

MICHAL LUKNIŠ

RELIÉF A ROZTRIEDENIE KVARTÉRNÝCH ÚTVAROV VO VYSOKÝCH TATRÁCH I NA ICH PREDPOLÍ

(Obr. 22—29 v texte, ruské a nemecké resumé)

Štruktúra a reliéf

Popaleogénnu klenbu Tatier kombinovanú zlomami rozdeľuje axiálna depresia Goričkovej medzi Tomanovou a Svinicou na dve čiastkové klenby s dobre zreteľnou excentricky usporiadanou sieťou dolín (Š w i d e r s k i 1923). V príspevku sa budem zaoberať len východnou z nich, klenbou Vysokých (východných) Tatier.

Vysoké Tatry hladinou svojich vrcholov vystupujú nad Západné Tatry na východ od línie, ktorú sleduje Kôprová dolina na južnom svahu a dolina Suchej vody na svahu severnom. Os klenby vyhýba sa v strednej časti k juhu tak, že skoro celú sieť potokov na severnom svahu vo vnútri oblúka hrebeňa Vysokých Tatier skoncentrovala Bialka s prítokom Javorinkou. Južný svah na vonkajšej strane oblúka rozrýva systém excentricky založených dolín. Doliny a rázsochy na severnom svahu sú dlhé až cez 12 km. Južný svah je sotva 6 km dlhý. Asymetriu v dĺžke svahov zdôrazňuje asymetrické rozloženie najvyšších hrebeňov a štítov. Najvyššie štíty Vysokých Tatier neležia na hlavnom hrebeni, ale na krátkych južných rázsochách (Kriváň 2496 m, Satan 2432 m, Končistá 2540 m, Stalinov štít 2663 m, Bradovica 2492 m, Lomnický štít 2634 m). Celý zjav súvisí s asymetrickým dvíhaním a uklonením budovy Tatier po paleogéne k severu. S tým súvisí nerovnaké výškové rozloženie glaciálnych kotlov, jazier na severnej a južnej strane hlavného hrebeňa, menší sklon severných a značne väčší sklon južných dolín, ako to dokumentoval už A. Holle (1909) a J. P a r t s c h (1923).

Severné úpätie Vysokých Tatier skladajú eocénne zakopanské vrstvy. V južnej časti sú to prevažne mäkké bridlice. V severnejšom páse územia od Skorušiny cez Gubalówku na Spišskú Maguru v nadloží vrstiev, ktoré skladajú podtatranskú brázdnu, vystupujú už typické súvrstvia rytmického flyšu, v ktorom sa morfológicky uplatňujú k severu asi pod uhlom 20—40° sklonené lavice tvrdších

pieskovcov. Tvoria kvestu Gubalówki—Spišskej Magury so strmými svahmi k J a miernejšími na S. Na juh od podtatranskej brázdy k svahu Vysokých Tatier sa pripája súvrstvie bazálneho paleogénu, prevažne z odolných vrstiev vápnito-dolomitových brekcií, zlepcov a numulitových vápencov. Tieto sú sklonené 30—40° k severu. V mocnom páse tieto formy typicky vystupujú na severnom svahu Belanských Tatier od Javorinky (1244) na Tokárňu (1213). Na ne sa viažu skalné steny na vystupujúcich vrstvách a strmé hladšie svahy na vrstevných plochách.

Bazálny paleogén leží transgresívne a diskordantne na mezozoickom plášti kryštalinika, vyvinutom súvisle len na severnom svahu. Skladajú ho vyššie ležiaca veporidná séria vrstiev a južnejšia tatrindná. Rozhranie medzi nimi sa tiahne cez Waksmundskú polanu cez sedlo na juh od Zadnej Kopy, cez Suchú polanu, Zadné Meďodoly na Kopské sedlo, cez dolinu Bielych plies, sedlo Červenú Hlinu do doliny Čiernej vody. Je v reliéfe veľmi zvýraznené ako subsekventná depresia s výraznými sedlami a subsekventnými úsekmi dolín, ktoré sa viažu na verfénske bridlice. V severnejšej veporidnej sérii presunutej cez tatrindnú v podobe príkrovu s čiastkovými príkrovmi a digitáciami vynikajú odolnosťou najmä súvrstvia strednotriasových vápencov a dolomitov, liasových kremencov a kriedových muránskych vápencov. Z nich sú vybudované vyššie vrchy na severnom svahu Vysokých Tatier a v Belanských Tatrách. Odolné súvrstvie vápencov a dolomitov stredného triasu uchránilo pred odnosom mäkkšie súvrstvie liasu a neokómu Holice (1630). Buduje výrazné skalnaté vrchy Baboš (1526) a Belanskú kopu v čiastkovom príkrove Havrana a Skalky (1410), Javorinku (1464), Žlebinu (1407), Gáflovku (1630) v čiastkovom príkrove Skaliek—Bujačieho vrchu.

Na južnom svahu Belanských Tatier skalným stupňom vystupujú aj liasové kremence, dávajúce zvetraním mnoho hrubých sutín. Pre túto časť Tatier sú výrazné odolné masívne muránske vápence vystupujúce spolu s neokómovými slietňami. Budujú vrcholovú časť Belanských Tatier od Muráňa po Bujačí, vyššie vyzdvihnutú, a preto pokrájanú na ostré vrchy na západ od Ždiarskeho sedla. Menej vyzdvihnuté sú na východe, kde ich súvrstvie ako doska tvorí málo zvlnený chrbát od Hlúpeho až do sedla medzi Prednými Jatkami a Bujačím vrchom. Na severnom svahu silno k severu naklonený neokómový muránsky vápenec buduje rad bralnatých rázsoch, zatiaľ čo neokómové slietne vystupujú v sedlách a v podloží muránskeho vápenca na dnách karov vrezaných do severných svahov Belanských Tatier.

Hladké svahy, výraznejšie sedlá a rozšírené úseky v údoliach sa viažu na mäkké keuperské bridlice a grestenské vrstvy. Vrstvy zapadajú všeobecne príkro k severu, najčastejšie pod uhlom 35—50°, čo sa prejavuje na tvrdých vrstvách, na rázsochách vypreparovaním foriem typu crête, kozích chrbtov. V dolinách na tvrdých súvrstviach potoky vytvorili tiesňavy. Na mäkkých vrstvách sú na



Obr. 22. Visutý kar Mlynickej doliny. Foto Lukniš.

rázsochách sedlá a v údoliach širšie a vyrovnanejšie údolné úseky, ako napr. v oblasti Polany pod Muráňom, Starého salaša, Suchej polany, v doline Babilovského potoka, v doline Babinej medzi Javorinkou a Tokárňou a i.

Obdobný reliéf má aj územie, ktoré buduje tatrindá séria s ležatou vrásou Širokej. Tu sú vypreparované v podobe kozích chrbtov najmä koperšadské krenence vo vráse Širokej, pod Bortkami, pod Jahňácim a na Stežkách, s hladkými svahmi na vrstevných plochách.

Hornú časť severných svahov Vysokých Tatier, celý hrebeň a južný svah buduje granodioritový masív. Je prefatý početnými pásmi mylonitov, ktoré ohraničujú ako sieť nevelké kryhy granodioritov tak, že mu dávajú charakter hrubej bridličnatosti. Mylonitové pásma majú smery najčastejšie SZ—JV a SV—JZ. Na ne sa viažu všetky prechody cez hrebene a význačné ryhy a užlabiny medzi štítmí. S nimi sú zhruba rovnobežné aj systémy puklín.



Obr. 23. Visuté kary v bazéne doliny kežmarskej Bielej vody s asymetricky podfatým svahom trógu. V strede morénový val maximálneho würmu. Foto Lukniš.

Granodioritový masív sa na juhu stýka prevažne bezprostredne s eocénnou výplňou Liptovsko-spišskej kotliny. Len pri Troch studničkách, na Hrádku a na Hrubom grúni boli dosiaľ známe tri kryhy mezozoika, vystupujúce však už z paleogénu kotliny. Ďalšie dosiaľ neznáme kryhy mezozoika som zistil na juhovýchode od Vyšných Hágov a na juhozápade od Tatranskej Polianky. Vystupujú tu strednotriasové dolomity v malých ostrovčekoch v susedstve eocénu spod pleistocénnych sutín. Asymetria v uchovaní mezozoika je dôkazom o veľkom zdvihu a hlbokoj erózii južného svahu Tatier. Eocén pod južným úpäťm Tatier pod sutinami odkrývajú erózne zárezy Čiernej vody vo výške 920 m n. m., kežmarskej Bielej vody vo výške 960 m n. m., Skalnatého potoka v 1160 m, vo Velickej doline do výšky 1120 m a v doline Rinčového potoka do výšky 1100 m. Bezprostredný styk hornín budovy Tatier s eocénom možno vidieť len od Čiernej vody k Tatranskej kotline, kde vystupujú z vápencov bariérou flyšu prehradené krasové vody Šumivého prameňa. Podobné bariérové pramene sú aj na sever od Nového Smokovca (Päť prameňov) vo výškach okolo 1180 m n. m. Inde je úpätie morénami, glacifluviálnymi a svahovými sutinami tak zakryté, že je ťažké ustáliť presnejšie polohu podtatranského zlomu a styk granodioritov s eocé-

nom. Len zhruba možno polohu zlomového pásma podľa lámania sklonu svahu očakávať poblíž línie vo výškach okolo 1300 m n. m. na úseku od Troch studničiek po Zlomisko, 1400–1450 m n. m. v oblasti Štrbského plesa a pod Osterovou, 1350–1300 m n. m. od Rinčového potoka k Velickým morénom, vo výškach okolo 1180 až 1200 m od Piatich prameňov až po svah Lomnického štítu, 1080 m pod Malou Svišťovkou a 1000–940 m pod Stežkami.

Podtatranská zlomová porucha je v priestore nad Novým Smokovcom zalomená zo smeru Z–V do smeru JZ–SV. V pokračovaní smeru SV–JZ vystupujú pravdepodobne po zlomoch tohto systému silné výrony CO₂ nad Novým Smokovcom a na JV od Tatranskej Polianky. Na druhej lokalite sa z prameňov usadzujú i travertíny striedavo s rašelinou. Hrúbku travertínov a rašelinu odhadujem predbežne na 4 m. Travertín obsahuje faunu mäkkýšov. Pre potreby stratigrafie kvartéru lokalitu spracúva E. K r i p p e l. Druhý zreteľne zlomový ohyb úpätia Tatier možno podľa foriem konštatovať v Huncovej doline, kde sa úpätný zlom zazubuje s priečnym.

Charakter pleistocénnych štrkových pokrovov roznesených z Vysokých a Nízkyh Tatier do Liptovsko-spišskej kotliny, zasahujúcich až do pliocénu, a niektoré vlastnosti reliéfu, ktoré možno vysvetliť len horotvornými pochodmi, dokazujú, že v oblasti Tatier a ich okolia museli byť dosť významné orogénne pochody ešte aj v pleistocéne.

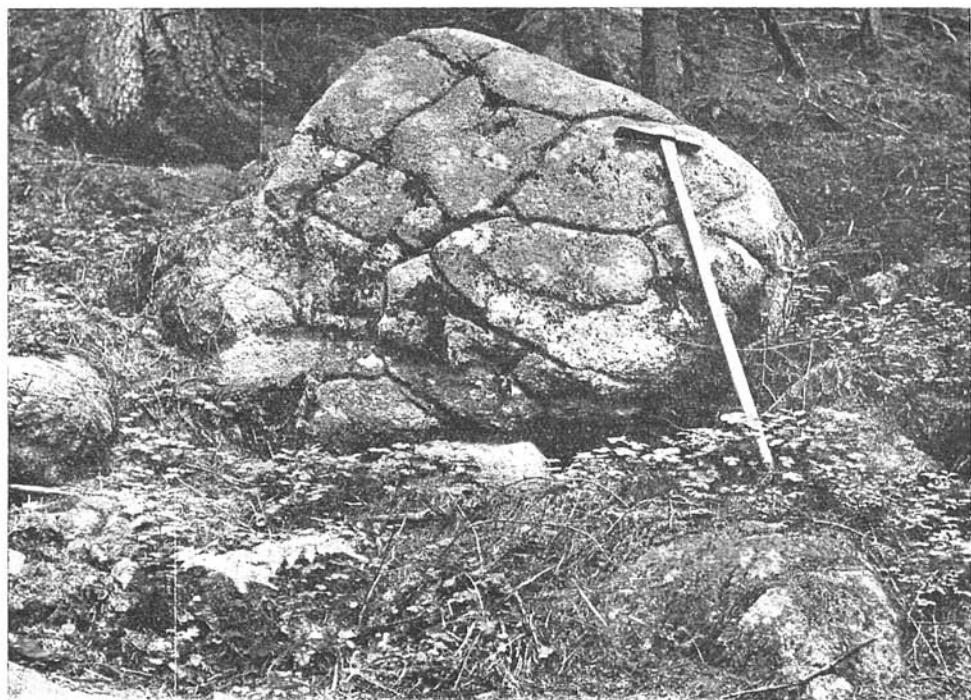
Predpleistocénny vývoj reliéfu

Š t ú r o v (1860) nález paleogénu na Košariskách na kryštaliniku a hrubé bloky tatranského pôvodu v bazálnych paleogénnych vrstvách na severnom svahu Belanských Tatier hovoria, že Tatry boli už pred eocénom vyzdvihnuté a miestami denudované až na kryštalinikum. A n d r u s o v – K u n s k ý (1933) predpokladajú, že sa v eocéne na erodovaný povrch Tatier uložilo až 1500 m hrubé súvrstvie. Na Podhale podľa Gołąba (l. c. M i c h a l i k 1958) má mať súvrstvie paleogénu hrúbku až 5000 m. Z popaleogénnej klenby Tatier padlo za obeť erózii najmenej 1500 m hrubé súvrstvie. S predpokladom, že celý povrch Tatier v paleogéne prekryli sedimenty, súhlasí charakter popaleogénnych sedimentov, ktoré sa uchovali v relatívne poklesávajúcich kotlinách na obvode pohoria.

V Oravsko-novotargskej kotline sem patria uloženiny Domajského wierchu. B i r k e n m a j e r (1954) tieto molase podobné sedimenty z flyšových štrkov a blokov pokladá za tortón. Nachádzajú sa aj v Popradskej kotline na kopci na sever a severozápad od Rakús (kóta 755), zloženom z flyšových štrkov a z preplavených drobných štrkov kremeňa. Medzi nimi sa našli aj bloky ružového hluznatého vápenca z malmu. V tortóne boli Tatry opäť vyšším pohorím a poklesli okolité kotliny. Vtedy však ich prevažne prikrýval paleogén. Tortónske

vrstvy Domajského wierchu podľa tvrdenia M. K l i m a s z e w s k é h o (1958) zrezáva starší erózne vyrovnaný povrch, ktorého zvyšky stúpajú aj na severné svahy Tatier. Priaznivé pomery pre zachovanie zvyškov tohto menej rozčleneného povrchu sú v oblasti priečného prehybu medzi klenbami Západných a Východných Tatier. K l i m a s z e w s k i ich nachádza na západ a východ od Hali Gąsienicowej, na východ od Kasprového wierchu, na severnom svahu Červených vrchov a inde. Na južnom svahu spomína takýto povrch zarovnávanie už Fr. M a c h a t s c h e k (1927). Za jeho fragmenty považujem pás miernejšie skloneného územia na východnom svahu rázsochy Lomnického štítu medzi Studenou dolinou a Malou Svišťovkou. Jeho dolný okraj tu končí výraznou hranou vo výškach 1340 až 1500 m n. m. V severnej časti stúpa do výšok až 1680 m n. m. Tu ho primaskávajú morény ladovcov, ktoré zostupovali na plošinu z karu spod Lomnického a spod Kežmarského štítu. Do terénnej hrany na dolnom okraji vyrovnávaného fosilného povrchu si potoky vrezávajú úzke rokliny. Povrch plošiny umožnil väčšiu akumuláciu morénových a iných sutín a až dosiaľ na sever od morén pod Skalnatým plesom umožňuje akumulovať materiál múr, ktoré schádzajú z vyšších častí svahu. V podobe stupňov opakujú sa zvyšky tohto zarovnávaného fosilného povrchu aj na svahu Slavkovského štítu, na juhovýchodnom svahu Klina, pod Patriou nad trógom Mlynickej doliny, pod Soliskom, na južných a na juhozápadných výbežkoch Kriváňa. Sú vo výškach dosť rozdielných. Pod Slavkovským a Stalinovým štítom i pod Soliskom ich primaskovali morény. Zmiernenie sklonu svahov na nich umožnilo aj tu väčšie nakopenie morén. Podobný stupeň objavuje sa aj na rázsoche Kobylieho vrchu nad Belanskou jaskyňou na vápencoch a dolomitoch stredného triasu, ktoré tu skrasovali.

Z priečného geologického i morfológického profilu Vysokých Tatier vidno, že severné ohraničenie je dané flexúrou, zdôraznené podtatranskou brázdou, vyerodovanou v bridliciach zakopanských vrstiev. Južné ohraničenie je zlomové. Preto je aj rozdiel v priebehu týchto zvyškov niekdajšieho miernejšieho reliéfu Tatier. Na severnom svahu ich vyzdvihnuté a eróziou rozkúskované zvyšky pokračujú za podtatranskou brázdou súvisle ku dnu Oravsko-novotargskej kotliny, cez vrcholy Gubalówki a Spišskej Magury. Na južnom svahu ich úzke zvyšky končia naraz hranou oddelenou prudkým svahom od úpätia, kde sa styka kryštalinikum poväčšine s eocénom Liptovsko-spišskej kotliny pozdĺž zlomového pásma. Na severnej strane povrch tohto, podľa K l i m a s z e w s k é h o spodnopliocénneho erózneho povrchu so značne miernejším, avšak v Tatrách ešte dosť členitým povrchom, bol po svojom vytvorení vyklenutý. Na južnom svahu bolo obnovené dvíhanie pozdĺž starších zlomov, podľa ktorých sa časť zarovnávaného povrchu vyzdvihla a izolovala sa od svojho dolného pokračovania. Zvyšky vyzdvihnutej rovne šíria sa v malých zvyškoch na svahu rovnobežne s úpäťm. Vytvorili sa ústupom a zatlačovaním svahu od zlomu na



Obr. 24. Blok z morény z predposledného zaľadnenia v oblasti pod Stalinovým štítom.

Foto Lukniš.

úpätí, ktoré predstavovalo a predstavuje i dnes ešte miestami eróznú bázu. Od nej zatlačovali procesy svahovej modelácie rónu atď. svah Tatier k osi pohoria. Treba ich teda považovať za zvyšky pedimentu. Keďže dosiaľ niet dôvodu klásť jeho vývoj inde, ako ho kladie Klimaszewski, možno jeho datovanie prijať. Obnovenie pohybov podľa zlomu na južnom svahu Tatier spadá teda až do mladšieho pliocénu.

Severný svah Tatier nesie teda stopy dvojakého popaleogénneho flexúrovitého zdvihu, sprevádzaného aj drobnými zlomami a presunmi kryh kryštalinika. Na južnom svahu tomu odpovedá dvojnásobné obnovovanie zlomových prešmykov. Staršie spadá do tortónu, mladšie do stredného až mladšieho pliocénu. Za korelátne vrstvy staršieho zdvihu možno azda považovať tortónske štrky od Rakús a Domajskíeho wierchu a za korelátne vrstvy mladšieho zdvihu azda strednoplIOCénne a vrchnoplIOCénne vrstvy od Mizernej a Krošcienska a najstaršie štrkové kaolinizované pokrovy na južnom úpätí Tatier.

S vývojom podtatranského zlomu súvisí charakteristické rozčleňovanie južného svahu Vysokých a Západných Tatier na facety. V podstate sú doliny južného svahu dvojakého typu: 1. staršie doliny, 2. mladšie doliny. Staršie doliny



Obr. 25. Glacifluviálny pokrov štrkov z predposledného zaľadnenia. Štrky v povrchovej vrstve sú poštiepané mrazom. Foto Lukniš.

majú svoje bazény široko rozložené pod hlavným hrebeňom. Ich povodie sa zužuje k vyústeniu na úpätí Tatier. Mladšie nezasahujú na hlavný hrebeň. Odvodňujú trojuholníkovité plochy rázsoch — teda facet, ktoré sa skláňajú k úpätnému zlomu. Je to utváranie riečnej siete, typické pre mladé zlomové svahy. Opakujú sa v Západných Tatrách, na svahoch Malej Fatry, obrátených do Turčianskej kotliny, na svahoch Malej Magury a inde, kde sú význačné mladé zlomy, podľa ktorých sa tieto pohoria vyzdvihli. Hladké facetové plochy, ktoré sa vyvinuli svahovou modeláciou z vynárajúcej sa a hneď zvetrávaniu za obeť padajúcej zlomovej plochy, vystupujú na svahu Kriváňa do výšky 2300 m, na Sedielku do 2100 m, na Solisku do 2100 m, na Patrii do 2200 m, na Klíne do 2190 m, na svahu Končistej do 2270 m, po stranách kotla pod Stalinovým štítom do 2300 m, na rázsoche Granátov do 2200 m, na Nos do 2280 m, po stranách kotla nad Skalnatým plesom do 2300 m. V Belanských Tatrách na podloží petrograficky veľmi rozličnom je trojuholníková facetová plocha selektívnou eróziou tak pozmenená, že len zákonitosti členenia rázsoch dávajú tušiť jej vrchol v Bujačom vrchu (1950 m). Priemerná výška trojuholníkovitých facetových

plôch je 2200 m. Ak prijmem, že výška styku eocénu s granodioritom leží na úpätí vo výškach okolo 1200 m n. m., dostaneme rozdiel 1000 m. To sú však len periglaciálne zhladené časti facet, v skutočnosti ich vrcholy stúpajú na najvyššie končiare južných rázsoch o priemernej výške 2530 m. Z konkávne dvakrát lomeného profilu svahu Lomnického štítu možno odhadnúť, že na starší neogén z dnešnej výšky Tatier pripadá zdvih asi 1000 m. Keď k tejto výške pripočítame *Andrusovom—Kunským* (1933) odhadovanú hrúbku paleogénu 1500 m a pridáme 200 m na eróziu granodioritového vrchola Lomnického štítu, dostaneme pre orogenetické zdvihy staršieho neogénu zdvih o 2700 m. Z rozdielu hrán terénu, ktoré ohraničujú dolnú časť facetovanej plochy svahu Lomnického štítu, možno zhruba usúdiť, že na mladopliocénny a pleistocénny zdvih Tatier pripadá asi 300—400 m. Zdvihy Tatier sa za popaleogénne obdobie môžu odhadnúť zhruba na južnom svahu na 3100 m. Nerovnomerný zdvih Vysokých Tatier dobre dokumentuje aj výškové rozloženie karových plošín, ktoré *M. Klimaszewski* (1958) vyložil ako rozšírené a ľadovcami premodelované zvyšky spodnopliocénnych dien dolín. Tieto v horných častiach ľadovce konzervovali a uchovali pred rozfatím, ktoré postupovalo proti toku pri vyzdvihovaní Tatier v mladšom pliocéne. Preto sú všetky karové plošiny schodovite rozložené v zadných častiach dolín okolo hlavného hrebeňa. Pritom karové plošiny na južnom svahu ležia priemerne o 240 m vyššie ako karové plošiny na severnom svahu.

Vplyv pleistocénnej periódy na utváranie Tatier

Celkový klenbovitý zdvih Vysokých Tatier je kombinovaný na juhu vyzdvihovaním podľa zlomov. Tatry teda nie sú typickou klenbou. Aj vnútri budovy pri popaleogénnych pohyboch došlo k vývoju mnohých drobných zlomov a prešmykov, podľa ktorých sa vyzdvihla čiastková kryštalická klenba Koszistej—Kriváňa nad Západné Tatry a tiež západná časť Belanských Tatier na východ od Kopského a Ždiarskeho sedla. Medzi obidva zdvihy zapadá mohutná popriečna depresia mezozoických sérií i kryštalínika, z ktorej zbiera vody Bialka s Javorinkou. *Halicki* (1932) poukázal, že obidve doliny nie sú založené v osi depresie, ale na jej okrajoch. Spôsobili to selektívne vypreparované masy odolných vápencov a dolomitov stredného triasu. Doliny severného svahu Belanských Tatier sú založené často na popriečných eleváciách tektonických elementov veporidného príkrovu. Vidno to z výstupov mäkkších súvrství neokómových slieňov spod muránskeho vápenca, prípadne z ostrovov podložia neokómu, ktoré vystupujú na severnom svahu v kotloch pod Bujačím vrchom a pod Košiarom. Miestami sa uplatnili aj drobné zlomy a flexúry. Na utváranie siete dolín v kryštalíniku okrem klenbovite zlomového zdvihu vplývali mylonitové pásma. Tieto majú dobre zreteľný vzťah i k asymetrii trógov a karov.

Súčasný reliéf Tatier je vo veľkej miere dielom morfológických procesov glaciálno-niválneho a periglaciálneho morfológického cyklu v ľadových dobách. Horné časti dolín ako pozostatky menej členeného reliéfu zo spodného pliocénu, nezasiahnuté ešte spätnou eróziou, ktorú vyvolali zdvihy v mladšom pliocéne, rozšírili najprv nivačno periglaciálne procesy a ďalej prepracovali ľadovce. Dolné, spätnou eróziou v mladšom pliocéne už rozťaté dná dolín nivácia a periglaciálne procesy počas znižovania snežnej čiary tiež rozšírili a potom počas zaľadnenia boli ešte ďalej prepracované v trógy. Tieto procesy sa viac ráz opakovali. Karové plošiny sa tým tak rozšírili, že medzi nimi ostali len úzke skalné priečky.

Na južnom svahu boli spodnopliocénne údolné dná až dodnes prehlbené asi o 100–150 m. Vidno to zo zvyškov plošín na bokoch trógov. Z toho najviac pripadá na obdobie predpleistocénne. Zaľadnenie teda spomalilo prehlbovanie dolín, no prispelo k rozšíreniu údolných dien a k celkovému zúženiu hrebeňov najmä v oblasti kotlov.

Reliéf južného predpolia Vysokých Tatier možno charakterizovať termínom glacis, ktorý sa tu rozvíja na relatívne poklesnutom území od mladšieho pliocénu cez pleistocén do našich čias. Tento termín sa dnes používa pre územia na úpätiach mladých vyzdvihnutých pohorí, z ktorých toky vynášajú množstvo sutín. Tieto sčasti akumulujú a pri akumulácii toky bočne premiestňujú svoje korytá. Pritom stínajú a zarovnávajú bočnou eróziou aj vystupujúce staršie podložie svojich nánosov. Tento proces sa miestne alebo celkove môže zamieňať s dočasným prerezávaním nánosov, resp. podložia nánosov, čo môže vyvolávať tektonika alebo aj klimatické zmeny a presuny riečnych sietí. Po južnej strane vytváranie súvislého glacis trvá dodnes. Po severnej strane sa vytvára len v pásme podtatranskej brázdy na bridličnatom súvrství zakopanských vrstiev. Vidno tu vzťah jeho šírky ku veľkosti príslušného toku. Široký pruh glacis vytvorili najmä Suchá voda, Bialka a Javorinka. Na južnom svahu úmerne s ubúdaním štrkov po toku zväčšujú sa plochy, na ktorých flyš vystupuje na povrch. Široké pokrovy štrkov v tvare kuželov sa na úpätí zužujú a prechádzajú ďalej od úpäť do riečnych terás, vložených medzi vystupujúce paleogénne chrbty. Slabšie rozvinuté glacis na severnom predpolí Tatier súvisí s celkove menším zdvihom severného svahu a tiež s tým, že na severnom svahu rýchlo ubúda kaliber a množstvo splavenín. Časť štrkov z karbonátov sa tu totiž rýchlo transportom rozťiera a padá aj za obeť chemickému vetraniu.

Dôležitou úlohou môjho štúdia reliéfu Vysokých Tatier bolo zistiť vývoj tohto glacis v pleistocéne a dať do vzťahu najmä jeho akumulačné útvary s eróznymi a akumulačnými útvarmi v Tatrách, najmä v útvarmi glaciálnymi. Ako hlavný tu zostáva problém roztriedenia morénových sutín na úpäť Tatier, glacifluviálnych a fluviálnych štrkových pokrovov v predpolí Tatier a ich vzájomný vzťah. Otázka stará tým, že sa o to pokúšali už Lucerna (1908) v Západných Tatrách, potom Partsch (1923) vo Vysokých Tatrách, za

nimi na severnej a menej na južnej strane najmä R o m e r (1929), H a l i c k i (1930) na severnej strane a na južnom predpolí S z a f l a r s k i (1937), pričom sa nedospelo k jednote. L u c e r n a, verný schéme svojho veľkého učiteľa A. P e n c k a, odlišuje štyri štrkové pokrovy pod úpäťm Západných Tatier. Štvoraké zaľadnenie snažil sa doložiť aj stupňovitým tvarom trógov. Na takéto formovanie niektorých trógov malo vplyv horizontálne na kryštallických bridliciach ležiace granodioritové teleso. Jeho vystupovanie dokazuje najnovšie A. G o r e k (1958). Mnoho cenných pozorovaní priniesol aj J. P a r t s c h (1923). Nikto pred ním ani po ňom nešiel tak do hĺbky pri skúmaní stôp po zaľadnení, morén a ním nazývaných polygenetických sutín pod Tatrami. Práve preto bol J. P a r t s c h veľmi opatrný pri vyslovovaní sa o počte a veku morénových útvarov. Po dôkladnej kritike vo svojej poslednej práci (1923) rozhodol sa v Tatrách uznať stopy dvojakého zaľadnenia. Dokladá ich z predpolia Tatier v oblasti Bialky a Javorinky, kde došlo k transfluenciám predwürmských ladovcov z Bialky do Filipky a z doliny Javorinky do doliny Bialky. Pod vyústením Bystrého potoka v oblasti Zakopaného však nachádza tri rozličné staré „diluválne“ povrchy so štrkami.

E. R o m e r (1929), nasledujúc P a r t s c h a pri rozpoznávaní kľúčového územia pre riešenie problému počtu zaľadnení, nesúhlasí s Partschovými opatrnými závermi. Štrkový pokrov na Hurkotnom, ktorý P a r t s c h má za glaci-fluviálny útvar, považuje za morénu a označuje ju písmenom *H*. Pod nimi rozoznáva ešte morény *H*–1 a *H*–2. Najstaršie zaľadnenie označuje ako *H*+1, kam počíta kvarcitové bloky v sedle medzi Holicou a Skalkou a tzv. Szaflarskú morénu. Podľa R o m e r a zostupovali staršie ladovce z Tatier ďaleko pod úpäť, ako sa domnieval už R e h m a n n. Je pôvodcom názoru vysokého zasypania úpätia Tatier počas zaľadnenia *H*, ktoré malo dosiahnuť mocnosť až 130 m.

B. H a l i c k i (1930) nepotvrdzuje už stopy *H*+1 zaľadnenia. Morény a glaci-fluviálne útvary severného svahu Tatier viaže s tromi zaľadneniami. Podobne J. S z a f l a r s k i (1937) vo svojej práci rozoznáva tri morénové a k nim prislúchajúce glaci-fluviálne útvary, dokumentujúc ich tak ako H a l i c k i prehľadnou mapou južného predpolia Tatier.

L u c e r n a a R o m e r dokladajú štyri zaľadnenia, P a r t s c h morénami dve, glaci-fluviálnymi útvarmi tri zaľadnenia, H a l i c k i a S z a f l a r s k i morénami a glaci-fluviálnymi štrkovými pokrovmi tri zaľadnenia. R o t h (1885, 1888), R e h m a n n (1893), U h l i g (1897, 1899) a po nich aj S z a f l a r s k i (1937) predpokladajú tesne na J úpäť Tatier súvislú morénovú obrubu. P a r t s c h (1923) však pre súvislú obrubu nenachádza dôkazy.

Tatry a ich obvod sú kľúčom pre vyriešenie zásadných otázok vývoja reliéfu v kvartérnej perióde. Preto bolo treba znovu sa vrátiť k nerozriešeným problémom a pokúsiť sa pokročiť aspoň trocha ďalej. Preto bolo treba voliť aj iný postup, ako volili predchodcovia, samozrejme, pri použití materiálu, ktorý na-

hromadili, a problémov, ktoré nadhodili. Pre získanie správnych predstáv o vývoji reliéfu treba pristúpiť k zostaveniu všeobecnej geomorfologickej mapy. Pracuje sa na nej od r. 1953. Mapa zachytáva bohatú škálu erózných i akumulčných foriem cyklov: glaciálno- niválneho, periglaciálneho, humídneho i krasového vo vzťahu k štruktúre a k tektonike v ich časovej následnosti. Západné Tatry takto spracúva E. M a z ú r (1955), Vysoké Tatry autor (1955, 1956). Takto bolo možné odlíšiť bohatú a časove i podľa geomorfologických činiteľov odstupňovanú škálu cez 60 základných foriem na území Tatier a ich južného predpolia až po riekú Poprad. Pri odlišovaní veku jednotlivých akumulčných útvarov opieral som sa o ich petrografické zloženie. Tu si bolo treba všimnúť zrnitosť zloženie, stupeň zvetrania a ich horninovú skladbu. Mapovanie umožnilo pochopiť vzájomný vzťah jednotlivých útvarov. Štúdium stupňa premodelovania povrchu jednotlivých útvarov najmä periglaciálnymi procesmi, ktoré v tejto oblasti neboli konzultované, ukázalo sa veľmi užitočné.

Na území Vysokých Tatier odlíšiť som morény prislúchajúce poslednému zaľadneniu a morény staršie. Morény z posledného zaľadnenia možno roztriediť na morény maximálneho würmu, morény z fáz náporov ľadovca, ktoré porušovali ústup, spodné morény, morény firnové, snehové sutinové valy. Triedil som ich ďalej podľa podružnejších znakov. Morény v čelných partiách skladajú sa z neroztriedených materiálov všetkých frakcií od ílovitej cez prachovú, piesčitú, cez drobnú slabo obrúsenú horninovú drvinu a štrk až do veľkých blokov. Štrk a bloky majú obyčajne najväčší podiel na ich hmote. Z frakcií do 2 mm mávajú najčastejšie prevahu zrná od 0,1 do 2 mm (40—80 % tejto kategórie), potom frakcia pod 0,1 mm, ktorej je niekedy aj cez 30 % hmoty. Rozdiely na krátke vzdialenosti v zrnitosti sú veľké. Bloky a štrk sú dosť často hrubo otretené, s otupenými hranami, subangulárne, no nie sú zriedkavé ani úlomky takmer neotreté, alebo dobre zagulatený štrk. Würmské marginálne morény možno ešte triediť z morfológického hľadiska na morénové valy a pahorkovité morény. Najkrajší príklad pre obidva druhy morén poskytuje morénový komplex pred Mlynickou a Mengušovskou dolinou. Morénové valy pripínajú sa vo výškach 1530 až 1610 m n. m. ku svahom Soliska, Patrie a Ostervy, dosahujúc nad dnami trôgov výšok 130 až 180 m. Vo výškach okolo 1360 m pod Soliskom, 1300 m n. m. pod Ostervou sa tieto vysoké a hladké morénové valy končia bez pokračovania. Prechádzajú do pahorkovitej morény. V nich možno pozorovať viac divergujúcich valov, pričom jednotlivé valy už nemajú hladké rovnomerne sklonené chrbty, ale sú tiež nepravidelne zvlnené v pahorky a depresie.

Podobné javy možno sledovať aj v morénach batizovských, studenovodských a inde. Pritom niektoré z uzavretých depresií hostia rašeliniská, iné majú dobré odvodňovanie, iné zas hostia jazerá v rozličnom štádiu vývoja. Najviac takýchto depresií je v morénovom komplexe mlynicko-mengušovskom. Hladké valy vysokých bočných morén s jednoduchou topografiou tu ostro kontrastujú s kompli-



Obr. 26. Rozložené morénové uloženiny pri Peknej Vyhliadke. Foto Lukniš.

kovanou nepokojnou pahorkovitou topografiou v oblasti Štrbského a Nového Štrbského plesa, v oblasti Varty a Spáleného vrchu, i keď tu zreteľne vidieť konvergenciu dvojíc morénových valov v čelné morénové valy. Dvojice valov patriace k jednej polohe ľadovca divergujú s inými dvojicami. Vcelku však aj tu vidno, že morénové valy sú silno rozčlenené a miestami rozrúcané. Pahorkovité morény majú teda veľmi sviežu topografiu. To je ich dôležitá črta, ktorá je v ostrom protiklade s morénovými valmi vo výškach nad 1300 až 1360 m n. m. so zatretým povrchom. Morénový materiál bočných morén vo výškach nad 1300 až 1360 m však nemôže byť starší ako morénový materiál nižšie položených pahorkovitých morén. Preto musíme pripustiť pretváranie morénovej topografie vo výškach pod 1300 až 1360 m n. m. v čase po ústupe ľadovca. Ak to pripustíme, odstraňujú sa aj ťažkosti, s akými P a r t s c h a iní vysvetľovali pôvod Štrbského plesa.

V oblasti pod výtokom ľadovcov z tesných dolín ľadovce divergovali. Na miestach starších lôžok zanechávali kusy mŕtvych ľadov. Tieto zakryli mladšie morény. Po ústupe ľadovcov z Tatier v staršom holocéne došlo k vytápaniu mŕtvych ľadov zakrytých morénovými sutinami a k čiastočnému alebo aj úplné-

mu rozrúcaniu morénových valov. Takto boli rozrúcané morénové valy Mlynického ľadovca nasýpané pod Soliskom na mŕtve ľady v oblasti Štrbského plesa. Vytopením mŕtveho ľadu vzniklo aj Nové Štrbské pleso a Čierne pleso v batizovských morénach. Týmto sa dá vysvetliť prelamanie Popradu naprieč morénovými valmi od zastávky elektrickej dráhy Štôla na východ.

Bočné morénové valy marginálnych morén mávajú na vnútornej strane jeden či dva morénové stupne — terasy. Sledujú po vnútorných stranách najvyššie morénové valy v dolinách Bielovodskej, Javorinky, kežmarskej Bielej vody, Studenovodskej, Velickej, Mengušovskej a v Mlynickej doline. V doline kežmarskej Bielej vody nad bývalou chatou pri Šalvejovom prameni vytvorila sa vyplavovaním štrkopieskov z topiaceho sa ľadovca do priestoru medzi ľadovcom a bočnými morénami kamová terasa, jediný to príklad doteraz známy z Tatier. Spoločným znakom marginálnych morén je, že ich povrch, s výnimkou tých častí, kde ich postihlo vytápanie mŕtvych ľadov, bol počas mladšieho würmu periglaciálnymi procesmi (soliflukciou) zhladený. Letné rozmŕzanie pôdy v nadmorských výškach okolo 1000 m zasahovalo do hĺbok asi 2,5 m.

Na dne trógov, ktoré sa na južných svahoch Tatier končia hore vo výškach od 1600 do 1700 m n. m. a na severnom svahu Tatier vo výškach okolo 1400 až 1500 m, nachádzajú sa rozľahané morény prislúchajúce množstvu fáz ľadovca. Na severných svahoch v Javorovej doline sa tieto začínajú vo výškach od 1180 m n. m., v Bielovodskej už od 1050 m. Vystupujú do 1500 m n. m. Na južnom svahu sa začínajú vo výškach okolo 1340 až 1380 m n. m. a siahajú do výšky 1600 až 1650 m n. m. Nižšie časti trógov majú dno fluvioglaciálnym preplavovaním prepracované. Ale aj vo vnútri tohto systému valov nachádzame obyčajne v nevelkej vzdialenosti pod skalnými závorami trógov nahromadenie morén s terminálnou panvou a pod morénou aj glacifluviálne kužele. Pretože mi nie je jasné, či nejde len o vplyv vysokých skalných stupňov na toto druhé nahromadenie morén a vytváranie terminálnej panvy pod skalnými uzávermi trógov, nerozdeľujem túto morénovú sériu. Rozhodne však nesúvisí už s vytváraním marginálnych morén, od ktorých sa líši materiálom. Medzi svahom marginálnych morén a týchto morén v stredných a zadných častiach trógov sú obyčajne depresie, ktoré svedčia, že morény na dnách trógov treba považovať za výtvor nového náporu ľadovcov. Majú mnoho hruboblokovej sutiny, pochádzajúcej zo zvetrávajúcich skalných stien trógov. Prechádzajú k nim sutinové morény nahromadené z bokov skalných užľabín spolu so snehom. Ich povrch je mladý, s mnohými uzavretými depresiami a valmi. Nie sú zďaleka také mohutné ako morény z maximálneho würmu. Lucerna (1908), Partsch (1923), Vitásek (1924), Halicki (1930) a Szafarski (1937) ich považujú za morény ústupové. Je isté, že ich treba odlišovať ako morény vytvorené už za odlišných pomerov. V ich priebehu je taký chaos, že sa ich vzájomný vzťah ťažko rozuzľuje i v tej istej doline. Tým ťažšie sa dá

nájsť vzájomný pomer medzi morénami v jednotlivých dolinách. Podľa doterajších výsledkov sa zdá, že pred ich uložením došlo k rýchlemu stiahnutiu ľadovcov až do kotlov, kde sa dlho udržali a nasypali tu pred sebou vysoké morény. Pri rýchlom ústupe ostali v trógoch mŕtve ľadovce, ktoré prisypávali sutinové kužele a skalné strže. Potom došlo k rýchlemu postupu ľadovcov, ktoré zaplnili horné a stredné časti trógov. Po krátkom postupe ľadovcov do horných, resp. i stredných častí trógov došlo k rýchlemu ústupu ľadovcov z trógov a vytápaniu mŕtvych ľadov, pričom tu ostal chaos morén s dvoma zreteľnejšími postojmi. Ostatné morény, ktoré sa už nachádzajú v kotloch, vytvorili sa už v holocéne. Aj po oteplení v kotloch, oddelených vysokými skalnými uzávermi od trógov, ostávajú dobré podmienky pre dlhšie zotrvávanie firnovísk s krátkymi splazmi, ktoré však málokde zasahovali na skalný uzáver trógu. Povrch firnovísk zavalilo mnoho sutín odvetraných zo skalných stien. Za ďalšieho oteplenia sa sutinami chránené mŕtve firnové ľadovce vytopili niečo neskôr a skalné sutiny pritom poklesli na skalné dno karov. Tak sa vytvorili veľké, skalným blokovým púšťam s nepravidelne zvlneným povrchom podobné firnové morény, aké nachádzame v kotle Slavkovskej a Batizovskej doliny, v kotle Hincových plies pod Hincovým štítom, v kotle Dračieho plesa a inde. Vytváranie morén však nie je v Tatrách len javom geologickej minulosti, ale je to aj jav súčasný. Vytvárajú sa na miestach celoročných snehových flakov a firnu niváciou v podobe snehových sutinových valov.

Zhľadenie morén a zásah letného roztápania umožňuje odlišiť morény staršieho würmu, zasiahnuté v mladšom würme soliflukciou, a mladého würmu, nezasiahnutého už soliflukciou. Súdiac podľa morén, ľadovce, ktoré sa vrátili v mladšom würme na južnom svahu až do výšok 1300 m n. m., na severnom asi aj nižšie, zotrvali v trógoch už len krátko. Dočasné prerušenie ústupu zaznačili tam, kde sú výrazné skalné uzávery trógov. Tie spôsobili, že sa vyvyšovanie hranice trvalého snehu tak skoro neprejavilo na zhoršovaní vyživovania degradovaných ľadovcov.

Niektoré malé kotly južného svahu, ktoré vyúsťujú bezprostredne na strmý svah, majú pred vyústením na svah nakopené vysoké morénové priečky, ako napr. pred kotlom Slavkovského štítu (svah Granátov — Senná Kopa), pod Kotlom a v Štôlskej doline pod Klinom. Tieto morénové priečky dosahujúce absolútne výšky od 1850 do 2120 m n. m. majú spoločné to, že sú veľmi mohutné a do nich sú vložené mladšie doliny tvaru trógov s vlastným morénovým systémom. Zjav svedčí o stiahnutí ľadovcov do karov vo výškach 1900 až 2200 m vysokých a potom o ich krátkom postupe. Aj v tomto prípade sú mohutné morény hladké, periglaciálne zhladené a prestúpené systémom veľkých polygónov, aké nachádzame častejšie inde na chrbtoch Tatier. Nápadne kontrastujú s čerstvými formami morén, vložených do prerušených starších morénových valov.

Z doterajších znalostí možno v Tatrách predbežne odlišiť 1. morény maximálneho würmu a jednu alebo dve k vnútornej strane marginálnych bočných morén terasovite vložené morény. Podľa trojnásobnej divergencie morénových valov pod Mengušovskou dolinou dajú sa morény maximálneho würmu deliť ešte ďalej na 3 časti. To by sa zhodovalo s náhľadom tých, ktorí würm členia na 3 štádiá. 2. Morény vo výškach 1850 až 2100 m, prislúchajúce dlhšiemu zdržaniu sa firnových, resp. malých ľadovcových splazov v kotloch. Tieto ne nachádzame v hlavných dolinách. Odpovedali by zdvihnutiu snežnej čiary asi do výšok 2000 až 2200 m. 3. Morény v horných a v stredných častiach trógov a na svahoch. Vyznačuje ich mladá morénová topografia bez stôp soliflukcie a mnoho hrubých sutín spadnutých zo stien trógov. 4. Firnové (pasívne) morény, ktoré vznikli zosadaním sutín v kotloch na topiacom sa mŕtvom ľadovci. Sú už holocénne. 5. Snehové a firnové sutinové valy. Sú až recentné.

Stopy starších zaľadnení na československej strane Tatier. J. P a r t s c h, ktorý s veľkou opatrnosťou opísal vo svojej syntéze sutiny na južnom úpätí Tatier, nenachádzal tu dôkazy existencie staršieho, ako posledného zaľadnenia. Len na severnej strane nachádza v podobe blokového pokryvu aj doklad staršieho zaľadnenia, ako je würm. Nevylučuje však možnosť nájsť doklady staršieho zaľadnenia aj na južnom svahu. Už pred ním spíšski bádatelia Fr. D é n e s a S. R o t h niektoré sutiny pokladajú za staršie morény. Trojaké zaľadnenie zo severného svahu Tatier dokladá morénami a glacifluviálnymi uloženinami aj B. H a l i c k i, zatiaľ čo E. R o m e r pred ním odlišoval ešte jedno staršie ($H+1$) a dokladá ho z povodia Bialky kremencovými blokmi (o ktorých som sa zatiaľ nepresvedčil) zo sedla medzi Holickou a Skalkami.

Aj S z a f l a r s k i na svojej prehľadnej mape odlišuje podobne ako H a l i c k i trojaké zaľadnenie a tri fluvioglaciálne štrkové pokryvy, ktoré s nimi porovnáva. Moja práca nie je po tejto stránke skončená. Preto budem môcť podať len predbežné informácie. Doterajšie použité kritériá, podľa ktorých možno porovnávať navzájom rôzne staré štrkové a sutinové pokrovy, nie sú dostačujúce, treba ich doplniť ďalšími. Najdôležitejším doteraz použitým kritériom pre rozlíšenie rozlične starých štrkových a sutinových pokrovov bolo makroskopické porovnanie stupňa zvetrania granodioritových sutín, ktoré na šťastie na južnom svahu v oblasti od Kôprovej po Bielu vodu sú takmer výlučne materiálom všetkých pokrovov. Len v západnej a vo východnej časti nájdeme v nich tu a tam okruhliaky kremencov, ako napr. na území od Novej Lesnej k Tatranskej Lomnici, alebo ruly v oblasti Gerlachova. Vo fluvioglaciálnych sedimentoch pod úpäťm možno všade výnimočne nájsť okruhliaky flyšu. Celá masa kvartérnych, resp. až pliocénnych pokryvných útvarov je jednotvárneho petrografického zloženia, čo pokladám za prednosť, pretože ten istý horninový materiál mohol za rovnaký čas dospieť približne do rovnakého štádia mechanického a chemického rozkladu. Toto jednotvárne petrografické zloženie sutín

a pokrovov sa mení na východ od Tatranskej Lomnice pod vyústením kežmarskej Bielej vody z Tatier. Tu ešte síce absolútne prevláda granodioritový materiál, ale častejšie sa vyskytujú aj kopershadské, zriedkavo liasové kremence. Vápence sa v glacifluviálnych pokrovoch vyskytujú menej, pretože nevydržia dlhší transport. Málo granodioritového materiálu nachádzame už v oblasti Čiernej vody. Tu silne prevládajú kremence a rôzne typy vápencov, dolomitov, slieňov a bridlíc. Osobitne treba vyzdvihnúť účasť rôznych kremitých rádiolárových vápencov pre ich značnú odolnosť.

Na severnom svahu v oblasti Bialky a Javorinky tiež prevládajú silne horniny granodioritového typu, no hojne sa vyskytujú aj kremence a karbonátové horniny mezozoika. Na severnom úpätí Belanských Tatier chýbajú granity, ale pribúda valúnov bazálneho paleogénu a hornín zakopanských vrstiev z podtatranskej brázdy. V morénach valúny paleogénu chýbajú. Je otázkou, či materiál tak rôzneho petrografického zloženia podľahol rovnako rýchlo rozkladu. Treba ďalej uvážiť vplyv zrnitosti. Zrornosť zrýchľuje alebo spomaľuje cirkuláciu vôd; rôzna hrúbka pokryvov a sám vodný režim sú tiež dôležité. Keď uvážime, že i pokrovy zložené z najdrobnejších sutín pod úpäťm Tatier sú natoľko hrubozrnné, že nebránia rýchlej cirkulácii a výmene vôd pri značnom sklone podložia, môžeme takmer vylúčiť z úvah vplyv rôznej zrnitosti sedimentov. Pozorovania v teréne ukazujú, že ani značná prímes karbonátových hornín na severnom svahu v povodí Javorinky a Bialky nemôže tak význačne vplývať, aby sa rôzne staré glacifluviálne a morénové pokrovy zvetrávaním od seba veľmi líšili, a to tým skôr, že severné svahy Tatier sú nepomerne bohatšie na zrážky. Rozdiel rýchleho zvetrávania granodioritov ako najvhodnejšej horniny pre porovnanie stupňa zvetrania v oblasti Tatier bol by sa ešte najskôr prejavil u mladších pokrovov. V starších sú vápencové valúny už úplne rozložené a zbavené karbonátov. Tak sa nám javí stupeň rozkladu ako vhodná pomôcka i pre porovnanie rôzne starých pokrovov. Druhou pomôckou pre porovnanie veku sutín je stupeň mechanického rozpadu valúnov. Pre tento účel porovnával som len dva druhy hornín, granodioritové valúny a valúny kopershadských kremencov. Tak ako pri porovnávaní stupňa rozkladu nemožno porovnávať valúny z plytkých odkryvov alebo dokonca z povrchu, ale len z odkryvov najmenej 2 až 2,5 m, miestami až 3 m hlbokých. Značne sklonené povrchy uloženín podľahli v chladných pleistocénnych obdobiach až do 2–3 m hlboko zasahujúcej soliflukcii a vytriedňovaniu materiálu podľa odolnosti. Tak sa v tejto vrstve nahromadili len rozvetrané jadrá alebo i celé valúny najodolnejších hornín, pochádzajúce niekedy aj z iných pokryvov. Stupeň náchylnosti na mechanický rozpad alebo i stupeň mechanického rozpadu je najdôležitejší pri rozoznávaní veku najmladších pokrovov. Pokrovy uložené pred posledným glaciálom vyznačujú sa vždy tým, že v povrchovej vrstve sa vždy nachádzajú periglaciálnym zvetrávaním vo würme poštepané bloky a úlomky granodio-



Obr. 28. Fluviálno-jazerné predwürmské sedimenty dosahujúce mocnosť cez 60 m v mengušovskom trógu. Drobný štrk zreteľne opracovaný, veľký blok uložený na kryhe ľadu, z ktorej pri roztápaní klesol do jazernej panvy. Foto Lukniš.

ritov. V hlbšej časti pokrovov ich charakterizujú len nepatrné trhlinky a chemické navetranie povrchu. Kremence len na povrchu najstarších pokrovov sú značne poštiepané.

Podľa odolnosti a stupňa zvetrania možno granodioritové horniny v sutinových a naplavených pokrovoch na úpätí Tatier roztriediť do niekoľkých skupín.

1. Cerstvé zdravé okruhliaky bez navetranej obruby a bez trhlín. Ich povrch je prihladený glaciálnym, resp. riečnym transportom. I keď ležia na povrchu, veľmi ťažko sa rozpojujú (holocén, würm).

2. Okruhliaky so slabo navetranou obrubou. Obruba je matná, len 1 až niekoľko mm hrubá a sú v nej čierne a hrdzavé flaky. Rozpojovanie je ťažké (viac úderov kladivom). Bloky nachádzajúce sa na povrchu majú drsný povlak a v povrchovej vrstve sú častejšie poštiepané kusy (starší würm? riss?).

3. Okruhliaky s hrubšou obrubou zvetrávania. Častejšie majú hlbšie trhliny. Rozbíjajú sa 1 až 3 údermi kladiva na niekoľko kusov. V povrchovej vrstve sa len zriedka nachádzajú nerozpojené valúny (riss?).

4. Okruhliaky, ktoré sa držia ešte celistvo, ale ľahkým úderom kladiva sa

rozpadávajú na piesok, odolnejšie na drobný štrk. Väčšie bloky sa ľahko šupajú. Jadrá najmä väčších a odolnejších kusov držia ešte tvar. Povrchová vrstva je silne piesčitá z kremenných zŕn, sludy a z úlomkov s vytriedenými jadrami najodolnejších blokov a valúnov. Tie majú veľmi drsný povrch (mindel?). Kde štrky obsahujú len veľmi málo kremencov, sú tieto na povrchu z odnesenej vrstvy vytriedené, takže viedli k mylnému názoru o zložení celej akumulácie (R o m e r).

5. Valúny, ktoré sa dajú kopať. Živce sú kaolinizované, kaolín nahromadený medzi valúnmi. Povrchová vrstva je hlinitopiesčitá (najstarší pleistocén?), na niektorých miestach pripomína tzv. ferreto.

6. Valúny, ktoré sú silne kaolinizované. Podľa farebných odtieňov už jednotlivé valúny od seba ťažšie rozpoznať. Vrstva pri zbežnom pohľade javí sa ako jednoliata piesčitoilovitá zemina pre vodu ťažko priepustná (pliocén?).

Štvrtý a piaty pokrov sa ťažšie od seba odlišuje a možno ich predbežne zlúčiť. Nápadne veľký rozdiel v stupni rozloženia javí sa vždy medzi pokrovom tretím a štvrtým. Najkrajšie to vidieť na Malej Žltej stene, potom v odkryve pod vyústením Bielej vody na úpätie Tatier, v odkryve potoka Kahule nad cestou Slobody. V úpätných sutinách, ako aj v glacifluviálnych uloženinách v kotline sa častejšie stretávame s pokrovmi, v ktorých sú okruhliaky rôzneho veku zmiešané, čerstvé alebo navetrané s celkom rozloženými. Tento zjav nespôsobuje pôvodná nerovnaká odolnosť, ale namiešanie starších, už silne zvetraných štrkov do mladších. Je to súčasne doklad významu bočnej erózie a rozplavovania starších pokrovov pri ukladaní mladších, a tak vytvárania erózne akumuláčného glacis na úpäti. Štvrtý pokrov je vyvinutý v najmohutnejšom súvrství. V podobe morénových, na povrchu periglaciálne silne zhladených sutín v oblasti medzi Hrebienkom a Peknou Vyhliadkou dosahuje hrúbku až 60 m. Veľký potok, ktorý bočnou eróziou podkopal Veľkú Žltú stenu, neprerazal sa ešte v koryte na podložie tohto pokrovu, tu fluvioglaciálneho a odkrytého asi v hrúbke 30 m. Mohutný pokrov odkrýva aj Biela voda v stenách po pravej strane potoka asi 1,5 km na východojuhovýchod od Bielych vôd. Skladá aj vyššie chrbty na dne kotliny, ale nachádza sa aj na dnách dolín, takže mladšie štrkové pokrovy sú do tohto mohutného až 60 m hrubého pokrovu vložené. Ako príklad možno uviesť dolinu Skalnatého potoka nad Veľkou Lomnicou. Potok vrezáva sa tu do pokrovu rozložených štrkov (štvrtý až piaty pokrov). Súčasne tieto štrky skladajú vrchol Fichtlingu, kde tvoria erózne ohraničený zvyšok pokrovu na flyšovom podklade. Tu, ako aj všeobecne v Popradskej kotline štvrtý až piaty pokrov štrkov zasypal predtým značne eróziou rozčlenenú krajinu, čo dalo podklad viacerým epigenézam. Tu sa teda potvrdzuje mienka vyslovená najprv E. R o m e r o m (1929) o veľkom zasypaní obvodu Tatier v jeho epoche H, ktoré však nedosahovalo hrúbku až 130 m, ako mieni R o m e r, ale len okolo 60 m.



Obr. 29. Štrbské pleso — výtopisko kryhy mŕtveho ľadu, zasypaného pravou bočnou morénou mlynického ľadovca. Foto Lukniš.

Staršie štrkové pokrovy ako štvrtý až piaty vyznačuje v hrubých črtách to, že sú drobnozrnnejšie. To sa týka najmä kaolinizovaných štrkov, ktorých odkryv som našiel pri kladení káblov na západ i na východ od mosta cesty Slobody cez Veľký Rinčový potok a v odkryve, ktorý v júli r. 1958 vytvorila povodeň potoka medzi Vyšnými a Nižnými Hágmi po jeho pravej strane asi 1 km na juhovýchod od rázcestia na ceste Slobody. Tento zjav, ako aj mohutná akumulácia štvrtého až piateho pokrovu by svedčili, že v priebehu kvartéru do vývoja reliéfu Tatier a ich južného obvodu zasahovali význačné pohyby kôry. Predpokladá ich správne už R o m e r (1929). Na konkrétnejšom príklade ich dokumentoval v krátkej, ale pozoruhodnej zpráve už Z d. R o t h (1937). Podľa reliéfu správne uzatvára, že Vikartovský chrbát je mladou hrasťou. Táto hrasť po oboch stranách má stále ešte eróziou tokov sotva rozčlenené priame zlomové svahy. Hrasť na juhu sleduje priekopová prepadlina horného Hornádu, na severe priekopová prepadlina, priečne rozlámaná, na zlomy ktorej sa viaže rad minerálnych prameňov a travertínových kôp. Severné svahy Nízkych Tatier a priekopová prepadlina Hornádu nad Štavníkom boli ešte v najstaršom pleistocéne odvodňované k severu cez Vikartovskú hrasť do Popradu, a to cez antece-

dentne sa prehĺbujúce údolia, ktoré do dvíhajúcej sa hraste hĺbili Vernársky potok a potok Bystrej. Nestačili však prekonať účinky tektoniky na reliéf. Stará riečna sieť bola ňou deštruovaná a vznikla nová v smere obidvoch priekopových prepadlín. O prietoku spomínaných nízkotatranských potokov do Popradu svedčia zvyšky nízkotatranských štrkov pred vyústením priečných depresii pod Kvetnicou a nad Spišskou Teplicou. Deštrukcia a mladé tektonické pochody tu trvajú asi ďalej. Ako doklad uvádzam štrky kremencovo-melafýrovo-vápencové spod spraši v tehelni nad Popradom, uložené pred degradovaním údolia, ktoré vedie od Kvetnice k Popradu. Poklesom priekopovej prepadliny medzi hrasťou na Kalionce a hrasťou Krížová (943) — Zámčisko (922), odviezol hornú časť tohto toku novovzniknutý tok smerom na Fintice. Štrky v hliništi sú málo opracované a petrograficky dosť pestré. Odlišujú sa teda od ochudobnených a lepšie opracovaných štrkov, ktoré uvádza Z. R o t h (1937). V období ukladania štrkov v hliništi nepreteká už cez vikartovskú hrasť celý Vernársky potok, ale len jeho degradovaná dolná časť od Kvetnice k Popradu. K degradácii i tejto dolnej časti došlo až po uložení štrkov, ako o tom svedčí nadložná tmavá vrstva pochovanej močiarovej pôdy, zakrytá dvoma vrstvami hĺn.

Ďalším dokladom mladých tektonických pohybov v predpolí Tatier je štrkový pokrov v oblasti medzi Lučivnou a štrbskými morénami. Ide tu o priekopovú prepadlinu ohraničenú na juhu zlomom smeru západ—východ a od západu a východu zlomami smeru severozápad—juhovýchod. Podľa nich vyústili hraste Kolombiarku a Bôrika, prerezané antecedentnými úsekmi doliny Mlynice (M. Poprad). Priekopa je až 3 km široká a akumulovaná pomerne drobným riečnym štrkom a štrkopieskom. Zložením sa líši od susedných štrkových pokrovov. Tieto sú hrubšie a súvisia s morénami. Výplň priekopy je pravdepodobne interglaciálna, uložená pred predposledným zaľadnením (mindelrisský interglaciál?). V tejto súvislosti spomeniem aj hrubú výplň dna trógu Kôprovej a Mengušovskej doliny. Podľa ústneho oznámenia T. K u b á ň a dno Kôprovej doliny vyplňuje „morénový“ materiál, ktorého podložie vrt nedosiahol ani v hĺbke 100 m. V Mengušovskej doline od výšky Popradského plesa k sútoku Ľadového a Hincového potoka tiahne sa mäkké modelovaný chrbát, o ktorom S. R o t h (1885) a potom aj V i t á š e k (1924) a S z a f l a r s k i (1937) predpokladali, že je to stredná moréna. Odkryvy v záreze Hincovho potoka, dva umelé odkryvy pri chodníku od mosta cez Hincov potok k Popradskému plesu a v serpentíne novej hradskej na Popradské pleso asi vo výške 1440 m n. m. ukazujú dobre zvrstvený, pomerne drobný riečny, resp. riečno-jazerný materiál. Pri ohybe hradskej nad cestou Slobody vo výške 1280 m n. m. vystupuje dokonca súvrstvie piesku a ílovito-sľudnatej zeminy s úklonom vrstiev na východojuhovýchod 35°. Zdá sa, že tu vystupuje ľadovcom mutonizovaná riečna výplň jazera. Výplň v hornej časti dosahuje hrúbku najmenej 60 m a môže byť najneskôr z obdobia pred náporom ľadovca na konci würmu, ale skôr

z riss-würmskeho interglaciálu. Časť štrkov vo vnútri pohoria je teda pôvodu jazerno-riečneho z obdobia, keď Tatry alebo ich určité časti boli zbavené ľadovca. Aj v oblasti štrkových pokrokov pod úpäťm treba počítať, že časť z nich bola uložená v interglaciáloch. Nakoniec sa treba ešte zmieniť o vzťahu morén ku rôznym štrkovým pokrovom. Hoci rozuzlenie tohto vzťahu má základný význam pre datovanie terás v povodí Váhu a Popradu, predsa doterajšie práce tento problém obchádzali. Buď sa venovali len výtvorom glaciálnym, alebo prevažne ien štrkovým pokrovom bez dostatočného napojenia na morény. Podložie recentných údolných nív tvorí akumulácia štrkov a štrkopieskov dvojakého veku. Sú sčasti würmské, sčasti holocénne. Tam, kde od posledného zaľadnenia výtok potoka z morény svoj smer nezmenil, würmský štrkový pokrov bol v holocéne pod morénami rozrezaný tak, že do neho alebo aj do jeho podložia vkladá sa holocénna údolná niva ohraničená terasovými svahmi. Tieto po potoku rýchlo konvergujú (Poprad, Velický potok, Studený potok, Biely potok) a würmský štrkový pokrov splýva s holocénnym, ktorý ho len málo pretvoril (údolná niva Popradu od Štôly po Poprad).

Kde priebehom würmského zaľadnenia výtok vody z ľadovca zmenil svoju polohu, tam údolná niva s degradovaným tokom ostala neprerezaná. Obyčajne je zamokrená, prípadne zarašelinatá, alebo dokonca bola mierne akumulovaná (degradovaná dolina pod Tatranskou Lomnicou, dolina na východ od Mlynice pri Štrbe, dolina Červeného potoka, Slavkovského potoka a Čiernej vody). Dná týchto dolín sú skôr v nižších úsekoch niečo narezané meandrujúcim degradovaným tokom.

Vek würmských štrkových pokrov dá sa dokázať bezprostredným prechodom subglaciálnych odtokových rýh cez odtokové ryhy v čelných morénach ku glacifluviálnym kuželom. Najkrajšie príklady takéhoto prechodu poskytujú štrbské morény, batizovská moréna a studenovodská moréna.

Pred würmskými morénami boli uložené morény, ktoré vystupujú spod čiel würmských alebo po ich stranách. Vyznačujú sa silným periglaciálnym zhladením a premiešaním materiálu až do hĺbok 2—3 m. V tejto vrstve je mnoho blokov poštiapaných periglaciálnym vetraním vo würme. Bloky majú drsnejší povrch a na povrchu slabo navetranú kôru. Pred čelom würmských morén priplávajú ich miestami würmské glacifluviálne kužele, ako napr. na Hrádku na severozápad od stanice Štrba. Po stranách würmských morén na úpäťi a na svahoch Tatier ostali po nich pásy sutín s častejším výskytom veľkých nepoštiapaných, mierne zaokrúhlených blokov. Sutiny čisto periglaciálne sú vždy ostrohranné a plochejšie. Pás predwürmských morénových sutín vkladá sa medzi štrbské a furkotské morény. Tvorí súvislý pás spod Ostervy cez Tokáreň nad Jedliny na severozápad od Štôly, kde vo výške 990 m n. m. prechádzajú do glacifluviálneho pokrovu. Predwürmskou zhladenou morénou Velického ľadovca, podobného zloženia, je oblasť v Kline nad Tatranským domovom a úze-

mie medzi Červeným a Slavkovským potokom až ku Žiakovskej polane. Tu prechádza do predwürmského poľa glacifluviálnych štrkov. Morény bezprostredne predwürmského zaľadnenia zo Studenovodskej doliny na úpätí Tatier nepodarilo sa ni vymapovať. No nie je vylúčené, že sa nájdu. Za glacifluviálny kužel tohto zaľadnenia považujem pokrov, ktorý skladá nevysoký chrbát medzi würmským pokrovom na dne doliny Červeného potoka a Skalným potokom, ktorý sa vlieva do Červeného potoka nad dedinou Mlynicou.

Do ešte staršej skupiny štrkových glacifluviálnych pokrovov zaraďujem kužel, ktorý prezrádza cesta Slobody medzi Kežmarskými Žlabmi a Bielou vodou. S ním možno porovnať štrky v hornej časti Malej Žltej steny. Za najstaršiu morénu pokladám silne rozložené sutiny, odkryté v starom pieskovišti nad Peknou Vyhliadkou. Na ňu nadväzuje až 20 m hrubý pokrov sutín, po ktorom schádza cesta zo Starého do Nového Smokovca a ďalej k pieskoviskám na západ a juhozápad k Novej Lesnej. Podobný hrubý štrkový pokrov odkrýva sa na východ od Gerlachova. Podľa výskytu rozvetraných rulových okruhliakov v ňom súdim, že patrí k starej veľickej glacifluviálnej sérii najlepšie odkrytej v Žltých stenách. Podobné štrky vystupujú na území medzi Slavkovským potokom a Bielou vodou vo výškach od 850 m n. m. Vo Veľkej Žltej stene cez 30 m hrubá vrstva tejto skupiny pokrovov dá sa celá rozdeliť dvoma lepšie zvetranými asi 1 m hrubými vrstvami na tri štrkové pokrovy.

Najstarší štrkový pokrov vystupuje ako silne kaolinizovaný v okolí Niž. a Vyš. Hágov. Skladajú ho drobnejšie valúny, ktoré sotva možno v odkryve rozpoznať, a to len podľa farby. K nemu azda možno prirovnať výstupy drobných štrkov, v ktorých sa vyskytujú jaspisy a rádioláiové vápence pochádzajúce z Belanských Tatier. Tieto boli prekryté náplavovým kužlom z doliny kežmarskej Bielej vody, takže dnes vystupujú po stranách údolnej nivy asi vo výške 780 m n. m. Sem patrí azda aj štrková čapica Cigánky s vytriedenými, úplne poštiapanými kremencovými štrkami v povrchovej vrstve.

P a r t s c h o m opísaná, ferretu podobná vrstva od Starého Smokovca stratigraficky leží azda nad silne kaolinizovanými štrkami.

V určitej vzdialenosti od úpätia Tatier na glacifluviálnych kužloch potoky bifurkovali a vetvy susedných tokov sa navzájom premiešovali. V určitej vzdialenosti od úpätia sa glacifluviálne kužele opäť zužovali a pozdĺž Popradu prechádzajú do riečnych terás. Počítajúc s holocénnou údolnou nivou vrezanou miestami do úrovne würmskej akumulácie odlišil som pozdĺž Popradu 6 terás, zväčša so silne zatretými hranami a soliflukčným materiálom akumulovanými hornými okrajmi. V akumulácii sa nachádzajú aj sprašové hliny.

Z predbežného náčrtu nie úplných výsledkov a štúdia reliéfu Tatier a ich predpolia vyplýva mnoho neujasnených otázok. Ukázalo sa, že štrkové pokrovy nie sú len glaciálne, ale že časť zdanlive toho istého štrkového pokrovu môže zasahovať aj do nasledujúceho interglaciálu. Ukázalo sa bezpečne, že v oblasti

Tatier máme čo do činenia s kvartérnymi horotvornými pochodmi. Presnými geodetickými metódami dali by sa tieto pohyby kôry dokázať azda aj v prítomnosti. Bolo dokázané postglaciálne pretváranie niektorých morén a vznik Štrbského plesa. Nadhodená bola otázka návratu ľadovcov z výšok okolo 1900 až 2000 m do horných a stredných častí trógov na konci posledného zaľadnenia. Otázka štrkových pokrovov ukazuje sa oveľa zložitejšia a na južnom svahu zaujímavá aj tým, že dochádzalo ku križovaniu kuželových akumulácií zo susedných dolín. Dokladajú sa predbežne morénové akumulácie troch zaľadnení, no ani tu nie je otázka ešte rozhodnutá. Nakoniec by sa žiadalo porovnať vlastné výsledky so stratigrafickým roztriedením glaciálnych a glaciáluviálnych uloženín v oblasti Álp a Kaukazu a kontinentálneho zaľadnenia strednej a severnej Európy. Tu vopred poukazujeme na nedostatky takéhoto porovnania, keď som nemal možnosť svoje výsledky osobne prekontrolovať štúdiom týchto klasických zahraničných terénov. Preto dnes, po väčších skúsenostiach, dívam sa na svoj prvý pokus o chronológiu kvartérnych útvarov v Tatrách (1955) ako na predčasný. Ani dnes nie sú práce po tejto stránke tak ďaleko, aby bolo možné oprieť sa bezpečne o nové výsledky, ktoré sa získali štúdiom travertínov najmä v Gánovciach a Ružbachoch (1958), na ktoré sa snažím napojiť územie svojho výskumu. Spracúvajú sa, resp. budú sa spracúvať aj náleziská uhliakov po fosílnych požiaroch z južných svahov a úpätia Tatier a náleziská rašelín a travertínov. Tieto len do určitej miery môžu vniesť svetlo do stratigrafie najmladšieho kvartéru. V prúde je aj granulometrické spracovanie valúnov zo štrkových pokrovov, morénových a iných sutín. V programe je ďalej dokumentácia sutín so zreteľom na stupeň rozkladu granodioritových štrkov z jednotlivých pokrovov. Až po takomto doplnení doterajších prác v teréne a preskúšaní výsledkov mapovania ďalšími metódami bude možné pokúsiť sa o presnejšie roztriedenie kvartéru, prípadne i predkvartérnych uloženín v Tatrách a na ich predpolí a pokúsiť sa o ich paralelizáciu predovšetkým s podobnými útvarmi v Alpách.

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Andrusov D., 1950, Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). Geol. sborník I, Bratislava. — Andrusov D.—Gorek A., Geologická mapa Tatier 1:25 000 (rukopis). — Andrusov D.—Kunský J., 1933, Некоторые вопросы карпатские геоморфологии. Вестник Ст. геол. устану IX, Praha. — Birkenmajer K., 1954, Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhalu w l. 1949—1951. Inst. geol., Biul. 86. — Gorek A., 1958, Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. Geol. sbor. IX, 2. — Halicki B., 1932, Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. VII, 2. Warszawa. — Halicki B., 1930, Diluvjalne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. V, Warszawa. — Holle A., 1909, Einteilung und Orometrie des Tatra-girges. Abhandl. d. k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien VIII, 2, Wien. — Klimaszewski M.,

1950, 1951, Rzeźba Podhala. Czasopismo Geograficzne XXI, XXII, Wrocław. — Klimaszewski M., 1958, Pogląd na rozwój geomorfologiczny Tatr polskich. Przewodnik VI. ogólnopol. Zj. Pol. Tow. Geogr. I, Kraków. — Košťálik J., 1958, Geomorfologické pomery doliny Javorinky vo Vysokých Tatrách. Geograf. čas. X, Bratislava. — Lukniš M., 1955, Geomorfológia a kvartér Studenovodskej doliny v Tatrách. Geograf. časopis VII, Bratislava. — Lukniš M., 1956, Náčrtok geomorfológie Tatier. Príroda Tatranského národného parku. Martin. — Lucerna R., 1958, Glacialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. Sitzungsber. der K. Akad. d. Wissen., math.-naturw. Kl. CXVII, Abt. 1, Wien. — Machatschek F., 1927, Landeskunde der Sudeten- und Westkarpatenländer. Stuttgart. — Mazúr E., 1955, Príspevok k morfológii povodia Studeného potoka v Liptovských Tatrách. Geograf. časopis VII, Bratislava. — Michalik A., 1958, Budowa geologiczna Tatr. Przewod. VI. ogólnopol. Zj. Pol. Tow. Geogr., Kraków. — Partsch J., 1923, Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig. — Romer E., 1929, Tatrzańska epoka lodowa. Prace geograficzne wydawane przez prof. E. Romera XI, Lwów. — Roth S., 1885, Die einstigen Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra. Földt. Közl. XV. — Roth S., 1888, Spuren einstiger Gletscher auf der Nordseite der Hohen Tatra. Föld. Közl. XVIII. — Roth Z., 1937, Zpráva Zdeňka Rotha, studujícího přírodovědecké fakulty Karlovy university. Ročenka Slovanského ústavu. — Roth Z., Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy II. tř. Čes. akad. XLVIII, 13. — Sekyra J., 1954, Velehorský kras Bělských Tater. Praha. — Sokołowski S., 1948, Tatry Bielskie. Geologia zbczcy południowych. Prace Pań. Inst. Geol. IV, Warszawa. — Stejskal J., 1935, Příspěvek k poznání hydrogeologických poměrů jižního svahu Vysokých Tater. Bratislava, časopis pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi IX, Bratislava. — Szafer W., 1952, Schylek plejstocenu w Polsce. Z badań czwartorzędu w Polsce, 1, Warszawa. — Szaflarski J., 1937, Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków. Tatr. Prace. Inst. Geogr. Uniw. Jagiel. 19, Kraków. — Štúr D., 1860, Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. — Świdorski B., 1923, Geneza dolin tatrzańskich. Przegląd Geogr. III, Warszawa. — Uhlig V., 1897—1899, Geologie des Tatragebirges I, II, III. Wien. — Vitásek F., 1924, Naše hory ve věku ledovém. Knihovna Čs. spol. zeměpisné v Praze, č. 10, Praha. — Vitásek F., 1929, Stopy starých ledovců v Bělských Tatrách. Spisy Tatranské komise odb. Čs. spol. zeměpisné v Brně, Brno. — Kolektiv autorov, 1958, Zusammenfassender Bericht über den Fundort Gánovce und die Reste des Neandertalers in der Zips. Praha.

Recenzoval P. Plesník

*Katedra fyzickej geografie
Geologicko-geografickej fakulty
Univerzity Komenského, Bratislava*

РЕЛЬЕФ И РАСЧЛЕНЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКИХ ТАТР И БЛИЗЛЕЖАЩИХ ОБЛАСТЕЙ

(Рис. 22—29 в тексте)

Поперечная депрессия Горичковой разделяет Высокие Татры в два свода. Нижний образует Западные, высший Высокие Татры.

Высокие Татры были в эоцене покрыты мощными морскими осадками, которые несогласно залегают на кристаллическом ядре с мезозойскими отложениями на севере и на юге. Во время неогена Высокие Татры куполообразно поднялись а эоценовые отложения приобрели склон 30—50°. Одновременно были наклонены и мезозойские отложения дислоцированные в лежащие складки и покровы. На южной стороне куполообразное поднятие Татр сопровождалось развитием сбросовых дислокаций. Вдоль линий последних мезозойские и эоценовые отложения опускались, так что по линии сброса эоцен соприкасается главным образом с гранодиоритовым массивом.

Флексурово-сбросовое поднятие Высоких Татр не произошло в течение одной фазы. На основании геоморфологических форм мы можем дедуцировать две фазы подъема, отделенные длительным перерывом, в течение которого произошло опускание и уменьшение разниц в высоте.

Тортонские молассовые отложения Доманского врха Оравско-новотаргской котловины соответствуют по мнению М. Климашевского более ранней фазе поднятия. Подобные отложения встречаются в Попрадской котловине в северо-восточном направлении от села Ракусы. Во время сармата и в нижнем плиоцене неровности поверхности уменьшались. Тогда на южном склоне образовался педимент, который в настоящее время образует рампу например на юго-восточных склонах Ломницкого щита. Выворачивание поверхности Климашевский считает сарматско-нижнеплиоценовым на основании сравнения положения пене-плена ввиду с положением тортонских отложений Доманского врха. Вышеприведенный автор связывает с пенепленом также кары развитые вне области Высоких Татр. Ступенчато развитые кары находятся в неодинаковых высотах вблизи области главного гребня Высоких Татр, находящегося ближе к южному краю. Кары южного склона находятся приблизительно на 240 м выше каров северного склона. Самые высокие вершины Высоких Татр находятся на коротких южных боковых хребтах вблизи от сброса. Это обстоятельство свидетельствует о втором, весьма ассиметричном поднятии. Последнее было на юге сильнее выражено чем на севере. На южном склоне отчетливо развиты фацетты, которые характерны для склонов быстро развивающихся горстов. Бассейны долин покрывающие склон имеют треугольную форму. Большие из них опираются основанием треугольника о главный гребень Высоких Татр. Их вершины находятся у подножья гор в месте, где гранодиоритовый массив находится в несогласном контакте с эоценом. Вершины меньших долин находятся на боковых хребтах. Их основания находятся у подножья вблизи сброса.

На основании относительных высот вершин фацетовых плоскостей развитых на южных склонах Высоких Татр и на основании вогнуто-ломаной формы склона Ломницкого щита мы можем предполагать, что Высокие Татры поднялись на 1000 м. Андрусов — Кунский (1933) считали мощность размытого палеогена 1500 м. Мы можем предполагать, что ступень размыва кристаллического массива достигает 200 м. В общем поднятие будет около 2700 м. На основании разниц между высотой поверхности полевой рампы нижнеплиоценового педимента и между высотой теперешнего подножья мы можем предполагать, что позднеплиоценовое или же плейстоценовое поднятие достигает 300—400 м.

Это поднятие во время послепалеогенового периода ввиду высоты базы Липтовско-спишской котловины достигает приблизительно 3100 м. В западной части сбросы западно-восточно направления ограничивают южные склоны Высоких Татр от Липтовско-спишской котловины, в области на запад от Смоковца сбросы северо-восточного направления. Вследствие этого гребень Высоких Татр в восточной части поворачивается к северо-востоку. Процесс поворачивания связан с развитием поперечной депрессии кристаллического ядра и мезозойской оболочки в области массива Широкой. В результате палеогенового поднятия и развития поперечных депрессий и элеваций мезозойских отложений как это показали Свидерский (1923) и Галицкий (1932) образовалась центробежная речная сеть на южном, западном и восточном краях свода Высоких Татр и централизованная речная сеть в области Бялки—Яворинки на северном склоне. Локальное влияние на направление долин имеют также мелкие сбросы. В гранодиоритовом массиве главную роль играют милонитовые зоны. Вследствие последних некоторые долины на южном склоне имеют ассиметричную форму.

Эпоха оледенения имеет самое важное влияние на образование рельефа Высоких Татр. Во время оледенения в плейстоцене образовались из углубленных долин под влиянием нивации кары отделяющиеся друг от друга острыми скалистыми гребнями.

Кары являются остатками нивацией расширенных и ледниковой эрозией моделированного дна нижнеплиоценовых долин, нетронутых пятящейся эрозией во время младшего плиоцена или же плейстоцена.

Троги являются пятящейся эрозией уже перед оледенением разрезанными и вследствие понижения снеговой линии нивацией расширенными долинами, которые были позднее моделированы ледниковым языком. Во время младшего плиоцена и в плейстоцене на южном склоне были эти ранее возникшие долинные дна углублены только до уровня 100—150 м, как это видно на основании остатков плоскостей на склонах трогов. Более значительное углубление долин произошло в доплиоценовую эпоху. Итак, в результате оледенения произошло замедление углубления долин, однако долинные дна расширились и высоты гребней опустились именно в области каров.

Эрозионные ледниковые формы не свидетельствуют о количестве наступаний ледников в татранских долинах. Этот вопрос освещают морены и флювиогляциальные гравийные отложения. Й. Парч (1923) приводит в Татрах только морены относящиеся к двум оледенениям. Э. Ромер (1929) на основании изучения морен и флювиогляциальных отложений принимает четыре оледенения ($H+1$, H , $H-1$, $H-2$). Б. Галицкий на основании изучения северного склона Высоких Татр опроверг самые ранние из них. Й. Шафлярский (1937) принял расчленение последнего автора при изучении южного склона.

Недостатком всех более ранних работ является то, что они не опирались на комплексное картирование всех эрозионных и аккумуляционных форм. Так как на южном склоне, морены образовались и вне гор, здесь мы имеем более благоприятные условия для решения вышеупомянутых вопросов, однако предыдущие авторы недостаточно обращали внимание на связь морен с флювиогляциальными гравийными отложениями. Автор этой работы пытался устранить этот недостаток.

Морены последнего оледенения (вюрмского) отличаются свежими поверхностными формами. Однако мы можем различить четыре типа морен. Они относятся к максимальному вьюрму; их поверхность перигляциально сглажена. Глубина влияния движущегося рыхлого поверхностного слоя свыше 2 м. Продукты выветривания переходят лед в виде двух мореновых террас, перигляциально сглаженных. В конечных моренах чаще всего вместо отчетливых валов находятся неправильно разрушенные холмистые морены с замкнутыми депрессиями с младшим рельефом.

Некоторые из последних выполнены озерами разных стадиях развития, иногда

они выполнены только торфяным болотом. Они представляют части морен с сохранившихся после отступления ледников глыбами «мертвого» лица.

После таяния последнего моренные валы неправильно опускались и образовались озера. Прекрасным примером озера такого типа является Штрбское плесо. После максимального юрма ледники отступили до каров. В трогах остались глыбы «мертвого» льда, которые были покрыты продуктами выветривания.

В местах перехода кадров в склон или же в рампу поверхности на южном склоне сохранились довольно высокие моренные валы с перигляциально сглаженной поверхностью и с сетями больших полигонов. Последние были частично разрушены коротким однако выразительным наступлением ледниковых языков в некоторых трогах под уровнем 1300 м.

Возникшие в связи с этим наступлением и после последнего отступления морены имеют свежий рельеф. Последним знаком они хорошо отличаются от более ранних морен. Вышеприведенные морены встречаются в средних и верхних частях трогов.

Третьим типом морен являются послегляциальные морены, которые встречаются в форме «мертвых» неправильных каменных морен в высших частях каров. Они образованы главным образом большими блоками скальвающимися по склонам на «мертвый» лед перед полным его растаянием.

Четвертым типом морен являются современные осыпные валы перед фронтальным краем тающих снеговых и фирновых пятен или же находящихся у подножия гор конусов осыпей, в которые просачивается вода.

Флювиогляциальные конусы вне Высоких Татр связаны с моренами, которые относятся к вюрму, и они характерны точно также как и морены свежим характером гранодиоритовых валунов. Вюрмские галечники встречаются в долинных днах, где реки во время вюрма переместились. Вюрмские флювиогляциальные отложения, потоки которых не деградировали, были разрезаны потоками в своем верховьи и деградировали в них голоценовые продукты выветривания. Последние вдоль потока конвергентно развиваются с вюрмскими материалами или же перекрываются голоценовыми.

Под вюрмскими моренами встречаются сохранившиеся остатки довюрмских морен. Последние встречаются в форме остатков у подножия и по склонам вюрмских морен. Их поверхность сглажена и они развивались в связи с вюрмскими флювиогляциальными конусами. В фронтальных частях на крутых склонах в них встречаются вюрмские кластические отложения. Гранодиоритовые блоки и кластические обломки последних имеют размытые грани. Часть блоков вблизи от поверхности разрушена перигляциальным выветриванием.

В связанныи с этими моренами флювиогляциальных кластических отложений разрушенных эрозией встречаются отложения вюрмской эпохи.

Морену сохранившуюся на южном склоне Высоких Татр мы считаем самой ранней. Она является продуктом блоково-гравийно-песчанисто-глинистой аккумуляции и находится под устьем Студеной долины над Пекной Выглядкой. Мощность вышеприведенной морены достигает 60 м. Ее гранодиоритовые блоки интенсивно выветриваются, так что из них выплывают интенсивно размытые ядра. Маленькие обломки распадаются при ударе в песок. Эта морена связана с мощной аккумуляцией кластических материалов, которая является самой интенсивной в южном и северном районах вне Татр. Последняя выполнила долины местами в мощности 60 м.

Комплекс размытого материала Велькой Жлтой Стены разделяется двумя глинистыми прослоями на три части. Ручьи на некоторых местах не достигли базы этой аккумуляции. На поверхности конусов находится сильнопесчанистая почва.

Процессом селекции в ней накаплиются обломки и ядра устойчивых гранодиоритовых блоков и валунов. Между этими кластическими отложениями и кластическими отложениями связанными с предпоследним оледенением, лежит свита с интенсивно выветрившимися

гранодиоритовыми обломками и блоками. В последних встречаются глубокие трещины. На поверхности аккумуляционных форм находятся только кластические блоки с мощной корой выветривания и с неровной поверхностью. Связь этих отложений с мореной не была доказана. Может быть кластические отложения в верхней части Малой Желтой Стены являются переплавленной мореной относящейся к вышеприведенному оледенению.

Под мощной пачкой кластических отложений была обнаружена еще более ранняя аккумуляция однако с значительно меньшими обломками. Гранодиоритовые валуны сильно каолинизированы. Парчем (1923) описанное феррето (местонахождение у Старого Смоковца) относится вероятно к младшей эпохе.

По мнению автора самыми ранними речными седиментами у южного подножия являются сильно каолинизированные мелкие кластические отложения, которые являются непроницаемой основой младших кластических отложений в окрестности Вышних Гагов и в долине Белой Воды. Автор считает их плиоценовыми. Этим отложениям соответствуют кластические отложения на Циганке. В верхней части отсортированы интенсивно выветривавшиеся кварциты. Кварциты во всех младших отложениях свежи. Необходимо отметить, что при классифицировании гравийных отложений надо принимать во внимание только обнажения достигающие по крайней мере 2,5 м, потому что в результате солифлюкции они содержат аллохтонные структурные элементы.

В прилегающей области в южном направлении от Высоких Татр мы различаем 6 гравийных аккумуляций: голоценовую, вюрмскую и четыре более ранних. Пятая из них очень интенсивна и мы подразделяем ее на 3 горизонта. Однако последние вследствие степени выветривания невозможно в поле отличить. Кроме того в Высоких Татрах и в их предгорьях мы различаем флювиогляциальные отложения, которые невозможно включить ни в одну из вышеприведенных аккумуляций. Прекрасным примером таких отложений является толща на северо-восток от Лучивной между глыбами Коломбярка и Борика antecedентно разрезанная ручьем Млиница.

Эта толща выполняет депрессию. Она образована мелким гравием (гравий, гравийные пески) мало выветрившимся. Сильная аккумуляция речных гравиев и гравийных песков относящихся к довюрмской и к межледниковой эпохам встречается тоже и на дне Менгушовского трога. Мощность этой аккумуляции свыше 60 м. На дне трога в Копровой долине бурение не дошло до основания предполагаемой морены. Гравиевую аккумуляцию в северо-восточном направлении от Лучивной возможно объяснить на основании движений земной коры вдоль сбросов в младшей четвертичной эпохе. Объясняя Викартовский хребт как очень молодой горст перерезанный на юге от Попрада двумя деградационными antecedентными долинами 3. Рот принял четвертичные тектонические движения. Вернарский поток и Быстрая переносили материал по деградационным долинам из области северо-восточных склонов Кралевой голе в область Попрада.

Ряд минеральных источников и травертинов на северном склоне Викартовского горста и низкотатранские гравии в южной окрестности г. Попрада относящиеся к среднему плейстоцену (напр. гравии на базе глинища кирпичного завода у г. Попрад, на которых залегает ископаемая болотистая почва и два горизонта лессовых глин) свидетельствуют о современных движениях земной коры.

Перевод со словацкого В. Шейбнер

Кафедра физической географии
Факультета геолого-географических наук
Университета им. Коменского,
Братислава

Фот. 22. Висячий кар Млиницкой долины. — Фот. 23. Висячие кары в бассейне долины Кежмарской Белой Воды со склоном трога ассиметрично отрезанным нивацией. В средней части моренный вал максимального вюрма. — Фот. 24. Блок из морены относящейся к предпоследнему оледенению в области под Сталиновым щитом. — Фот. 25. Флювиогляциальные гравийные отложения относящиеся к предпоследнему оледенению. Гравий на поверхности разрушен морозным выветриванием. — Фот. 26. Разрушенные моренные отложения у Пекной Выглядки. — Фот. 27. Разрез флювиогляциальных отложений Малой Жлтой Стены. — Фот. 28. Флювиоозерные довюрмские отложения, мощность которых превышает 60 м, менгушовский трог. Мелкий гравий, крупный блок на глыбе льда, который после растаяния льда упал на дно озерного бассейна. — Фот. 29. Шірбское плесо — место растаяния «мертвого» льда, засыпанного правой боковой мореной млиницкого ледника. — Фото
Л у к н и ш.

RELIEF UND GLIEDERUNG DER QUARTÄREN GEBILDE
IN DER HOHEN TATRA UND DEREN VORLANDE

(Abb. 22—29 im Texte)

Die Tatra wird durch die Querdepression der Goričková in zwei Wölbungen geteilt: die niedrigere nimmt die West-Tatra ein, die höhere wird durch die Hohe Tatra gebildet.

Die Wölbung der Hohen Tatra war im Eozän durch eine mächtige Schichtenfolge mariner Sedimente verdeckt, die diskordant direkt dem kristallinen Kern auflagen, der im N und S von mesozoischen Schichten umhüllt war. Im Verlaufe des Neogens wölbte sich die Hohe Tatra im Norden längs einer Flexur auf, wobei die eozänen Schichten eine Neigung von 30—40° gegen Norden bekamen. Gleichzeitig wurden auch die aus den liegenden Falten und Decken bestehenden mesozoischen Schichtenfolgen steiler. Im Süden wurde die Aufwölbung des Gebirges durch die Entwicklung von Bruchdislokationen begleitet. Längs dieser sanken die mesozoischen Schichtenfolgen und das Eozän so stark ab, daß hier an der Bruchlinie überwiegend Eozän an das Granodioritmässig angrenzt. Die Tatra ist also nicht im wahren Sinne des Wortes eine Aufwölbung, sondern eine mit Brüchen kombinierte Wölbung.

Die Flexur-Bruch-Hebung des Gebirges geschah keineswegs in einer einzigen Etappe. Aus den Oberflächenformen lassen sich zwei Hebungsphasen deduzieren, die durch eine längere Pause der Erniedrigung und des Ausgleichs der Höhenunterschiede abgeteilt waren. Der älteren Hebungsphase entsprechen nach M. Klimaszewski die tortonen, molassennähnlichen Ablagerungen des Domajsky wierch im Becken Orava — Nowy Targ. Ähnliche Schichten treten am Hügel NE von Rakúsy, im Poprad-Tale, auf. In der nächstfolgenden Epoche, d. i. im Sarmat und im unteren Pliozän, milderten sich die Unebenheiten der Oberfläche. Damals entwickelte sich auf der Südabdachung ein — heute als Rampe (besonders auf den SE Hängen der Lomnitzer Spitze) wahrnehmbares — Pediment. Die Ausgleichung datiert Klimaszewski als sarmatisch — unterpliozän auf Grund des diskordanten Verlaufes des Peneplains in bezug auf die tortonischen Schichten des Domajsky wierch. An die Fastebene der Tatraumrandung schließt er auch die Karflächen an.

Die Stufenartig entwickelten Karflächen sind zu beiden Seiten des Hauptkammes in ungleicher Höhe verteilt. Die südlichen Karflächen liegen durchschnittlich um 240 m höher als diejenigen am Nordhange. Auch liegen die höchsten Berge der Hohen Tatra auf kurzen Seitenkämmen in der Nähe des Bruches. Solche Verhältnisse zeugen von einer zweiten, sehr assymetrischen Hebung. Die Hebung im Süden war größer, diejenige im Norden kleiner. Der südliche Bruchhang hat deutlich entwickelte Facetten, die die Hänge schnell sich hebender Horste zu charakterisieren pflegen. Die den Hang bedeckenden Talbecken haben eine dreieckige Begrenzung. Die größeren stützen sich mit der Basis des Dreiecks an den Hauptkamm. Die Gipfel sind am Fuße gebirgig, an der Stelle, wo längs des Bruches das Granodioritmässig an das Eozän angrenzt. Die kleineren Täler haben die Gipfel auf den Seitenkämmen. Ihre Basis liegt an dem durch den Bruch gekennzeichneten Fuße.

Aus der relativen Höhe der Gipfel der Facettenflächen auf den Südhängen der Hohen Tatra und aus dem konkav gebrochenen Hang der Lomnitzer Spitze kann man ungefähr schätzen, daß von der heutigen Höhe der Tatra auf das ältere Neogen eine Hebung von ca. 1000 m entfällt. Wenn wir zu dieser Höhe die von Andrusov—Kunský (1933) abgeschätzte Mächtigkeit des abgetragenen Paläogens (1500 m), hinzufügen und für das abgetragene Kristallin 200 m dazurechnen, bekommen wir für die orogenetischen Phasen des älteren Neogens eine Hebung von ungefähr 2700 m. Aus dem Höhenunterschied zwischen der Oberfläche der Terrainrampe des

unterpliozänen Pediments und dem heutigen Fuße des Gebirges kann man auf eine jungpliozäne bis pleistozäne Hebung um 300–400 m schließen; für die ganze nachpaläogene Zeitspanne beträgt die Hebung relativ, in bezug auf das Niveau des Liptauer-Zipser Beckens grob genommen 3100 m, wovon eine ca. 1700 m mächtige Gebirgsschicht vom Tatrapiß der Erosion zum Opfer fiel.

An der Begrenzung der Südabdachung der Tatra gegen das Tal Liptovsko-Spišská kotlina (Liptau-Zipser Tal) beteiligen sich im westlichen Teile Brüche von W–E Richtung, von Smokovec nach E Brüche, die von SW nach NE streichen. Darum dreht sich im östlichen Teile der Kamm nach NE. Diese Wendung hängt auch mit der Querdepression des Kristallins und der mesozoischen Gebilde in der Region des Široká-Massives zusammen. In bezug auf die nachpaläogene Aufwölbung und die Querdepressionen und Elevationen der mesozoischen Formationen — wie Świdorski (1923) und Halicki (1932) zeigten — bildet sich ein, im allgemeinen zentrifugales Flußnetz am südlichen, westlichen und östlichen Rande der Wölbung der Hohen Tatra und ein zentralisiertes Netz in der Region Bialka–Javorinka auf der Nordabdachung. Lokalen Einfluß auf die Richtung der Täler haben auch die kleinen Brüche. Im Granodioritmassiv machten sich wieder die Mylonitzonen am meisten geltend. Mehrere Täler bekamen längs dieser am Südhange asymmetrischen Charakter.

Den größten Einfluß auf die Modellierung der Tatra hatte die Eiszeit. Während derselben bildeten sich bereits im Pliozän eingetiefte Täler durch Nivation zu kesselförmigen Karflächen um, die durch enge Kämme begrenzt waren. Die Karflächen fallen über schroffe Felshänge zu den engeren Trogsohlen hinab. Die Karflächen sind durch Nivation erweiterte und durch Glazialerosion ummodellerte Reste der durch rückschreitende Erosion im jüngeren Pliozän, resp. auch im Pleistozän nicht angegriffenen Sohlen der unterpliozänen Täler. Die Tröge repräsentieren durch rückschreitende Erosion schon vor der Vereisung eingeschnittene und bei der Erniedrigung der Schneegrenze durch Nivation erweiterte Täler, die die Gletscherzungen weiter modellierten. Am Südhange wurden diese alten Talsohlen während des jüngeren Pliozäns und im Pleistozän nur um ca. 100 bis 150 m vertieft, wie aus den Resten der Flächen an den Trogböschungen ersichtlich ist. Davon entfällt das meiste auf die vorpleistozäne Zeit. Die Vereisung hat also die Vertiefung der Täler verlangsamt, aber sie trug zur Erweiterung der Talsohlen und zur Erniedrigung der Kämme, besonders in der Region der Karflächen bei.

Die erosiven Glazialformen geben keine Auskunft über die Zahl der Wiederkehr der Gletscher in die Tatra-Täler. Etwas mehr Licht bringen in dieses Problem die Moränen und besonders die glazifluvialen Schotterdecken. J. Partsch (1923) findet in der Tatra nur Moränen zweier Vergletscherungen, der jüngsten und der vorletzten, Vierlei Vergletscherung nach den Moränen und glazifluvialen Ablagerungen beweist E. Romer (1929) ($H+1$, H , $H-1$, $H-2$). Die älteste von ihnen bestritt B. Halicki (1930) auf Grund des Studiums der Nordabdachung. Am Südhange bewahrt Halicki's Einteilung J. Szafarski (1937).

Ein Mangel aller bisherigen Arbeiten war, daß sie sich nicht auf eine komplexe Kartierung aller Erosions- und Akkumulationsgebilde stützten. Auf der Südabdachung, wo die Verhältnisse der Lösung des Problems am günstigsten sind, da die Moränen sich auch im Vorlande des Gebirges ablagerten, wurde dem Übergang der Moränen in die glazifluvialen Schotterdecken keine genügende Aufmerksamkeit gewidmet. Diese Mängel versuchte ich zu beseitigen.

Die Moränen der letzten Vereisung (Würm) zeichnen sich durch frische Oberflächenformen aus. Doch auch hier lassen sich Moränen von viererlei Typus unterscheiden. Es sind die Moränen des maximalen Würms, deren Oberfläche dadurch gekennzeichnet ist, daß sie schon periglazial etwas abgeglättet ist. Die Reichweite der Schuttbewegungen kann man in eine Tiefe von mehr als 2 m beweisen. An der Innenseite der Moränen des maximalen Würms befinden sich noch 2 Moränen, die ebenfalls etwas periglazial abgeglättet sind. In den endgültigen Räumen der Moränen findet man jedoch häufiger anstatt deutlicher Wälle unregelmäßig umherliegende zerstörte

kuppige Moränen mit abgeschlossenen Depressionen und jüngerem Relief. Einige von ihnen bergen Seen in verschiedenen Entwicklungsstadien, anderso findet man nur mehr Hochmoore. Es sind Moränenteile, in denen beim Rückgang der Gletscher Schollen toten Eises erhalten blieben. Bei dessen Ausschmelzung fielen die Moränenwälle unregelmäßig zusammen und es entstanden Schmelzseen. Das schönste Beispiel eines solchen Sees ist Štrbské Pleso (Štrba-See). Nach dem maximalen Würm wichen die Gletscher auf die Karfläachen zurück. In den Trögen jedoch blieben Schollen von Toteis, das sich langsam mit Schutt bedeckte. Wo die kesselförmigen Karfläachen auf den Hang, resp. auf die Terrainrampe auf der Südabdachung ausmünden, dort konnten sich in ihnen aus der Zeit der Umbildung der Gletscher ziemlich hohe Moränenwälle mit periglazial abgeglätteter Oberfläche und Netzen großer Polygone erhalten. Diese wurden teilweise durch den kurzen, aber markanten Vorstoß der Gletscherzungen in einigen Trögen bis zu Höhen unter 1300 m. ü. d. M. zerstört.

Die im Zusammenhang mit diesem Vorstoß und dem nach ihm folgenden, durch Vorstossperioden unterbrochenen Rücktritt aufgeschütteten Moränen haben eine frische Topographie. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich viele Felsschluchten. Von den älteren Moränen unterscheiden sie sich durch auffällige Frische. Sie sind in den mittleren und oberen Abschnitten der Tröge und gehören dem späten Würm (Spätglazial) an.

Den dritten Typus bilden nachglaziale Moränen, die als tote, unregelmäßig angehäuften Blockmeere die höchsten Teile der Karfläachen bedecken. Sie bestehen hauptsächlich aus großen, scharfkantigen Blöcken, die von den Wänden auf das Toteis hinunterfielen, bevor es noch vollständig hinweggeschmolzen war.

Der vierte Typus sind rezent sich bildende Schuttwällchen vor der Stirn der schmelzenden Schnee- und Firnflecken, respektive beim Fuße der Schuttkegel, in denen Wasser durchsickert.

Die mit den Moränen des maximalen Würms verknüpften glazifluvialen Kegel im Vorlande der Hohen Tatra zeichnen sich ebenso wie die Moränen durch Frische der Granodioritgerölle aus. Die Decken der Würmschotter füllen die Talsohlen dort, wo die Flußläufe während der Würmzeit degradierten. Die würmischen glazifluvialen Ablagerungen, deren Läufe nicht degradierten, durchschnitten diese Läufe im oberen Teile und lagerten dort holozäne Schotterdecken ab. Diese konvergierten längs des Laufes mit der würmischen bis sie sich vereinigen, resp. die holozänen die würmischen überdecken.

Unter den würmischen Moränen treten nicht zerstörte Reste vorwürmischer Moränen hervor. Diese treten ebenfalls in Form von Deckenresten, oder nur Resten großer Blöcke am Fuße, auch an den Seiten der würmischen Moränen hervor. Ihre Oberfläche ist vollkommen abgeglättet. Vor die Stirne der würmischen Moränen wurden sie durch die würmischen glazifluvialen Kegel zugeschwemmt. In den Stirnpartien, auf den steileren Böschungen, wurden würmische Schotterdecken eingeschaltet. Ihre Granodioritblöcke und Schotter haben von der Verwitterung angegriffene Säume. In der Oberflächenschichte ist ein Teil der Blöcke durch periglaziale Verwitterung desintegriert. Die an diese Moränen anknüpfenden glazifluvialen Schotterdecken sind gewöhnlich mit Spalten bedeckt und dort wurden Decken würmischen Alters eingeschaltet.

Für die älteste Moräne, die auf der Südabdachung der Hohen Tatra aufgeschlossen ist, betrachte ich die Block-Schotter-Sand-Ton Akkumulation unter der Mündung der Studená dolina, ober Pekná Vyhliadka. Sie erreicht bis 60 m Mächtigkeit. Ihre Granodioritblöcke sind stark verwittert, so daß man aus ihnen nur wenig noch gebundene Kerne auslösen kann. Kleinere Stücke zerfallen beim Hammerschlag zu Sand. An diese Moräne knüpft eine mächtige Schotterakkumulation an, die mächtigste von allen im südlichen und nördlichen Vorlande der Tatra. Sie füllte die Täler stellenweise bis 60 m hoch mit Schutt an. In der Velká Žltá stena (ein ganzer, ca. 30 m mächtiger Komplex eines ähnlich verwitterten Materials) wird sie durch zwei zu Lehm gewordene Schichten in drei Schichtenfolgen geteilt. An einigen Stellen haben sich die Bäche bis heute noch nicht bis an die Basis dieser Akkumulation durchgeschnitten. Die Oberfläche der Kegel trägt eine stark

sandige Bodenschicht. In ihr sind durch Selektion Bruchstücke und Kerne der widerstandsfähigsten Stücke der Granodioritblöcke und Gerölle angehäuft. Zwischen dieser Schuttdecke und derjenigen, die mit der vorletzten Vergletscherung zusammenhängt, liegt noch eine Schichtenfolge mit Granodioritschottern und Blöcken, die ziemlich stark von der Verwitterung angegriffen sind. Die Blöcke werden von tiefen Klüften durchquert. An der Oberfläche der Akkumulationsgebilde findet man nur mehr scharfkantige, zerfallene Blöcke mit einer dicken Verwitterungsrinde und sehr rauher Oberfläche. Es gelang nicht, diese Decke mit einer Moräne zu verknüpfen. Es sei denn, daß die Schotterdecke im oberen Teile der Malá Zltá stena eine herübergeschwemmte Moräne aus dieser Vergletscherung wäre.

Unter der zweiten Schichtenfolge der Schotter gelang es noch eine ältere Akkumulation festzustellen, die jedoch schon aus deutlich kleineren Schottern besteht. Die Granodioritgerölle sind stark kaolinisiert. Das von P a r t s c h beschriebene Ferreto von Starý Smokovec (16) dürfte jünger sein. Für die ältesten Flußablagerungen am Südfuße halte ich die stark kaolinisierten kleinen Schotter, die für die jüngeren Schotterdecken eine Wasserdichte Unterlage bilden — in der Umgebung von Vyš. Hágý und im Tale Biela voda. Sie treten in den Einschnitten der Talsohlen auf. Ich vermute, daß sie schon pliozänen Alters sind. Ihnen dürfte die Schotterkappe auf Cigánka entsprechen. In der oberen Schichte sind hier in einer vollkommen von der Verwitterung aufgewühlten Masse der Granodioritschotter stark verwitterte und zerfallene Quarzite zu beobachten. In allen jüngeren Bildungen sind die Quarzite gesund. Es sei hier bemerkt, daß bei der Unterscheidung und Sortierung der Schotterdecken nur mindestens 2,5 m tiefe Aufschlüsse in Betracht kommen, da infolge der Solifluktion die obere Schichte stark durchgemischt ist. Die Schotter in ihr sind sortiert und sie führt oft auch allochthonen Schutt. Im südlichen Vorlande der Hohen Tatra kann man insgesamt 6 Schotterakkumulationen unterscheiden: eine holozäne, eine würmische und vier ältere. Die fünfte ist sehr mächtig und läßt sich noch in drei Horizonte teilen. Diese lassen sich jedoch durch die Verwitterungsstufe im Gelände nicht unterscheiden. Außerdem kann man in der Hohen Tatra und in ihrem Vorlande fluviatile Sedimente unterscheiden, die sich in keine der erwähnten Decken eingliedern lassen. Es ist z. B. die bis 3 km breite Decke im NW von Lučivná, eingeklemmt zwischen den Schollen Kolombiarok und Bôrik, die der Bach Mlynica antezedent durchschneidet. Sie füllen einen Graben aus. Es sind verhältnismäßig kleine Schotter (Schotter und Schottersande) mit mäßigem Verwitterungsgrad. Eine mächtige Akkumulation von fluviatilen Schottern und Schottersanden vorwürmischer, wahrscheinlich interglazialer Herkunft befindet sich auch am Grunde des Trogos von Mengušovce, wo im Würm der Gletscher passierte. Ihre Mächtigkeit beträgt über 60 m. Die am Grunde des Trogos, im Tale Kôprová dolina angelegte Bohrung durchdrang das Liegende der vermeintlichen Moräne nicht einmal in einer Tiefe von 100 m. Die 3 km breite Schotterakkumulation nordwestlich von Lučivná läßt sich nicht anders erklären, als dadurch, daß man die Existenz von Bewegungen der Erdrinde längs der Brüche auch im jüngeren Quartär zuläßt. Diese Möglichkeit deutete schon Z d. R o t h (1935) an, als er den Vikartovský chrbát als sehr jungen Horst erklärte, der im Süden von Poprad durch zwei degradierte antezedente Täler durchbrochen ist. Über die degradierten Täler brachten die Bäche Vernársky potok und Bystrá die Schotter von den NE Hängen der Kráľova hoľa nach Poprad. Der beste Beweis für vielleicht bis heute noch andauernde Bewegungen ist die lange Reihe der Mineralwasserquellen und der Travertinkuppen am Nordhange des Horstes Vikartovský chrbát und die Schotter der Niederen Tatra in der südlichen Umgebung von Poprad die schon mittelpleistozänen Alters sind (wie z. B. die an der Basis der Lehmgrube der Ziegelei bei Poprad, aufgeschlossenen Schotter, die durch fossilen Sumpfboden und zwei lößähnlichen Lehmdecken bedeckt sind).

Übersetzt von V. D l a b a č o v á

*Lehrstuhl für physische Geographie
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Komenský-Universität, Bratislava*

Abb. 22. Hängekar des Tales Mlynická dolina. — Abb. 23. Hängekare im Talschluss kežmarská Biela voda mit infolge assymetrischer Nivation scharf abgebrochenem Troghange. In der Mitte Moränenwall des maximalen Würms. — Abb. 24. Block aus der Moräne der vorletzten Vergletscherung in der Region unter der Gerlachspitze. — Abb. 25. Glazifluviale Schotterdecke aus der vorletzten Vergletscherung. Die Schotter sind in der Oberflächenschichte mit Frostspalten bedeckt. — Abb. 26. Ausgebreitete Moränenablagerungen bei Pekná vyhliadka. — Abb. 27. Profil durch die glazifluvialen Ablagerungen der Felswand Malá Žltá stena. — Abb. 28. Fluvio-lacustrische Ablagerungen der Vorwürmzeit, über 60 m Mächtigkeit erreichend, im Trogtale Mengušovská dolina. Die kleinen Schotter sind deutlich abgerundet, ein großer, auf einer Eisscholle abgelagerter Block sank beim Schmelzen ins Seebecken. — Abb. 29. Štrbské Pleso (Štrba-See) — Schmelzort einer Toteisscholle, durch die rechte Seitenmoräne des Mlynica Gletschers verschüttet. Photo Lukniš.