

QUIDO ZÁRUBA, VOJEN LOŽEK

K OTÁZCE STÁŘÍ PODHORSKÝCH KUŽELŮ
NA ÚPATÍ MALÉ FATRY

(Obr. 1—3 v textě, německé resumé)

Při geologickém výzkumu území pro vodní dílo Krpelany—Sučany—Lipovec na Váhu jsme měli příležitost studovat význačné profily v mohutných naplavených podhorských kuželech na jižním úpatí Malé Fatry. Vedle recentních kuželů rozlišili jsme na severním okraji Turčanské kotliny tři generace naplavených kuželů, z nichž spodní spočívá na vážských štěrcích v dnešní úrovni Váhu a kužele dvou starších stadií spočívají na vyšších pleistocenních terasách. (Záruba, Mencl 1957.)

V této zprávě se hodláme zabývat stářím mohutných podhorských kuželů, které spočívají na říčních štěrcích v úrovni dnešní údolní nivy a omezují v téměř souvislém pruhu Turčanskou kotlinu na pravém břehu Váhu. Tyto kužele mají některé morfologické znaky, které svědčí pro jejich větší stáří; např. jsou částečně utáté boční erodí Váhu, jehož dnešní koryto je značně vzdáleno od jejich úpatí. Jsou rozčleněné hlubokými erodními brázdami dnešních potoků, které mají někdy ráz hlubokých strží. Erosní brázdy končí nejmladšími recentními kužely, jež jsou většinou ještě nezarostlé vegetací a v době horských přívalů se povrchová vrstva hrubého žulového štěrku obnovuje nebo se dostává do pohybu. Tyto recentní kužele jsou vloženy (emboité ve smyslu Horwitzově 1911) do starších kuželů a zasahují buď na dnešní údolní nivu, nebo až do řečiště Váhu.

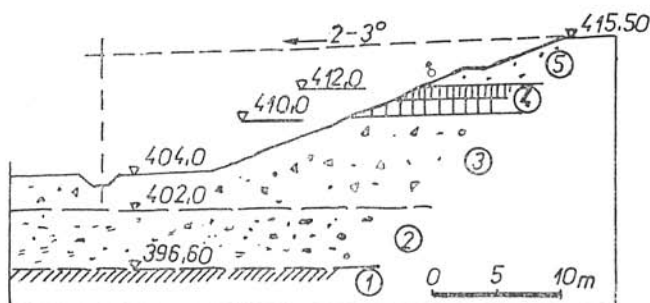
Při stavbě derivačního kanálu jsme měli možnost sledovat složení velkých podhorských kuželů Studeneckého potoka u Turan, Bieleho potoka u Sučan, dále potoka Klačanského a Lipoveckého. Náplavy kuželů mají mocnost 15—30 m a skládají se z hrubé žulové suti se subangulárním štěrskem a hlinitým žulovým pískem; místy se vyskytují i polohy velkých subangulárních žulových balvanů. Materiálem suti je převážně fatranská žula, poměrně málo zvětralá a ojediněle se vyskytují kusy triasových křemenců. Jsou to typické proluviální sedimenty, transportované přívalovými vodami jako suťové proudy (mury) bez patrného roztržení.

V řadě profilů, které byly sondovány pro trasu derivačního kanálu, našli jsme pod těmito kuželi říční vážské štěrky, které se nápadně liší od materiálu

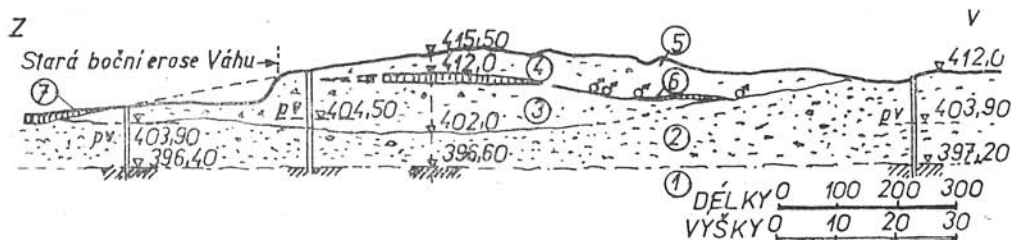
kuželů. Vážské šterky jsou velmi polymiktní, mají valouny dobře zakulacené a dosahují velikosti pěsti. Vedle fatranských žul se vyskytují hojně valouny guttensteinských vápenců, triasových dolomitů, křemenců, dále slinité rohovcové vápence, vápnité pískovce, melafyry a labradorické porfyry z povodí Černého Váhu.

Na povrchu vážských šterků byly zjištěny polohy *slatin*, vyplňující staré opuštěné meandry řeky Váhu. Mezi Turany a Sučany mají slatiny mocnost 2 až 4 m a jsou zakryty písčitými povodňovými hlinami. Na slatině zeminy se přišlo v sondách pod naplavenými kuželi, pod nimiž jsou slatiny s rostlinnými zbytky stlačeny na několik decimetrů. Ve vzorku slatiny ze sondy při západním okraji Klačan z hloubky 22,80 až 23,40 m (pod náplavy dejekčního kužele) určil dr. Z. D o h n a l zbytky *Calliergon cordifolium* a *Pylaisia polyantha*, což nasvědčuje tomu, že slatiny vznikaly ve studeném podnebí.

Doklad o pleistocenním stáří těchto mohutných podhorských kuželů jsme našli při hloubení zářezu pro derivační kanál v dejekčním kuželi Studeneckého potoka mezi Krpelany a Turany. V km 3,5 kanálu pod nově zřízenou šterkovou nádrží mají náplavy kužele mocnost ještě 14 m. Ve svahu výkopu a v blízké sondě byl zaměřen tento profil (obr. 43 a 44):



Obr. 1. Profil sedimenty dejekčního kužele na svahu derivačního kanálu v km 3,5. 1 — paleogenní břidlice; 2 — písčité šterky údolní vážské terasy; 3 — proluviální žulové šterky dejekčního kužele; 4 — poloha spraší a sprašových hlin; 5 — mladší proluviální žulové šterky.



Obr. 2. Přehledný profil dejekčním kuželem Studeneckého potoka podél derivačního kanálu, 10X převýšený. Vysvětlivky: 1—5 jako u obr. 1; 6 — slatině zeminy; 7 — písčité hliny, údolní nivy.

0 — 3,5 m subangulární hrubý žulový štěr s hlinitým pískem, proluviální sedimenty dejekčního kužele.

3,5— 3,7 m sprašová hlína, jemně písčitá, slídnatá, světle žlutohnědá nevápnitá.

3,7— 4,7 m žlutohnědá vápnitá spraš s faunou.

4,7— 5,5 m zelenavě šedá sprašovitá zemina, silně vápnitá s faunou.

5,5— 14,2 m hrubý žulový štěr hlinitopísčitý s velkými subangulárními valouny, proluviální sedimenty dejekčního kužele.

14,2— 18,9 m říční polymiktní štěrky vážské, dobře zakulacené.

Pod vážskými štěrky se ve vrtané sondě přišlo na *paleogenní břidlice*. Podzemní voda byla zjištěna ve vrtu v hloubce 14,20 m, ale při výkopu se objevily ve svahu rozptýlené prameny, zejména v úrovni písčitých hlín, které velmi ztěžovaly výkopové práce.

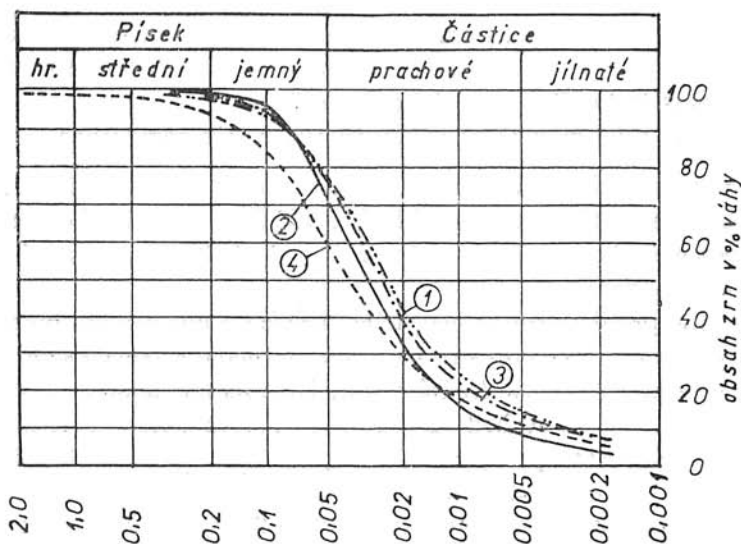
Na obr. 1. je profil napříč naplaveným kuzelem Studeneckého potoka, zaměřený při výkopu derivačního kanálu a doplněný podle vrtaných sond. Z profilu je patrné, že hrubé písčité štěrky řeky Váhu tvoří na dně údolí mohutnou vrstvu téměř 15 m mocnou. Na východ od kužele má povrch písčitých štěrků kótu 412 až 414 a tvoří zde terasový stupeň asi 6 m vysoký nad dnešní údolní nivou Váhu. V dalším období byla terasa částečně erodována, ve studovaném místě na kótu 402 až 403. Nato došlo za zhoršených klimatických podmínek k vytvoření mohutného dejekčního kužele (na obr. 1 označeného 3). V době ukládání hrubého žulového štěrku došlo k významné změně klimatu, kdy byla přerušena tato hrubá sedimentace a vznikla plocha spraší a sprašových hlín na kótě 410 až 412, na nejvyšší části kužele. V mírné depresi mezi kuzelem a terasou se vytvořily slatinné zeminy. V dalším období byly spraše zakryty novou vrstvou proluviálního žulového štěrku, který patří mladší fázi dejekčního kužele.

Z profilu je patrné, že skalní podklad tvořený paleogenními břidlicemi a pís-kovci je velmi mírně ukloněn směrem po vodě, z kóty 397,20 klesá na 396,40 na délku 1400 m. Podzemní voda byla zjištěna v sondách zhruba na kótě 404, což odpovídá dnešní normální hladině Váhu.

Popis sprašové polohy

Pro stratigrafické zařazení profilu je důležitá sprašová poloha, odkrytá v zářezu, který protíná kužel Studeneckého potoka zhruba v km 3,2 až 3,6 kanálu. Tato hlinitá poloha je téměř průběžná na délku asi 400 m, má mocnost 1,5 až 2 m a skládá se ze žlutohnědých písčitých hlín, které místy mají povahu typických vápnitých spraší s bohatou faunou. V km 3,5 kanálu má spodní poloha hlín šedo zelenou barvu a připomíná svým vzhledem *neogenní slinité silt*y. V tomto profilu jsme odebrali několik vzorků zemin a uvádíme jejich podrobnější rozbor. Všechny zkoumané vzorky mají podle křivek zrnitosti (obr. 3)

60 až 70 % zrn o velikosti 0,005–0,05, což nasvědčuje jejich eolickému původu. Nejvyšší obsah uhličitanu vápenatého mají zelenavě šedé basální polohy (9,55 až 9,65 %). Žlutohnědá spraš má obsah 6,25 % a povrchové vrstvy na hloubku 20–30 cm jsou odvápněné (0–0,15 % CaCO_3).



Obr. 3. Křivky zrnitosti zemín ze sprašové polohy. Vzorék 1 — žlutohnědá sprašová hlina; 2 — žlutohnědá vápenná spraš; 3 — zelenošedá sprašovitá zemina (převážně neogenní silt); 4 — sprašová hlina jemně písčitá.

Vzhledem k tomu, že jsme spodní zelenavě šedé zeminy pokládali za přemís-
těné neogenní slinité silt, požádali jsme dr. V. Schütznarovou o petro-
grafický a mikropaleontologický rozbor obou typů zemín (po dvou vzorcích).
Zbytky terciární mikrofauny nebyly nalezeny. Stručný petrografický popis obou
typů zemín uvádíme dále.

Všechny zkoumané vzorky mají ve frakci 0,02 až 1 mm zhruba stejné mine-
ralogické složení: křemen, živec, muskovit, ojedinělá zrnka amfibolu a akce-
sorie. Křemen se vyskytuje v čirých nebo šedavých zrnech isometrického tvaru,
většinou angulární. Větší zrna (nad 0,1 mm) jsou částečně opracovaná, oválného
až subangulárního tvaru; mají povrch matný, jemně ořukaný. Živcová zrnka se
vyskytují v menším počtu. Jsou většinou angulární až subangulární, bělavě žlutá,
navětralá. Vzácně se vyskytují zrnka s perleťovým leskem a zřetelnou štěpností.
Muskovit je velmi hojný, ve tvaru drobných nepravidelných šupinek, Zřídka se
vyskytuje amfibol.

Ve vzorcích 2 a 4 (žlutohnědá vápenná spraš) se odlišně vyskytuje biotit,
většinou v nepravidelných šupinkách idiomorfního tvaru, hnědočerný, nerozlo-

žený. Některá zrnka dosahují i větších rozměrů, až kolem 1 mm. V těchto vzorcích byly přítomny i částečně opracované drobné úlomky žuly. Dále jsme pozorovali, že křemen i živec bývají potaženy tenkou vrstvičkou železitých okru. Vyskytují se i drobné pevné limonitické konkrece, většinou kulovitého tvaru, velikosti kolem 1 mm.

Naproti tomu ve vzorcích 1 a 3 (zelenošedé vápnité zeminy) je výrazně zastoupen chlorit ve velkém množství. Většinou se vyskytuje v drobných šupinkách, některá zrnka jsou tlustě tabulkovitá. Je jemně zelenavé barvy, způsobuje patrně zelenavé zbarvení zeminy. Z organických zbytků byly v těchto vzorcích zjištěny četné drobné lesklé uhlíky.

Podle uvedených rozborů soudíme, že zelenavě šedé polohy sprašových zemín vznikly převátním neogenních slinitých siltů, které jsme odkryli na údolních svazích mezi Turany a Sučany. Nasvědčuje tomu barva těchto zemín, vysoký obsah uhličitánu vápenatého a pak také přítomnost drobných lesklých uhlíků. V neogenních sedimentech se často objevují slabé proplástky černého lesklého uhlí a zuhelnatělé zbytky dřev. Výchozy těchto neogenních sedimentů poměrně malého rozsahu byly postupně zakryty sprašovými pokryvy, takže pozdější vrstvy spraší (žlutohnědé) mají hlavně žulový materiál, vyvátý z přilehlých pleistocenních teras a dejekčních kuželů.

Fauna sprašové polohy

Vrstva sprašových zemín obsahující konchylie se rozpadá na dvě makroskopicky zřetelně odlišné polohy — svrchní žlutohnědou spraš a spodní zelenavě šedou sprašovitou zeminu. V seznamu fauny označujeme spodní polohu písmenem A, svrchní písmenem B.

Seznam zjištěných druhů:

	A	B
1. <i>Succinea oblonga</i> D r a p a r n a u d (velmi hojně)	×	×
2. <i>Columella edentula columella</i> (M a r t e n s) (roztr.)	×	×
3. <i>Pupilla loessica</i> L o ŝ e k (dosti hojně)	×	×
4. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. B r a u n) (roztr.)	×	×
5. <i>Trichria hispida</i> (L.) (3 zlomky)	×	—

Ze seznamu vyplývá, že fauna v obou vrstvách je totožná. Nedostatek poměrně slabě zastoupené *Trichia hispida* (L.) ve vrstvě B lze snadno vysvětlit tím, že v poměrně malém vzorku nebyl tento druh zachycen.

Popsaná thanatocenosa představuje typickou faunu mladopleistocenních spraší chladného rázu, kterou označujeme jako tzv. faunu columellovou podle vůdčího druhu *Columella e. columella* (M a r t.). V době života této fauny se v okolí rozkládala studená step až tundra a podnebí mělo subarktický ráz.

Nález má značný význam, protože dovoluje některé širší závěry. Columellová

fauna v Pováží a ve slovenském Podunají je velmi charakteristická pro mladší würm, protože nastupuje v průběhu usazování spraše W 2 a její rozvoj vrcholí během tvorby spraše W 3. Z toho lze soudit, že stáří popisované sprašové polohy není větší než W 2, spíše je o něco mladší (W 3).

Přestože obě vrstvy jeví makroskopicky značný rozdíl v barvě, je jejich fauna úplně stejná. Z toho je patrné, že obě vrstvy se usadily jako typická terrestrická spraš (nikoliv spraš usazovaná do bažin nebo mělkých vodních nádrží) a z hlediska biostratigrafického jde vlastně o jedinou polohu.

Nález pochází již z vnitrokarpatské oblasti, která se vyznačuje nedostatkem typických spraší a tedy i sprašových faun. Je dokladem, že spraše i sprašové fauny existovaly i v tomto území, že však byly druhotně rozrušeny a zachovaly se jen na některých vhodných místech jako právě v tomto případě.

Stratigrafický rozbor

Pro chronologické zařazení jednotlivých vrstev našeho profilu můžeme použít tato geologická kritéria: Souvrství podhorského kužele spočívá v nadloží vážské terasy, od níž je odděleno obdobím poměrného sedimentačního klidu, jak dokládají slatiny a slatinné zeminy, které se vyvinuly v mělkých sníženinách na povrchu terasových štěrků a později byly pohřbeny materiálem kužele. Spodní štěrková poloha kužele je nepochybně pleistocenního stáří, neboť leží v podloží vápnité spraše s význačnou faunou odpovídající mladšímu würmu (W 2–3). Akumulační úroveň vážské terasy leží průměrně asi 6 až 8 m nad současnou nivou Váhu, jejíž nejmladší sedimenty jsou od usazení zmíněné terasy odděleny zřetelným obdobím eroze. Popisovaná terasa je tedy starší než vlastní uloženiny údolní nivy a nemůže být totožná s poslední periodou glaciální štěrkové akumulace, která obvykle tvoří podloží nivních hlín. Tuto skutečnost plně potvrzuje i poloha terasy v podloží mohutného pleistocenního podhorského kužele.

Na základě uvedeného lze předpokládat, že vznik vážské terasy a usazení větší části podhorského kužele odpovídají dvěma chladným obdobím — stadiálům posledního glaciálu (würmu). Starší studené fáze lze téměř bezpečně vyloučit vzhledem k výškové poloze, morfologickému utváření studovaného údolního úseku i vzhledem k nálezům fauny.

Nejmladší v úvahu přicházející období pro vznik údolní vážské terasy je stadiál W 2; pak by stadiálu W 3 odpovídaly spodní proluviální štěrky a sprašová vložka podhorského kužele. Slatiny, které se místy vyskytují mezi kuzelem a terasou by pak spadaly do období slabého interstadiálu (W 2/3), čímž by souhlasil jejich chladný ráz (srovnej D o h n a l ů v rozbor).

Zbývá rozebrat otázku časového zařazení svrchních proluviálních štěrků podhorského kužele v nadloží sprašové vložky. Abychom mohli řešit tento problém, musíme si ujasnit, za jakých podmínek vznikla sprašová poloha. Usazení poměrně typické spraše (vysoký obsah CaCO_3 , fauna, zrnitost) v horském prostředí před-

pokládá studené silně aridní klima, kdy byla dočasně omezena tvorba podhorských kuželů. Jedině za těchto podmínek mohly vzniknout mocnější eolické sedimenty bez hrubší klastické příměsi. Významnou skutečností je, že v současné době neznáme větší pokryvy pravých vápnitých spraší ve vnitrokarpatských kotlinách (Turiec, Liptov, horní Nitra), kde spraše zastupují jen odvápněné sprašové hlíny. Že však se spraše tvořily i v těchto oblastech, potvrzují náhodně zachované zbytky sprašovitých sedimentů s příslušnou faunou na některých příhodných místech (např. v krasových kapsách na travertinech u Bešeňové). Jinak se většina spraší změnila na sprašové hlíny. Toto pozorování nás vede k závěru, že popisovaná sprašová poloha byla velmi brzy po svém usazení překryta svrchní polohou proluviálních štěků a byla tak uchráněna před vlivy povětrnosti a zachována (konservována) v původním stavu. Zachování vápnité spraše lze dále vyložit tím, že ležela ve vyvýšeném úseku reliéfu podhorského kužele, tedy v poměrně suché poloze.

Nadložní proluviální štěrky jsou také ještě pleistocenní, jak potvrzuje jejich porušení starou boční erosi Váhu (obr. 1). V případě, že navržené chronologické zařazení spraše do W 3 je správné, musí se stáří těchto proluviálních štěrků pohybovat v časovém rozmezí od sklonku W 3 do pozdního glaciálu, který se v horském prostředí ještě projevil mnohem význačněji než v teplejších nízkých oblastech, kde zanechal jen nepatrné stopy.

Pokládáme za účelné ještě se zmínit o vzájemném poměru dvojí odlišné glaciální sedimentace, t. j. hrubých subangulárních štěrků podhorských kuželů a jemného materiálu eolického. Oba typy uloženin mohou spadat do jedné studené periody (stadiálu), odpovídají však zřejmě různým jejím úsekům. Vznik hrubých proluviálních štěrků předpokládá velmi intenzivní mechanické větrání a tvorbu hrubých sutí v pramenné oblasti potoků. Uvolněné suti byly splachovány nárazovými přívaly, kdy potoky měly velkou unášecí sílu a mohly se tvořit i suťové proudy (mury). Za těchto podmínek se nemohla usazovat a hlavně udržet souvislá sprašová pokrývka, i když nelze vyloučit eolickou sedimentaci menšího rozsahu. O podmínkách vzniku spraše jsme se již zmínili. Chtěli bychom jen zdůraznit značný pokles vlhkosti, který umožnil udržení sprašových navátin a zároveň omezil vznik hrubých proluviálních štěrků a jejich vodní transport. Stadiál můžeme pak rozdělit na dvě klimaticky odlišné fáze, z nichž první je vyznačena studeným, ale vlhkým klimatem, kdežto druhá má klima sice také studené, ale vysloveně suché, aridní. Odpovídá to pojetí italských autorů (Trevisan, 1950, Venzo, 1953 aj.), kteří každé studené období dělí na vzestupný *anaglaciál* a sestupný *kataglaciál*. Jejich rozhraní pak odpovídá vrcholícímu studenému nárazu (Hochglazial německých autorů).

Zmíněné stratigrafické zařazení jednotlivých členů profilu je sice velmi pravděpodobné, neopírá se však přesto o dostatek pevných kritérií, takže je třeba ještě upozornit na další možnost stratigrafické interpretace našeho profilu.

Svrchní polohu proluviálních štěrků podhorského kužele bylo by možno považovat za anaglaciální fázi W 3, spraš a spodní štěrk kužele za stadiál W 2 a podložní terasu za stadiál W 1. Toto řešení není však podle našeho názoru pravděpodobné zejména proto, neboť kdyby sprašová poloha vznikla ve stadiálu W 2, byl by na ní zanechal další stadiál W 3 stopy krypturpace nebo soliflukce. Avšak žádné podobné porušení nebylo ani na povrchu sprašové vrstvy pozorováno.

Závěr

1. Na úpatí Malé Fatry na pravém břehu Váhu jsme zjistili čtyři generace podhorských naplavených kuželů, které zčásti spočívají na pleistocenních vážských terasách. Čtvrtá, nejmladší a plošným rozsahem daleko nejmenší generace kuželů se tvoří dodnes.

2. Jak ukázaly odkryvy na stěnách výkopů a vrty, spočívá třetí generace pleistocenních kuželů na údolní terase Váhu, do níž je zaříznuta současná niva. Na rozhraní terasy a kužele jsou vložky slatin, které ukazují, že obě uvedené jednotky patří různým chladným výkyvům.

3. Proluviální štěrkové těleso podhorského kužele je rozděleno na svrchní a spodní polohu vložkou typické spraše, obsahující studenou malakofaunu s vůdčím druhem *Columella edentula columella* (M a r t.), význačnou pro mladší würm (W 2—W 3).

4. Chronologicky odpovídá údolní terasa v podloží kužele nejspíše stadiálu W 2, spodní proluviální štěrky a spraš v kuželi stadiálu W 3; svrchní proluviální štěrky vznikly patrně v pozdním glaciálu.

Fakulta inženýrského stavitelství,
Katedra geologie, zakládání staveb
Fakulta inženýrského stavitelství
a mechaniky zemin,
České vysoké učení technické,
Praha

LITERATURA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

Andrusov D., 1932: O čtvrtohorných terasách Oravy a stredného toku Váhu a niekoľko poznámok o geomorfologii Západných Karpát slovenských. Věstník Stát. geol. ústavu ČSR VIII, Praha. — Horwitz L., 1911: Contribution à L'Etude des Cones de Déjections, Lausanne. — Ložek V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpravy ÚUG XVII, Praha. — Pašek J., 1957: Inž. geol. průzkum území na pravém břehu Váhu severně od Vrútek. Rozpravy ČSAV. — Trevisan L., 1950: Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. Compte rendu du XVI. Congrès Inter. de Géographie, Lisbonne 1949, Lisbonne. — Venzo S., 1955: Stadi della glazione del „Donau“ sotto al Günz nella serie lacustre di Leffe (Bergamo-Lombardia). Geologica Bavarica 19, München. — Záruba Q., 1954: Sesuvy v neogenních uloženinách na severním okraji turčanské kotliny. Věstník ÚUG XXIX, Praha. — Záruba Q., Menci V., 1956: Inženýrsko-geologické otázky při zakládání hydrocentrály u Sučan na Váhu. Inženýrské stavby, Praha.

ZUR ALTERSFRAGE DER SCHWEMMKEGEL
AM FUSS DER KLEINEN FATRA

(Abb. 1—3 im Texte)

Im Verlaufe der geologischen Untersuchungen im Gebiet der Talsperre Krpeľany—Sučany im Waagtal hatten wir Gelegenheit, charakteristische Profile der Schwemmkegel am Südfuß der Kleinen Fatra zu studieren. Neben rezenten Kegeln unterschieden wir am Nordrand des Turiec-Beckens drei Generationen von Schwemmkegeln. Die unterste ruht auf dem Waagschotter im heutigen Flußniveau, die Kegel der beiden älteren Phasen erheben sich auf pleistozänen Terrassen. In dem vorliegenden Bericht befassen sich die Autoren mit dem Alter der mächtigen Schwemmkegel, die auf dem Flußschotter im Niveau der heutigen Talaue abgelagert wurden.

Das Material dieser Schwemmkegel besteht aus groben Granitschutt mit subangularem Schotter und anlehmgem Granitgrus in Mächtigkeiten von 15 bis 30 m. Lokal kommen auch Lagen großer Granitblöcke vor. Vorherrschend ist der verhältnismäßig wenig verwitterte Fatra-Granit mit vereinzelt auftretenden triassischen Quarzitstücken. Es handelt sich hier um typische proluviale Sedimente, die vom Hochwasser als Muren transportiert wurden.

In den für die Trasse des Derivationskanals herabgebrachten Sonden fanden wir unter diesen Kegeln Flußschotter der Waag, die sich vom Material der Kegeln auffallend unterscheiden. Der Waagschotter ist sehr polymikt, seine gut abgerundeten Gerölle erreichen Faustgröße. Neben dem Fatra-Granit erscheinen zahlreiche Gerölle von dunklen triassischen Kalksteinen, Dolomiten, Quarziten, ferner von mergeligen Hornsteinkalken, Kalksandsteinen, Melaphyren und Labradorporphyren aus dem Einzugsgebiet der Schwarzen Waag. An der Oberfläche des Waagschotters wurden Moorlagen angetroffen, die den alten, verlassenen Flußmäander der Waag ausfüllten.

Für die stratigraphische Zuweisung des Profils wichtig ist der Aufschluß einer Lössschicht im Einschnitt, der den Kegel des Studenecký-Baches durchschneidet. Diese 1,5 bis 2 m mächtige und auf eine Entfernung von ungefähr 400 m zusammenhängend verlaufende Lage besteht aus gelbbraunem Sande, der stellenweise den Charakter eines typischen, stark Konchylienführenden Kalklösses zeigt. Die untere Lage dieses Lehms von graugrüner Farbe erinnert äußerlich an neogene mergelige Schluffe.

Auf Grund der durchgeführten Analyse nehmen wir an, daß die grünlichgrauen Lagen im Lößmaterial auf den äolischen Transport neogener mergeliger Schluffe zurückzuführen sind, die auf den Talhängen zwischen Turany und Sučany entblößt waren. Darauf würde auch die Farbe des Lösses, sein hoher Kalziumkarbonatgehalt und auch die Anwesenheit kleiner glänzender Kohlenkörner verweisen. In den neogenen Sedimenten erscheinen oft schwache Zwischenmittel schwarzer glänzender Kohlen und verkohlte Holzreste. Da die natürlichen Aufschlüsse dieser neogenen Sedimente verhältnismäßig wenig umfangreich waren, wurden sie allmählich von den Lößdecken überlagert. Daher bestehen die späteren (gelbbraunen) Lößdecken hauptsächlich aus dem von den pleistozänen Terrassen und Dejektionskegeln der Umgebung abgehobenen Granitmaterial.

Das Faunenverzeichnis beider Schichten zeigt eine identische Zusammensetzung. Die beschriebene Thanatozönose stellt die typische kälteliebende Fauna des jungpleistozänen Lösses vor, die wir nach der Leitart *Columella e. columella* als *Columella*-Fauna bezeichnen. Zur Zeit dieser Fauna breitete sich in der Umgebung eine Kaltsteppe bis Tundra aus; das Klima war subarktisch. Der Fund ist von ziemlicher Bedeutung, da er einige weitreichende Schlüsse ermöglicht. Die *Columella*-Fauna im Waagtal und im slowakischen Donaugebiet ist sehr charakteristisch für das Jungwürm, das im Verlauf der Ablagerung des W 2 — Lösses beginnt und während der W 3 — Lößbildung seinen Höhepunkt erreicht. Daraus ist zu schließen, daß das Alter der beschriebenen Lößlage nicht höher als mit W 2 zu bestimmen ist und eher etwas jünger (W 3) sein dürfte. Es kann dann weiter

angenommen werden, daß die Bildung der Talterrasse der Waag und der größere Teil des Schwemmkegels zwei Kaltzeiten — den Stadialen des letzten Glazials (Würm) entsprechen. Das älteste Würmstadial kann mit Rücksicht auf die Höhenlage, morphologische Gestaltung des studierten Talabschnittes, auf den faunistischen Gehalt fast mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Die jüngste in Betracht kommende Periode für die Entstehung der Talaue der Waag ist das Stadial W 2. Dem Stadial W 3 würden dann die unteren proluvialen Schotter und die Lößeinlagerung des Schwemmkegels entsprechen. Die lokal zwischen dem Kegel und der Terrasse vorkommende Flachmoore wären in das schwache Interstadial (W 2/3) zu stellen, womit auch ihr kalter Charakter übereinstimmen würde.

Es verbleibt noch die Frage nach der zeitlichen Einreihung der oberen proluvialen Schotter des Kegels im Hangenden der Lößlage. Um dieses Problem zu lösen, müssen wir uns zunächst über die Bedingungen klar werden, unter denen dieser Löß entstehen konnte. Die Sedimentation eines verhältnismäßig typischen Lösses (hoher CaCO_3 -Gehalt, Körnung, faunistischer Charakter) setzt im Gebirgsmilieu ein kaltes arides Klima mit zeitweiliger Unterbrechung der Schwemmkegelbildung voraus. Lediglich dann konnten mächtigere äolische Sedimente ohne größere klastische Beimengung zum Absatz kommen. Die erwähnte Lößlage wurde sehr bald nach ihrer Sedimentation von der oberen Lage der proluvialen Schotter überdeckt, auf diese Weise vor den Einflüssen der Witterung geschützt und im ursprünglichen Zustand konserviert.

Die hangenden proluvialen Schotter erachten wir gleichfalls noch als pleistozän, wie auch ihre Störung durch eine alte laterale Erosion der Waag (Abb. 2) bestätigt. Sollte also die chronologische Zuweisung des Lösses in das W 3 richtig sein, so muß sich das Alter dieser jüngsten proluvialen Schotter zwischen dem Ende des W 3 und dem Spätglazial bewegen.

Wir erachten es noch für zweckmäßig, das gegenseitige Verhältnis der beiden unterschiedlichen Sedimente zu erwähnen, also des groben subangularen Schotters der Schwemmkegel und des äolischen Feinmaterials. Beide Sedimenttypen können derselben Kaltzeit angehören, entsprechen aber sichtlich verschiedenen Abschnitten dieses Stadials. Die Entstehung der groben proluvialen Schotter setzt eine intensive mechanische Verwitterung voraus. Der losgelöste Schutt wurde von Bächen mit großer fortbewegender Kraft abwärts gewälzt und schließlich zur Bildung der Muren verwendet. Unter solchen Bedingungen konnte sich eine zusammenhängende Lößdecke nicht bilden und — was wichtig ist — auch nicht erhalten, auch wenn eine äolische Sedimentation geringeren Umfangs nicht auszuschließen ist. Über die Bedingungen der Lößbildung wurde bereits gesprochen. Betont sei nur die starke Feuchtigkeitsabnahme, die eine Erhaltung der Lößanwehungen ermöglichte und gleichzeitig die Entstehung grober proluvialer Schotter sowie ihren Transport durch das Wasser verhinderte. Das Stadial können wir in zwei klimatisch verschiedene Phasen einteilen, von denen die erste sich durch ein kaltes, aber feuchtes Klima, die zweite zwar durch ein gleichfalls kaltes, aber ausgesprochen trockenes, arides Klima auszeichnet. Dies entspricht auch der Auffassung italienischer Autoren (Trevisan 1950, Venzo 1953 u. a.), die in jeder Kaltzeit ein ansteigendes Anaglazial und ein ansteigendes Kataglazial unterscheiden. Ihre Grenze entspricht dann dem gipfelnden Eisvorstoß, dem Hochglazial der deutschen Autoren.

Übersetzt von V. Dlabáčová

Erläuterungen zu den Abbildungen im Text

Abb. 1. Profil durch die Sedimente des Dejektionskegel am Hange des Derivationskanals im km 3,5. 1 — poläogene Schiefer; 2 — sandige Schotter der Talterrasse der Waag; 3 — proluviale Granit-schotter des Dejektionskegels; 4 — Lage von Löß und Lößlehm; 5 — jüngere proluviale Granit-schotter. — Abb. 2. Übersichtliches Profil durch den Dejektionskegel des Baches Studený potok längs des Derivationskanals, 10× überhöht. Erläuterungen: 1—5 wie bei Abb. 1, 6 — Moorerden. — Abb. 3. Körnigkeitskurven der Erden aus der Lößlage. Probe 1 — gelbbrauner Lößlehm; 2 — gelbbrauner Kalklöß; 3 — grüngraue Lößerde (überwehte neogene Silte); 4 — Lößlehm, fein sandig.