

STANISLAV HORNÍK

KRYOPLANAČNÍ TERASY V PROSTORU VELKÉHO ŠPIČÁKU NA ČESKOMORAVSKÉ VRCHOVINĚ

Českomoravská vrchovina je územím, kde jsou tvary terénu vzniklé působením kryogeních pochodů v subnivální klimatomorfo-genetické zóně dosti hojně rozšířeny. Jsou to různé tvary reliéfu, které se vytvořily intenzívními periglaciálními pochody v chladných obdobích pleistocénu, a to jak pochody destruktivními, tak akumulativními. Patří mezi ně i svahové terasy a vrcholové plošiny, jejichž studiem jsem se zabýval v prostoru Velkého Špičáku v severozápadní části Brtnické vrchoviny. V článku uvádím výsledky studia svahových teras a vrcholových plošin na krystalických břidlicích uvedené lokality.

Rostoucí počet prací evropské i světové literatury včetně přínosu našich autorů dovoluje již v současné době souborně zhodnotit dosavadní poznatky o rozšíření a genezi destruktivních svahových teras a vrcholových plošin kryogenního původu. (srov. např. J. Demek 1969). Z terminologie ve smyslu práce J. Demka (1969) uvedu dále pouze charakteristiku, která je pro obsah mé zprávy nezbytná.

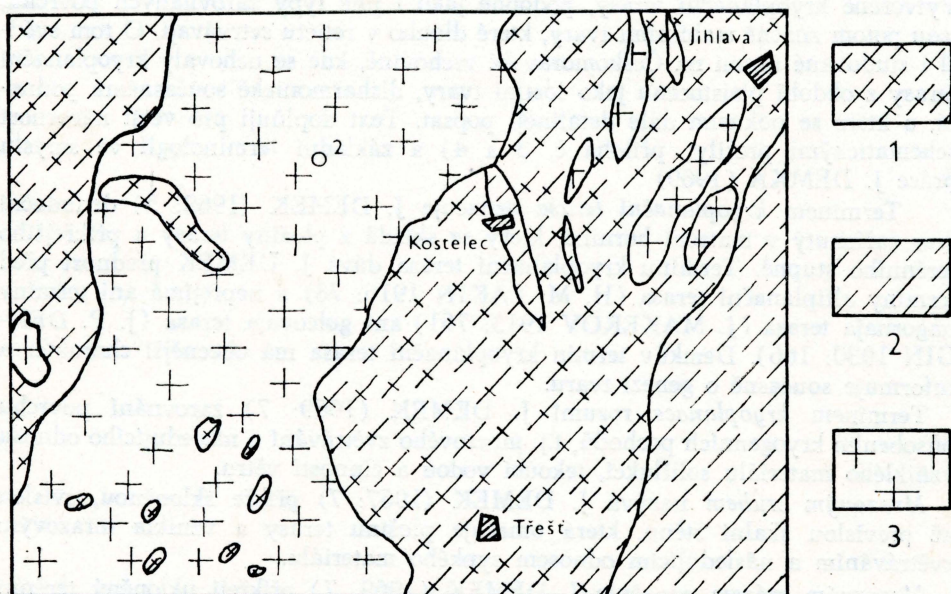
Pro studované území je charakteristický většinou ne příliš vzdálený kontakt metamorfovaných hornin s východním okrajem centrálního plutonu. Podle A. DUDKA (1962: 16) je variský centrální masív výsledkem magmatických intruzí v nejmladších fázích variské orogeneze, vzhledem k tomu, že je tlakově nepatrně postižen. Svým chemismem a teplotou ovlivnil na kontaktu stávající metamorfované horniny a vznikly tak minerální asociace charakteristické především přítomností cordieritu a sillimanitu. Oba typy hornin budují podloží lokalit dále popisovaných kryogenních jevů. Jsou to cordieriticko-biotitické pararuly, jejichž vznik je podmíněn kvalitativními změnami stávajícího pláště biotitických pararul vlivem kontaktu s centrálním masívem. Jsou středně zrnité, hojně po foliaci proniknuté injekcemi aplitové povahy. Přes místní rozdíly lze uvést jejich základní minerální asociaci, kterou tvoří křemen, K-živec, biotit a cordierit. Méně je zastoupen plagioklas (oligoklas-andesin), akcesoricky je přítomen sillimanit, granát, pyrit, magnetit, apatit a zirkon. Sillimaniticko-biotitické pararuly zaujímají převážně jihovýchodní a východní část studovaného prostoru. Magmatitizace se vzdáleností od centrálního masívu ustupuje, takže se jeví zřetelně střídání původních vrstev sedimentů, ve kterých byly rozlišeny v proměnlivém množství křemen, oligoklas, K-živec a sillimanit. Posledně jmenovaný charakteristický minerál těchto hornin je ve volně rozptýlených jehlicích nebo tvoří povlaky na plochách foliace. Jako akcesorie jsou zastoupeny granát, apatit, zirkon, vzácněji muskovit a cordierit. (Chemické rozbory obou místních typů hornin provedli pracovníci n. p. Geindustria Praha, závod Jihlava).

Přibližnou hranici mezi oběma shora uvedenými typy pararul tvoří mylonitová zóna, která jako poruchová zóna prvního řádu probíhá zhruba od jv. okraje města Jihlavy přes obec Loučky k Bezděkovu u Třeště.

Při průzkumu geomorfologických poměrů jsem vycházel z literárních zdrojů, především z práce J. DEMKA et sl. (1965) a M. HRÁDKA (1967).

Ostatní fyzikogeografické komponenty studovaného prostoru jsou detailně zpracovány v publikaci S. HORNÍKA (1973).

K přesnému zakreslení kryoplanačních teras do mapy jsem použil výškoměr systému Paulin.



1. Geologická mapka studovaného území 1:200 000. 1. Cordieritické ruly. 2. Biotitické a silimaniticko-biotitické pararuly. 3. Dvojslídny granit až adamelit. (Kreslila M. Quittová).

Kryoplanační terasy studovaného území

Jak již bylo uvedeno, jsou kryoplanační terasy vázány na subnivální klimatormorfogenetickou oblast s příznačnými klimatickými poměry. Pro vznik teras jsou nutné klimatické podmínky s intenzivním mrazovým zvětráváním a s dostatečnými sněhovými srážkami. Sněžníky, které překrývají úpatí mrazových srubů a srázů, pozvolna tají, po dlouhou dobu zásobují vodou své okolí a umožňují na větším prostoru působení kryogenních pochodů. S. V. OBRUČEV (1937: 69) poukazuje i na význam větru, který hromadí sytký sníh při úpatí mrazových srubů a srázů.

Řada badatelů se pokusila vysvětlit etapy vývoje kryoplanačních teras. Na základě kritického zhodnocení stávající literatury v tomto směru a podle výsledků vlastních výzkumů J. DEMEK (1969: 63–66) rozlišuje a detailněji popisuje následující stadia vývoje kryoplanačních teras:

- a) stadium nivačních depresí,

- b) stádium počáteční kryoplanáční terasy,
- c) stádium zralé kryoplanáční terasy,
- d) stádium vrcholové kryoplanáční plošiny.

J. DEMEK (1969: 66) poukazuje také na značnou shodu ve vývoji kryoplanáčních teras s vývojem pedimentů teplých a suchých oblastí. Pokládá kryoplanáční terasy za zonální typ pedimentů v subnivální klimatomorfogenetické oblasti a používá pro ně název kryopedimenty. Splynutím kryoplanáčních teras pak vzniká zarovnaný povrch typu pediplénu, který označuje jako kryoplén.

Rychlost vývoje kryoplanáčních teras je různá v závislosti na klimatických podmínkách. Řada prací dokládá velmi pomalý průběh kryogenních pochodů. Vytvořené kryoplanáční terasy, podobně jako i jiné typy zarovnaných povrchů, jsou potom značně stabilními tvary, které dlouho v reliéfu setrvávají. O tom svědčí i studované území na Českomoravské vrchovině, kde se uchovaly kryoplanáční terasy z období pleistocénu jako fosilní tvary, disharmonické současnému podnebí, a které se pokusím dále detailněji popsat. Text doplňuji pro větší názornost schématickými profily (příloha č. 3 a 4) a základní terminologií ve smyslu práce J. DEMKA (1969).

Termínem *kryoplanáční terasa* označuje J. DEMEK (1969: 5) denudační tvar zaříznutý v mateční hornině, který se skládá z plošiny terasy a příkřejšího terénního stupně. Termínu kryoplanáční terasa dává J. DEMEK přednost před termíny altiplanáční terasa (H. M. EAKIN 1916: 78) a nepřejímá ani termíny nagornaja terasa (J. MAKEROV 1913: 761) ani golcovaja terasa (J. P. DENGIN 1930: 166). Demkův termín kryoplanáční terasa má obecnější charakter a informuje současně o genezi tvaru.

Termínem *kryoplanace* rozumí J. DEMEK (1969: 7) zarovnání povrchu působením kryogenních pochodů, t.j. mrazového zvětrávání a následujícího odnosu vzniklého materiálu soliflukcí, tekoucí vodou a činností větru.

Mrazovým srubem nazývá J. DEMEK (1967: 7) příkře skloněnou, svislou až převislou skalní stěnu, která omezuje plošinu terasy a vznikla mrazovým zvětráváním a následujícím odnosem sypkého materiálu.

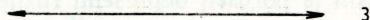
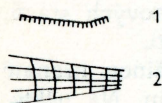
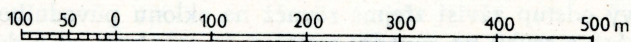
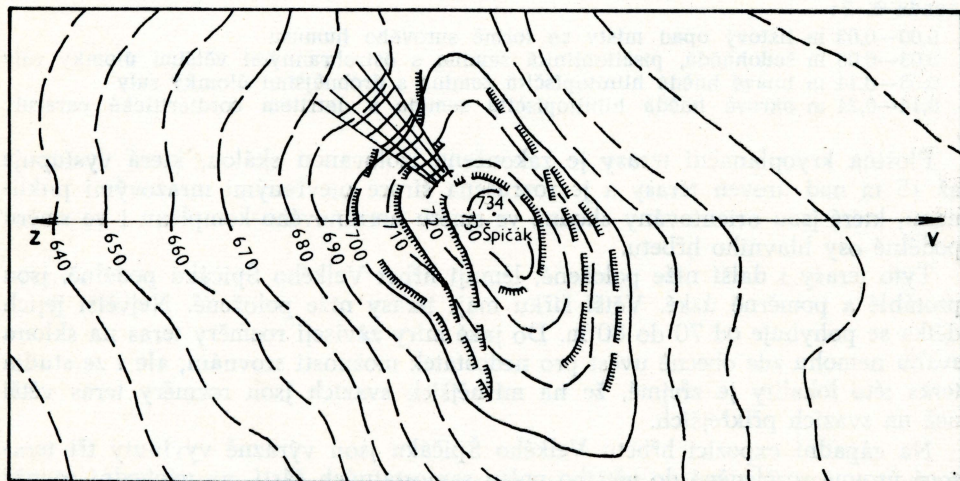
Mrazovým srázem označuje J. DEMEK (1969: 7) příkřeji ukloněný terénní stupeň, který omezuje vnitřní část terasy. Vzniká rovněž mrazovým zvětráváním a následujícím odnosem vzniklého materiálu. Na rozdíl od mrazového srubu však na něm nevystupuje na větší ploše na povrch skalní podloží, nýbrž je zpravidla kryt hrubou sutí, jindy i půdou a vegetací.

Kryoplanáční vrcholovou plošinou nazývá J. DEMEK (1969: 7) plošinu na temeni vrchu nebo hřbetu, který vzniká v pokročilém stádiu kryoplanace protnutím mrazových srubů nebo srázů dvou nebo více protilehlých kryoplanáčních teras.

Termínem *tump* označuje J. DEMEK (1969: 7) vrchol tvaru pyramidy, omezený mrazovými sruby nebo častěji mrazovými srázy. V dalším vývoji se tump postupně mění ve skalní hradby nebo izolované skály.

Lokalita Velký Špičák se nachází asi 4 km severovýchodně od města Tréště. Je kulminacním územím hlavního hřbetu geomorfologické jednotky Špičáku. Na této lokalitě jsou kryoplanáční terasy nejlépe vyvinuty. Vrcholová partie Velkého Špičáku (773 m) připomíná tump ve smyslu J. DEMKA (1969: 7). Je částečně pokryta přirozenými porosty suťového společenstva jasanové javořiny s měsíčnicí trvalou a bažankou vytrvalou a zčásti za ní vystupuje na povrch skalní podloží. Na západní straně je výrazně omezena mrazovým srubem asi 5 m vysokým, který je převislý o 0,6 m. Pod převisem je halda několika bloků cordieri-

tické ruly. Na severozápadě a severu je mrazový sráz pokrytý velkými balvanitými bloky. Zbývající omezení vrcholové plošinky tvoří rovněž mrazový sráz se sklonem asi 30° pokrytý převážně půdami na sutích s přirozenou vegetací skupin geobiocenóz řady C (A. ZLATNÍK a J. RAUŠER 1966) a skalní podloží vystupuje jen místy na povrch.



2. Kryoplanační terasy lokality Velký Špičák. 1. Kryoplanační terasy. 2. Prostor rozrušení kryoplanačních teras balvanovým proudem. 3. Linie profilu (viz též obr. 3). (Kreslila M. Quittová).

Při úpatí mrazových srázů a srubů jsou vyvinuty ploché části teras. Při úpatí mrazového srubu na západní expozici je vyvinuta výrazná terasa, která se ve směru délky svažuje mírně k SSZ do deprese amfiteátrového tvaru. Pokryv terasové plošiny tvoří mělká humózní okrově hnědá lesní půda.

Sonda č. 1, vykopaná na západním okraji plošiny, měla následující profil:

0,00—0,02 m listový opad

0,02—0,13 m tmavě šedohnědá, písčitohlinitá vlhká zemina s ostrohrannými úlomky ruly

0,13—0,22 m okrově hnědá, písčitohlinitá zemina, čerstvě vlhká, šterkovitá

0,22—0,45 m narezle hnědá, hlinitopísčité zemina, promíšená ze 40 % detritem matečnické horniny. Matečnická hornina — cordieritickobiotitická pararula.

V této sondě, stejně jako i v ostatních, se jeví podloží i v subhorizontu Cd neslehlé a připomíná mrazem nakypřený detrit.

Při úpatí mrazového srázu na severovýchodě se zařezává plošina nižší kryoplanační terasy. Je od vrcholové plošinky oddělena mrazovým srázem sklonu

asi 30° pokrytém vegetací. Plošina o šířce 20 m je pokryta kryogenním eluviem, vzniklým mrazovým zvětráváním na místě a dále jsou zde svahové sedimenty vzniklé přemístěním tohoto eluvia. Na eluviu se vytvořily humózní okrově hnědé lesní půdy s nitrofilní vegetací skupiny jasanových javořin. Profil sondy č. 2 ukázal, že větší ostrohranné úlomky cordieritické ruly jsou orientovány převážně svisle, což připomíná horninové úlomky v polygonálních púdách.

Sonda č. 2 :

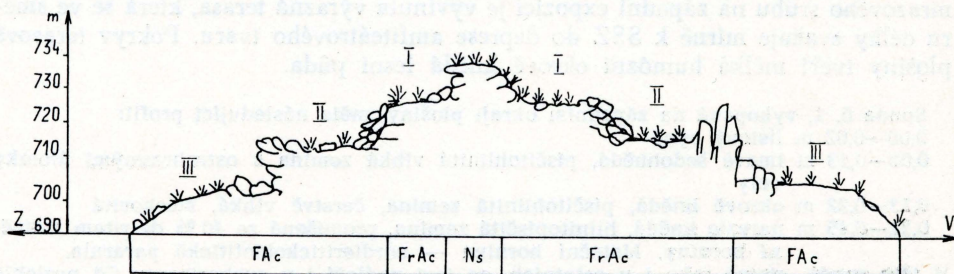
- 0,00—0,03 m listový opad místy ve formě surového humusu
- 0,03—0,08 m šedohnědá, písčitohlinitá zemina s ostrohrannými většími úlomky ruly
- 0,08—0,14 m tmavě hnědá hlinitopísčité zemina s drobnějšími úlomky ruly
- 0,14—0,24 m okrově hnědá hlinitopísčité zemina s detritem cordieritické pararuly

Plošina kryoplanační terasy je zakončena izolovanou skálou, která vystupuje až 15 m nad úroveň terasy a je rozrušena široce otevřenými mrazovými puklinami, které jsou orientovány shodně ve směru horninového komplexu i ve směru podélné osy hlavního hřbetu.

Tyto terasy i další níže položené, lemují hřbet Velkého Špičáku podélně, jsou protáhlé a poměrně úzké. Větší šířku mají terasy níže položené. Největší jejich délka se pohybuje od 70 do 80 m. Do jaké míry závisejí rozměry teras na sklonu svahu nemohu zde obecně uvést pro nedostatek možnosti srovnání, ale i ze studia teras této lokality je zřejmé, že na mírnějších svazích jsou rozměry teras větší než na svazích příkřejších.

Na západní expozici hřbetu Velkého Špičáku jsou výrazně vyvinuty tři terasové úrovně rozčleněné do většího počtu samostatných částí, na východní rovněž tři terasy. Plošiny teras jsou odděleny mrazovými srubami a mrazovými srázy, jejichž výškový odstup závisí zřejmě rovněž na sklonu původního svahu. Výška mrazových srázů a srubů na západní expozici se pohybuje od 5 do 15 m, na východní expozici rovněž nepřesáhne 15 m. Přímocháry průběh mrazových srázů, srubů i plošin je porušen depresemi různého tvaru a různé velikosti.

Mrazové sruby mají zde zpravidla tvar svislých stěn. Mají většinou hranaté tvary, které vznikají oddělováním balvanů podél vertikálních puklin. Na některých mrazových srubech nacházíme rozevřené mrazové pukliny nebo balvany v různých fázích pohybů podél puklin. Na tvar mrazových srubů má zřejmě vliv i směr a sklon místních horninových komplexů. Základní tvary reliéfu studovaného území — podélné hřbety zhruba severojižního směru — souhlasí s hlavními směry vystupování krystalických břidlic.



3. Příčný profil stupňovinou kryoplanačních teras lokality Velký Špičák. FAc — buková javořina (*Fageto-Aceretum*, ZLATNÍK 1956). FrAc — jasanová javořina (*Fraxineto-Aceretum*, ZLATNÍK 1956). Ns — náhradní společenstvo. [Kreslila M. Quittová].

Vzhled mrazového srubu určuje do jisté míry i tektonické rozrušení horniny. Na západním úbočí Velkého Špičáku lze uvést místa většího rozpukání, čímž vznikají drobnější a hojnější úlomky, které postupně překrývají mrazový srub a ten se pak mění v mrazový sráz. Naopak v místech řídkšího rozpukání (výhlední, strmější svah) si mrazový srub uchovává vzhled masivnější skalní stěny.

U mrazových srázů, které jsou složeny z úlomků hornin, závisí sklon na úhlu vnitřního tření materiálu, ze kterého je mrazový sráz budován. Ve studovaném prostoru platí pravidlo, že čím jsou úlomky větší, tím je sklon srázu větší a naopak. Jeví se zde tedy určitá závislost tvaru mrazových srázů na vlastnostech základní horniny. Sklon mrazových srázů je v území Velkého Špičáku dosti proměnlivý. Podle našich měření dosahuje maximálně 65°.

Rovněž sklon plošin jednotlivých teras je značně proměnlivý. Nejmenší má vrcholová plošina, ostatní terasy jsou ukloněné ve směru ke vnějšímu okraji. Pro transport materiálu na povrch plošin má význam i příčný sklon plošiny.

Sedimenty na kryoplanačních terasách. Pevné horniny skalního podloží vystupují přímo na povrch na mrazových srubech, zřídka na mrazových srázích a v podobě izolovaných skal i na plošinách teras. Mrazové srázy a plošiny jsou však převážně kryty sedimenty, které vznikly působením destruktivních pochodů na kryoplanačních terasách. Jejich analýza má význam pro poznání pochodů, které kryoplanační terasy vytvořily. Tyto sedimenty závisí z velké části opět na vlastnostech hornin skalního podloží. Kryoplanační terasy v území Velkého Špičáku na cordieriticko-biotitických migmatitických pararulách jsou místy pokryty ostrohrannými nebo mírně zaoblenými balvany, někdy značných rozměrů. Při úpatí některých mrazových srubů se hromadí ostrohranné balvany vznikající jejich rozrušováním. Balvany se kupí v podobě úpatní haldy. Mrazové srázy jsou většinou pokryty ostrohrannými sutěmi. Jejich mocnost je na srázích malá, skalní podloží leží blízko povrchu a místy vystupuje přímo na povrch. I u mrazových srázů pokrytých zeminou a dokonce vegetací leží skalní podloží blízko povrchu. Malá mocnost sedimentů na mrazových srázích ukazuje, že jsou spolu s mrazovými sruby místy intenzivního odnosu.

Sedimenty pokrývající plošiny teras tvoří většinou kryogenní eluvium, rovněž svým charakterem v těsné vazbě na podložní hornině. Skalní podloží cordieritických rul je rozpukané. Ostatní úlomky větších či menších rozměrů jsou smíšeny s písčitohlinitými zvětralinami pokrytými humusem. Detaily lze pozorovat z analýzy sond vybraných kryoplanačních teras. Mimo uvedené sedimenty se místy na plošinách (především na vnějším obvodu terasové plošiny) vyskytují větší balvany, mírně zaoblené, těžší stranou po spádu. Z toho vyplývá, že sem byl tento materiál dopraven z vyšších částí svahů nebo z mrazových srázů či srubů.

Kryogenní formy na kryoplanačních terasách. Ve skalním podloží lze předpokládat mrazové pukliny v periglaciální oblasti vyplněné ledem. V místech křížení těchto puklin vznikaly větší pukliny, do kterých se sedaly balvany s povrchu. Nivační pochody pukliny ještě dále rozšiřovaly, voda z tajícího sněhu odnášela stále více drobného materiálu a postupně tak vznikaly a rozšiřovaly se deprese v průběhu vývoje kryoplanačních teras. V depresích lze předpokládat sníh i v době, kdy na povrchu teras již roztál. Mimo tento jev se na plošinách vyskytovaly i soliflukční a balvanové proudy složené ze součástí různých rozměrů, které se pohybovaly na permafrostu ve směru spádu a porušily tak přímočarý průběh terasy.

Vztah kryoplanačních teras ke geologické struktuře

Dosavadní výzkum kryoplanačních teras, tak jak jej ukazuje J. DEMEK (1969) dokazuje, že kryoplanační terasy byly zjištěny téměř na všech druzích hornin, které jsou dostatečně masivní a odolné, aby se v nich uchoval mrazový srub či sráz. Jejich vznik a uchování je totiž základním předpokladem vývoje kryoplanačních teras. Shora uvedený popis těchto jevů v území Velkého Špičáku ukazuje, že místní migmatitické cordieriticko-biotitické pararuly jsou příznivé pro vznik kryoplanačních teras a to nejen lithologicky, ale i svými úložnými poměry, tektonikou a charakterem zvětralin.

Lokalita Velké Javoří (679 m) je druhou kótou hřbetu Velkého Špičáku jižně od hlavního vrcholu. Na jejím vrcholu je izolovaný skalní blok cordieriticko-biotitické pararuly s převážně svislými stěnami vysokými asi 8 m a s velkými mrazovými puklinami, které oddělují jednotlivé dílčí části bloku. Pod povrchovou skálou je na západní a jihozápadní expozici vyvinuta rozsáhlá plošina terasy srpovitého tvaru, dosahující šířky až 45 m. Západním směrem je omezena nízkým mrazovým srázem, složeným z balvanové sutí. Sráz do boků vyklíňuje a přechází ve svah krytý vegetací.

Podobná situace je na vrcholu Malého Špičáku (670 m), Popického vrchu (684 m) i na nižším souběžném hřbetu v prostoru rezervace Klučí a Loučky, kde splynutím kryoplanačních teras vzniká zarovnaný povrch typu kryoplénu.

Závěr

Kryoplanační terasy jsou nejlépe vyvinuty na úbočích hlavního hřbetu Velkého Špičáku, a to nejlépe na západní expozici jako dlouhé, úzké a místy nesouvislé lišty. Na nižších zaoblených vrcholech má reliéf charakter kryoplénu. Lze předpokládat, že v druhém případě nastoupily kryoplanační terasy na starší tvary mírnějšího zvlnění a přítomnost mocnějšího zvětralinového pláště a jílovitých minerálů podpořila rozvoj soliflukce. Na vývoj teras zde měla vliv i nižší nadmořská výška a masivnější tvary hřbetu.

Tyto podmínky neexistovaly na úbočích tektonicky vyzdviženého hřbetu Velkého Špičáku. Zde vlivem prudšího sklonu svahu probíhal vývoj kryoplanačních teras od nivačních lišt po zralé stadium terasy. Tuto skutečnost mj. dokazují některá porušení souvislé linie terasy fosilními suťovými proudy. Jsou zde vyvinuty různé tvary mrazových srubů (převíslé stěny, svislé skalní stěny) a mrazových srázů pokrytých balvanou, sutí i půdou s vegetací.

Vznik kryoplanačních teras je na území Velkého Špičáku zřejmě v těsné závislosti na geologické stavbě (mineralogické složení cordieriticko-biotitických rul, směr a sklon horninových komplexů) i na tektonickém rozrušení podloží. Podélná osa hlavního hřbetu je shodná se směrem podkladové horniny. Podélné pukliny je zřejmě předurčovaly a napomáhaly jejich vzniku. Spolu se sněhem a vodou aktivně působily i během všech vývojových stadií teras. Do jisté míry napomohl jejich vzniku i způsob zvětrávání místní horniny, při němž nejdříve po foliaci ze souvislé horniny vyvětrají málo odolné minerály, takže její povrch je tvořen vystupujícími lištami odolnějších minerálů, které potom snadno podlehnou mechanickému rozpadu.

Celkově poměrně rychlý rozpad základní horniny, její tektonické rozrušení (větší aktivní hodnota podélných puklin), shoda směru horniny se směrem

morfológické struktúry a do jisté míry i hojně aplítové „injekce“ proniknuté po foliaci do komplexu horniny, i značný podíl jílovité složky v detritu vytvořily příznivou situaci pro vytváření kryoplanáčnických teras ve studovaném území severozápadní části Brtnické vrchoviny.

Literatura

- BENEŠ K. a kol. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Jihlava, 200 p., Praha.
- DEMEK J. et al. (1965): Geomorfologie Českých zemí. 355 p., Praha.
- DEMEK J. (1969): Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. Rozpravy Čs. akademie věd 79:4:1-80, Praha.
- DĚNGIN I. P. (1930): Sledy dřevnogo oleděněníja v Jablonovom chrebtě i problema golcovych teras. Izvestija Gosudarstvennogo Geografičeskogo obščestva 62:2:153—187, Leningrad.
- DUDEK A. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 list Jindřichův Hradec, 99 p., Praha.
- EAKIN H. M. (1916): The Yukon — Koyukuk Region, Alaska. United States Geological Survey, Bulletin 631: 67—88, Washington.
- HORNÍK S. (1973): Biogeografická charakteristika území Špičáku na Českomoravské vrchovině, 140 p., Universita J. E. Purkyně, Brno.
- HRÁDEK M. (1967): O vývoji zárovnaných povrchů na hlavním evropském rozvodí severně od města Jihlavy. Zprávy GÚ ČSAV 1967/4/: 23—28, Opava.
- MAKEROV J. (1913): Nagornyje terasy v Sibiriji i proischožděníje jich. Izvěstija geologičeskogo komiteta 32:8: 761—801, Petěrburg.
- OBRUČEV S. V. (1937): Soliflukcionnyje (nagornyje) terasy i ich genezis na osnovaniji rabot v Čukotskcm kraje. Problemy Arktidy 3: 27—48, 4: 57—83, Leningrad.
- ZLATNÍK A., RAUŠER J. (1966): Biogeografie I., Atlas ČSSR, list 21, ÚSGK, Praha.

Summary

THE CRYOPLANATION TERRACES IN THE TERRITORY OF THE VELKÝ ŠPIČÁK IN THE ČESKOMORAVSKÁ VRCHOVINA (BOHEMIAN-MORAVIAN UPLANDS)

The author presents in his paper the results of his study of the slope terraces and summit flats on the gneisses of the Velký Špičák in the Českomoravská vrchovina (Bohemian-Moravian Uplands). The territory borders upon the edge of the granite massif which has influenced the mineral associations of the present metamorphosed rocks. It has even caused their migmatitization. The author takes over the basic nomenclature from the publication of J. Demek (1969). He describes selected cryoplanation terraces and their parts. He gives a characterization of local frost-riven cliffs and frost-riven scarps, he describes the sediments on the flats including the soil explanatory borings. He evaluates the relation of the cryoplanation terraces to the geological structure and he describes the active part of cryogenetic forms in their genesis. As favourable for their origin he considers also the deposition conditions, tectonics and character of the weathered local paragneisses. In the locality we can conceive quite concretely the developmental stages of cryoplanation terraces, and it is also possible to follow other interesting cryogenetic phenomena under the natural woody growths of the locality.



1. Plošina kryoplanační terasy. V pozadí mrazový sráz.
2. Mrazový sráz na západní expozici svahu Velkého Špičáku.





3. Plošina kryoplanační terasy. Vpravo mrazový srub.
4. Fýčkové ukloněná plošina kryoplanační terasy.

(Foto 1—4 S. Horník)

