

**KRYOPEDIMENTY: JEJICH VZNIK A VÝVOJ***J. Demek*Katedra geografie přírovedecké fakulty  
Brno, Kotlářská 2, Československo

Došlo v září 1979

**РЕЗЮМЕ****КРИОПЕДИМЕНТЫ: ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ**

Работа посвящена проблеме криопедиментов, их образованию и развитию в современных перигляциальных условиях восточной Сибири и плейстоценовой перигляциальной зоны в Чешской Социалистической Республике. Криопедименты — это пологонаклонные коренные поверхности прикрытые маломощным чехлом обломочного материала. Образуются в перигляциальных условиях комплексом криогенных процессов — по мнению автора — за счет параллельного отступания тылового крутого склона. Криопедименты прикрыты чехлом рыхлых отложений небольшой мощности (в среднем 0,5—2 м) и сверху ограничены более или менее крутым склоном, с которым имеют — как правило — плавное сочленение без большого перелома в профиле. Обычно переходят в поверхности четвертичных речных террас или прямо в пойму рек. В работе рассмотрены важнейшие свойства криопедиментов и механизм их образования. Особо проанализированы важнейшие свойства рельефообразующих процессов на криопедиментах. Автор поддерживает представления о криопедиментации как об одном из важнейших процессов развития рельефа перигляциальных областей.

**Summary****CRYOPEDIMENTS: IST ORIGIN AND DEVELOPMENT**

Cryopediments are defined as gently inclined erosional surfaces developed at the foot of valley sides or marginal slopes of geomorphological units developed by cryogenic processes in periglacial conditions. The dominant characteristics of cryopediments are

- i) their low angles of inclination,
- ii) their extremely shallow concave, nearly rectilinear, profile and
- iii) their geomorphic location at the foot of steeper rises.

Author describes cryopediments of present-day periglacial zone of the Eastern Siberia and those of former periglacial zone of Czech Socialist Republic. Cryopediments are essentially slopes of transportation and they develop through the parallel retreat of steeper slopes. The processes operating upon cryopediments are the various forms of slopewash, in particular sheetwash, aided by solifluction, while retreat of steeper back rises at the upper limit of the cryopediments is usually accomplished by

- i) intense frost weathering and creep concentrated in dells, which act as lines of concentrated erosion and denudation,
- ii) sapping at the foot of the slope by nivation processes.

In form, cryopediments vary in angle from as much as 8—12° in their upper section to as low as 1° in their lower section. In some places, the cryopediment surface extends directly to the valley bottom; in others, it grades into fluvial accumulation terraces. In many cases, the valley cryopediments penetrate from the main valleys into the side valleys and, under favourable condi-

tions, the cryopediments of two opposite valleys merge together to form pediment passes. Since cryopediments are slopes of transportation, only a thin (0,5 to 2,0 meters) veneer of surficial material mantles the slope. Present-day transportation across the pediment surface is also indicated by a variety of phenomena, such as small solifluction terraces, non-sorted stripes on the slopes of the shallow dells which dissect the cryopediment surfaces, drunken forest etc. Author's opinion is, that cryopediments are forms of present-day and of pleistocene periglacial zone. Author does not agree with the opinion of J. Büdel about "the traditional" development of cryopediments from aride pediments of Tertiary age. On the other side, pleistocene cryopediments in Czech Socialist Republik are developing further under present-day humide climatic conditions.

## 1. ÚVOD

V posledních desíletích dosáhli geomorfologové značné úspěchy při studiu současné i pleistocenní periglaciální klimatomorfenetické oblasti. Přesto mezi nimi není jednoty při hodnocení účinnosti a podílu jednotlivých geomorfologických pochodů při vývoji reliéfu současné i fosilní periglaciální oblasti. Zejména výrazně se to projevuje v hodnocení podílu říční eroze a svahových pochodů na modelaci periglaciální klimatomorfenetické oblasti. V podstatě lze rozlišit dvě skupiny geomorfologů.

První skupinu tvoří geomorfologové, kteří zejména pod vlivem význačného západoněmeckého geomorfologa J. Büdela, pokládají za rozhodující modelační činitel v periglaciální oblasti lineární erozi tekoucí vody a s tím spojenou intenzivní tvorbu údolí. Tento názor zřejmě vychází ze středoevropských představ o vlivu kolísání podnebí v pleistocénu na zařezávání řek a vývoj hlubokých až kaňonovitých údolí v evropských středohorách. Pokud J. Büdel přiznává vývoj zarovnaných povrchů v chladném podnebí, označuje je jako další (tradiční) vývoj povrchů vzniklých v jiných klimatických podmínkách. J. Büdel tuto představu rozvinul v řadě prací od roku 1948 a přidržuje se jí i ve své nejnovější souborné práci z roku 1977. Jeho zásluhou se tato představa dostala i do některých učebnic obecné geomorfologie (srov. např. H. Wilhelmy, 1974).

Na druhé straně stojí geomorfologové, kteří upozorňují na malou účinnost tekoucí vody a velkou intenzitu svahových pochodů, která vede k vývoji zarovnaných povrchů v periglaciální klimatomorfenetické oblasti působením souboru kryogenních pochodů příznačných pro tuto oblast. Jsou to především sovětsí geomorfologové, kteří pracují v současných periglaciálních oblastech (např. D. A. Timofeev, 1962, 1963, 1968, O. V. Kašmenskaja a Z. M. Chvorostova, 1965, V. I. Panasenko, 1968, E. P. Keyda, 1970, J. P. Parmuzin, 1973 a další). Jejich názory souborně vystihují práce A. P. Dedkova (1965, 1977). Tento autor a jeho spolupracovníci soudí, že činnost řek probíhá v periglaciální oblasti v málo příhodných podmínkách. Naopak příznačná pro tuto oblast je vysoká intenzita svahových pochodů a s tím spojený vznik kryogenních zarovnaných povrchů. Soudí, že i když mechanismus vzniku a vývoje kryogenních zarovnaných povrchů v periglaciální klimatomorfenetické oblasti není dosud zcela jasný, nelze pokládat periglaciální oblast za zónu intenzivního vývoje údolí (A. P. Dedkov et al, 1977, str. 107). Naopak je to oblast intenzivního zarovnávání. Jestliže mají kryogenní zarovnané povrchy poměrně malé plošné rozsahy je to důsledek poměrně krátkého trvání dlouhodobě zmrzlé půdy (asi 300 000 let) a periglaciálních podmínek vůbec (A. P. Dedkov, 1965).

S těmito názory sovětských autorů jsou v souladu i pozorování z oblasti rozšíření periglaciální klimatomorfenetické oblasti v pleistocénu, zejména v Evropě. Obecně

na tyto problémy poukázali H. Baulig (1952) a J. Dylik (1957). Konkrétní doklady z terénu pak přinesli zejména z PLR K. Rotnicki (1964, 1966), A. Martini (1969), z ČSSR V. Panoš (1960), T. Czudek a J. Demek (1961, 1968, 1970, 1971), J. Demek (1969, 1972, 1978), B. Balatka, J. Loučková a J. Sládek (1969), B. Balatka a J. Sládek (1973, 1975) a další. Z MLR zejména Z. Pinczés (1974, 1977), z NDR (H. Richter (1965), z NSR H. Karrasch (1972), J. Spönemann (1966), z Francie a Anglie A. Guilhaud (1950) z Anglie M. T. Te Punga (1956), R. S. Waters (1962), K. J. Gregory (1966), H. M. French (1973).

V této práci chci zejména věnovat pozornost mechanismu vzniku a vývoje úpatních zarovnaných povrchů, které vznikají v periglaciální klimatomorfo-genetické oblasti působením kryogenních procesů. Tyto úpatní povrchy označujeme jako kryopedimenty (T. Czudek, J. Demek, 1968). Pro poznání mechanismu vývoje těchto zarovnaných povrchů periglaciální oblasti v ČSR zejména mně napomohlo studium současných kryogenních procesů na Sibiři v letech 1966—1973, většinou společně s Dr. T. Czudkem, CSc. z Geografického ústavu ČSAV. Výzkum byl prováděn v rámci spolupráce s Institutem merzlotovedeniya SO AN SSSR v Jakutsku a za podpory ředitele tohoto ústavu člena korespondenta AN SSSR P. I. Melnikova.

## 2. TERMINOLOGIE

Vznik kryopedimentů souvisí s vývojem svahů v periglaciální klimatomorfo-genetické oblasti. Pod pojmem vývoj svahů rozumíme postupnou modelaci svahů působením souboru exogenních geomorfologických procesů, které způsobují buď ústup svahů nebo jejich zplošťování. Pedimentací pak rozumíme rovnoběžný ústup příkřejší části svahů (srubu) a vývoj mírně ukloněného, většinou konkávního úpatního povrchu (pedimentu). Úpatní povrchy vznikající působením souboru kryogenních pochodů v periglaciální oblasti pak označujeme jako kryopedimenty. Předpokladem je, že úpatní povrch je vyvinut ve stejně odolných horninách jako příkrý svah (srub), jehož ústupem vznikl.

Podle polohy a rozměrů rozeznáváme dva typy kryopedimentů, a to — okrajové kryopedimenty, které jsou mírně ukloněnými úpatními zarovnanými povrchy při úpatí okrajových svahů geomorfologických jednotek (pohoří, hřbetů, ostrovních hor ap.); tento typ povrchů dosahuje šířky až několika desítek km; při jejich vzniku může spolupůsobit i boční eroze vodních toků stékajících z vyššího terénu,

— údolní kryopedimenty, které jsou mírně ukloněnými povrchy při úpatí údolních svahů, jejichž ústupem vznikají; mají šířku až několik km a vyvíjejí se působením svahových pochodů bez vlivu boční eroze vodního roku.

## 3. KRYOPEDIMENTY V ČSR

Kryopedimenty vzniklé v chladných obdobích pleistocénu byly v ČSR poprvé rozlišeny T. Czudkem a J. Demkem při podrobném geomorfologickém mapování v Dyjsko-svrateckém úvalu a ve Středomoravských Karpatech v r. 1966. Při úpatí okrajových svahů Středomoravských Karpat byly nalezeny až 15 km dlouhé a 2 km široké konkávní svahy. Sklon těchto úpatních povrchů je velmi malý a kolísá mezi 0,5—2,5°. Při prvním pohledu se tyto svahy zdají být úpatními akumulacími

svahy tvořenými svahovými sedimenty. Ve vrtech a později i v dlouhých odkryvech pro vodovody a plynovody bylo zjištěno, že skalní podloží tvořené zvrásněnými flyšovými horninami a neogenními sedimenty leží v hloubce 0,5—1,5 m pod povrchem. Studium odkryvů názorně prokázalo, že se jedná o erozní úpatní povrchy. Pokryvné útvary jsou tvořeny soliflukčními a splachovými sedimenty (T. Czudek a J. Demek, 1970). Pro tyto povrchy je příznačná hustá síť úpadů a mělkých suchých údolí. Úpady i mělká údolí jsou v současné době vyplňována splachovými sedimenty (T. Czudek a J. Demek, 1976). Ploché úpatní povrchy přecházejí směrem nahoru vcelku plynule do 100—150 m vysokých svahů. Jen v místech, kde vyúsťují z vyššího terénu vodní toky, bývá přechod výraznější.

V Popické sníženině v okolí obce Popice jsou popsány úpatní povrchy vyvinuté mezi okrajovým svahem Středomoravských Karpat a plochou vyvýšeninou se zbytky 50 m akumulární terasy řeky Dyje staropleistocenního stáří (nejspíše Günz). V této oblasti je možné rozlišit dvě úrovně kryopedimentů oddělené ani 25 m vysokým svahem. Nižší úroveň kryopedimentů je vázána na nízkou pleistocenní (nejspíše Riss) terasu řeky Dyje, příp. přímo na nivu. Obě úrovně kryopedimentů vznikly nesporně v pleistocénu.

Kryopedimenty ve dvou úrovních byly nalezeny i v sousední Hustopečské sníženině. Lemují ve dvou úrovních po obou stranách svahy této sníženiny. Ve středu je pouze úzká niva Starovického potoka.

Zajímavý je i vývoj kryopedimentů mezi okrajem Středomoravských Karpat mezi obcemi Křepice, Šitbořice a Moutnice a přilehlou částí Dyjsko-svrateckého úvalu kolem vrchu Výhon (354 m). Vrch Výhon představuje tektonickou kru neogenních sedimentů, která byla vyzdvižena podle zlomů. Prostor mezi touto krou a okrajem Středomoravských Karpat, představuje soubor plochých konkávně erozních povrchů; nad něž čnějí nevysoké vyvýšeniny s konkávními svahy. Blíže úpatí Středomoravských Karpat jsou tyto povrchy zaříznuty do vrásněných flyšových hornin. V okolí vrchu Výhon pak jejich podloží tvoří neogenní sedimenty. Kryopedimenty na flyšových i neogenních sedimentech mají stejné tvary a místy do sebe zcela plynule přecházejí. Povrchy jsou vázány na úzké údolní nivы. Mnoho vodních toků zakreslených na mapě je občasných. Velký počet údolí je zcela suchých. Splynutím konkávních povrchů (kryopedimentů) vznikl v této oblasti kryopediplén čtvrtohorního stáří.

O kvarterním stáří těchto povrchů svědčí i nálezy kryopedimentů v jiných částech Dyjsko-svrateckého úvalu. V jihozápadní části sníženiny mají i malé vodní toky 2—3 km široká údolí. Velký počet těchto údolí je dnes suchý, protože jejich dna jsou zaříznuta do rozsáhlých staropleistocenních teras řeky Dyje a Jihlavy. Neširokou nivu zpravidla lemují nízké akumulární terasy risského a würmského stáří. Od těchto nízkých teras anebo místy přímo od nivы se zvedá k údolním svahům široká konkávně prohnutá lišta. Dříve se všeobecně soudilo, že je to plochý úpatní povrch vzniklý boční erozí toků. Na údolních svazích však nebyly nalezeny stopy boční eroze a na konkávním povrchu nejsou fluvialní sedimenty.

Příkladem takového údolí může být údolí potoka Miroslávka mezi Miroslaví a Novou Vsí u Pohořelice. Dolní tok Miroslávky je zaříznut do 30—40 m terasy řeky Jihlavy, která je staropleistocenního stáří (Günz). Údolní svah má sklon 12—10° a přechází plynule do úpatního povrchu širokého několik set metrů se sklonem mezi 0,5° až 3°. Svah i úpatní povrch navazuje na povrch 4 m terasy Miroslávky, která plynule navazuje na stejnou terasu v údolí řeky Jihlavy. Úpatní povrch z oblasti mezi Novou Vsí a Vlasaticemi plynule pokračuje jednak proti proudu Miroslávky

a jednak do údolí řeky Jihlavy a suchého údolí u Pasohlávek. Na úpatním povrchu je malá mocnost svahových a splachových sedimentů (většinou do 1 m). Jen místy na kryopedimentu leží spraš mladowermského stáří.

Údolí Miroslávky zaříznuté na dolním toku do staropleistocenní akumulární říční terasy je čtvrtohorního stáří. Údolní kryopedimenty v údolí jsou tedy rovněž čtvrtohorního stáří. Vzhledem k propustným neogenním pískům mohly kryopedimenty vzniknout jen v podmínkách, kdy permafrost tvořil pro vodu nepropustnou vrstvu. Ústup údolních svahů byl vyvolán svahovými pochody a nikoliv bočnou erozí Miroslávky.

Kryopedimenty jsou však v ČSR více rozšířeny než se dosud soudilo. Kryopedimenty se vyskytují na dně sníženin v České tabuli a při úpatí vulkanických tvrdošů v Českém středohoří. B. Balatka, J. Loučková a J. Sládek (1969, str. 13—14) popsali kryopediment tvořící dno Jestřebské kotliny jižně od Doks. Je zajímavé, že kryopedimenty zde zarovnávají poměrně odolné horniny a bezprostředně navazují na údolní nivu.

Z Mostecké pánve pak B. Balatka a J. Sládek (1975, str. 8 a 9) popsali rozsáhlé kryopedimenty vázané na terasy řeky Ohře. Tyto údolní kryopedimenty mají sklon okolo 2° a zarovnávají svrchnokřídové a miocenní sedimenty. Spojují povrch akumulární říční terasy s příkřejším údolním svahem o sklonu od 5 do 15°. Kryopedimenty jsou pokryty holocenními svahovými sedimenty, jejichž mocnost nepřesahuje 1 m.

Šířka údolí vodních toků, která byla připisována boční erozi toků, je podle těchto nových poznatků i výsledkem svahových pochodů. Na dně údolí nacházíme úpatní povrchy, které jsou výsledkem rovnoběžného ustupování svahů, zejména v důsledku působení kryogenních pochodů.

A. Zeman (1973) pak poukázal na skutečnost, že kryopedimenty jsou současně indikátorem relativní tektonické stability území, protože jsou to v podstatě rovnovážné svahy, na kterých nedochází ani k podstatné erozi, ani k podstatné akumulaci.

#### 4. SOUČASNÉ KRYOPEDIMENTY VE VÝCHODNÍ SIBÍŘI

Příkladem současných kryopedimentů mohou být tvary v údolích pohoří Stanovoj chrebet, Verchne-Kolymskoje nagorje a Jano-Ojmjakonskoje nagorje a v Zabajkalí. Tato pohoří leží v subniválním podnebí kontinentálního typu s dlouhou, velmi chladnou zimou a krátkým teplým létem. Podnebí je současně suché, zejména množství sněhu v zimě je malé. V celém území je vyvinuta dlouhodobě zmrzlá půda s poměrně nízkými teplotami a mocností několika set metrů. Ve zkoumaném území vládne zhruba stejné podmínky jako v posledním glaciálu.

Příznačná pro toto území jsou široká údolí se zabahněným dnem. Na dně je vyvinuta široká niva, místy lemovaná nízkými terasami. Vodní toky se vinou na dně v širokých volných meandrech. Velikost vodních toků je nepřiměřená údolím a meandrové pásy jen zřídka sahají k údolním svahům. Místy na nivě nacházíme holé šterky. Jsou to místa, kde v zimě vznikají tariny. Na povrch nivy nebo povrch nízkých teras navazuje pozvolný, většinou rovněž zabahněný svah, který v některých údolích dosahuje šířky až několika km.

Při sondážích spojených zejména s vyhledáváním nerostných surovin nebo při stavbě cest bylo zjištěno, že na mírném svahu je jen málo mocná vrstva svahových sedimentů. Mírné svahy zarovnávají různé horniny a sečou i geomorfologicky různé

odolné horniny. Vznik mírně ukloněných údolních svahů byl vysvětlován dříve hlavně říční erozí. Nezřídka byly tyto svahy považovány i za akumulace svahových materiálů (tzv. terasouvaly v sovětské geomorfologické literatuře). Mírné svahy však plynule přecházejí v příkřejší části údolních svahů, na kterých nejsou stopy boční eroze (srov. též M. V. Piotrovskij, 1964). Příkřejší části svahů mají sklon 20—30° a jsou většinou pokryty sutí a balvanovými moři. Na jaře lze slyšet v balvanových mořích proudit vodu, která vynáší jemný materiál. Svahy jsou zvláště četnými svahovými úpady. V horních částech svahů se nezřídka vyskytují kryoplanační terasy.

Údolní kryopedimenty jsme našli vyvinuty v různých horninách. V pohorí Stanovoj chrbet se nacházely v hlubinných vyvřelinách, v mladých pohorích severovýchodní Sibíře byly vyvinuty na jílovitých břidlicích a pískovcích verchojanského komplexu. Příkré údolní svahy i mírné (2—9°) ukloněné úpatní povrchy v údolích jsou vyvinuty ve stejné odolných horninách, takže se nejedná o strukturní svahy.

Kryopedimenty vybíhají z hlavních údolí do údolí přítoků. V pohorí Stanovoj chrbet je patrné, že se spojují kryopedimenty protilehlých údolí. Tímto způsobem vznikají údolní rozvodí, která lze označit jako pedimentové průsmyky. Tyto pedimentové průsmyky rozdělují horské hřbety na zaoblené vyvýšeniny a postupně tak vzniká reliéf ostrovních hor. Na vrcholech hor jsou kryoplanační terasy. Plochá rozvodí jsou často rovněž zabahněná.

Kryopedimenty, které jsme ve východní Sibíři studovali, byly vyvinuty v širokých rozevřených údolích. M. V. Piotrovskij (1964, str. 57) však uvádí údaje o údolních pedimentech vzniklých v 100 až 300 m hlubokých údolích zařiznutých do prahorních a prvohorních hornin. Kryopedimenty v údolích mají sklon okolo 10° a šířku několika desítek metrů. Přecházejí do příkrých údolních svahů, které v místech přechodu mají do výšky asi 2 m sklon až 40°. Poté se sklon příkrého svahu zmenšuje na 32 až 25°.

V údolích velkých sibiřských řek, jako např. Šilka, Onona, Ingoda, Arguna, a jejich velkých přítoků dosahuje šířka kryopedimentů až několik km. Většina kryopedimentů je vázána na tzv. hlavní terasu, která je středo- až staropleistocenního stáří. Nejrozsáhlejší pedimenty jsou proto velmi mladé. Menší kryopedimenty jsou vázány i na jiné terasy těchto řek, takže v řadě údolí se nachází více stupňů údolních kryopedimentů (J. G. Simonov, 1966, str. 32).

## 5. MORFOGRAFIE KRYOPEDIMENTŮ

Morfografie kryopedimentů zahrnuje analýzu jejich půdorysného tvaru a podélných a příčných profilů.

V půdorysu tvoří kryopedimenty listu při úpatí příkřejších svahů. Jejich půdorys je nepravidelný. Nezřídka kryopediment zabíhá širokými výběžky do příkřejších svahů vyššího terénu nebo údolí vodních toků stékajících ze svahu. Kryopedimenty bývají vyvinuty buď při úpatí obou údolních svahů nebo u sklonově asymetrických údolí pouze na mírnějším svahu. V Stanovom nagorje jsme pozorovali i pedimentové průsmyky vzniklé spojením kryopedimentů v protilehlých údolích přes rozvodí.

Příčný profil kryopedimentů je téměř přímý nebo mírně konkávně prohnutý. Kryopedimenty se mírně sklánějí od úpatí příkřejších svahů vyššího terénu do sníženiny nebo od údolních svahů k ose údolí. Ve své horní části mají kryopedimenty v průměru sklon 8—10°. U některých údolních pedimentů na Sibíři jsme pozorovali i větší sklony, zejména v pramenných oblastech údolí. Např. v údolí Artak—Jurjach

asi 80 km západně od města Ust-Nera dosahoval sklon v horní části kryopedimentu 13—14°. V dolní části kryopedimentů bývá sklon i menší než 1°. Pleistocenní pedimenty v Československu mají sklony menší, zpravidla kolem 0,5—3°. Od příkrého svahu jsou kryopedimenty odděleny více nebo méně výrazným lomem spádu. Šířka pedimentů se v příčném profilu pohybuje od několika stovek metrů do několika km.

V podélném profilu jsou kryopedimenty mírně zvlněné četnými úpady. Údolní kryopedimenty mají sklon ve směru sklonu údolí. Délka pedimentů v podélném profilu bývá značná. V Československu byly popsány kryopedimenty dlouhé až 15 km. Kryopedimenty v sibiřských údolích mohou dosáhnout délky až několika desítek nebo stovek km.

## 6. KORELÁTNÍ SEDIMENTY NA PEDIMENTECH

Korelátní sedimenty na kryopedimentech mají malou mocnost. Přesto však jsou důležitým prostředkem pro poznání mechanismu tvorby kryopedimentů.

Na současných údolních kryopedimentech v Sibiři jsme našli většinou hlíny s ostrohrannými úlomky hornin. Např. na pedimentu u chaty Korejka ve hřbetu Jankan jsme našli následující profil:

0,00—0,30 m černá humózní hlína,

0,30—2,00 m hnědá písitá hlína s ostrohrannými úlomky žuly a s polohami (asi 3 cm mocnými) hrubého zvrstveného písku,

2,00 a dále skalní podloží (žula).

Na kryopedimentu v údolí Artyk—Jurjach v Elginském nagorje jsme prohlédli řadu sond, v nichž byly hnědé svahové hlíny s ostrohrannými úlomky pískovců. Mocnost svahových sedimentů na kryopedimentu byla 1,80—2,40 m. Pod nimi byla nezvětralá skála (pískovce a břidlice).

Mocnost korelátních sedimentů na pleistocenních kryopedimentech v Československu je zpravidla velmi malá. Na rozsáhlém kryopedimentu mezi obcemi Hustopeče, Starovičky a Zaječej ležely v sondách horniny skalního podloží zpravidla již přímo pod 40—60 cm mocnou půdou.

Větší mocnosti korelátních sedimentů byly nalezeny na těchto pleistocenních kryopedimentech pouze v úpadech, které ve velkém počtu mělce rýhují kryopedimenty. Byly to zpravidla jemnozrnné produkty urychlené eroze půdy, které byly představovány černohnědými humózními hlínami.

## 7. DROBNÉ TVARY NA POVRCHU KRYOPEDIMENTŮ

Výraznými tvary, které se vyskytují na pedimentech jsou již zmíněné četné úpady (dellen), které ve velkém počtu probíhají na povrchu kryopedimentů ve směru jejich spádu. Výzkumy na recentních kryopedimentech v Sibiři ukázaly, že v úpadech je voda. Proto kryogenní pochody v úpadech jsou intenzivnější než na zbývajících plošech kryopedimentů. Dochází proto k pohybu materiálu ze stran do úpadů prostřednictvím soliflukce, splachu, mrazového klouzání a dalších pochodů. Významný je zřejmě i jehličkovitý led, zejména na místech bez vegetace. Materiál je pak úpady dopravován směrem po svahu, zejména v obdobích tání sněhu. Významná je však zřejmě i sufóze.

Na plochách mezi úpady jsme pak pozorovali netříděné kruhy, tříděné kamenné polygony, netříděné terasy a další stopy kryogenních pochodů. Na některých kryope-

dimementech byly i výrazné soliflukční terasy. Stopy soliflukce se projevovaly i trhlami v mechovém pokryvu a ohyby stromů (opilý les). Vyskytují se i otevřené mrazové trhliny a polygony ledových klínů, které zasahují svými konci až do skalního podloží.

Na pleistocenních kryopedimentech v Československu byla hloubka úpadů menší a některé byly zcela vyplněny produkty urychlené eroze půdy.

## 8. POCHODY PŮSOBÍCÍ NA KRYOPEDIMENTECH

Kryopedimenty jsou všeobecně považovány za plochy transportu materiálu, který přichází vodními toky nebo svahovými pochody z vyššího terénu. Na kryopedimentech tedy převládají transportační pochody, ať již tekoucí vodou nebo vlivem gravitace.

Při úpatí příkřejších svahů vyššího terénu působí nivace. Na recentních kryopedimentech v Sibiři jsme často pozorovali podkopávání svahu nivačními pochody. Sklon svahu při úpatí byl na výšku 2—3 m větší než ve vyšší části svahu. V Stanovom nagorje jsme koncem května a počátkem června 1969 pozorovali závěje sněhu v lomu spádu mezi pedimentem a příkřejším svahem. V Chrebtu Čerského jsme na kryopedimentech ještě koncem června pozorovali, že úpatí příkřejšího svahu v místech lomu spádu je vlhčí než plocha kryopedimentu níže po svahu. J. G. Simonov (1966) to vysvětluje výtoky mělké podzemní vody nad permafrostem. Větší vlhkost v těchto podmínkách přirozeně znamená větší intenzitu kryogenních procesů, zejména soliflukce.

Kryoturbace a mrazové třídění, které se projevují vznikem netříděných kruhů a kamenných polygonů, vedou ke zjemňování materiálu na kryopedimentu, který pak snadněji podléhá soliflukci a sufózi. Soliflukci na mnoha místech je obtížné oddělit od plošného splachu.

## 9. VÝVOJ KRYOPEDIMENTŮ

Všeobecně se soudí, že kryopedimenty vznikají ústupem příkřejšího svahu omezujícího vyšší terén. Při ústupu příkřejšího svahu má značný vliv jeho podkopávání vlivem nivace. Při vyústění vodních toků na pediment může působit i boční eroze těchto toků. Její vliv je však omezený. Poznává se to podle ostřejšího lomu spádu mezi svahem a kryopedimentem v místech boční eroze. Hlavními činiteli v ústupu svahů jsou svahové kryogenní pochody, zejména působení úpadů a stružkové eroze.

Na pedimentu pak v jemnějších svahových materiálech působí soliflukce, plošný splach, mrazové klouzání, mrazové třídění a kryoturbace. Hlavními liniemi obnosu jsou úpady. Intenzita těchto pochodů přirozeně závisí na mocnosti činné vrstvy. Zejména v jižním Jakutsku, kde mocnost činné vrstvy dosahuje koncem léta 2—3 m a zasahuje tedy celou mocnost korelačních sedimentů, je intenzita kryogenních pochodů značná.

Permafrost je významným činitelem při vývoji kryopedimentů, zejména v propustných horninách (štěřech, písčích). Dlouhodobě zmrzlá půda tvoří nepropustnou vrstvu, která umožňuje větší provlhlčení povrchu terénu, a tím i intenzivní kryogenní pochody. Po roztání permafrostu se intenzita pochodů podstatně snižuje. Současně permafrost zmenšuje intenzitu zvětrávání skalního podloží na kryopedimentu, takže tento si uchovává svůj vzhled.



## 10. PROBLÉMY SPOJENÉ SE VZNIKEM KRYOPEDIMENTŮ

Vedle převládajícího názoru na vznik kryopedimentů vlivem ustupování příkřejších svahů existuje i skupina badatelů, kteří zastávají jiný názor. Vycházejí z poznatku, že v periglaciálních oblastech s výskytem permafrostu je větší intenzita kryogenních pochodů na mírných svazích než na příkrých svazích. Příčinou je vyšší obsah vody na mírných svazích, který, jak již bylo zmíněno, vede k větší intenzitě kryogenních pochodů. Proto tito autoři (např. V. L. Suchodrovskij) soudí, že kryopedimenty vznikají shora vlivem vyšší intenzity svahových pochodů na mírně ukloněných svazích ( $10\text{--}15^\circ$ ), které vznikají pod sněžníky. Sruby a srázy, které přitom vznikají, mohou pak rovnoběžně ustupovat, avšak jen za předpokladu, že současně probíhá snižování povrchu mírného svahu.

Geomorfologové zastávající toto stanovisko zřejmě podceňují význam nivace při ustupování příkřejších svahů v periglaciální zóně, která vede k podkopávání rozstátých příkrých svahů. Současně tavná vody ze sněžníků podporuje rozvoj plošného splachu a soliflukce pod sněžníkem. Tak vede k exponování úpatí svahu a k jeho rovnoběžnému ustupování. Současně je však třeba přiznat, že dosud máme málo podrobných studií a procesech probíhajících na příkrých svazích, zejména měření pohybu materiálu. Proto v dalším výzkumu bude třeba těmto otázkám věnovat pozornost (srov. A. P. Dedkov, 1977).

## 11. OTÁZKY DALŠÍHO VÝVOJE KRYOPEDIMENTŮ V MÍRNÉM HUMIDNÍM PODNEBÍ

Při výzkumu pleistocenních kryopedimentů ve Středomoravských Karpatech jsme zjistili (T. Czudek a J. Demek, 1976), že vývoj kryopedimentů probíhá dále i v současných mírně humidních podmínkách. Na pedimentech nedochází k větší akumulaci materiálu a kryopedimenty fungují dále jako plochy transportu. Pouze v úpadech dosahuje akumulace produktů urychlené eroze půdy mocnosti kolem 2,5 m.

## 12. ZÁVĚR

Periglaciální klimatomorfogenetická oblast, zejména její část s výskytem permafrostu, představuje oblast intenzivních geomorfologických procesů směřujících k zarovnávání reliéfu. Čím se nachází oblast severněji, tím je menší mocnost činné vrstvy, a tím i větší její nasycenost vodou. Na množství vody pak závisí intenzita kryogenních pochodů, a tím i intenzita zarovnávání. Proto i za poměrně krátké období výskytu permafrostu ve čtvrtohorách došlo v periglaciálních podmínkách ke vzniku zarovnaných povrchů. Kryogenní pochody proto můžeme považovat za zvláštní, svérázný činitel zarovnávání reliéfu vedoucí k pediplanaci (J. P. Parmuzin, 1973, str. 62). Svéráznost kryogenních procesů spočívá v rychlé migraci materiálu v souvislosti s velkým nasycením půdy vodou, a tím v plošném odnosu a zarovnávání. Proto za poměrně krátké období vznikly kryopedimenty a jejich spojením k kryopediplény. Jsou to formy nové, které jsou vlastní periglaciální klimatomorfogenetické zóně a nikoliv „zděděné“ z třetihorních suchých období (jak předpokládal J. Büdel). Kryopedimentace je tak významným činitelem ve vývoji reliéfu v periglaciálních podmínkách.

## LITERATURA

- Balatka J., Loučková J. a Sládek J. (1969): Vývoj pískovcového reliéfu České tabule na příkladu Polomených hor. Rozpravy Československé akademie věd, řada MPV 79(5): 1–38, Praha.
- Balatka B. a Sládek J. (1975): Geomorfologický vývoj dolního Poohří. Rozpravy ČSAV, řada MPV 85(5): 1–70, Praha.
- Baulig H. (1952): Surfaces d'aplanissement. Annales de Géographie, 325: 161–183; 326: 245–262, Paris.
- Büdel J. (1977): Klima- Geomorphologie. Gebrüder Borntraeger. Berlin—Stuttgart, 304 s.
- Czudek T. a Demek J. (1961): Význam pleistocenní kryoplanace na vývoj povrchových tvarů České vysočiny. Anthropos 14: 57–59, Brno.
- Czudek T. a Demek J. (1968): Pleistocenní kryoplanace v Československu. Sborník Československé společnosti zeměpisné 73(3): 245 s. Praha.
- Czudek T. a Demek J. (1971): Pleistocene Cryopedimentation in Czechoslovakia. Acta Geographica Lodziensis 24: 101–108, Łódź.
- Czudek T. a Demek J. (1971): Pleistocene Cryoplanation in the Česká vysočina Highlands, Czechoslovakia. Institute of British Geographers. Transactions 52: 95–112 s. London.
- Czudek T. (1979): Die Täler des Hügellandes Hlučínská pahorkatina in der ČSSR. Přírodovědné práce ústavů ČSAV v Brně XIII(6): 1–47, Academia, Praha.
- Dedkov A. P. (1965): Das Problem der Oberflächenverebnungen. Petermanns Geographische Mitteilungen 109: 258–264, Gotha.
- Dedkov A. P. (1977): Klimatičeskaja geomorfologija denudacionnyh ravnin. Izd. Kazanskogo universiteta, Kazaň, 224 s.
- Demek J. (1972): Die Pedimentation in subnivalen Bereich. Göttinger Geographische Abhandlungen 60: 145–154. Göttingen.
- Demek J. (1969): Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. Rozpravy Československé akademie věd, řada MPV 79(4): 1–80, Praha.
- Demek J. (1972): Cryopedimentation: an important type of slope development in cold environment. International Geography 1972, Montreal, 1: 15–17, Montreal.
- Demek J. (1978): Quartäre Entwicklung der Hänge und Verebnungsflächen in der Tschechischen Sozialistischen Republik (ČSR), Beiträge zur Quartär und Landschaftsforschung. Hirt Verlag. Wien, 89–106 s.
- Dylik J. (1957): Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semiarid climatic conditions. Biuletyn Peryglacialny 5: 37–49, Łódź.
- Dylik J. (1972): Dolne zalamanie stoku i jego znaczenie morfogeneticzne. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Prace Komisji Geograficzno-geologicznej XIII(1): 99–119, Poznań.
- French H. M. (1973): Cryopediments on the Chalk of Southern England. Biuletyn Peryglacialny 22: 149–156, Łódź.
- French H. M. (1976): The Periglacial Environment. Longman. London and New York, 309 s.
- Gregory K. J. (1966): Aspect and landforms in north east Yorkshire. Biuletyn Peryglacialny 15: 115–120, Łódź.
- Guilcher A. (1950): Nivation, cryoplanation et solifluction quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du nord de Devonshire. Revue Géomorphologique Dynamique 1: 53–78. Strasbourg.
- Hadley R. F. (1967): Pediments and Pediment-Forming Processes. Journal of Geological Education. XV(2): 83–89, Washington.
- Chvorostova Z. M. (1970): Problema obrazovanija pedimentov. Problemy poverchnostej vyravnivanija 1: 90–94, AN SSSR. Irkutsk.
- Jahn A. (1975): Problems of the Periglacial Zone. PWN. Warszawa, 299 s.
- Karrasch H. (1972): Flächenbildung unter periglazialen Klimabedingungen. Göttinger Geographische Abhandlungen 60: 155–168, Göttingen.
- Kašmenskaja O. V. a Chvorostova Z. M. (1965): Geomorfologičeskij analiz pri poiskach rossypěj na primere Elginskogo zolotonosnogo rajona v verchovjach reki Indigirki. Izd. AN SSSR, sib. otdělenije. Novosibirsk, 166 s.
- Keyda E. P. (1970): Sovremennoje razvitiije dolinnogo pedimenta v nižněm tečeniji Irtyša. Problemy poverchnostej vyravnivanija 1: 43–44, AN SSSR, Irkutsk.
- Panasenko V. I. (1968): O četvertičnyh pedimentach v rychlyh porodach Amuro-Zejskoj depressii. Problemy izučěnija četvertičnogo perioda 39–41, Chabarovsk.
- Panoš V. (1960): Příspěvek k poznání geomorfologie krasové oblasti „Na Pomezí“ v Rychleb-

- ských horách. Sborník Vlastivědného ústavu v Olomouci, odd. A, Přírodní vědy 4: 33—88, Olomouc.
- Parmuzin J. P. (1973): Dinamika poverchnostej vyvyrnivanja v oblastjach rasprostraneniya mnogoletnej merzloty gruntov. Poverchnosti vyvyrnivanja. Nauka, Moskva, 62—67 s.
- Pinczés Z. (1974): The cryoplanation steps in the Tokaj Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. VIII: 27—47, Kraków.
- Pinczés Z. (1977): Periglacial planation surfaces and sediments in the Hungarian Mountains. *Földrajzi Közlemények* XXV(1—3): 29—45, Budapest.
- Piotrovskij M. V. (1964): Problemy formirovanija pedimentov. *Problemy poverchnostej vyvyrnivanja* 50—65 s., Moskva.
- Richter H. (1965): Die periglazialen Zonen ausserhalb des Jungmoränengebietes. In: J. F. Gellert, ed. *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR*, Berlin, 230—242 s.
- Rotnicki K. (1964): Periglacial slope planations in the southeastern part of the Ostrzeszów Hills. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 235—260 s., Łódź.
- Rotnicki K. (1964): Periglacial pediments and equiplanation surfaces in the Ostrzeszów Hills. Report of the VIth INQUA Congress Warsaw 1961, IV: Warszawa.
- Rotnicki K. (1966): Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *Prace Komitetu Geogr.—Geol., Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk*. 5: Poznań.
- Simonov J. G. (1966): Dolinnye pedimenty lesnoj zony vostočnogo Zabajkalia i jich mesto v analize reljefa. *Vestnik naučnoj informacii Zabajkalskogo filiala geografičeskogo obščestva SSSR*, 6: 26—33, Čita.
- Spönmann J. (1966): Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 36: 1—167, Göttingen.
- Suchodrovskij V. L. (1967): Reljefoobrazovanie v periglacialnych uslovijach (na primere Zemli Franca-Iosifa). Nauka, Moskva 120 s.
- Te Punga M. T. (1956): Altiplanation terraces in Southern England. *Biuletyn Peryglacjalny* 4: 331—338, Łódź.
- Timofeev D. A. (1962): K probleme proischoždenija formy rečnych dolin (na primere rečnych dolin Južnoj Jakutii). *Izvestija AN SSSR, serija geografičeskaja*, 1962 (3): 82—89, Moskva.
- Timofeev D. A. (1963): Poverchnosti vyvyrnivanja Aldano-Olekminskogo meždurečja. Južnaja Jakutija. *Zemlevedenije* 6: 169—183, Moskva.
- Timofeev D. A. (1968): Uslovija obrazovanija dolinných pedimentov. *Voprosy morfolitogeneza v rečnych dolinach*. Čita.
- Timofeev D. A. (1969): Denudacionnyje ravniny bassejna Amurs v svjazi s evolucijej sklonov i nekotoryje obščije problemy proischoždenija perimentov i poverchnostej vyvyrnivanja. *Regionalnaja geomorfologija Sibiri i Dalnego Vostoka. AN SSSR, Leningrad*, 5—52 s.
- Voskresenskij S. S. (1971): Dinamičeskaja geomorfologija. Formirovanije sklonov. *Izd. MGU Moskva*, 229 s.
- Washburn, A. L. (1973): *Periglacial Processes and Environments*. E. Arnold, London, 320 s.
- Waters R. S.: Altiplanation terraces and slope development in West Spitsbergen and South — West England. *Biuletyn Peryglacjalny* 11: 89—101, Łódź.
- Wilhelmy H. (1974): *Klimageomorphologie*. Verlag F. Hirt. Kiel, 375 s.
- Zeman A. (1973): Předběžné výsledky morfostrukturní analýzy při výzkumu ložisek živců v jižním úseku flyšového pásma Karpat na Moravě. *Geologický průzkum* 15: 133—136, Praha.

