

MAREK KRÍŽEK

CHARAKTERISTICKÉ VLASTNOSTI MRAZOVÝCH SRUBŮ: ZAMĚŘENO NA SROVNÁNÍ AKTIVNÍCH MRAZOVÝCH SRUBŮ VE SVĚTĚ A MRAZOVÝCH SRUBŮ V RUSAVSKÉ HORNATINĚ

M. Křížek: *Characteristic features of frost-riven cliffs: comparison of active frost-riven cliffs in the world and (non-active) frost-riven cliffs in the Rusavská hornatina (Mts.).* – Geografie – Sborník ČGS, 108, 4, pp. 261–276 (2003). The author describes frost-riven cliffs, their occurrence, origin and development in different part of the world. He also focuses on periglacial processes (e.g. gelivation, cryoplanation) in the Pleistocene, which formed these landforms, and on processes of humid character in the Holocene, which influence and reform these frost-riven cliffs. The author compares frost-riven cliffs in the Rusavská hornatina (Mts.) (Moravian Carpathians) and frost-riven cliffs in other places of the world. He explains the difference between active frost-riven cliffs and „passive“ frost-riven cliffs.

KEY WORDS: frost-riven cliff – periglacial conditions – cryoplanation terrace – the Rusavská hornatina (Mts.).

Věnováno památce skvělého člověka, odborníka a učitele prof. RNDr. Iva Chlupáče, DrSc.

Úvod

Tento článek vznikl ve snaze zahájit diskusi o mrazových srubech, resp. o skupině mezoforem, které jsou takto klasifikovány v různých oblastech naší republiky. Účelem není a ani zatím nemůže být, mj. i vzhledem k limitovanému rozsahu článku, předložit vyčerpávající stať o vzniku a vývoji těchto tvarů reliéfu v rámci celé republiky, natož světa. Proto se soustřeďuji na postihnutí jejich charakteristických rysů a srovnání „typických“ mrazových srubů s obdobnými tvary v Rusavské hornatině a nalezení případných analogií. Tento článek je třeba chápat jako úvod do problematiky, která souvisí s paleogeografickým vývojem reliéfu, přičemž tyto tvary jsou jedním z indikátorů změn prostředí v kvartéru.

Mrazové sruby a srázy jsou typickými tvary, které charakterizují existenci periglaciálních podmínek. Avšak mrazové sruby a srázy se nacházejí i vně nynější periglaciální zóny jako relikty studených pleistocénních epoch, kdy i území naší republiky leželo uvnitř této zóny. Přestože jsou mrazové sruby a srázy na našem území považovány v současných podmínkách za disharmonické tvary reliéfu, není možné je považovat za „mrtvé“. Jednak na ně působí jiné exogenní procesy odpovídající současnému klimatickému prostředí a v krátkých obdobích, kdy teplota klesá pod 0 °C, působí procesy, které se podobají podmínkám jejich geneze. Tyto podmínky se u nás vyskytují nepravidelně v zimním půlroce, kdy působí především fázová změna vody (kapalná voda – led).

Nejvýznamnějšími procesy založenými na fázové změně vody jsou:

- mrazové tříštění – tlak ledu na okolní horniny může dosáhnout až 2 100 kg/cm² při –22 °C, přičemž už jedné desetině toho tlaku neodolá žádná hornina (French 1976)
- pohyb zvětralin, např. mrazové třídění (vznik mrazem tříděných – polygonálních půd)
- nivace v okolí sněžníků, např. Petrovy kameny v Hrubém Jeseníku nebo okolí Luční a Studniční hory v Krkonoších.

Intenzita těchto procesů a jejich význam pro vznik a modelaci tvarů reliéfu závisí na klimatických podmínkách, které jsou dány zeměpisnou šířkou a nadmořskou výškou. Proto je třeba rozlišovat regiony, kde se procesy fázové změny vody (tání a mrznutí) vyskytují příležitostně a nepravidelně, ale neprojeví se výrazně na modelaci tvarů reliéfu, a regiony, kde vznik a vývoj všech nebo většiny tvarů v krajině je závislý na těchto procesech.

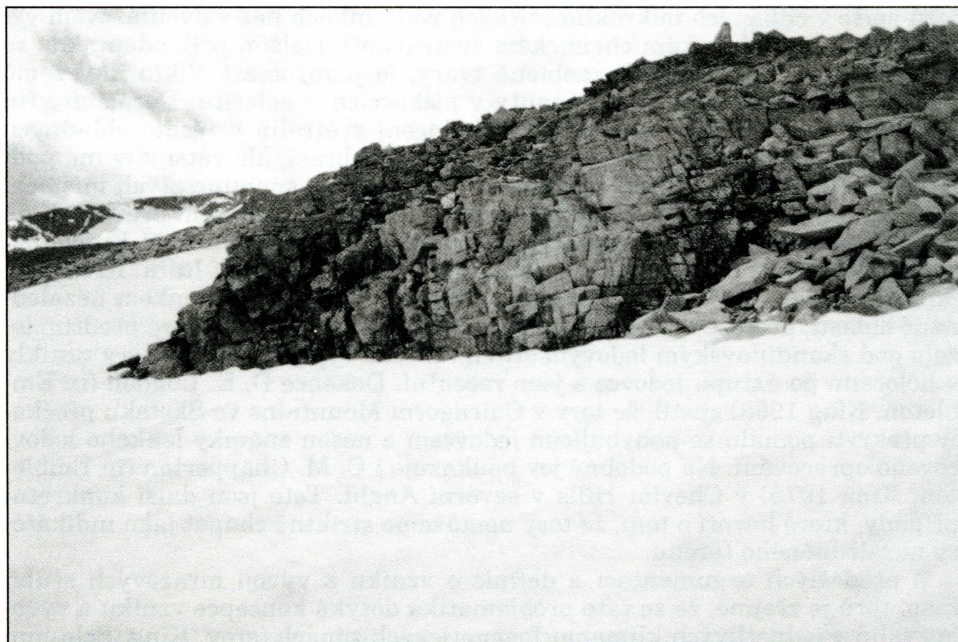
Celou problematiku při studiu mrazových srubů a jejich rozšíření komplikuje nejednoznačnost a různé definice základních periglaciálních pojmů. Proto se v následující kapitole budu zabývat příslušnou terminologií a definicemi.

Mrazový srub jako pojem

Definice pro pojem mrazový srub existuje velmi mnoho. Jako příklad uvádím definice z naší literatury. J. Demek (1972) ve své klasifikaci a terminologii kryogenních tvarů uvádí termín izolovaná skála, který definuje: „izolovaná skála (tor; frost-riven tor, tor, Felsburgen, ostanec) – skalní věž, vzniklá mrazovým větráním (zvětráváním, pozn. autora) rozlišujeme vrcholové izolované skály, které vznikají jako poslední stádium rozrušení bývalého topografického povrchu kryoplanace a svahové izolované skály, které vznikají diferenciací mrazovým větráním (zvětráváním, pozn. autora) na svazích.“ J. Činčura (ed., 1985) jej definuje jako strmý svah vysoký 10–15 m, na jehož úpatí se hromadí odpadnutý materiál v podobě sutin. Dále se uvádí, že mrazové sruby vznikly především ve čtvrtohorních glaciálech ve velmi rozpukaných horninách nebo na vrstevních čelech sedimentárních hornin. J. Rubín, B. Balatka a kol. (1986) charakterizují mrazový srub jako skalní stupeň ve svahu vzniklý mrazovým (kryogenním) zvětráváním a odnosem, jehož největší intenzita byla v chladných obdobích pleistocenních glaciálů. Dále tyto autoři dodávají, že některé mrazové sruby se mohou dalším vývojem změnit v izolované skály typu torů nebo ve skalní hradby.

V zahraniční literatuře je termínu tor někdy používáno i pro označení mrazových srubů (frost-riven cliffs). J. L. Davies (1969) rozlišuje tor na vrcholu (summit tor), tor v místech přechodu konvexní části svahu v konkávní část (break of slope tor) a tor při úpatí (valleyside tor). Podobně rozlišuje tyto skalní periglaciální tvary H. M. French (1976, 1996) na tzv. „hillslope tors“ nacházejí se na svazích údolí, jejichž sklon závisí na uložení hornin a „summit tors“ nacházejí se ve vrcholových partiích, přičemž sklon okolního terénu je podstatně menší, často méně než 5–7°. Pokud jde o existenci tzv. toru při úpatí (valleyside tors) v pojetí J. L. Davise, je dnes tato myšlenka překonaná vzhledem ke genetické definici těchto tvarů (viz níže).

Na vznik mrazových srubů, torů resp. skalních hradeb neexistuje jednotný názor (např. Woolridge a kol. 1955). J. Whittow (ed., 1984) uvádí kromě jednoznačného periglaciálního původu také hypotézu založenou na hlubokém chemickém zvětrání, kde zvětralinou překrývající odolnější zbytky matečné



Obr. 1 – Mrazový srub v oblasti Svellnosa v Jotunheimu na východním svahu údolí Visdalen (1 780 m n. m.) se sněžníkem a zřetelnými znaky aktivní regelace. Foto: M. Krížek.

horniny byly později odneseny a zbytky hornin byly exhumovány. Dále pak tyto výchozy skal mohly být přemodelovány mrazovým zvětráváním během pleistocénu. Stejného názoru je i J. L. Davies (1969), který jako příklad dvoufázových torů (two-cycle tors), tj. torů, na jejichž vzniku se podílelo hluboké chemické zvětrávání hornin následované periglaciálními procesy v chladných obdobích pleistocénu, uvádí Monaro Plateau v Novém Jižním Walesu a také Tasmánii. Navíc některé malé tory na severovýchodě Tasmánie považuje za tzv. „two-cycle proto-tors“, kdy periglaciální pochody nestačily odnést všechny zvětraliny, ze kterých vyčnívají tyto malé tory, resp. mrazové sruby.

Podobným způsobem tzv. dvoufázových torů je vysvětlen jejich vznik na různých místech České vysočiny. J. Demek (1984) uvádí, že vysoká intenzita svahových pochodů v periglaciální zóně, kde hlavní roli hraje soliflukce, vytváří vhodné podmínky pro vypreparování hornin odolných vůči mrazovému zvětrávání a srovnává tyto tvary vzniklé v suchém periglaciálním podnebí s tvary teplé suché klimamorfogenetické zóny. T. Czudek (1964) ve své studii o totech a mrazových srubech v Hrubém Jeseníku uvádí, že tyto tvary byly vyvinuty v periglaciálních podmínkách bez nálezu stop po exhumaci třetihorních zvětralinových plášťů, což dával do rozporu s hypotézou dvoufázových torů.

Hypotéza dvoufázového vývoje torů je zřejmě irelevantní v oblastech vysokých zeměpisných šířek, kde nemohlo k požadovanému výraznému hlubokému chemickému zvětrávání docházet. Příkladem jsou tory v norském Jotunhaimenu (obr. 1), v oblasti Mc Murdo Sound v Antarktidě (Selby in Embleton, King 1975) nebo tory a mrazové sruby na ostrově Devon v Kanadě. Protože v některých těchto oblastech se nacházejí kromě hranatých i zakulacené formy zvětrávacích povrchů torů, je možné vidět příčinu vzniku a vývoje zdejších

torů spíše v odlišných mikroklimatických podmínkách než v dvoufázovém vývoji torů (resp. hlubokém chemickém zvětrávání). Dalším příkladem, kde se nacházejí jak hranaté, tak zaoblené tvary, je jižní oblast Viktoriiny země v Antarktidě, kde jsou tory vyvinuty v pískovcích a doleritu. Derbishire (in Embleton, King 1975) vidí příčinu zakulacení zvětralin v těchto chladných a relativně suchých oblastech jednak ve větrné abrazi, ale větší vliv má podle něj chemické zvětrávání, které je více výrazné ve sněhuprostých místech. Naproti tomu hranaté tvary produkované mrazovým tříštěním převládají na místech s větší vlhkostí. K podobným závěrům došel i R. Dahl (in Embleton, King 1975), když porovnal tory v severním Norsku a severní Itálii. Kromě toho na příkladu norských torů usoudil, že tory nemusejí být znakem nezaledněné oblasti, protože tyto norské tory se nacházejí na území, které předtím leželo pod skandinávským ledovým štítem. Z toho vyplývá, že tyto tory vznikly v holocénu po ústupu ledovce a jsou recentní. Dokonce D. E. Lugden (in Embleton, King 1968) zjistil, že tory v Cairngorm Mountains ve Skotsku přečkaly překrytí pomalu se pohybujícím ledovcem a nesou známky lehkého ledovcového opracování. Na podobný jev poukazuje i C. M. Chapperton (in Embleton, King 1975) v Cheviot Hills v severní Anglii. Toto jsou další konkrétní případy, které hovoří o tom, že tory nemůžeme striktně chápat jako indikátory nezaledněného terénu.

Z předešlých argumentací a definic o vzniku a vývoji mrazových srubů resp. torů je zřejmé, že se tato problematika dotýká koncepce vzniku a vývoje svahů v jednotlivých klimamorfogenetických zónách (srov. King, Schumm 1980; Peltier in Demek 1955; Holmes in Demek 1990). Z uvedeného je zřejmé, že oba dva modely (jednofázový i dvoufázový) vidí v mrazovém zvětrávání vedoucí proces pro vznik a výsledný tvar mrazového srubu. Na druhou stranu je třeba přiznat, že ne všechny teze týkající se geneze a vývoje mrazových srubů jsou dostatečně vysvětleny (např. vztah k starým zarovnaným povrchům). To je důvodem kritického přístupu některých geomorfologů. Velkou měrou se na tomto stavu podílí nejednoznačnost v definování základních pojmů (někteří autoři dokonce ani definice popisovaných tvarů neuvádějí), což ztěžuje studium a porovnávání mrazových srubů z různých lokalit. V tomto článku budu pod pojem mrazový srub rozumět skalní stěnu, která vznikla souborem periglaciálních procesů (mrazovým zvětráváním a odnosem), jejichž stopy jsou stále zřetelné na tomto tvaru nebo na okolních tvarech bezprostředně souvisejících (např. plošiny či lišty kryoplanačních teras, balvanité akumulace kamenných moří). Torem budu nazývat vrcholovou izolovanou skálu případně skalní hradbu, která vznikla stejnými periglaciálními procesy jako mrazový srub, přičemž má zřetelně vyvinutou plošinu kryoplanační terasy.

Kromě procesů souvisejících s mrazovým zvětráváním, které se podílejí na tříštění a odlamování kusů hornin hrají důležitou roli pochody, které tyto zvětraliny transportují po svahu. Podle analýzy podmínek z různých světových lokalit výskytu mrazových srubů je zřejmé, že hlavní úlohu při transportu má soliflukce (resp. kongeliflukce). Kromě ní se na odnosu materiálu významně podílí mrazové vzdouvání (frost heave), které je podle J. Demka (1990) nejúčinnější na mírných svazích o sklonu 6° – 8° , což je také hodnota udávaná pro průměrný sklon plošiny kryoplanační terasy. Dále je to jehlovitý led (needle ice), mrazové klouzání suti (creep) – pomalý pohyb suti po ledových kůrách, které vznikají na spodní straně úlomků v suťových pláštích (Demek 1990). Neméně důležitá je mrazová kontrakce a expanze na svahu, kde vlivem objemových změn povrchu dochází k rozpínání a následné kontrakci, které jsou ovliv-

ňovány gravitací a podle toho se mění velikosti vektorů působení těchto sil na skloněných plochách, ve prospěch pohybu po svahu dolů.

Kromě těchto základních svahových pochodů typických pro periglaciální zónu se na pohybu zvětralin podílejí i další neméně důležité svahové procesy, které se však vyskytují i v jiných klimamorfo-genetických zónách (např. skalní říčení, splach atd.). Pokud by transportní činnost svahových pochodů byla výrazně nižší než je množství uvolňovaného materiálu z mrazového srubu, pak by došlo k takovému nahromadění zvětralin, že by překryly samotný mrazový srub. Patříčně mocná vrstva zvětralin by mohla za určitých okolností (např. malé hloubky pro-mrzání v klimaticky mírnějších oblastech) zpomalit nebo úplně zastavit mra-zové zvětrávání horniny pohřbeného mrazového srubu (srov. J. L. Davies 1969).

Kryoplanace a mrazové sruby

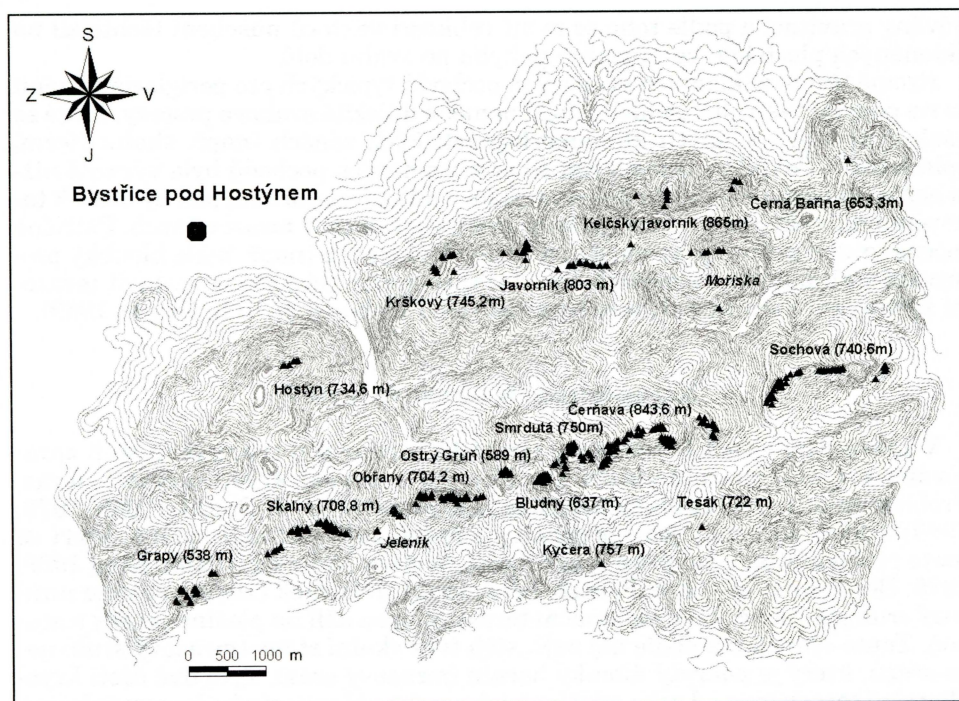
V zahraniční i naší literatuře je tematika mrazových srubů nejčastěji zpra-cována v rámci charakterizace kryoplanace a popisu kryoplanačních teras. Problematiku kryoplanačních teras nejlépe propracoval J. Demek (1969, 1979, 1989) a jeho myšlenky jsou přejímány i řadou zahraničních autorů, kteří se touto problematikou zabývají (např. Lowe, Walker 1984; Embleton, King 1968, 1975; Derbishire, ed. 1976; French 1976, 1996). J. Demek (1989) popisuje mra-zový srub jako součást kryoplanační terasy, kterou dělí na plošinu terasy a stu-peň. Tento stupeň má podle něj nejčastěji tvar skalní stěny (mrazový srub) ne-bo srázu, který je pokrytý úlomky hornin (mrazový sráz). Tyto dvě části kryo-planační terasy jsou od sebe odděleny výrazným sklonitostním lomem (plošina kryoplanační terasy má sklon v rozmezí 1° až 12° (nejčastěji kolem 7°) mra-zový sráz má sklon 35° až 55° a mrazový srub má sklon více jak 55°).

Je třeba si uvědomit, že ne každý mrazový srub musí být doprovázen vyvi-nutou plošinou kryoplanační terasy. Někdy se jedná jen o úzkou kryoplanační lištu a někdy přechází mrazový srub přímo ve svah pokrytý zvětralinami (na-př. aktivní mrazové sruby na Devonu v Kanadě – Embleton, King 1975, „pa-sivní“ mrazové sruby¹ na Bludném v Hostýnských vrších). Tyto zvětralinové po-kryvy mají charakter balvanových polí, balvanových proudů a balvanových mo-ří. Užší plošina kryoplanační terasy může být též důsledkem ústupu níže položeného mrazového srubu (např. pasivní – neaktivní – mrazové sruby na So-chové v Hostýnských vrších). Vícenásobnost kryoplanačních teras resp. mra-zových srubů, která způsobuje stupňovitost svahů, je pro tyto tvary periglaciální-ho prostředí velmi častá. Např. J. Demek (1989) uvádí, že na Čukotce jsou zná-mé svahy až se 30 terasami nad sebou. V. Voženílek (1992) popisuje v oblasti Putorany ve Středosibiřské vysočině více než 25 úrovní na svazích s rozdílnou expozicí, které jsou od sebe odděleny mrazovými sruby nebo mrazovými srázy.

Mrazové sruby v Rusavské hornatině

Rusavská hornatina je jedním ze čtyř geomorfologických okrsků geomorfo-logického podcelku Hostýnských vrchů (291 km²). Rusavská hornatina je nej-

¹ Pod pojmem „pasivní“ mrazový srub se rozumí takový neaktivní (z hlediska periglaciál-ních procesů) mrazový srub, na který působí již odlišný soubor geomorfologických po-chodů odpovídající jiné než periglaciální klimamorfo-genetické zóně. Takovýto mrazový srub je tedy disharmonickým tvarem reliéfu příslušné klimamorfo-genetické zóny.

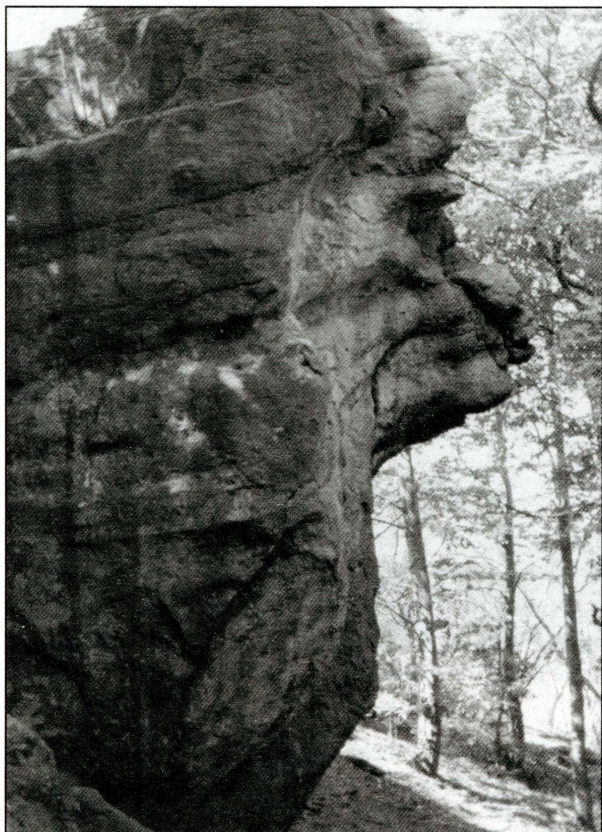


Obr. 2 – Lokalizace mrazových srubů a torů (^) v nejvyšší části Rusavské hornatiny na DMT. Do obrázku byly mezi mrazové sruby a tory zakresleny i ty, které byly silně pozměněny člověkem. Faktografický podklad: M. Křížek, DMT: A. Létal, M. Křížek.

vyšší částí Hostýnských vrchů (nejvyšší bod Kelčský Javorník – 864,7 m n. m.) a nachází se na jejich severozápadě. Území Rusavské hornatiny je vymezeno na jihu údolím Ráztoky a Rusavy, na východě údolím Juhyně a na severu výrazným svahem čela magurského příkrovu. Podobně jako v jiných částech Vnějších Západních Karpat (Javorníky, Vsetínské vrchy, Moravskoslezské Beskydy, Slezské Beskydy, Chřiby) byly i Hostýnské vrchy modelovány pleistocenními periglaciálními procesy, které v nich zanechaly četné stopy (Křížek 2003). Ve vrcholových partiích Rusavské hornatiny se lze setkat s významnými tvary periglaciální modelace – torý a mrazovými sruby.

V rozmístění mrazových srubů v Rusavské hornatině se odrážejí místní strukturně-geologické podmínky. Většina (cca 85 % všech mrazových srubů) je vyvinuta v rusavských vrstvách, které představují pískovcovo-slepencový vývoj (tlusté lavicovité pískovce a slepence s nepatrným zastoupením jílovců) zlínského souvrství v magurské jednotce. Zbytek mrazových srubů se nachází v hostýnských vrstvách (peliticko-psamitický vývoj) soláňského souvrství magurské jednotky. Mnoho zdejších mrazových srubů poškodil člověk při těžbě stavebního kamene (mnohdy byly celé mrazové sruby odtěženy). Jak rusavské vrstvy, tak i hostýnské vrstvy (resp. jejich pískovcovo-slepencový vývoj) tvoří odolné horniny a budují elevace v Rusavské hornatině. Naopak málo odolné vrstvy s převahou jílovců se vyskytují především v níže položených partiích.

Na rozmístění mrazových srubů je nápadné, že vytvářejí pás směru JZ–SV (obr. 2), který se táhne od Čecheru (461,5 m n. m.), Grapy (536 m n. m.), přes

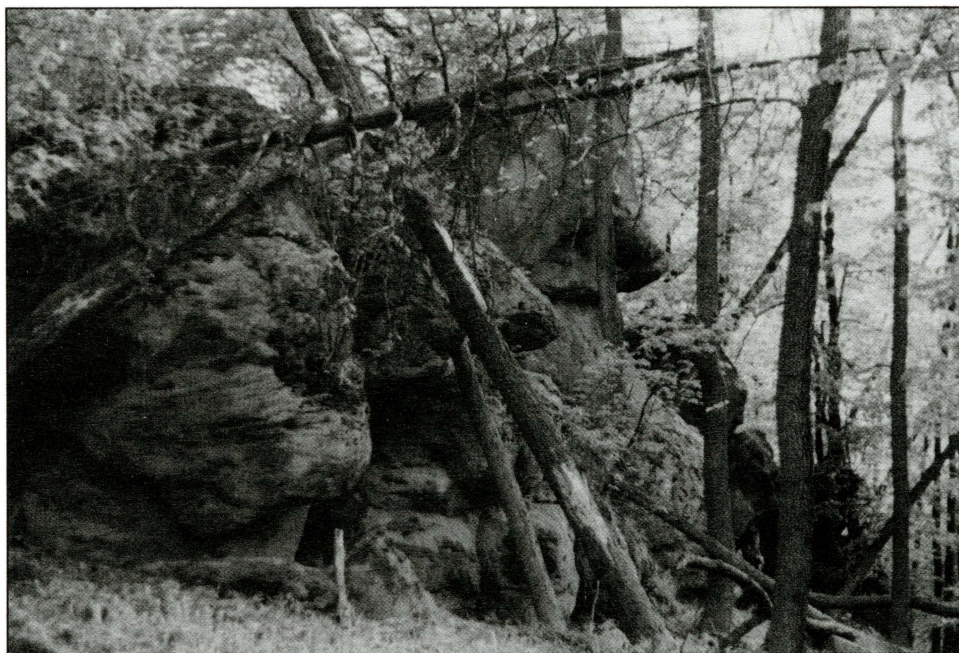


Obr. 3 – Mrazový srub na Smrduté 750 m n. m. (Rusavská hornatina – Hostýnské vrchy). Foto: M. Křížek.

východní hřbet Skalného (730 m n. m.), Obřany (704,2 m n. m.), Ostrý Grůň (589 m n. m.), Bludný (637 m n. m.), Smrdutou (750 m n. m. – obr. 3), Čerňavu (843,6 m n. m.) až po Sochovou (740,6 m n. m. – obr. 4). Tedy zdejší mrazové sruby jsou strukturně predisponovány.

Kromě tohoto pásu jsou ještě dvě významnější oblasti výskytu mrazových srubů. Jedna se nachází ve vrcholové části Hostýna (734,6 m n. m.). Druhá představuje čelo Rusavské hornatiny, jsou to především svahy Kelčského Javorníka (864,7 m n. m.) a Javorníka (803 m n. m.). Mrazové sruby jsou v Rusavské hornatině vyvinuty především na čelech vrstev, jejichž sklon je 30° až 50°. Při vhodných sklonitostních podmínkách vytvářejí na svazích několikánásobné stupně (např. na Obřanech pod vrcholovým torem se pod sebou nacházejí až čtyři úrovně

předpokládaných mrazových srubů oddělených od sebe plošinami kryoplanáčnických teras (lišť; viz níže) o šířce 5 až 20 m, výška těchto srubů je od 7 do 15 m, avšak celá tato lokalita byla silně antropogenně poškozena, nejvíce při výstavbě zdejšího hradu). Vícenásobná stupňovitost se vyskytuje také na jiných lokalitách například na východním svahu Smrduté, na východním, západním a severním svahu Sochové, na severním a jihozápadním svahu Skalného a na severním svahu Javorníka a Kelčského Javorníka. Při úpatí skalních stěn se často nacházejí úlomky pískovců a slepenců až balvanité velikosti (o průměru větším než 25 cm), které většinou tvoří suťové haldy, jež přecházejí v kamenná moře (průměr úlomků je od 8 cm do několika metrů), balvanovým (o průměru větším než 25 cm) mořím, polím a proudům. Často je tento zvětralinový materiál pohřben pod málo mocnou vrstvou půdy. Avšak tyto zvětralinové pláště se vyskytují i samostatně bez obnažených mrazových srubů. Např. na čele magurského příkrovu pod Kelčským Javorníkem (864,7 m n. m.) je v údolí pramenného úseku Libosvárky vyvinuto velké kamenné moře bez doprovodných mrazových srubů. Na druhou stranou u některých mrazových srubů není výraznější obnažená suťová halda vyvinuta, což je důsledek silné rozpadavosti některých arkóz a pískovců a nebo také zakrytím těchto akumulací holocenními zvětralinami a půdou.



Obr. 4 – Tor na Sochově 740,6 m n. m. (Rusavská hornatina – Hostýnské vrchy). Foto: M. Křížek.

Co se týká výskytu plošin kryoplanačních teras, resp. lišt (viz níže), je třeba podotknout, že ne všechny mrazové sruby je mají pod sebou vyvinuty. Jinak se jejich šířka nejčastěji pohybuje v rozmezí 3 až 20 m, přičemž nejčastější výška mrazových srubů a torů se pohybuje od 3 do 12 m. Mnohdy mohou být plošiny kryoplanačních teras resp. lišty pohřbeny pod různě mocnými polohami zvětralin suťových kuželů, které se často nacházejí pod mrazovými sruby.

V Rusavské hornatině se nacházejí mrazové sruby orientované ke všem světovým stranám, avšak převládají expozice v severním kvadrantu (viz obr. 2 a tab. 1).

Geografické rozmístění mrazových srubů

Geografické rozmístění mrazových srubů v rámci velkých regionů a dokonce i světadílů přehledově zpracovali J. Demek (1969), E. Embleton (ed., 1984), N. A. Gvozdeckij, J. N. Golubčikov (1987) a I. P. Gerasimov, A. A. Asejev (ed., 1986). Z těchto a mnohých dalších prací vyplývá, že mrazové sruby se vyskytují na všech světadílech. Toto rozmístění mrazových srubů musí být chápáno jako neúplné, protože jejich výzkum neprobíhá ve všech oblastech stejnou intenzitou a nebyly tedy ještě všude popsány. Dále je třeba poznamenat, že takto zachycené tvary nejsou většinou rozlišeny na aktivní a neaktivní kryoplanační terasy resp. mrazové sruby.

V rámci Evropy se zóna jejich výskytu táhne od Iberského masívu na jihozápadě a Vitoši a Řily na jihovýchodě, přes Pyreneje a hory střední a západní Evropy (Vogézy, Černý les, Taunus, Ardeny, hory Anglie a Skotska, Jura,

Tab. 1 – Vybrané charakteristiky mrazových srubů Rusavské hornatiny

| Lokalita | Orientace čelních stěn mrazových srubů | Minimální nadmořská výška výskytu mrazových srubů v dané lokalitě (m n. m.) | Maximální nadmořská výška výskytu mrazových srubů v dané lokalitě (m n. m.) |
|------------------|--|---|---|
| Bludný | Z-S | 535 | 637 |
| Čecher | J-JZ | 435 | 455 |
| Čerňava | S,SV,V,JV,J-Z,SZ | 630 | 835 |
| Grapy | V-J | 450 | 538 |
| Hostýn | S,V,SZ | 640 | 712 |
| Javorník | S | 740 | 810 |
| Jeleník | S,V,Z,SZ | 550 | 605 |
| Kelčský Javorník | S,SV | 645 | 832 |
| Krškový | S,SZ | 610 | 710 |
| Mořiska | S,V,JV | 610 | 770 |
| Obřany | S,V | 540 | 704 |
| Ostrý Gruň | V,JV,SZ | 545 | 589 |
| Skalný | S,JZ-SZ | 500 | 730 |
| Smrduťá | JZ-Z,V | 565 | 750 |
| Sochová | JZ-S | 525 | 740 |
| Tesák | S | 700 | 710 |

Poznámka: Do této tabulky byly mezi mrazové sruby počítány i takové, které byly silně pozměněny člověkem.

Středoněmecká vysočina, hory České vysočiny, Karpaty atd.) až po Skandinávské hory na severu (oblast Abisko) a Ural na východě. Z hlediska aktivních mrazových srubů lze v Evropě rozlišit tři oblasti. Na severu je to území Skandinávského poloostrova a oblast Uralu. Podle S. Rudberga (in Embleton, ed. 1984) je většina mrazových srubů a srázů ve Skandinávských horách soustředěno ve dvou oblastech, mezi 60° a 63° s. š. a 66° a 71° s. š.

Ural je i v rámci světa jednou z nejlepších modelových oblastí, na které jsou kryoplaneční procesy stále aktivní, a proto lze v současné době na Uralu pozorovat různé kryoplaneční tvary v různých stádiích vývoje. Nadmořská výška spodní hranice periglaciální zóny roste na Uralu od severu k jihu. V Polárním a Zapolárním Uralu je současná spodní hranice periglaciální zóny 400 až 500 m n. m., v Připolárním Uralu je 700 m n. m., na Severním Uralu 900 m n. m. a na Jižním Uralu už dosahuje výšky 1 350 m n. m. (Gerasimov, Asejev 1986; Bašenina in Embleton, ed. 1984). V nižších polohách, zvláště na Jižním Uralu jsou nižší kryoplaneční terasy destruovány současnými geomorfologickými pochody.

Třetí oblastí jsou ostrovy Severního ledového oceánu. Příkladem může být Blomesletta na Západních Špicberkách (Waters, in King, ed. 1976). Mimo tyto tři oblasti, kde jsou mrazové srázy a mrazové sruby resp. kryoplaneční terasy považovány za aktivní, celá řada autorů uvádí aktivitu těchto tvarů i v mnohem jižnějších zeměpisných šířkách. Např. F. Joly (in Embleton, ed. 1984) říká, že některé tory v Centrálním masívu ve Francii by mohly být aktivní. Usuzuje tak podle charakteru čerstvě odlomených úlomků vápenců a sloupcových čedičů a znělců v okolí zdejších mrazových srubů a určitých klimatických charakteristik. Ovšem podle názoru autora tohoto článku se jedná spíše o projevy přechodné sezónní aktivity (viz Úvod) a není je možné považovat aktivní ve smyslu periglaciální aktivity. Kromě toho je řada míst, kde jsou popsány skalní tvary, které jsou morfologicky podobné mrazovým srubům, ale jejich geneze

je zřejmě jiná nebo není úplně jasná. Příkladem za všechny jsou skalní tvary popsané J. Práškem a kol. (2000) v oblasti Krymských hor.

Nejvýznačnější lokality mrazových srubů ve světě mimo Evropu jsou: Nová Země, Severní Země, Špicberky, Byrranga (Tajmyr), Středosibiřská vysočina, Východosibiřská vysočina, oblast Bajkalu, Přiamurí, Tan-Šan, hory Mongolska, hory Kanadského souostroví, Aljaška, Skalnaté hory, Labrador, Patagonie, Tasmánie a nezaledněné oblasti Antarktidy. Na africkém kontinentu jsou popsány různé produkty mrazového zvětrávání a periglaciální modelace (bohužel nikde se přímo nemluví o mrazových srubech). Jedná se o oblasti Kili-mandžára (popis strukturních půd) a Etiopskou vysočinu (současná sněžná čára 4 800 m n. m., v pleistocénu 2 600 m n. m.; tvary, které vznikly mrazovým zvětráváním se objevují už od 2 400 m n. m.).

Závěr: srovnání mrazových srubů z různých částí Země se zřetelem k mrazovým srubům v Rusavské hornatině

Z charakteristik oblastí výskytu mrazových srubů a torů vyplývá, že se tyto periglaciální tvary vyskytují častěji a jsou dokonaleji vyvinuté v horském reliéfu s rozsáhlými vrcholovými plošinami, přičemž jsou soustředěny do těchto vrcholových oblastí v horních částech svahů. To vysvětluje, že i když současné procesy v nivální a subnivální zóně Alp jsou na mnoha místech kontrolovány přítomností permafrostu, tak současné svahové procesy jsou určeny velkým sklonem, specifickou geologickou situací a mnohými dalšími zvláštnostmi alpského prostředí, které vytvářejí nestabilní podmínky s velkými pohyby hmot (říčení, laviny atd.) jako důsledku vysoké dynamiky vývoje tamního reliéfu. Proto se v Alpách s mrazovými sruby doprovázenými rozsáhlými plošinami kryoplanačních teras nesetkáme. Tato skutečnost může vést k domněnce o podmíněnosti vzniku a výskytu některých mrazových srubů, resp. kryoplanačních teras, a výskytu zarovnaných povrchů. Zvlášť nápadně působí reliéf Uralu, který je zároveň považován jako ukázkový příklad dokonalého vývoje kryoplanačních teras a působení kryoplanace. Také v oblasti Hostýnských vrchů je celá řada torů a mrazových srubů blízko jednotlivých předpokládaných úrovní vrcholových plošin (bohužel otázka úrovní zarovnaných povrchů v této části Karpat, podobně jako v celých Karpatech, není zatím uspokojivě vyřešena). Přesto lze na základě uvedených příkladů říci, že mrazové sruby jsou tvary, jejichž geneze je závislá na specifické kombinaci strukturních a klimatických podmínek.

Kryoplanační terasy (a mrazové sruby) v různých oblastech světa mají různé rozměry bez rozdílu na periglaciální aktivitu. Největší rozdíly jsou v rozměrech plošin kryoplanačních teras, např. Kazničov – šířka až 30 m, délka až 50 m (Buzek 1968); Vysoké Kolo v Krkonoších – šířka až 40 m, Čukotka – šířka 5 až 500 m, délka 50 až 500 m (Demek 1969); v oblasti Svellnosa v Jotunheimu na východním svahu údolí Visdalen – šířka 50 až 200 m, délka 200 až 800 m. Ze studia jednotlivých případů plošin kryoplanačních teras je zřejmé, že na mírnějších svazích jsou rozměry kryoplanačních teras větší než na příkřejších svazích. Rozdíly, i když menší než u plošin kryoplanačních teras, existují i v rozměrech mrazových srubů, mrazových srázů nebo torů, a to i v rámci jedné lokality: Blomesletta – Západní Špicberky – výška 1 až 2 m, Dartmoor – výška 2 až 12 m (Waters in King, ed. 1976), Hostýnské vrchy – výška 3 až 18 m. Nejčastější výšky mrazových srubů v rámci celého světa jsou uvádě-

ny v rozmezí 10 až 30 m, ale například R. S. Waters (in King, ed. 1976) uvádí na Západních Špicberkách výšku mrazových srubů od 1 až 2 m.

Podle popisu kryoplanačních teras a mrazových srubů z celého světa lze konstatovat, že tyto tvary jsou vyvinuty (bez ohledu na aktivitu těchto tvarů) ve všech typech hornin (pískovce, slepence – Karpaty; pískovce, dolerity – Západní Špicberky; gabra – Kola; čedič – Tajmyr; pískovec – Kularské hřbety, Šajanské a Dzidinské hřbety; andezit – Aljaška; granit – Dartmoor, Špičák v Českomoravské vrchovině; ortorula – Velký Blaník atd.). Velmi zajímavou analýzu vztahu torů a geologických poměrů provedl P. K. Bailey (in Permafrost – Fourth International Conference Proceedings 1983), kde při studiu torů v Kokrine – Hodzana Highlands na Aljašce v oblasti kolem Daltonske dálnice zjistil, že v granitech je vyvinuto 88 torů a v metamorfovaných horninách 40 torů, z celkových 128 torů, přičemž nejvíc se jich nachází v nadmořské výšce 500 až 700 m n. m. (69 torů). Zajímavé na tom je, že metamorfované horniny pokrývají 63 % studovaného území a granity 32 %. Zbýlých 5 % plochy tvoří mafické nebo ultramafické vyvřeliny, v nichž se nenachází žádný tor. Z toho je patrná nerovnováha mezi zastoupením hornin a množstvím torů budovaných těmito horninami. Podobná nerovnováha, i když pro sedimentární horniny, je popsána výše v Rusavské hornatině. Tyto příklady potvrzují, že výskyt mrazových srubů je závislý na geomorfologické odolnosti hornin a je strukturně podmíněný.

Dalším charakteristickým rysem provázejícím mrazové sruby ve světě i u nás je stupňovitost svahů, kdy kryoplanační terasy vytvářejí víceúrovňový systém. Např. Cox Tor (JZ Anglie, oblast Dartmoor) – 4 kryoplanační terasy (Waters in King, ed. 1976), Severní Ural – 10 až 20 kryoplanačních teras (700 až 1 500 m n. m.; Demek 1969), pravý břeh řeky Kujva-vejem – 31 kryoplanačních teras, Putorana – více jak 25 kryoplanačních teras (Voženílek 1992), Špičák – 3 kryoplanační terasy (Horník 1978), Vysoké Kolo v Krkonoších – 3 úrovně kryoplanačních teras, oblast Svellnosa v Jotunheimu na východním svahu údolí Visdalen – nejméně 4 kryoplanační terasy.

Z popisu různých lokalit výskytu aktivních mrazových srubů plyne, že rychlost vývoje mrazových srubů resp. kryoplanačních teras je zřejmě závislá mimo jiné na místních klimatických podmínkách, kde hlavní roli hraje chod a hodnoty teplot a množství srážek. Zajímavé je porovnání oblasti Byrranga (Tajmyr) s aktivními mrazovými sruby resp. kryoplanačními terasami, kde charakter teplot (průměrné hodnoty teplot, červenec +4 °C, leden –35 °C a období jaro – léto trvá 2 až 2,5 měsíce) je podobný podmínkám, které panovaly v západní a střední Evropě během posledního vrcholného glaciálu, z něhož se mrazové sruby dochovaly do dnešní doby.

Při přímém porovnání morfologie aktivních mrazových srubů ve světě a pasivních mrazových srubů v Rusavské hornatině, je zřejmé, že zdejší mrazové sruby ničím nevybočují z celkové variability těchto tvarů. Charakteristické jsou pro ně menší rozměry plošin kryoplanačních teras (podle Demkovy klasifikace – Demek 1969 – by většina kryoplanačních teras Rusavské hornatiny patřila z hlediska velikosti plošin teras do druhého a třetího stádia – stádium vzniku a stádium zralosti kryoplanačních teras), které jsou pokryty zvýšeným množstvím menších úlomků, místy až písku, které vznikly dalším rozpadem původních úlomků v současných klimatických podmínkách. S tím souvisí i občasná menší „ostrost“ tvarů mrazových srubů, na kterých se projevila holocenní modelace. Ta také dala vzniknout holocennímu mikroreliéfu (skalní mísy, voštiny atd. – viz Křížek, v tisku).

Také doprovodné periglaciální tvary, které jsou u aktivních mrazových srubů vyvinuty, ať už na plošinách kryoplanačních teras či na úpatích svahů ja-

ko např. balvanová moře, strukturní půdy, kamenné polygony, mrazové trhliny, tufury, girlandy, geliflukční (soliflukční) proudy a mnohé další průvodní jevy popisované u aktivních kryoplanáčních teras, jsou částečně nebo úplně přeměněny případně zničeny holocenními geomorfologickými pochody. Z výše uvedených doprovodných tvarů se v Rusavské hornatině nejlépe zachovaly balvanové proudy a moře a soliflukční proudy. Naopak některé tvary jako tufury, girlandy či jejich relikty na studovaném území Rusavské hornatiny nalezeny nebyly. Ale i balvanové proudy a moře podléhají současným geomorfologickým pochodům a přizpůsobují se jim. Velký vliv na to má vegetace, která ovlivňuje charakter zvětrávání a zároveň usnadňuje překrytí těchto kamenitých akumulací nepřilíši mocnou vrstvou půdy, která bývá po vykácení lesa rychle odnesena a původní kamenný kryt se opět dostává na povrch. Zvláště dobře je to patrné na levém a pravém svahu údolí Libosvárky na severním čele Rusavské hornatiny pod Kelčským Javorníkem.

Závěrem je třeba konstatovat, že i když jsou mrazové sruby v reliéfu Rusavské hornatiny výrazné, jedná se vzhledem k současnosti o disharmonické erozně-denudační tvary, které vznikaly v podmínkách chladných období pleistocénu, a i když na ně epizodicky působí stejné procesy jako v periglaciální zóně, je třeba je chápat jako neaktivní (ve smyslu periglaciálních procesů), protože současnými určujícími procesy jsou geomorfologické pochody odpovídající mírné humidní zóně. Odtud plyne, že mnohdy může být značně obtížné odlišit tvary, které jsou morfologicky podobné mrazovým srubům, ale jejich geneze je jiná. Takovéto skalní stěny mohly být například obnaženy v důsledku gravitačních procesů a následně přemodelovány. Například na lokalitě Hlavná (573,5 m n. m.) nebo na severovýchodním svahu Hostýna (734,6 m n. m.) došlo k takovému obnažení skalních stěn vlivem starých velkých sesuvů (viz Křížek 2002). Z výše uvedených příčin byly veškeré zmapované skalní tvary v Rusavské hornatině rozděleny do několika kategorií podle určené geneze (1. tory, 2. mrazové sruby, 3. skalní výchozy odkryté gravitačními procesy, 4. antropogenně zcela přemodelované skály, 5. skalní výchozy s neznámou nebo nejasnou genezí, 6. skalní výchozy odkryté erozní činností vodního toku; Křížek 2003). Jak se ukazuje i v jiných částech flyšových Karpat docházelo k podobným gravitačním procesům, při nichž docházelo k obnažení skalních hornin, navíc je zdejší situace komplikována mladými tektonickými pohyby. V takovýchto případech nelze u takto obnažených skalních výchozů hovořit o mrazových srubech (např. přehodnocení geneze Pulčínkových skal v Javorníkách, kde je dnes dáván větší podíl gravitačním procesům). Vznik obnažených skalních stěn prostřednictvím gravitačních procesů byl pravděpodobně častější, než se mnozí autoři původně domnívali, proto je nutné provést obdobnou revizi těchto tvarů i v dalších oblastech flyšových Karpat.

Literatura:

- BRIGGS, D., SMITHSON, P., ADDISON, K., ATKINSON, K. (1997): *Fundamentals of the Physical Environment*. Routledge, London, 557 s.
- BUZEK, L. (1968): Holocenní modelace mrazových tvarů na Kazničově ve Štramberké vrchovině. Sborník Čs. spol. zeměpisné, 73, č. 2, Academia, Praha, s.179-183.
- BÜDEL, J. (1981): *Klima-Geomorphologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart, 304 s.
- CALLINGFORD, R. A., DAVIDSON, D. A., LEWIN, J. (ed.) (1980): *Timescales in Geomorphology*. John Wiley & Sons LTD., Chichester, 360 s.

- CZUDEK, T., DEMEK, J., STEHLÍK, O. (1961): Formy zvětrávání a odnosu pískovců v Hostýnských vrších a Chříbech. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 6, č. 3, Praha, s. 262-269.
- CZUDEK, T. (1964): Periglacial slope development in the area of the Bohemian massif in Northern Moravia. *Biuletyn Peryglacialny*, Lodz, č. 14, s. 169-193.
- CZUDEK, T. (1995): Cryoplanation terraces: A Brief review and some remarks. *Geografiska Annaler, Series A, Physical geography*, 77, č. 1/2, s. 95-105.
- CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. *Sursum, Tišnov*, 213 s.
- ČINCŮRA, J., (ed., 1983): Encyklopédia Země. *Obzor, Bratislava*, 717 s.
- DARMODY, R. G., THORN, C., E. (1997): Elevation, age, soil development, and chemical weathering at Storbreen. *Jotunheimen, Norway. Geografiska Annaler, Series A, Physical geography*, 79, č. 4, s. 215-222.
- DAVIES, J. L. (1969): *Landforms of cold climates*. The M.I.T. Press, London, 200 s.
- DEMEK, J. (1955): Periglaciální cyklus. *Sborník čs. spol. zeměpisné*, 60, č. 1, Nakl. ČSAV, Praha, s. 47-50.
- DEMEK, J. (1964): Zpráva o výzkumu vývoje svahů moravských Karpat v pleistocénu. *Zprávy Geogr. ústavu ČSAV*, 6 (135-B), Nakl. ČSAV, Opava, s. 1-3.
- DEMEK, J. (1969): Cryoplanation terraces, their geomorphological distribution, genesis and development. *Rozpravy ČSAV, Academia, Praha*, 80 s.
- DEMEK, J. (1972): Klasifikace a terminologie kryogenních tvarů. *Sborník Čs. spol. zeměpisné*, 77, č. 3, Academia, Praha, s. 303-309.
- DEMEK, J. (1980): Kryopedimenty – jejich vznik a vývoj. *Scripta facultatis scientiarum naturalium, Universitatis Purkynianae Brunensis*, 10, č. 5, Univerzita J. E. Purkyně, Brno, s. 221-231.
- DEMEK, J. (1989): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 s.
- DERBYSHIRE, E. (ed., 1973): *Climatic Geomorphology*. The Macmillan press LTD., London, 296 s.
- DERBYSHIRE, E. (ed., 1976): *Geomorphology and climate*. John Willey & Sons LTD., London, 512 s.
- DORNKAMP, J. C., KING, CH. A. M. (1971): *Numerical analysis in geomorphology*. Butler & Tanner LTD., London, 372 s.
- EMBLETON, C., KING, CH. A. M. (1968): *Glacial and periglacial geomorphology*. Edward Arnold Publishers LTD., London, 608 s.
- EMBLETON, C., KING, CH. A. M. (1975): *Periglacial Geomorphology*, Butter & Tanner LTD., London, 203 s.
- EMBLETON, C. (ed., 1984): *Geomorphology of Europe*. Macmillan publishers, London, 465 s.
- FRENCH, H. M. (1996): *The Periglacial Environment*. Longman Group Ltd., Essex, 341 s.
- FRENCH, H. M., HARRY, D. G. (1992): *Pediments and Cold-Climate Conditions, barn Mountains, Unglaciated Northern Yukon, Canada*. *Geografiska Annaler, Series A, Physical geography*, 74, č. 2/3, s. 145-157.
- GALLOWAY, R. W. (1998): *Effects of Snow on the Landscape*. Abstract of paper presented at the Global Threats to the Australian Snow Country Conference held February, Australian institute of Alpine Studies, Jindabyne, s. 17-19.
- GERASIMOV, I. P., ASEJEV, A. A. (eds., 1986): *Morfostruktura i morfoskulptura gor i obščije zakonomernosti strojenija reliefa SSSR*. Institut geografii, Nauka, Moskva, 192 s.
- GVOZDEKLIJ, N. A., GOLUBČIKOV, U. N. (1987): *Priroda mira – Gory. Mysl, Moskva*, 399 s.
- HORNÍK, S. (1978): Kryoplanační terasy v prostoru Velkého Špičáku na Českomoravské vrchovině. *Sborník Čs. spol. zeměpisné*, 83, č. 4, Academia, Praha, s. 238-245.
- JENNINGS, J. N. (1956): The problem of tors. *Geographical Journal*, 122, č. 2, s. 287.
- KING, CH. A. M. (ed., 1976): *Periglacial process*, Hutchinson&Ross, Stroudsburg, 459 s.
- KING, P. B., SCHUMM, S. A. (1980): *The physical geography (geomorphology) of William Morris Davis*. Geo Books, Norwich, 175 s.
- KING, L., LINTON, D. L. (1958): The problem of tors. *Geographical Journal*, 124, č. 2, s. 289-292.
- KLIMASZEWSKI, M. (1978): *Geomorfologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 1098 s.
- KŘÍŽEK, M. (1999): Povrchové a podpovrchové jevy na Čecheru v Hostýnských vrších. *Geografie – Sborník České geografické společnosti*, 104, č. 3, ČGS, Praha, s. 201-208.
- KŘÍŽEK, M., LÉTAL, A. (2001): GIS Assist in the frost-riven cliff investigation. *Acta Univ. Palacki. Olomouc. Fac. Rer. Nat., Geographica*, 36, UP, Olomouc, s. 41-46.

- KŘÍŽEK, M. (2002): Význačné deformace svahů Rusavské hornatiny. In: Kirchner, K., Roštínský, P. (eds.): Stav geomorfologických výzkumů v roce 2002 – příspěvky z mezinárodního semináře konaného 10.–11.6. 2002 v Brně. Geomorfologický sborník, MU, Brno, s. 71-76.
- KŘÍŽEK, M. (2003): Frost-riven cliffs and cryoplanation terraces in the Hostýnské vrchy Hills (East Moravia, the Czech Republic). *Global Change in Geomorphology*, Acta Universitatis Carolinae – Geographica, UK, Praha, s. 239-245.
- KŘÍŽEK, M. (2003): The Pleistocene and the Holocene formation of rocks in the Rusavská hornatina Mts. (in the Outer Western, flysh Carpathians in Moravia Czech Republic), *Geomorphologia Slovaca*, 3, č. 1, Asociácia slovenských geomorfológov pri SAV, Bratislava, s. 44.
- KŘÍŽEK, M. (2003): Morfostruktury a zarovnané povrchy Rusavské hornatiny. In: Mentlík, P. (ed.): Stav geomorfologických výzkumů v roce 2003 – příspěvky z mezinárodního semináře Geomorfologie 2003, Geomorfologický sborník, č. 2, Západočeská Univerzita, Plzeň, s. 233-239.
- KŘÍŽEK, M. (2003): Morfostruktury a neotektonika Rusavské hornatiny. In: Engel, Z., Kalvoda, J. (ed.): Dynamická a evoluční geomorfologie. Rěsumé příspěvků semináře Výzkumného centra dynamiky Země. Výzkumné centrum dynamiky Země a katedra fyzické geografie a geokologie PřF UK Praha, PřF UK, Praha, s. 16-19.
- KŘÍŽEK, M. (v tisku): The Quaternary sculpturing of rocks in the Rusavská hornatina Mts. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica*, UK, Praha.
- LEWELYN, W. (1964): Regionalization of Freeze-Thaw Activity. *Annals of the Association of American Geographers*, 54, č. 4, s. 597-611.
- LOWE, J. J., WALKER, M. J. C. (1984): *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, London and N. Y., 389 s.
- LUKNIŠ, M. (1954): Príspevok k poznaniu foriem mrazového zvetrávania skál v Západných Karpatoch. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 59, č. 1, Nakl. ČSAV, Praha, s. 1-7.
- MAYHEW, S., PENNY, A. (eds., 1992): *The Concise Oxford Dictionary of Geography*. Oxford University Press, Oxford, 250 s.
- MIDRIAK, R. (1980): Periglaciálne prostredie. *Geografický časopis*, 32, č. 1, Veda – vydavateľstvo SAV, Bratislava, s. 44-60.
- NELSON, F. E. (1989): Cryoplanation terraces – Periglacial cirque analogs. *Geografiska Annaler, Series A, Physical geography*, 71, č. 1, 2, s. 31-41.
- North American Contribution. *Sborník prací – Permafrost, Second International Conference, National Academy of Sciences, Washington 1973*, 782 s.
- NYBERG, R., LINDH, L. (1990): Geomorphic features as indicators of climatic fluctuations in a periglacial environment, northern Sweden. *Lund publications in physical geography, Department of Physical geography, University of Lund*, 3, s. 203-210.
- Permafrost. *Sborník prací – Fourth International Conference Proceedings, National Academy Press, Washington 1983*, 1517 s.
- PECH, P. (1998): *Géomorphologie dynamique*. Armand Colin, Paris, 96 s.
- PÉWÉ T. L. (ed., 1969): *The Periglacial Environment*, Mc Gill-Queen's University Press, Montreal, 487 s.
- POPOV, A. I., KUZNEČOVA, G. P., ROZENBAUM, G. E. (1983): Kriogennyje formy reljefa, Izdatelstvo Moskovskovo Universiteta, Moskva, 39 s.
- PRÁŠEK, J. a kol. (2000): Morfotektonika a dynamika současných krajinnotvorných procesů v jižní části Krymu (Republika Krym). Závěrečná zpráva o řešení grantového projektu za rok 1999. PřF OU, Ostrava, 44 s.
- REGER, R. D., PÉWÉ, T. L. (1976): Cryoplanation terraces: Indicators of permafrost environment. *Quaternary Research*, 6, s. 99-109.
- RUBÍN, J., BALATKA, B. a kol. (1986): *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Academia, Praha, 385 s.
- SELBY, M. J. (1969): *The Surface of the Earth*. Casselle Company LTD., London, 271 s.
- STODDART, D. R. (ed., 1995): *Process and form in geomorphology*. Routledge, London, 415 s.
- VOŽENÍLEK, V. (1992): Cryogene phenomena and landforms in The Western part of the Putorana Plateau. *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas rerum naturalium – Geographica-Geologica*, 23, UP, Olomouc, s. 101-117.
- WHITTOW, J. (ed., 1984): *Dictionary of physical geography*. Penguin Books, London, 591 s.
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology – A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406 s.

Summary

CHARACTERISTIC FEATURES OF FROST-RIVEN CLIFFS: COMPARISON OF ACTIVE FROST-RIVEN CLIFFS IN THE WORLD AND (NON-ACTIVE) FROST-RIVEN CLIFFS IN THE RUSAVSKÁ HORNATINA (Mts.)

The author characterizes two development conceptions of frost-riven cliffs (one-cycle tors and two-cycle tors). Two-cycle tors hypothesis is insignificant in high latitudes. There were not optimal conditions for deep chemical weathering (e.g. active Holocene frost-riven cliffs in Jotunheimen (Fig. 1), frost-riven cliffs in Murdo Sound in Antarctica and frost-riven cliffs and tors in Devon Island. The author defines frost-riven cliff as a rock wall, which was formed by periglacial processes (frost weathering and transport) and bears still the consequences of these processes. Tor is defined as a solitary hilltop rock with a developed platform of a cryoplanation terrace or its residue. This landform originated through the same periglacial processes as a frost-riven cliff. The author further distinguishes active frost-riven cliffs (with regard to periglacial processes) and "passive" frost-riven cliffs (non-active frost-riven cliff with regard to periglacial processes).

The Rusavská hornatina (Mts.) are one of the four parts of the Hostýnské vrchy Hills (they are the highest part of these hills) and they are situated in the western part of the Outer Western (Flysh) Carpathians in Moravia. The highest peak of the Rusavská hornatina (Mts.) is Kelčský Javorník (864.7 m a. s. l.). The Rusavská hornatina (Mts.) consist of layers of sandstone, conglomerate and claystone.

It is clear (from the characterization of all frost-riven cliffs), that frost-riven cliffs occur in a relief with not very steep slopes. That is why these landforms and cryoplanation terraces are not very well developed in the Alps, although there are areas with periglacial conditions. But the development of this relief and its landforms is determined above all by slope processes. Steep slopes and specifically geological conditions and many other specifics of the alpine environment cause unstable conditions with large mass movements (landslides, avalanches, rock falls etc.). This fact can induce the question about relationship between frost-riven cliffs (their origin and occurrence) and older planation surfaces. A very marked example is the relief in the Urals, which is a typical model of the well-developed cryoplanation terraces. In the Rusavská hornatina (Mts.) there are tors and frost-riven cliffs near presumptive levels of planation surfaces, but the questions about these planation surfaces (their existence or non-existence) haven't yet been resolved. It can be therefore said that the genesis and occurrence of frost-riven cliffs and cryoplanation terraces depend on a specific combination of structural (geology and geomorphological resistance of rocks) and climatic conditions.

The most frequent height of frost-riven cliffs in the world oscillates from 10 to 30 m (in the Rusavská hornatina Mts. it is 3–15 m). These landforms are developed in many kinds of rock (sandstone – the Carpathians, Western Svalbard, Sayan Mts., granite – the Giants, Dartmoor, gabbro – the Kola Peninsula, basalt – the Taymyr Peninsula, andesite – Alaska, slate – Mt. Petrovy kameny in the Hrubý Jeseník Mts. etc.).

The next common feature of frost-riven cliffs (exactly cryoplanation terraces and their frost-riven cliffs) is their gradual location. For example Cox Tor (Dartmoor) – 4 levels of cryoplanation terraces (Waters in King, ed. 1976), The Northern Urals – 10–20 levels of cryoplanation terraces (Demek 1969), Plato Putorana – more than 25 levels of cryoplanation terraces (Voženílek 1992), Mt. Vysoké kolo in the Giants – 4 levels of cryoplanation terraces, Mt. Sochová in the Rusavská hornatina (Mts.) – 2–3 levels of cryoplanation terraces.

If we compare morphology of active frost-riven cliffs in the world and non-active frost-riven cliffs in the Rusavská hornatina (Mts.), we can say that the frost-riven cliffs in the Rusavská hornatina Mts. do not differ from the whole variety of these landforms. They have smaller cryoplanation terraces (the original stage and the mature stage of development of cryoplanation terraces by Demek's classification of cryoplanation terraces (1969). These cryoplanation terraces are covered by fragments of rocks, somewhere by sand, which have originated from primary fragments (boulders) during the Holocene weathering. That's why some frost-riven cliffs are rounded and they have other marks of Holocene modelling (rock pits, honeycombs, outflow groove, rock cavities, pseudolapiés (see Křížek 2003).

Concomitant periglacial landforms (as block fields, sorted polygons, sorted stripes, thufurs, garlands, solifluction lobes and many other phenomena and landforms which occur usually together with active cryoplanation terraces and frost-riven cliffs) were remodelled and destroyed by Holocene geomorphological processes. Out of the above-mentioned concomitant periglacial landforms, in the Rusavská hornatina (Mts.) there are preserved only solifluction streams, block fields and block streams. But some of these landforms such as thufurs, garlands and sorted polygons are not found in this area. Products of periglacial weathering (block fields, block streams) are often buried and covered by a thin soil layer. It is very well developed on the right and the left slope of the upper part of the Libosvárka valley in the Rusavská hornatina (Mts.). But many of them were remodelled and transported by slope processes (above all by landslides, which are typical for flysh Carpathians). Frost-riven cliffs are outstanding landforms in the relief of the Rusavská hornatina (Mts.). But they are disharmonious erosion-denudation landforms with regard to recent geomorphological conditions. These landforms originated in the cold areas of the Pleistocene. Sometimes (e. g. during melting of snow in springtime) these landforms can be modelled by the same type of geomorphologic processes as in the periglacial domain. But we must remember that these landforms are non-active (in sense of periglacial processes), because recent determined geomorphological processes correspond to the humid temperate zone.

Sometimes it is difficult to distinguish some landforms, which resemble frost-riven cliffs, but their genesis is different. Some of these outcrops were not influenced or originated by frost weathering, but they originated and were uncovered by sliding in the Holocene or the Upper Pleistocene/Holocene probably during a degradation of permafrost (e. g. outcrops in Hlavná Hill and outcrops on the SE slope of Mt. Hostýn).

Fig. 1 – Frost-riven cliff in the eastern slope of the Visdalen Valley (1 780 m a. s. l.) in the Svellnosa area (Jotunheimen) with a snowfield and obvious features of active regelation. Photo by M. Křížek.

Fig. 2 – Location of frost-riven cliffs (?) in the highest part of the Rusavská hornatina (Mts.). DTM – Digital Terrain Model. This figure includes all frost-riven cliffs, including those, which are strongly modified by human activity. Topographic basis by M. Křížek, DTM by A. Létal, M. Křížek.

Fig. 3 – Frost -riven cliff in the Mt. Smrdutá (730 m a. s. l., the Rusavská hornatina, Mts.). Photo by M. Křížek.

Fig. 4 – Summit frost-riven cliff (tor) in the Mt. Sochová (740,6 m a. s. l., the Rusavská hornatina, Mts.). Photo by M. Křížek.

(Pracoviště autora: katedra fyzické geografie a geokologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2; e-mail krizekma@natur.cuni.cz.)

Do redakce došlo 27. 9. 2002