

VLIV PERIGLACIÁLNÍ MODELACE NA VÝVOJ POVRCHOVÝCH TVARŮ
VÝCHODNÍ ČÁSTI NÍZKÉHO JESENÍKU

Věnováno prof. dr. Fr. Vitáskovi k 70. narozeninám

I. ÚVOD

Při geomorfologickém výzkumu území severozápadně od Fulneku a Bílovce jsem věnoval rovněž pozornost otázce pleistocenních periglaciálních struktur a vlivu periglaciálních denudačních pochodů na vývoj povrchových tvarů tohoto území.

Reliéf studovaného území vznikl z převážné části na horninách spodního karbonu (kulmu) a je v základních rysech tvořen mírně zvlněnými plošinami na rozvodích a různou měrou zahluobenými údolními vodních toků. Plošiny, které zarovnávají intenzivně zvrásněné kulmské droby a břidlice, vyskytují se v rozdílné nadmořské výšce a představují zbytky paroviny, tektonickými silami vyzdvižené a rozlámané (5, 7). Při vývoji a další modelaci paroviny převládaly pochody humidního geomorfologického cyklu, které jí vtiskly příznačné tvary fluviaštilní paroviny. Vedle nich se však uplatnily i pochody jiných cyklů, a proto parovinu musíme považovat za polygenetickou.

Údolí vodních toků mají v podstatě dvojí tvar příčného profilu. Jsou to jednak široce rozevřená údolí s mírnými údolními svahy, jednak mladší, hluboce zařezaná údolí s příkrými údolními svahy. Z geomorfologických a geologických výzkumů je zřejmé, že oba typy údolí vznikly již před pleistocénem.

V chladných obdobích pleistocénu nacházelo se studované území v periglaciální klimamorfogenetické oblasti. Pochody vlastní této oblasti měly vliv na další modelaci tvarů periglaciálního reliéfu a byly jimi zpětně ve velké míře ovlivněny. Jiné pochody probíhaly na téměř rovných parovinných plošinách, jiné při okrajích plošin a na svazích a jiné na dnech údolí vodních toků.

II. PŮSOBNÍ PERIGLACIÁLNÍCH PROCESŮ NA PAROVINNÝCH PLOŠINÁCH

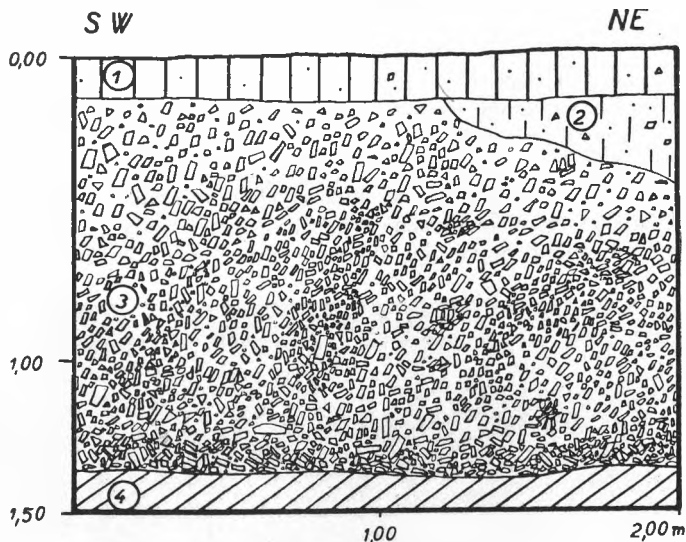
V četných kopaných sondách provedených na parovinných plošinách bylo zjištěno, že se pod půdní pokrývkou nachází většinou nejprve jílovitá až jemně písčité eluviální hlína s ojedinělými ostrohrannými, převážně drobnými úlomky kulmských hornin (průměrně kolem 0,5 cm). V podloží eluviální hlíny se vyskytují ostrohranné úlomky drob a břidlic různé velikosti (max. kolem 25 cm v delší ose) s nepatrně navětralým povrchem, promísené hlínou. Tyto úlomky jsou chaoticky uspořádané. Směrem do hloubky se zvětšuje jejich velikost a množství. Hranice mezi nimi a nadložní eluviální hlínou bývá vždy více nebo méně zvlněná. Místy eluviální hlína chybí a přímo pod půdní pokrývkou vystupují zmíněné úlomky kulmských hornin, které směrem do hloubky přecházejí pozvolna ve vztralinu se zachovanou texturou matečné horniny a dále v málo navětralé skalní podloží.

Jako typický příklad výše popsaného profilu lze uvést geologický profil, zjištěný kopanou sondou, situovanou v nadmořské výšce 436,5 m na parovinné plošině u jižního okraje obce Karlovice severně od Bílovce (profil 1).

Mocnost eluviálních hlin bývá na parovinných plošinách různá. Celkově lze říci, že jejich největší mocnost kolísá kolem 1,0 m (11). Rovněž hloubka, v níž začínají zvětraliny se zachovanou texturou matečné horniny, není na plošinách stejná a činí maximálně kolem 1,50 m.

Povaha eluviálních hlin a vrstvy s úlomky kulmských hornin (např. zvlněný průběh jejich hranice, ostrohrannost úlomků, jejich nepatrně navětralý povrch a výrazně nepravidelné uspořádání) svědčí o střídavém promrzání a tání, které probíhalo v činné vrstvě trvale zmrzlé půdy v podmínkách periglaciálního podnebí.

V některých sondách se pod eluviální hlínou vyskytuje vrstva světle žlutohnědého až rezavě hnědého písku s ojedinělými úlomky kulmských drob. Jako příklad uvádím



Profil 1. Zvětraliny na parovinné plošině u jižního okraje obce Karlovice. 1 — šedohnědá jemně písčité hlína — ornice, 2 — světle šedohnědá jemně písčité hlína s ojedinělými drobnými úlomky kulmské drob, 3 — ostrohranné úlomky drob vel. v průměru 5 cm, promísené hnědošedou písčitou hlínou, 4 — zvětralina drob se zachovanou texturou matečné horniny.

kopanou sondu situovanou na parovinné plošině v nadmořské výšce 528 m severovýchodně od kóty 524,5 m u obce Jančí, ve které byl zjištěn následující profil:

- 0,00—0,15 m hnědošedá slabě humosní jemně písčité hlína,
- 0,15—0,70 m rezavě žlutohnědá, šedě mramorovaná jemně písčité hlína,
- 0,70—1,00 m rezavě hnědý písek s ojedinělými úlomky drob,
- 1,00—1,50 m silně navětralé skalní podloží tvořené úlomky drob, různě prostorově orientovanými a promísenými hlinitým pískem,
- 1,50—2,00 m navětralé skalní podloží — kulmské drob.

Kromě výše popsaných zvětralin nacházíme místy na parovinné východní části Nízkeho Jeseníku též zvětraliny vzniklé před pleistocénem.

Uspořádání úlomků v periglaciální zvětralinové pokrývce na téměř rovných parovinných plošinách je odlišné od uspořádání úlomků na mírně skloněných údolních svazích, na plošinách ukloněných, více zvlněných a také při okrajích plošin. Na plošinách nebyl v sondách pozorován žádný převládající směr v orientaci delších os úlomků.

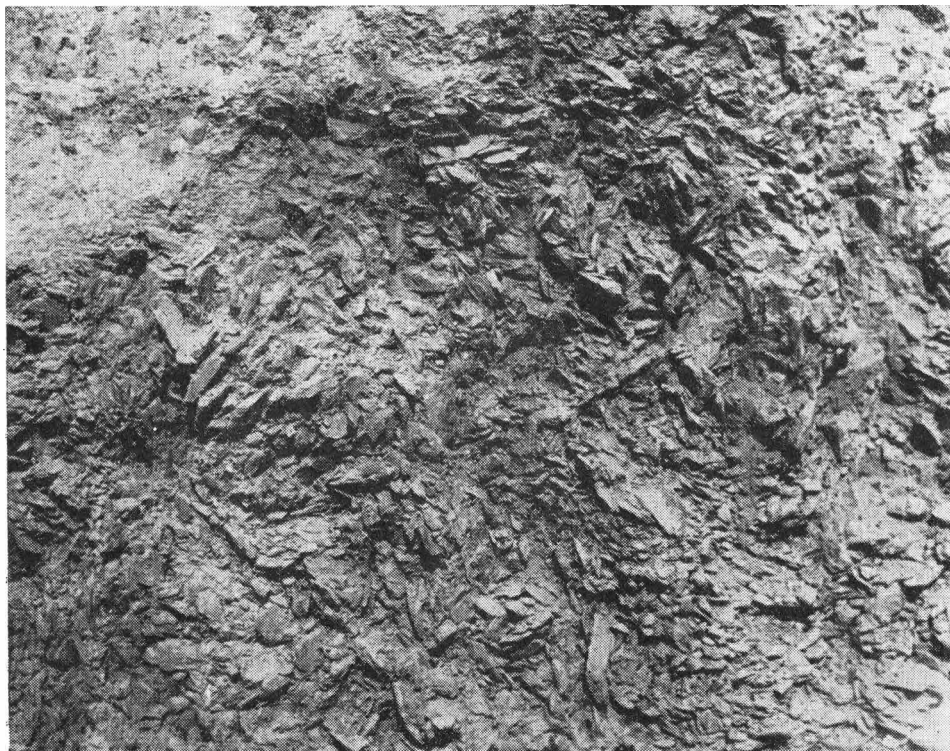
Již tato skutečnost nasvědčuje tomu, že zde silně převládaly pohyby vertikální nad pohyby horizontálními.

Významným geomorfologickým činitelem na všech parovinných plošinách byl v periglaciálních podmínkách vítr. Přímé stopy deflace nebylo možno dosud zjistit, avšak o intenzivním působení větru můžeme bezpečně usuzovat především z rozsáhlých výskytů sprašových hlín v oblasti Moravské brány a Opavské nížiny.

Můžeme tedy říci, že nejdůležitějšími pochody, které probíhaly na parovinných plošinách v podmínkách periglaciální klima-morfofenetické oblasti, byly mrazové větrání, rozsáhlá involuce, intenzivní působení větru a v určitých případech (jak bude dále uvedeno) také kongeliflukce a plošný splash.

III. PŮSOBENÍ PERIGLACIÁLNÍCH PROCESŮ NA SVAZÍCH

Na mírně skloněných svazích široce rozevřených údolí je textura sedimentů odlišná od textury zvětralín na téměř rovných parovinných plošinách. V celé řadě umělých a přirozených odkryvů jsme měli možnost pozorovat, že pod půdní pokrývkou se na těchto svazích vyskytuje poloha svahových hlín s ojedinělými drobnými úlomky kulmských hornin a v jejím podloží úlomky kulmských hornin promísené hlinou. Hranice mezi těmito dvěma vrstvami je výrazně zvlněná ve formě malých vrás, jejichž vrcholy jsou vyvlečeny ve směru největšího sklonu svahu (profil 2). Úlomky hornin mají



Obr. 1. Mrazem zvířené úlomky kulmských břidlic ve výkopu v obci Bítov. Foto T. C z u d e k.

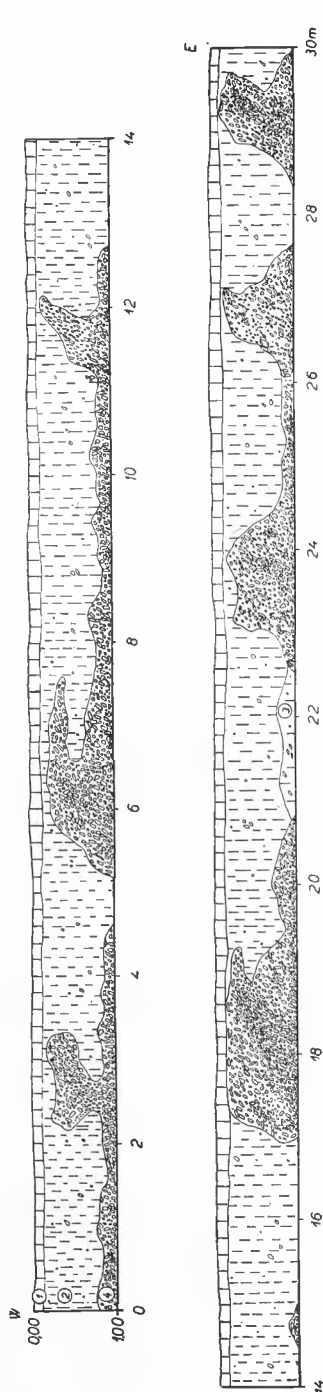
různou velikost (převážně od 0,5—20 cm v delší ose). Již při nepatrném sklonu kolem 2° můžeme však pozorovat, že část úlomků je uspořádaná delší osou ve směru sklonu svahu. Čím větší je sklon, tím větší množství úlomků má převládající orientaci delší osy ve směru největšího sklonu svahu.

Další rozdíl spočívá v tom, že úlomky kulmských hornin jsou na parovinných plošinách ostrohranné, kdežto na mírně skloněných svazích částečně na hranách opracované. Z výsledků pozorování vyplývá, že již krátký transport směrem po svahu se projevil v mírném zaoblení hran úlomků. Uvedené znaky svědčí o periglaciálních denudačních pochodech probíhajících na svazích (10). Největší úlohu při přemísťování zvětralín měla kongeliflukce, která s přibývajícím sklonem svahu postupně stále více převládala nad involucí.

Mocnost kongeliflukčních sedimentů na svazích široce rozvěřených údolí je zpravidla nejmenší v místech, kde svahy přecházejí do okolních parovinných plošin a největší při úpatí svahů. Největší denudace musela tedy být v horní, konvexní části svahů, ve středním, přímočarém úseku převládala transport a v dolní části svahů akumulace kongeliflukčního materiálu. Mocnost kongeliflukčních sedimentů při úpatí svahů široce rozvěřených údolí bývá různá a závisí na několika čítech. Především je silně ovlivněna expozicí svahů vůči světovým stranám. Svahy různě exponované vůči světovým stranám byly tedy v periglaciálním podnebí modelovány rozdílně.

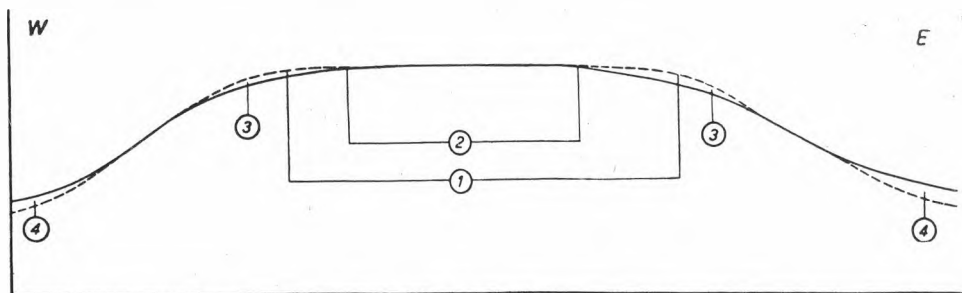
V souvislosti s výše uvedenými skutečnostmi je třeba řešit tři závažné otázky, a to: hranice mezi svahy široce rozvěřených údolí a parovinnými plošinami, hranice mezi svahy hluboce zařezaných údolí a okolním reliéfem, genese sklonové asymetrie svahů údolí vodních toků.

Svahy široce rozvěřených údolí přecházejí velmi často plynule do okolních parovinných plošin (profil 3). Tato skutečnost způsobuje velkou potíž při stanovení hranice mezi oběma tvary a lze ji stručně vysvětlit následovně: během dlouhého období svého



Profil 2. Výtup pro vodovod na mírně skloněném svahu v obci Pustá Polom. 1 — hnědošedá, slabě humosní hlína — ornice, 2 — šedo-hnědá jemně písčité hlína s ojedinělými drobnými úlomky kulmských hornin, 3 — řezavě žlutohnědá hlína, šedě mramorovaná, 4 — slabě opracované úlomky kulmských hornin (převážně jílovitých břidlic), vel. v prům. 3—5 cm, promísené šedohnědou písčitou hlínou.

vzniku dosáhla zmíněná údolí pokročilého stadia geomorfologického vývoje, a proto musel vzniknout poměrně plynulý přechod údolních svahů do okolních plošin již před pleistocénem. V periglaciálním podnebí byl tento přechod dále zmírňován kongeliflukcí a plošným splachem. Obrisy parovinných plošin byly v té době pozměněny tak, že došlo k zmenšení jejich plošné rozlohy. Okraje parovinných plošin, i když morfograficky je můžeme přiřčenit ještě k parovině, geneticky představují periglaciálními pochody mírně sníženou část těchto plošin. Můžeme předpokládat, že velikost tohoto snížení nebyla všude stejná a pohybovala se řádově v metrech. Morfogenetická hranice mezi plošinami a mírně skloněnými svahy údolí je v terénu často málo výrazná a nachází se v místech, kde v periglaciálním podnebí začaly pod vlivem střídavého promrzání a tání převládat pohyby horizontální nad vertikálními (kongeliflukce a plošný splach nad involucí). Těmito pochody byly rovněž sníženy úzké meziúdolní hřbety, plošiny ukloněné a plošiny více zvlněné.



Profil 3. Schematické znázornění přemodelování okrajů parovinných plošin pochody periglaciálního geomorfologického cyklu. (Originál). 1 — plošná rozloha parovinné plošiny před pleistocénem, 2 — plošná rozloha parovinné plošiny v současné době, 3 — periglaciálními pochody snížené okraje parovinné plošiny a horního úseku svahů, 4 — nahromadění periglaciálních sedimentů v dolní části svahů.

Hluboce zařezaná údolí s příkrými údolními svahy mají na středních a dolních tocích zpravidla výraznou hranu, která odděluje jejich příkré svahy od mírnějších svahů široce rozvěvených údolí. Výrazný lom spádu mezi dvěma typy údolí byl vytvořen již před pleistocénem a v periglaciálních podmínkách nebyl značně přemodelován. Důvod zachování hrany lze spatřovat především v krátkém období působení periglaciálních denudačních pochodů, které kromě toho zde probíhaly pomaleji, poněvadž působily přímo na skalní podloží, pokryté jen slabou vrstvou zvětralín. Jen v parmenických úsecích hluboce zařezaných údolí jsou místy tyto hrany více přemodelovány. Přemodelování je vždy větší u svahů exponovaných zhruba k východu než u svahů obrácených k západním směrům.

Příkré skloněné svahy jsou pokryty jen slabou vrstvou hrubozrnných deluvií a místy na nich vystupuje přímo skalní podloží. Sutě jsou zde vyvinuty místně, a to většinou při úpatí vyšších údolních svahů, kde tvoří někde výrazné suťové haldy. Tyto haldy nacházíme na středních i na dolních tocích větších vodních toků ve východní části Nizkého Jeseníku (např. Odry, Kamenného potoka, Bilovky, Seziny). Jejich mocnost pro nedostatek odkryvů a sond nelze určit. Podle existujících odkryvů a morfologie lze však usuzovat, že může být místy větší než 10 m.

Ve studovaném území se setkáváme se sklonovou asymetrií údolních svahů především v pramenných úsecích potoků. Údolí mají zde převážné směry měnící se

v oblouku od severozápadu přes sever k severovýchodu a příkřejší údolní svahy jsou obráceny k západním směrům. Na svazích exponovaných zhruba k východu nacházíme větší mocnost svahových sedimentů, kdežto na protilehlých údolních svazích je mocnost těchto sedimentů podstatně menší. Jak již bylo výše uvedeno, ukazuje povaha svahových sedimentů na to, že vznikly v periglaciálním podnebí a jejich rozdílná mocnost svědčí o rozdílné intenzitě denudace probíhající na obou údolních svazích. Můžeme proto sklonovou asymetrii příčného profilu údolí považovat za asymetrii vzniklou v periglaciální klima-morfogenetické oblasti.

Pokud jde o příčiny, které vyvolaly vznik sklonové asymetrie v periglaciálním podnebí, není mezi badateli jednoty v názorech (1, 12, 8, 13). Řešení tohoto problému si ještě vyžádá dalších studií. Na základě současného stavu výzkumu podloženého sondáží vyplývá, že hlavní příčinou vzniku sklonové asymetrie byla ve východní části Nízkého Jeseníku různá intenzita denudačních pochodů na protilehlých údolních svazích, podmíněná jejich rozdílným slunečním ozářením. Lze předpokládat, že při vzniku této asymetrie se podílela též sněhová pokrývka a boční eroze vodních toků.

Kromě periglaciálních sedimentů nacházíme na svazích ve východní části Nízkého Jeseníku rovněž drobné tvary periglaciální modelace. K nim patří především svahové úpady, mrazové sruby a izolované skály.

Svahové úpady se ve studovaném území vyskytují velmi často. Úpady mělce rýhují svahy údolí, okrajové svahy Nízkého Jeseníku, svahy Oderské a Fulnecko-vlkovické kotliny. Převážná většina těchto úpadů probíhá ve směru největšího sklonu svahu a jejich dno je často rozřezáno strží. Charakteristickým znakem svahových úpadů je jejich úvalovitý tvar, velký spád a přímočarý průběh. Zmíněné tvary vznikly periglaciálními denudačními pochody — kongeliflukcí a činností tekoucích vod (4). Nejlepší podmínky pro vznik úpadů byly v místech největšího rozpuštění hornin (6) a tam, kde již před pleistocénem byly na svazích mělké úvaly.

Mrazové sruby a izolované skály jsou vyvinuty na příkrých svazích hluboce zařezaných údolí a dosahují např. v povodí Kamenného potoka výšky až kolem 12 m. Pod nimi se zpravidla vyskytují sutě tvořené ostrohrannými balvany drobné velikosti, které dosahují velikosti v průměru $0,50 \times 0,30 \times 0,20$ m a někde až $0,90 \times 0,50 \times 0,35$ m.

IV. PŮSOBENÍ PERIGLACIÁLNÍCH PROCESŮ NA DNECH ÚDOLÍ VODNÍCH TOKŮ

Materiál denudovaný se svahů se hromadil při jejich úpatí a v údolních dnech potoků. V údolí vodních toků se setkáváme v podstatě s dvěma různými typy akumulace: se sedimenty nepřemístěnými nebo jen z části přemístěnými tekoucí vodou a se sedimenty fluviatilními.

K první skupině patří jednak sedimenty v pramenných úsecích údolí, jednak převážně hrubé sutě na středních a dolních tocích krátkých údolí hluboce zařezaných.

Materiál, který tvoří výplň pramenných, široce rozvětvěných úseků údolí, není v celé mocnosti stejnorodý. Střídají se v něm vrstvy různé zrnitosti (od jemně písčité hlíny přes písek až po úlomky kulmských hornin velikosti v průměru kolem 10 a místy i více cm v delší ose). Mocnost těchto sedimentů, jak lze usuzovat podle údajů získaných při sondování a podle geomorfologických poměrů, kolísá od místa k místu. Tato mocnost závisí pravděpodobně předně na délce svahů a velikosti vodního toku. Čím delší jsou svahy a vodní tok menší, tím lze očekávat větší mocnost periglaciální akumulace. V některých případech může tato mocnost dosahovat až více než 8 m. V okolí vrtu č. 1 ve Větrkovcích situovaném 650 m severo-severozápadně od kostela činí jejich mocnost 5 m.

Sedimenty v údolích a také při úpatí svahů jednak zmírňují příčný profil údolí, jednak svědčí o tom, že vodní toky nebyly schopny odnášet všechny materiál, který vznikl denudací v okrajových částech parovinných plošin, úzkých rozvodních hřbetech a na svazích.

Nejen v pramenných úsecích údolí, ale i v hluboce zařezaných údolích s příkrými údolními svahy, nacházíme periglaciální sedimenty, které místy vyplňují dna údolí krátkých potoků na jejich středních a dolních tocích. Jsou to hrubé sutě promísené písčitou hlínou, jejichž materiál pochází převážně z příkrých údolních svahů a částečně též postupoval v podélné ose údolí. Místy byly tyto sutě proříznuty srážemi a došlo tak ke vzniku teras, které je možno nazvat periglaciální suťové terasy. Terasy mají výrazný sklon ve směru toku a směrem od úpatí svahů. Často je jejich sklon od úpatí svahů tak velký, že lze mluvit spíše o suťových haldách nežli o suťových terasách.

Periglaciální fluviatilní sedimenty jsou zastoupeny šterkopisky v údolních nivách potoků. Šterky jsou tvořeny více nebo méně opracovanými valouny, jejichž stupeň opracování se směrem po proudu celkově zvětšuje a je vždy větší u hlavních vodních toků než u jejich kratších poboček.

V. ZÁVĚR

Pochody periglaciálního geomorfologického cyklu byly ve studovaném území ve velké míře ovlivněny tvary předpleistocenního reliéfu. Jiné pochody probíhaly na téměř rovných parovinných plošinách, jiné při okrajích plošin a na svazích a jiné opět na dnech údolí vodních toků. Intensita periglaciálních denudačních procesů byla velká, přesto však pro krátkou dobu jejich působení nemohlo dojít k setření základních předkvaterních rysů reliéfu východních částí Nízkého Jeseníku. Pochody, vlastní periglaciální klima-morfogenetické oblasti, způsobily ve zkoumaném území proto jen další modelaci starších tvarů a vznik některých drobných tvarů periglaciálního cyklu. Naproti tomu v přilehlé části Moravské brány, které bude věnována samostatná práce, můžeme plným právem mluvit o periglaciálním charakteru reliéfu.

Kabinet pro geomorfologii ČSAV v Brně

LITERATURA

1. Büdel J., *Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet*. Geologische Rundschau, Bd. 34, H. 7/8, Stuttgart 1944. — 2. Czudek T., *Příspěvek k poznání asymetrie svahů údolí v oblasti Nízkého Jeseníku severozápadně od Fulneku*. Zprávy o geomorfologických výzkumech v r. 1959, Brno 1960. — 3. Dylík J., *O periglacialním charakterze rzežby środkowej Polski*, Łódź 1953. — 4. Hövermann J., *Die Periglacial-Erscheinungen im Harz*. Göttinger geographische Abhandlungen, Hft. 14, Teil I, Göttingen 1953. — 5. Krejčí J., *Geomorfologický výzkum v českých zemích*. Sborník čs. společnosti zeměpisné, svazek LIX, Praha 1954. — 6. Lukniš M., *Zpráva o geomorfologickom a kvartérne geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice)*. Geografický časopis, VII, Bratislava 1955. — 7. Michálek R., *Geomorfologické poměry povodí horní Odry v Oderských vrších*. Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, XVII, č. 4, 1956 a XVIII, č. 1, Opava 1957. — 8. Poser H., *Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa*. Die Naturwissenschaften, Jhg. 34, Berlin—Göttingen 1947. — 9. Růžička B., Kumpera O., *Periglaciální zjevy v opavském kulmu*. Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, sv. XVIII, Opava 1957. — 10. Suchel A., *Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes*. Göttinger geographische Abhandlungen, Hft. 17, Teil IV, Göttingen 1954.

11. Šibrava V., *Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvných útvarů Ostravska a Moravské brány za r. 1957*. Území severovýchodní čtvrtiny topografické sekce 4060/3. Anthropozoikum VIII, 1958, Praha 1959. — 12. Taillefer F., *La dissymétrie des vallées gascognes*. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest. Tome XV, 1944. — 13. Tricart J., *Le modelé des pays froids*. Fasc. I, Le modelé periglaciaire. Cours de Géomorphologie, 2-e part, Paris. — 14. Troll C., *Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation*. Erdkunde Bd. II, 1948.

Recenzoval doc. dr. E. Mazúr

Тадеаш Чудек

ВЛИЯНИЕ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ МОДЕЛЯЦИИ НА РАЗВИТИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ФОРМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НИЗКОГО ЙЕСЕНИКА

Рельеф восточной части Низкого Йесеника, который состоит главным образом из плоского полигенетического пенеппена, сохраненного в виде пространных плоскостей и в разной степени углубленных долин потоков, лежал в холодных периодах плейстоцена в перигляциальной климатическо-морфогенетической зоне. Процессы перигляциального геоморфологического цикла, которые проходили на грауваках и на сланцах кулмской формации, были большей частью под влиянием форм доледникового рельефа. Другие процессы проходили на почти ровных частях пенеппена, иные на склонах и остальные в доньях потоков.

На почти ровных частях пенеппена действовала главным образом мощная инволюция и интенсивная эолическая денудация. На наклоненных плоскостях, на краях плоскостей инволюция сменялась конгелифлюкцией и плоскостным смывом.

На мирно наклоненных склонах долин встречаются обычно конгелифлюкционные осадки, мощность которых обыкновенно самая малая в тех местах, где склоны переходят в окружные части пенеппена и самая большая при подошве склонов. На крутых склонах глубоко врезанных долин мощность делювийев малая и имеет характер грубых угловатых обломков.

В доньях потоков мы встречаем или конгелифлюкционные осадки или речные перигляциальные галечниковые осадки.

К типичным формам перигляциальной моделировки мы должны отнести климатически обусловленные асимметрические долины, которые встречаются прежде всего в верховьях потоков, деллы, морозные заборы и останцы выветривания. Перигляциальные денудационные процессы уменьшили плоскостные пространства частей пенеппена и понизили узкие междуречные хребты.

Даже если интенсивность перигляциальных денудационных процессов является большой, все-таки в этом сравнительно коротком времени их действия невозможно было сгладить основные передплеистогенные формы рельефа третичного возраста восточной части Низкого Йесеника. Перигляциальные процессы здесь привели поэтому только к дальнейшей моделировке старейших форм и к возникновению некоторых, типичных мелких форм перигляциальной моделировки. В противоположность этому в соседней части Моравских ворот, которая будет обработана самостоятельно, мы можем полным правом говорить о перигляциальном характере рельефа.

Перевод с чешского Ю. Гобстовой

Tadeáš Č u d e k

DER EINFLUSS DER PERIGLAZIALEN MODELLIERUNG AUF DIE ENTWICKLUNG DER OBERFLÄCHENFORMEN IN DEM ÖSTLICHEN TEIL DES GESENKES

Das Relief des östlichen Teiles des Gesenkes ist in seinen Hauptumrissen durch die wenig gewellte in der Form der ungleich ausgedehnten Flächen und ungleich eingeschnittenen Täler der Flüsse erhaltene polygenetische Rumpffläche gebildet. Es lag während der kalten Perioden des Pleistozäns in dem periglazialen klima-morphogenetischen Gebiet. Die Prozesse des perigla-

zianen geomorphologischen Zyklus, die auf den Grauwacken und auf den Schiefen der Kulmformation verliefen wurden in hohem Mass durch die Formen des preglazialen Reliefs beeinflusst. Andere Prozesse verliefen auf den fast flachen Rumpfflächennresten, andere wieder auf den Abhängen, und noch andere auf den Talböden der Bächer.

Auf den fast flachen Rumpfflächennresten wirkte vor allem eine starke Involution und eine intensive Windabtragung. Auf den geneigten und stärker gewellten Flächen, sowie auf den Rändern der fast flachen Rumpfflächennreste wurde die Involution durch die Solifluktion und durch die Flächenspülung abgelöst.

Auf den wenig geneigten Talabhängen kommen häufig die Solifluktionsablagerungen vor, deren Mächtigkeit meist an den Stellen am kleinsten ist, wo die Abhänge in die umliegenden Rumpfflächennreste übergehen, und am grössten am Fusse der Abhänge. Auf den steilen Abhängen der tiefeingeschnittenen Täler ist die Mächtigkeit der Schuttdecke klein und hat die Natur des grobkörnigen Schuttes, welcher hie und da am Fuss der Gehänge Schutthalde bildet.

In den Talböden der Bächer finden wir einerseits die Solifluktionsablagerungen, andererseits die fluviatil-periglazialen Schotterablagerungen.

Zu den typischen Formen der Periglazialmodelation müssen wir die hauptsächlich in den Ursprungstalabschnitten vorkommenden klimatisch bedingten asymmetrischen Täler, dann die Hangdellen und die Felsbildungen rechnen. Die periglazialen Denudationsvorgänge verursachten auch die Verkleinerung der Rumpfflächennreste und die Erniedrigung der schmalen Wasserscheiderücken.

Wenn auch die Intensität der periglazialen Denudationsvorgänge gross war, trotzdem konnten wegen ihrer verhältnissmässig kurzen Tätigkeitszeit die vorpleistozänen Grundformen des Reliefs in Osteile des Gesenkes nicht verwischt werden. Die Periglazialprozesse verursachten hier deshalb nur weitere Modellierung der älteren Formen und Entstehung einiger typischen, kleinen Formen der Periglazialmodelation. Dagegen im abliegenden Teile der Mährischen Pforte, dem eine selbständige Arbeit gewidmet wird, können wir mit vollem Recht über den periglazialen Charakter des Reliefs sprechen.

Aus dem Tschechischen übersetzt von J. H o b s t o v á