, ojedinele až 20 cm. Sú silne zahlinené, rozvetrané. Iba na báze pozorujeme 0.5–2 m polohu čistejších piesčitých štrkov.

Štrky sú zakryté sprašovými prachovito-ílovitými hlinami o maximálnej hrúbke 12 m, v nižších polohách riečnymi siltami charakteru piesčitých a ílovitých hlín alebo resedimentovanými sprašovými hlinami.

Značná časť štrkov nad zárezom, v dĺžke kanála a pod ním nie je v prirodzenej polohe in situ, ale boli fosílnym zosúvaním lokálne premiestnené na väčšiu vzdialenosť.



Obr. 4. Silne rozdrvené ílovce v okolí šmykovej plochy hlavného zosuvu na dne kanála v 15,150 km. Na obrázku nezreteľná šmyková plocha na kóte 312,0 m n. m.

Preto aj povrch podkladu je nerovný, často uklonený proti svahu. V bočnej odvodňovacej ryhe objavil sa výskyt niekoľkých rozdielných úrovní povrchu štrkov. Výška skoku dosahovala v strede steny až 1,5 m. Štrky boli naklonené proti svahu pod uhlom 18° . V nadložných hlinách v predĺžení stupňa boli zreteľné trhliny o hrúbke do 10 mm, ukončené pod 0,5–1 m mocnou pokrývkou svahových preplavených sprasovaných hlin (vrstva hlin s pôdnymi horizontmi). Zmiernenie úklonu trhliny v dolnej časti smerom k násypovej časti kanála dokazuje staršie pohyby pôdy, vzniknuté zosuvom a vylučuje iné vysvetlenie tohto úkazu, napr. vplyv kvartérnej tektoniky, periglaciálnej činnosti, erózie Váhu a pod. Priebeh odľučnej pukliny nasvedčuje na zosuv s valeovou šmykovou plochou, ktorá prebieha z väčšej časti pri podložných zvetraných ílovcoch a pieskovecových zlepencoch.

Podobný jav bol badateľný aj v sanačnom rebre č. 3, štrky v odľučnej oblasti klinovite poklesli asi o 4 m. Smer pohybu tohto fosílného zosuvu je od severozápadu k juhovýchodu, t. j. zhruba kolmo k osi kanála. Podľa priebehu povrchu skalného podkladu v tejto oblasti vysvetľujeme si niektoré anomálie existenciou častkových fosílnych zosuvov. Veľmi pestré úložné pomery a nerovnosti povrchu podložia sa zistili pri dokumentácii dna a stien kanála v 15,150–15,200 km. Štrky sú v tomto úseku zaklesnuté spolu s riečnymi siltami. To znamená, že k zosúvaniu došlo až po ukončení sedimentácie siltov.

Sedimentačná textúra štrkov bola často zosuvmi silne narušená, jednotlivé valúny pootočené, vložky pieskov vlnovite deformované. Pootočením valúnov si vysvetľujeme aj vysokú náchylnosť (okrem silného zahĺbenia štrkov a pretlaku vody) na tečenie štrkov pri stavebnom zásahu v nich.

S a n á c i a z o s u v u. Pri sanácii zosuvu sa vychádzalo z faktorov, ktoré spolu pôsobili pri deformácii svahu zosúvaním. Za najdôležitejšie faktory považujeme:

a) Nepriaznivú geologicko-tektonickú pozíciu priútesového flyšu, ktorý leží v depresii starších útvarov bradlového pásma.

b) Podzemná voda v tejto oblasti sa koncentruje v zlepencoch priútesového flyšu, smer pohybu usmerňuje reliéf menej priepustného podkladu. V záreze kanála a v blízkom okolí preniká podzemná voda poruchovými líniami a trhlínami v hornine na povrch. Prítomnosť podzemnej vody vo svahu nepriaznivo ovplyvňuje jeho stabilitu, najmä pôsobením vztlaku a napučívaním horniny.

c) Svah nad zárezom bol už v pleistocéne porušený fosílnym zosúvaním. Vytvorili sa tak predisponované šmykové plochy so zníženou pevnosťou materiálu v porovnaní s materiálom v neporušenom stave. Recentné zosuvné pohyby sú iba obnovením zosúvania, ktoré prebiehalo v pleistocéne.

d) Vlastné výkopové práce v území, ktoré znížili stupeň stability svahov.

Pri sanácii zosuvu navrhutej HDP Bratislava v spolupráci s expertmi prof. Menclom a prof. Zárubom sa vychádzalo z opísaných faktorov. Ako prvé opatrenie pre sanáciu zosuvu bolo odľahčenie svahu pre zníženie aktívnych síl. Pre zníženie vztlaku vody vo svahu boli vyhlbené bočné odvodňovacie ryhy na pravom svahu Predstaroveckého potoka, kde vyvierali pramienky o menšej výdatnosti a svah bol trvale zamokrený. Celkove boli vyhlbené dve odvodňovacie ryhy (situovanie ryhy č. 2, pozri obr. 1), ktoré veľmi účinne znížili hladinu podzemnej vody v SV časti svahu. Odtok z odvodňovacej ryhy č. 2 je konštantný ($Q = 0,4$ l/sek.).

V oblasti zosuvu nepriaznivé účinky vztlaku znižuje 5 hydrogeologických studní, z ktorých sa trvale odčerpáva podzemná voda ($Q = 0,4$ l/sek.) a jej hladina sa udržuje pod úrovňou povrchu podložia.

Ďalším sanačným opatrením boli tri odvodňovacie rebrá v čele zosuvu (rebro č. 3,

4, 5). Pri hĺbení týchto rebier došlo k ďalším čiastkovým zosuvom, čím sa komplikovali podmienky sanácie hlavného zosuvu. Odvodňovacími rebami č. 3, 4 a 5 sa síce dosiahlo zníženie hladiny podzemnej vody, ale pri súčasnom prehlbovaní dna a definitívnej úprave svahov kanála objavila sa vo svahu vo vzdialenosti 10—20 m nad odľučnou oblasťou nová trhlina. Priebeh a rozšírenie trhliny nasvedčovalo vytvoreniu nového zosuvu s hlbokou šmykovou plochou.

Nová nepríaznivá situácia si vyžiadala zmenu postupu prác. Ďalšie prehlbovanie dna kanála do konečného profilu sa robilo po krátkych úsekoch so súčasným priťažovaním dolnej časti svahu štrkovým prísypom o hrúbke do 10 m.

Na základe urobených úprav bola posúdená stabilita svahu, pričom stupeň stability bol 1.

Čerpanie podzemnej vody zo zosuvu hydrogeologickými vrtmi má byť len dočasným riešením. Definitívne sa uvažuje o vybudovaní odvodňovacej štóly zo strany Predstavceckého potoka do oblasti zosuvu v dĺžke ca 250 m.

Z á v e r. Zosuv na prírodnom kanáli Hričov—Mikšová sa nachádza v oblasti výskytu priútesového flyšu vyvinutého vo fácií pieskovcových zlepcov a ílovcov. Vytvoril sa v miestach bohatej erozívno-akumulačnej činnosti Váhu v pleistocéne. Morfológické znaky terasových stupňov sú na povrchu zakryté pokryvom sprašových hĺn.

Z riešenia tohto zosuvu vyplýva, že je potrebné venovať veľkú pozornosť a analyzovať všetky javy a faktory, ktoré vplývajú alebo môžu ovplyvňovať stabilitu svahu. Príklad ukázal, že mnohé z týchto faktorov (puklinové vody v podloží, fosilne šmykové plochy) je obťažné stanoviť bez starostlivého zhodnotenia všetkých faktov a pozorovaní v teréne.

LITERATÚRA

1. Andrusov D., *Zpráva o geologickom mapování na liste Velká Bytča z r. 1945*. Práce ŠGU 16, Bratislava. — 2. Leško B., *Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny*. Geolog. práce, SAV, Bratislava 1957. — 3. Leško B., *Geológia vonkajšieho flyšu medzi Laborcom a Cirochou*. Geolog. práce, zoš. 35, Bratislava 1952. — 4. Matějka A., Roth Z., *Geologie magurské skupiny flyšové z povodí Kysuce*, Sborník SGÚ XVI, Praha 1949. — 5. Matějka A., Roth Z., *Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem*. Rozpravy ÚÚG 22, Praha 1956. — 6. Mazúr M., Kalaš L., *Metódy kvartérnych výskumov na príklade stredného Považia*. Geol. práce, zoš. 64, Bratislava 1963.

Recenzoval M. Lulniš

Mikuláš Ingr, Pavel Mahút, Anton Porubský

ERDRUTSCH BEI MIKŠOVÁ

Beim Zufuhrskanal des Wasserwerkes Hričov—Mikšová entstand auf der rechten Seite des Hanges im km 15,000 bis 15,250 ein Erdrutsch. Im Hang, in einer Entfernung von 70 m vom Kanalrand wurde ein Riss in der Länge von ungefähr 150 m festgestellt, der sich an den Rändern in der Kanalrichtung abschoß. Die Gleitflächen drangen tief in die Quartärsedimente ein.

Das Erdrutschgebiet befindet sich im Bereich des klippennahen Flyschvorkommen (Paläogen), das durch Sandsteinkonglomerate und Tonschiefer charakterisiert ist. Die Gesteine des klippennahen Flyschs sind in der Synklinoriumdepression der Klippenzone gelagert. Am Ort des Erdrutsches hat der Hang auf der Oberfläche eine zusammenhängende, bis 12 m mächtige Lösslehmschichte, die einige Anhäufungsterrassen deckt.

Die Gleitflächen des rezenten Erdrutsches verlaufen vorwiegend auf Gleitflächen fossiler Pleistozänerdrutschen. Die Hauptfaktoren, die die mangelhafte Stabilität verursachten, waren: Auftrieb des unterirdischen Spaltwassers in den Gesteinen des klippennahen Flyschs und die Existenz fossiler Erdrutsche im Hang.

Der Erdrutsch wurde mit Entwässerungsrinnen und Graben, mit Auspumpen des Grundwassers mittels hydrogeologischer Bohrungen, mit Schotteranschütten in der Erdrutschfront und Errichtung von Entlastungsplattformen im Trennungsgebiet saniert. Man erwägt das Ableiten des Grundwassers aus dem Erdrutschgebiet mit einem Entwässerungstollen in einer Länge von ungefähr 250 m, der in das Tal des Baches Predstarovecký potok mündet.

Aus dem Slowakischen übersetzt von G. Horná

Abb. 1. Situation des Predstarovec-Erdrutsches.

Abb. 2. Charakteristisches geologisches Profil des Erdrutschgebiets (pf 1 — F). 1 — Staublehme, 2 — Silte, Tonsande, 3 — Terrassenschotter, 4 — Tonschiefer, Siltsteine, 5 — Sandsteinkonglomerate (mit Sandsteineinlagen), 6 — Grundwasseroberfläche vor der Sanierung, 7 — Grundwasseroberfläche während des Pumpens, 8 — Beobachtungskernbohrungen, 9 — HG-hydrogeologische Bohrungen, 10 — Quellen, 11 — fossile Gleitflächen, 12 — 12. 4. 1963, der Tag des Wiederaufkommens der Erdrutschbewegungen.

Abb. 3. Rechte Kanalseite auf der Stelle der Sanierungsgraben Nr. 4 und Nr. 5.

Abb. 4. Stark zerstörte Tonschiefer in der Umgebung der Gleitfläche des Haupterdrutsches am Kanalboden im km 15,150. Im Bild die unklare Gleitfläche an der Kote 312,0 m ü. M.