

ANTONÍN IVAN

## SOLIFLUKČNÍ PROUDY A POKRYVY NA ZÁPADNÍM SVAHU KOHOUTOVICKÉ VRCHOVINY U BRNA

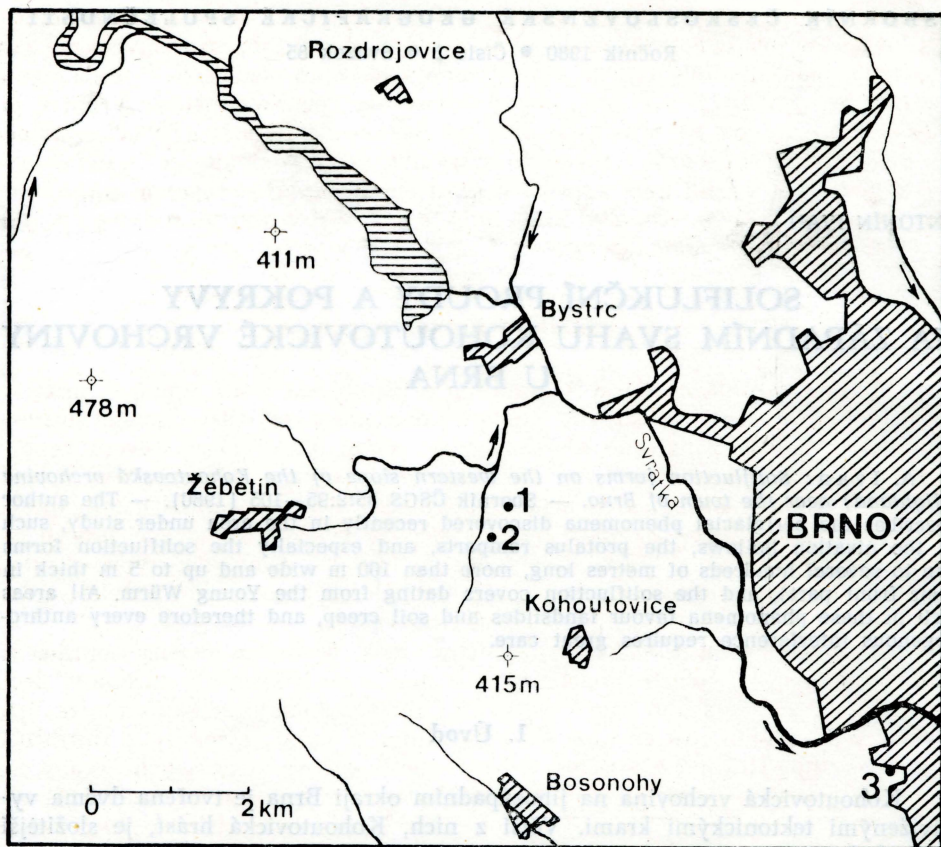
A. Ivan: *Solifluction forms on the western slope of the Kohoutovská vrchovina (Highland) near the town of Brno.* — Sborník ČSGS 85:2:95–105 (1980). — The author describes the periglacial phenomena discovered recently in the area under study, such as the nivation hollows, the protalus ramparts, and especially the solifluction forms (up to several hundreds of metres long, more than 100 m wide and up to 5 m thick in their front part), and the solifluction covers dating from the Young Würm. All areas rich in these phenomena favour landslides and soil creep, and therefore every anthropogenous interference requires great care.

### 1. Úvod

Kohoutovická vrchovina na jihozápadním okraji Brna je tvořena dvěma vy-  
zviženými tektonickými krami. Větší z nich, Kohoutovická hrást, je složitější  
a převládají na ní erozně-denudační tvary. Na menší a nižší kře Červeného kopce  
mají velké rozšíření spraše. Na východním svahu této kry, spadajícím do údolí  
Svratky vznikla sprašová závěj, která se svými četnými pohřbenými půdami a te-  
rasovými akumulacemi je jedním z nejdůležitějších profilů kvartérních sedimentů  
ve střední Evropě (J. Demek — J. Kukla, eds., 1969). Na z. svahu Kohoutovické  
hrástě naproti tomu převládají svahové uložení. Tvoří jednak plošné soliflukční  
pokryvy, jednak protáhlé, dobře individualizované tvary, které vyplňují sníženiny  
zabíhající do hrástě. Interpretujeme je jako soliflukční proudy. Některé jejich  
rysy, blízké sesuvům, však ukazují na podstatně složitější genezi.

### 2. Reliéf střední části západního svahu Kohoutovické hrástě

Základní rysy reliéfu Kohoutovické hrástě v němž dominují svahy vázané  
na zlomy a zbytky zarovnaného povrchu jsou popsány v monografii J. Krejčího  
(1964) a článku A. Ivana — K. Panovského (1975). Geologicky patří území  
bazické zoně brněnského masívu tvořené v této části převážně diority. Horniny  
jsou prostoupeny hustou sítí zlomů a puklin a snadno zvětrávají. Eluvia mají cha-  
rakter převážně písčitých hlín s různě velkou příměsí skeletu. Ve vrcholových čás-  
tech jsou hojné zbytky hlubokých předkvartérních zvětralin s největšími mocnost-  
mi na poruchových pásmech. Území západně od Kohoutovické hrástě je tvořeno  
pokleslými krami s miocenními sedimenty, překrytými kvartérními uloženinami.



1. Situace soliflukčních proudů na západním svahu Kohoutovické vrchoviny. 1 — severní soliflukční proud, 2 — jižní soliflukční proud, 3 — sprásový profil na Červeném kopci.

Reliéf střední části západního svahu hráště, kde pleistocenní soliflukční tvary mají největší rozsah, je vertikálně i horizontálně velmi členitý s výškovými rozdíly do 150 m. Vlastní svah má složitě lomený průběh s řadou krátkých navzájem kolmých úseků, které vykrojují z hmoty hráště dva široké zálivovité výběžky nižšího reliéfu. J. Krejčí (1964) zavedl pro tyto tvary termín vrubové sníženiny. Vrcholové části hráště nad těmito vrubovými sníženinami mají nadmořskou výšku 380–410 m. Jsou to části plochého široce zaobleného hřbetu, místy s plošinami, představující zbytky staršího zarovnaného povrchu typu etchplénu (A. Ivan — K. Láanovský 1975). Od vrcholových částí vybíhají k SZ různě dlouhé rozsochové hřbety, které vrubové sníženiny oddělují nebo bočně omezují. Mají dosti velký podélný sklon a končí příkrými svahy. Některé z nich mají rysy trojúhelníkových řacet. Nejvýraznější rozsochou je asi 700 m dlouhý hřbet mezi oběma vrubovými sníženinami. Směrem k severu se rozsochové hřbety postupně zkracují a v důsledku zazubení nejdou až k okraji hráště, ale spadají příkrým svahem k složitému vnitřnímu reliéfu (viz J. Krejčí 1964, s. 61), jehož nejvýraznějším tvarovým prvkem je plošina zarovnaného povrchu ve výšce 280–300 m. Plošina leží ve

svahové poloze, 30—40 m nad úpatím hrástě a má mírný sklon k SZ. Boční svahy rozsochových hřbetů do vrubových sníženin jsou příkré, skalní výchozy však na nich nacházíme jen zřídka. Části svahu zasahující nejdále k Z těsně sleduje krátký bezejmenný potok, který je pravostrannou pobočkou potoka Vrbovce přítékajícího od Žebětína a ústícího jižně od Bystrce do Svratky. Pobočka pramení v jižní vrubové sníženině v prostoru křižovatky silnic Kohoutovice — Žebětín — Bosonohy. Její údolní niva v úseku v němž lemují severní vrubovou sníženinu je v nadmořské výšce kolem 260 m a potok v ní intenzivním meandrováním mění i v současné době polohu koryta.

### 3. Soliflukční proudy a pokryvy

Plošné soliflukční pokryvy vyplňují většinu dna jižní vrubové sníženiny s výjimkou její severní části, kde je povrch akumulace členitější a geneze složitější. V severní vrubové sníženině a v zazubeném okraji hrástě dále k severu vyplňují tyto pokryvy prostor mezi čely soliflukčních proudů a údolní nivou pobočky Vrbovce. Plošné soliflukční pokryvy mají hladký nebo jen mírně členitý povrch s konkávním profilem. Sklony jsou nejčastěji 5—8°. V povrchových částech jsou tvořeny žlutohnědými, někdy načervenalými hlínami sprašového typu s příměsí slabě opracované sutí dioritu a aplitu. Obsah úlomků směrem do podloží vzrůstá. Mocnost plošných soliflukčních pokryvů není známa.

Hlavní pozornost v našem výzkumu byla věnována dvěma soliflukčním proudům. Jeden vyplňuje převážnou část dna severní vrubové sníženiny, druhý je v zazubené části svahu dále k severu. Soliflukční proudy začínají ve sníženinách vzniklých erozním rozčleněním tylového svahu vrubové sníženiny a zazubeného úseku svahu. Horní části těchto sníženin tvoří sběrné mísy, jejichž svahy jsou pokryty souvislým pláštěm hlíny se sutí. Působením kryogenních svahových procesů se tyto sedimenty hromadily v dolní části svahů sběrných mís. Jejich akumulace mají tvar příkrých úpatních hald podobajících se ospům. Sklony jsou jen o málo menší než u svahů sběrných mís. Na několika místech bylo přemodelování svahů pramenných mís a bočních svahů vrubových sníženin intenzivnější. Výsledkem byly mělké nivační kary před nimiž vznikly nízké valy, v literatuře různě označované jako pasivní morény (M. Prosová 1963), sněhové morény, pseudomorény (viz E. Watson 1966) a p. Zde je budu označovat jako nivační valy.

Další pohyb svahovin od úpatních částí sběrných mís byl v důsledku zúžení a protažení jejich dna více soustředěný a usměrněný. Významnou úlohu hrálo to, že se zde soustřeďovaly tavné a srážkové vody z celého prostoru sběrné mísy. Sedimenty úpatních částí sběrných mís a zčásti také nivačních valů tak byly postupně začleňovány do dobře individualizovaných, několik desítek metrů širokých soliflukčních proudů, které se směrem dolů rozšiřovaly a jejich čela se nasouvala na plošné soliflukční pokryvy. Soliflukční proudy tak představovaly velmi účinný prostředek transportu velkého množství materiálu z pramenných mís a bočních svahů vrubových sníženin.

#### 3.1 Severní soliflukční proud

Asi 450 m dlouhý severní soliflukční proud leží v údolíčku vzniklém na poruchové zóně v zazubené části svahu. Proud začíná v dolní části uzávěru sběrné mísy, 40—50 m pod jejím horním okrajem. Ze souvislého svahového pokryvu se zde vyvíjí několik úzkých, 1—2 m vysokých stupňů, které mají rysy soliflukč-

ních teras. V dalším průběhu nabývá proud tvar plochého, 25–30 m širokého, postupně se rozšiřujícího hřbetu. Hřbet je po stranách neostře omezen a mezi ním a bočními svahy údolíčka je nižší reliéf. Povrch hřbetu, v podélném směru stupňovitý, je v podrobnostech nepravidelný, s obloukovitými, příčně uspořádanými valy oddělenými mělkými sníženinami. Nejvýraznější příčný val člení proud na dvě zhruba stejně dlouhé části. Horní část je úzká, má značný podélný sklon a sníženiny na jejím povrchu jsou suché. Dolní, tvarově podstatně složitější část má malý podélný sklon (do 5°) a šířku 100–150 m. Valy tvořící čelo celého soliflukčního proudu jsou 2–5 m vysoké. Leží v nadmořské výšce asi 280 m, zhruba 30 m nad údolním dnem bezejmenné pobočky Vrbovce. Největší val je rozčleněn dvěma mělkými suchými rýhami, které mají směr rovnoběžný s delší osou proudu a na vnějším okraji valu vybíhají visutě z jeho svahu.

Sníženiny na povrchu soliflukčního proudu mají nepravidelné obrysy a některé z nich jsou uzavřené. V dolní části proudu jsou jejich dna trvale provlhčena zabahněna a zarostlá vlhkomilnou vegetací. Stupeň provlhčení se směrem shora dolů výrazně zvětšuje. V prostoru hlavního čela mezi dvěma dílčími valy je dokonce několik metrů čtverečních velké bezodtoké jezírko.

Soliflukční proud nemá výraznějších znaků mladšího erozně-akumulačního přemodelování. Pouze před výrazným příčným valem uprostřed proudu je na styku se svahem rozsochového hřbetu suťový pramen, který vyživuje drobný občasný potůček. Průběh jeho toku je určen hlavně morfologií dolní části soliflukčního proudu a mimo mělké koryto, které má meandrovitý průběh, potůček erozní zářez nevytváří. Před čelem proudu se zcela vytrácí v sedimentech plošného soliflukčního pokryvu.

### 3.2. Jižní soliflukční proud

Jižní soliflukční proud je plošně větší a tvoří také podstatně složitější akumulaci. Sběrná místa v týlové části vrubové sníženiny má v horní části šířku asi 600 m. Vývojem svahových úpadů a působením lineární eroze byly její spodní části rozčleněny ve dvě sníženiny. V sv. části je sběrná mísa zúžená, v jz. části naopak široká, s nivačním karem. Mezi oběma sníženinami je zachována část původního tektonicky podmíněného týlového svahu vrubové sníženiny.

Jižní soliflukční proud leží ve srovnání s proudem severním absolutně i relativně (tj. vzhledem k místní erozní bázi) níže. Nejvýše zasahuje v sv. zúžené části sběrné mísy. Začíná v místě ostrého konkávního ohybu dna sběrné mísy pozvolným vývojem ze zahliněných sutí, které tvoří nápadné akumulace ve spodních částech svahů. Povrch soliflukčního proudu, v této části asi 30 m širokého, je nepravidelný a členitý. Členitost je výsledkem jednak vlastních soliflukčních pohybů, jednak mladší lineární eroze. Na rozdíl od severního soliflukčního proudu jsou povrchové sníženiny v horní části proudu silně zamokřené. V jedné z nich je malá vodní nádrž, dnes zarostlá a devastovaná. Z jiné sníženiny vytéká potůček, který si vytvořil 2–3 m hlubokou erozní rýhu s meandrovitým průběhem. V korytě potůčku, budovaném zahliněnými suťovými šterky s častými povlaky bílého CaCO<sub>3</sub> jsou v podélném profilu až 1 m vysoké stupně, jejichž stěny jsou pokryty polotvrdou kůrou šedohnědého pramenného vápence. Skalní podloží se ve dně erozní rýhy neobjevuje.

Při vyústění spodní zúžené části sběrné mísy na dno vrubové sníženiny se šířka soliflukčního proudu náhle zvětšuje až asi na 170 m, neboť se do něj začleňují i svahové sedimenty z jižní části sběrné míry. Akumulace soliflukčních sedimentů zde sleduje těsně úpatí vnitřního svahu vrubové sníženiny orientovaného

ve směru SV--JZ, kolmo na celkový směr proudu. Tento svah je přímý a jeho spodní část nebyla přemodelována do té míry, aby se stala součástí sběrné mísy. Povrch akumulace soliflukčního proudu těsně před tímto svahem je nerovný a souvisle provlhlý. Z jedné povrchové sníženiny vytéká potůček, který se rychle zařezává a po několika desítkách metrů se spojuje s potůčkem přitékajícím ze sv. cípu sběrné mísy. V jz. části popsaného přímého týlového svahu vrubové snížení je erozní rýha, která nejde až ke dnu vrubové sníženiny, ale ústí do ní visutě. Celkové poměry při úpatí svahu ukazují, že na utváření tohoto prostoru se pravděpodobně podílely také pohyby sesuvového typu.

Povrch soliflukčního proudu na dně vrubové sníženiny je v příčném profilu mírně konvexní, s četnými nerovnostmi. Nižší části terénu mezi soliflukčním proudem a bočními svahy vrubové sníženiny jsou na severní straně úzké, na jižní straně široké, s nízkými nivačními valy. Boční omezení soliflukčního proudu je opět neostré. Také nejspodnější část soliflukčního proudu po spojení obou potůčků je prořezána v průměru 3 m hlubokou erozní rýhou. Převážně má tvar V, při čele proudu se však její profil mění na neckovitý a na dně se objevuje 3–4 m široká údolní niva. Průběh erozní rýhy je meandrovitý s malým poloměrem oblouků. Koryto, zařazené do dna rýhy v průměru 0,5 m má vlastní meandrování, do značné míry nezávislé na průběhu rýhy. Svahy erozní rýhy jsou v celé výšce tvořeny hlínami s příměsí suti. V podemílaných nárazových březích meandrů dochází v těchto sedimentech k drobným sesuvům. Morfologie soliflukčního proudu se uplatnila v situování erozní rýhy jen v malé míře. Zahloubení potůčku 2–4 m pod úroveň sníženin na povrchu soliflukčního proudu způsobuje, že tyto sníženiny jsou po většinu roku suché.

Vlastní čelo soliflukčního proudu je většinou 3–5 m vysoké, má výrazný okraj a zasahuje téměř až k údolní nivě bezejmenné pobočky Vrbovce. V komunikačním odřezu jsou v čelním valu v malé mocnosti odkryty sprašové hlíny s příměsí dioritové sutě.

Vnitřní stavbu soliflukčního proudu nebylo možno pro nedostatek vhodných odkryvů podrobněji studovat. Soliflukční původ proudu dosvědčuje odkryv v mělkém úvoze:

0,00--0,05 humus

0,05–0,70 hnědá jílovitá hlína s písčítými zrny pocházejícími z dioritu (až do 3 mm)

0,70–1,10 hnědá, načervenalá písčito-jílovitá zemina s příměsí prachové frakce a drobné dioritové sutě (ojedinělé úlomky až do 10 cm), v dolní části vrstvy jsou úlomky četnější

1,10–1,70 drobně zvrstvené soliflukční hlíny v nichž se střídají 5–20 cm mocné, šedé, rezavě a hnědě zbarvené nepravidelné polohy s výrazně odlišným zrnitostním složením; materiál je nevytříděný, kolísá hlavně obsah písčité frakce a suti; úlomky dioritu mají otupené hrany; báze odkryvu je tvořena vrstvou silně úlehlé, šedé jílovité zeminy s ojedinělými úlomky.

Stručně se zmíním ještě o dvou výrazných nivačních karech v jižní části vrubové sníženiny. První má orientaci k Z a vznikl přemodelováním sběrné mísy v týlové části vrubové sníženiny. Zajímavým rysem je, že představuje vlastně dva do sebe vložené kary. Horní kar zabírá plošně i výškově větší část sběrné mísy (asi 3/4 výšky). Jeho svahy jsou ycelku mírné a silně zasutěné. Zploštění na dně karu vybíhá do vzduchu a je na vnější straně useknuto horní hranou příkrého svahu nad menším spodním karem. Při úpatí tohoto svahu, které leží již v úrov-

ni dna vrubové sníženiny jsou málo výrazné nivační valy, které přecházejí plynule v sedimenty soliflukčního proudu.

Druhý kar, obrácený k SSV je menší a člení svah rozsochového hřbetu, který z jižní strany omezuje bočně vrubovou sníženinu. Také tento kar je dvojitý. Vnitřní kar, který opět zabírá větší část výšky svahu je částečně vyplněn svahovými sedimenty, které poněkud zastírají konkávní prohnutí jeho dna. Kar je poměrně úzký takže plochá část jeho dna má tvar lišty podobné kryoplanačním terasám. Přes značný sklon svahů vnitřního karu ( $25-28^{\circ}$ ) na nich skalní podklad nevystupuje. Příkrý svah mezi dnem horního a spodního karu má sklon  $28^{\circ}$ . Dno spodního karu je v úrovni dna vrubové sníženiny, které má v této části konkávní profil se sklonem  $4-8^{\circ}$ . Před karem jsou dva nivační valy.

#### 4. Diskuse

Soliflukční a suťové proudy a hranáčové haldy jsou ze širšího okolí Brna známy hlavně na horninách, jejichž mrazové zvětrávání vedlo k hrubému balvanitému rozpadu, jako je tomu např. u spodnodevonských pískovců a slepenců na Babím lomu (J. Dvořák — J. Karásek — R. Netopil 1975). Obvykle se nacházejí pod morfologicky výraznými výchozy mrazových srubů a izolovaných skal. Soliflukční proudy na z. svahu Kohoutovické hrástě jsou z tohoto hlediska odlišným případem, neboť zdrojem jejich materiálu byly podstatně mírnější svahy sběrných mís, na nichž výchozy skalního podkladu najdeme jen zcela výjimečně, neboť jsou skryty pod souvislým pláštěm pleistocenních hlín a sutí. Je pravděpodobné, že pod takovým pláštěm probíhalo zvětrávání skalního podkladu po většinu chladných období pleistocénu, včetně období maximální intenzity kryogenních svahových procesů. Ukazuje se tedy, že tento rys karů a karovitých úzávěřů údolí popsaný již r. 1961 T. Czudkem a J. Demkem od Soběšic na biotitické žule je pro širší okolí Brna specifický a vyskytuje se na různých horninách. Jeho vznik je třeba spojovat se silným tektonickým porušením a silným předkvartérním zvětráním hornin brněnského masívu, zvláště v jeho bazické zoně. Tyto vlastnosti byly v chladných obdobích pleistocénu příznivé pro vznik velkého množství zvětralin, které postrádaly nejhrubší balvanité částice. Velké množství zvětralin umožnilo, aby v těchto poměrně nízkých polohách (kolem 300 m) došlo k překvapivě velkému zaplnění nejvyšších úseků údolí svahovými hlínami a sutěmi. Přímo na území města Brna to můžeme pozorovat v uzávěru Libušina údolí sv. od Kohoutovic, kde sedimentární výplň prořezaná do hloubky 5—6 m nesouvislou rýhou občasného potoka má šířku přes 150 m. Tektonické porušení a navětrání hornin brněnského masívu dále způsobují, že řada tvarů, jako kryoplanační terasy, izolované skály, mrazové sruby a kamenná moře se mohla vyvinout jen v rudimentární formě.

Na přetváření sběrných mís v karovité deprese a uzávěry se vedle mrazového zvětrávání podílela podstatným způsobem nivace, jejíž korelátiní sedimenty tvoří různě výrazně akumulace nivačních valů. Při akumulaci sněhu se pravděpodobně příznivě uplatnila konfigurace svahů vrubových sníženin a zazubených svahů. Převážná část sběrných míst však nivační valy nemá. Předpokládáme, že transport sedimentů z horních částí sběrných mís do jejich zúžených spodních částí se uskutečňoval hlavně mrazovým creepem, který nevyžaduje přítomnost trvale zmrzlé půdy a je méně závislý na půdní vlhkosti (A. L. Washburn 1967) než jiné typy pohybů; např. soliflukce.

Svahové sedimenty se hromadily v dolních částech sběrných mís a postupně je zaplňovaly. Pokračujícím mrazovým zvětráváním a přínosem drobných částic plošným splachem obsahovaly tyto sedimenty stále více jemnozeme a v důsledku příznivějších vlhkostních poměrů byly při odtávání činné vrstvy postihovány pomalou soliflukcí, usměrněnou protažením údolního uzávěru do té míry, že nabyla charakteru úzkého proudu s některými znaky sesuvů<sup>1)</sup>

Kromě klimatických podmínek a petrografického složení podkladu, byly důležitými faktory pro vznik soliflukčních proudů dostatečná reliéfová energie, velikost pramenných mís a způsob erozního a tektonického rozčlenění reliéfu, umožňující bodovou koncentraci materiálu a vlhkosti ve spodní zúžené části sběrné mísy. Nemalý význam měla také skutečnost, že dolní části svahů na nichž se soliflukční proudy a plošné soliflukční pokryvy nacházejí nebyly sledovány většími vodními toky, které by stačily materiál dodávaný ze svahů odnášet a bočnou erózí by tyto svahy zpříkřovaly. Tento jev utváření soliflukčních proudů a plošných soliflukčních pokryvů v úpatních částech k západu exponovaných svahů silně omezoval, neboť většina vodních toků ve sníženinách v okolí Brna sleduje právě tyto svahy (A. Ivan 1973). Soliflukční proudy a plošné soliflukční pokryvy se proto při úpatích svahů mohly vyvinout a udržet jen v údolních rozvodích, pramenných úsecích údolí, kuloárových a vrubových sníženinách a zazubených úsecích svahů. Totéž platí do značné míry i pro svahy obrácení k severu. Svahy s východní a jižní expozicí měly soubor morfo-genetických procesů odlišný (sedimentace spraše).

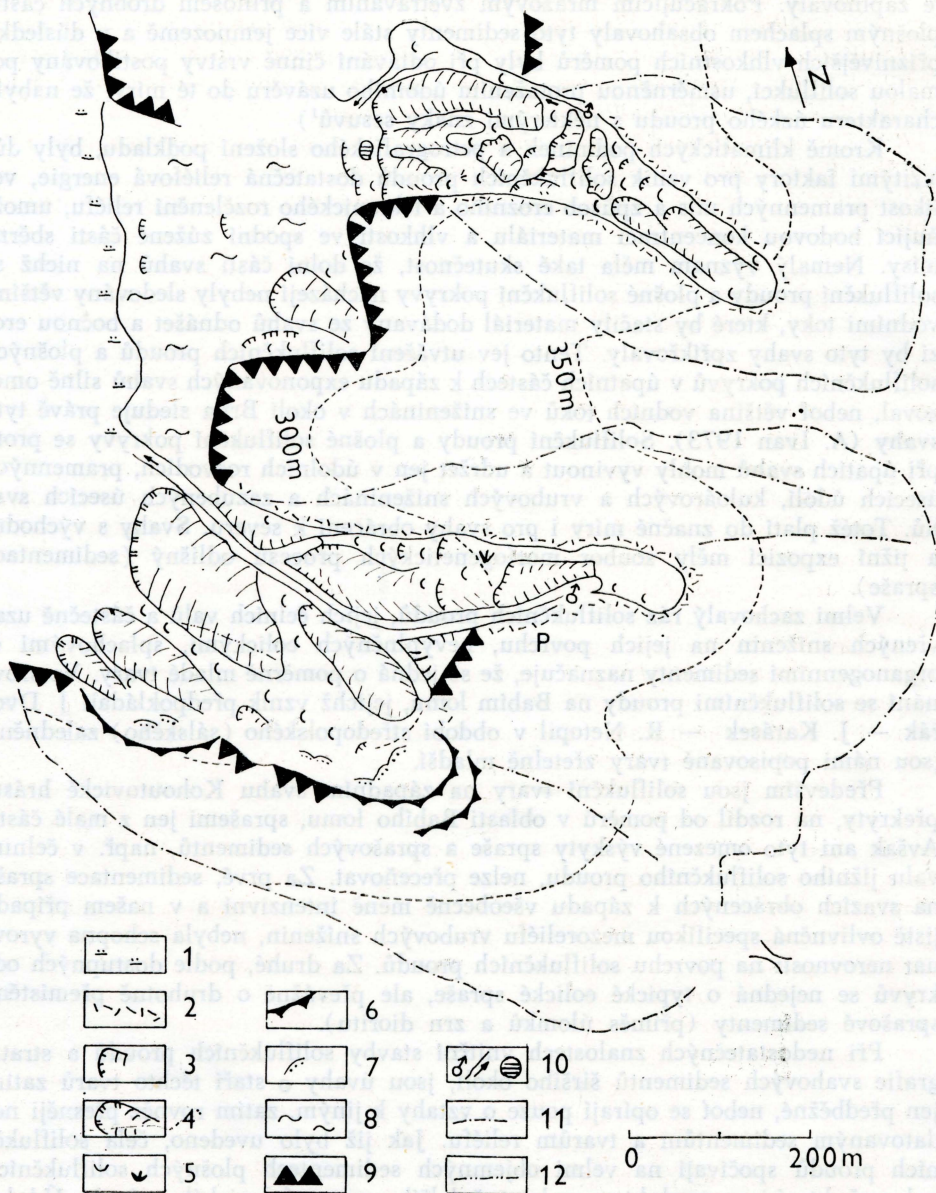
Velmi zachovalý ráz soliflukčních proudů, jejich čelních valů a částečně uzavřených sníženin na jejich povrchu, nevyplněných eolickými, splachovými či organogenními sedimenty naznačuje, že se jedná o poměrně mladé tvary. Ve srovnání se soliflukčními proudy na Babím lomu, jejichž vznik předpokládají J. Dvořák — J. Karásek — R. Netopil v období středopolského (sálského) zalednění, jsou námi popisované tvary zřetelně mladší.

Především jsou soliflukční tvary na západním svahu Kohoutovické hráště překryty, na rozdíl od poměrů v oblasti Babího lomu, sprašemi jen z malé části. Avšak ani tyto omezené výskyty spraše a sprašových sedimentů, např. v čelním valu jižního soliflukčního proudu, nelze přeceňovat. Za prvé, sedimentace spraše na svazích obrácených k západu všeobecně méně intenzivní a v našem případě jistě ovlivněná specifikou mezoreliéfu vrubových sníženin, nebyla schopna vyrovnat nerovnosti na povrchu soliflukčních proudů. Za druhé, podle dostupných odkryvů se nejedná o typické eolické spraše, ale převážně o druhotně přemístěné sprašové sedimenty (příměs úlomků a zrn dioritu).

Při nedostatečných znalostech vnitřní stavby soliflukčních proudů a stratigrafie svahových sedimentů širšího okolí, jsou úvahy o staří těchto tvarů zatím jen předběžné, neboť se opírají pouze o vztahy k jiným, zatím rovněž přesněji nedatovaným sedimentům a tvarům reliéfu. Jak již bylo uvedeno, čela soliflukčních proudů spočívají na velmi objemných sedimentech plošných soliflukčních pokryvů, které jsou produktem podstatně delšího geomorfologického vývoje. Údolní niva pravé pobočky Vrbovce, místy až několik desítek metrů široká, je zčásti vyerodována v těchto sedimentech.

---

<sup>1)</sup> Úzké vztahy mezi současnými soliflukčními a sesuvnými pohyby uvádí např. A. Jahn (1970). Pokud jde o fosilní jevy, zaznamenává takové vztahy ve svahových sedimentech mladšího pleistocénu z oblasti Pavlovských vrchů K. Žebera [A. Knor — V. Ložek — J. Pelíšek — K. Žebera 1953], který použil termínu „sesuvová soliflukce“. Podobné poznatky z téže oblasti s řadou instruktivních profilů obsahuje práce B. Klímy (1963).



2. Morfologické poměry v prostoru soliflukčních proudů na západním svahu Kohoutovické vrchoviny.

- 1 — údolní niva, 2 — hlíny se sutí ve spodních částech příkrých erozně-denudačních svahů, 3 — soliflukční jazyky s nevýrazným čelem, 4 — soliflukční jazyky s výrazným čelem, 5 — sníženiny a zamokřená místa na povrchu soliflukčních proudů, 6 — nivační kary, 7 — nivační valy, 8 — ploché soliflukční pokryvy, 9 — výrazné svahy vázané na zlomy, 10 — prameny, nestálé vodní toky, jezírka, 11 — okraje sběrných mís, 12 — úvozy polních cest, P — pramenné vápence.



Další opěrný bod poskytují akumulace hlín a sutí, které se nahromadily v dolních částech sběrných mís, a které nebyly soliflukčními proudy zasaženy, resp. nestaly se jejich součástí. Soliflukční proudy jsou proto stejně staré nebo starší. V detailním členění hrubých svahových pokryvů pahorkatin až hornatin variské střední Evropy, propracovaném zejména německými autory (např. W. Schilling — H. Wiefel 1962, A. Semmel 1968, H. Schröder — H. J. Fiedler 1977) jsou tyto akumulace zpravidla části nejvýše položené vrstvy, označované jako Deckschutt, Deckfolge ap. Jsou většinou zařazovány do nejmladšího würmu (viz např. M. Altermann — R. Ruske 1970), což lze, vzhledem k podobným klimamorfogenetickým podmínkám a možností generalizace nutné i pro velmi omezené možnosti datování těchto pokryvů, přijmout i pro naše území.

Konečně, jižní a v nepatrné míře i severní soliflukční proud jsou rozčleněny holocenními lineárními procesy hloubkové eroze. U jižního soliflukčního proudu se začala na dně erozního zářezu vytvářet údolní niva, navazující na nivu pobočky Vrbovce. V horním úseku potoka, který na jižním soliflukčním proudu pramení jsou v korytě holocenní pramenné vápence.

Na základě těchto skutečností můžeme vznik soliflukčních proudů nebo alespoň převážně většiny jejich rysů zařadit předběžně do mladšího würmu. Bližší časové zařazení je obtížné a vyžádá si další výzkum. Soliflukční proudy se mohly zřejmě pohybovat v časově oddělených fázích, při čemž mohly být aktivní jen některé jejich části. Z geomorfologického hlediska by fáze větší intenzity pohybů mohly spadat do vrcholného glaciálu, případně na konec würmu (degradace trvalé zmrzlé půdy?).

Závěrem je možno konstatovat, že na z. svahu Kohoutovické hráště se nacházejí rozsáhlé souvislé pokryvy pleistocenních svahových sedimentů, které tvoří genetickou řadu různě výrazných a různě starých akumulačních tvarů. Jejím nejmladším a nejméně nápadným členem jsou plošné pokryvy na středně až příkré ukloněných erozně-denudačních svazích (svahy sběrných mís, příkré údolní svahy, úpady apod.). Tvoří parautochtonní pokryvy dosahující mocnosti převážně 1--3 m, ojediněle i více. Jsou úzce vázány na vlastnosti skalního podkladu, expozici a morfologické poměry. Mají znaky zvrstvených hrubých pokryvných serií středoevropských pahorkatin až hornatin (W. Schilling — H. Wiefel 1962). Jejich detailní stavba není na území Kohoutovické hráště známa. Orientační výzkumy ukázaly jejich výraznou vertikální členitost zejména ve vrcholových částech hráště v prostoru restaurace Myslivna. Na západním svahu hráště navazují na tyto pokryvy osypovité akumulace hlín a sutí (v dolních částech sběrných mís), nivační valy a soliflukční proudy. Genetické vztahy mezi těmito tvary jsou zřejmě velmi složité a lze je řešit jen podrobným studiem jejich vnitřní stavby. Posledním členem genetické řady jsou plošné soliflukční pokryvy v úpatních částech svahů hráště.

Ze širšího hlediska můžeme tuto genetickou řadu alespoň zčásti považovat za analogii sprašových serií a svahových sedimentů uložených na závětrných, východně exponovaných svazích dále na východ od bazické zony (Žlutý kopec, Červený kopec). Skutečnost, že spraše dosahují největších mocností těsně východně resp. jihovýchodně od této zóny ukazuje, jak silným zdrojem eolického materiálu Kohoutovická hrášt a obecně bazická zóna byla. Území je tedy velmi perspektivní z hlediska korelace sprašových pokryvů svahů východních a hrubých pokryvů svahů západních. Navíc, předkvartérní zvětraliny na Kohoutovické hrášti jsou silně vápnité (A. Ivan — K. Panovský 1975), což se odráží i v obsahu  $\text{CaCO}_3$  ve svahových sedimentech, nepřímou potvrzovanou holocenními pramennými vápenci.

Výzkum hrubých svahových sedimentů a tvarů, které vytvářejí, má praktický význam zejména z hlediska základových půd. Současný rychlý růst brněnské aglomerace vede ke stále častějšímu využívání členitějších částí reliéfu, tvořených těmito heterogenními svahovými pokryvy. Proto zejména prostory se soliflukčními proudy je třeba považovat za potenciální sésuvná území, na nichž by se při nevhodných zásazích mohly pohyby snadno obnovit i když pochopitelně v odlišné podobě. Na svazích sběrných mís jsou svahové pokryvy, zvláště tam, kde mají hrubší složení, náchylné ke stržové erozi.

#### Literatura

- ALTERMANN M., RUSKE R. (1970): Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung des Gebirgsschuttetes. *Geologie*, 19, č. 8, s. 895—908, Berlin.
- CZUDEK T., DEMEK J. (1961): Význam pleistocenní kryoplanace na vývoj povrchových tvarů České vysočiny. *Anthropos*, 14, s. 57—69, Brno.
- DEMEK J., KUKLA J. (eds.) (1969): Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. 156 s., Brno.
- DVOŘÁK J., KARÁSEK J., NETOPIĽ R. (1975): Soliflukční kamenné proudy na Babím lomu u Brna. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 20, č. 3, s. 303—306, Praha.
- IVAN A. (1973): Některé geomorfologické problémy okraje České vysočiny v okolí Brna. *Studia geographica*, 36, s. 5—40, Brno.
- IVAN A., PANOVSÝ K. (1975): Předkvartérní zvětraliny u Kohoutovic a jejich geomorfologický význam. *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 12, č. 2, s. 16—29, Brno.
- JAHN A. (1970): Zagadnienia strefy peryglacialnej. 202 s., Warszawa.
- KLÍMA B. (1963): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1947—1952. 427 s., Praha.
- KNOR A., LOŽEK V., PELÍŠEK J., ŽEBERA K. (1953): Dolní Věstonice. 87 s., Praha.
- KREJČÍ J. (1964): Reliéf brněnského prostoru. *Folia přírodovědecké fakulty UJEP*, sv. 5, spis 4, 123 s., Brno.
- PROSOVÁ M. (1963): Periglacial modelling of the Sudeten Mts. *Anthropozoikum*, 1, s. 51—63, Praha.
- SEMMEĽ A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankfurter Geographische Hefte*, 45, 133 s., Frankfurt am Main.
- SCHILLING W., WIEFEL H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen des Thüringens und des Harzes. *Geologie*, 11, s. 428—460, Berlin.
- SCHRÖDER H., FIEDLER H. J. (1977): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. *Z. geol. Wiss.*, 5, č. 9, s. 1083—1104, Berlin.
- WASHBURN A. L. (1969): Weathering, frost action, and patterned ground in the Mesters Vig District, Northeast Greenland. *Meddelelsen om Grønland*, 176, č. 4, 303 s., København.
- WATSON E. (1966): Two nivation cirques near Aberystwyth, Wales. *Biuletyn periglacialny*, 15, s. 79—101, Łódź.

#### Summary

#### SOLIFLUCTION FORMS ON THE WESTERN SLOPE OF THE KOHOUTOVICKÁ VRCHOVINA (HIGHLAND) NEAR THE TOWN OF BRNO

An area of distinct periglacial forms on the western slope of the Kohoutovická vrchovina (Highland) is described. Flat solifluction covers as well as conspicuous solifluction streams fill the embayments in the very complicated fault scarp. Other periglacial forms in the area are nivation hollows and protalus ramparts. The origin of thick periglacial deposits in low altitudes (300—400 m) was enabled by the weakness of rocks (diorite, aplite) mainly due to intensive faulting and jointing, and deep pre-Quaternary weathering, too.

The most interesting features in the area investigated are two solifluction streams, some hundreds of metres long and more than hundred metres wide. Their surface is very irregular with small depressions, some of them closed and permanently wet. The frontal parts of the solifluction streams are 2—5 m high. They are built of loam with fine-grained debris.

The mass of the more extensive southern solifluction stream has been dissected by a small brook. In its channel spring limestone was found in the uppermost reach. According to the author, main solifluction movements took place probably on the decline of the periglacial conditions in the Young Würm. The periglacial covers on the western slope of the Kohoutovická vrchovina (Highland) are considered a coarse facies of deposits typical for both west- and north-facing slopes whereas the sediments on eastern and northern slopes are mostly of eolian origin.

Fig. 1. Situation of the solifluction streams on the western slope of the Kohoutovická vrchovina (Highland). 1 — northern solifluction stream, 2 — southern solifluction stream, 3 well-known loess profil on the Červený kopec (Hill) near the town of Brno

Fig. 2. Main relief features in the area of solifluction streams on the western slope of the Kohoutovická vrchovina (Highland).

1 — flood plain, 2 — debris loam in the lower part of steep erosion-denudational slope, 3 — solifluction lobe with less distinct front, 4 — solifluction lobe with high distinct front, 5 — depressions on the surface of solifluction stream, 6 — nivation hollow, 7 — protalus rampart, 8 — flat solifluction cover, 9 — distinct scarp related to fault, 10 — spring, intermittent water-course, small lake, 11 — edge of the large amphitheatre-shaped hollows, 12 — field roads deepened by present linear erosion, P — spring limestone.