

UNIVERZITA KARLOVA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



Lucie ZEMANOVÁ

TORY A JEJICH MIKRORELIÉF

TORS AND THEIR MICROFORMS

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2018

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 30. 7. 2018

Lucie Zemanová

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu bakalářské práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph. D. za pomoc při zpracování práce a za řadu odborných rad.

Zadání bakalářské práce

Lucie Zemanová

Téma práce

Tory a jejich mikrorelief

Tématická motivace

Tory představují nápadný a významný prvek krajiny, který dokládá vývoj reliéfu. Mají vztah k neotektonice a zarovnaným povrchům, stejně jako ke klimatu, které skrz exogenní procesy formuje jejich povrch a vytváří specifický mikrorelief. Ten je pak ve vrcholových partiích domovem unikátních společenstev včetně endemitů či glaciálních reliktnů jako je tomu například v Hrubém Jeseníku. Mikroklimatické podmínky vrcholových skalisek jsou zcela odlišné od těch, kterým čelí tory v nižších a středních nadmořských výškách. Z tohoto důvodu by tory měly být vystaveny jinak intenzivnímu zvětrávání, což by mělo korespondovat se specifickou charakteristikou povrchu - mikroreliefem a produkty mechanického zvětrávání.

Cíle práce

Cílem bakalářské práce je na základě literatury definovat tory jako takové, nastínit koncepcí jejich vzniku a vývoje v podmínkách mírného pásu, včetně analýzy popsanych, ale i teoreticky možných způsobů modelace povrchu za vzniku specifického mikroreliefu.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše odborné literatury.

1. krok - na základě literatury definování torů, rozbor různých definic a jejich specifik;
2. krok – na základě literatury popis modelů charakterizujících vznik forem typu tor a definování geomorfologických procesů, které se na jejich vzniku podílejí;
3. krok - na základě literatury definování geomorfologických procesů, které se podílejí na následném vývoji povrchu torů za vzniku specifických mikrotvarů, včetně definování metod výzkumu těchto mikrotvarů a jevů použitelných pro odlišení intenzity zvětrávání vhodných pro podmínky sudetských pohoří;
4. krok – finalizace tvůrčí rešerše.

Datové zdroje: informační zdroje - odborné tématické knihy, oborové encyklopedie, učebnice, články.

Datum zadání:

Lucie Zemanová

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

ABSTRAKT

Bakalářská práce je zaměřena na obecnou charakteristiku torů a mikrotvarů, které se nacházejí na jejich povrchu. Tory mohou vznikat dvěma různými způsoby: jednofázovým a dvoufázovým vývojem. Vyskytují se ve všech klimatických pásech, nejčastěji jsou popisovány v mírném klimatickém pásu. Jejich velikost, tvar i poloha v krajině se značně liší. Tory se nacházejí na horských vrcholech i na údolních svazích. Rozdílný vzhled je dán především odlišným rozmístěním puklin v torech. Tory se vyskytují v různých typech horniny, zejména pak v krystalických horninách. Na povrchu toru se může vyskytovat mnoho mikrotvarů, které vznikají zvětráváním. Morfologicky nejvýraznějšími mikrotvary jsou skalní mísy, tafone, pseudoškrapy a voštiny. Stupeň jejich vývoje umožňuje využít tyto mikroformy pro relativní datování.

Klíčová slova: tory, mikrorelief, hloubkové zvětrávání, ústup svahu

ABSTRACT

This Bachelor thesis is focused on the general characteristics of tors and their microforms. There are two theories of tor's origin: one-stage origin and two-stage origin. Tors are developed all around the world, most often in temperate climatic zone. They show a wide range of sizes, shapes and locations. Tors are found on hill summits and on valley-sides. Tors occur on various lithologies, particularly on crystalline rocks. Many microforms can be found on the surface of tors. The most common microforms include weathering pits, tafoni, karren and honeycombs. The stage of their development enables microforms to be utilised for relative dating.

Key words: tors, microforms, deep weathering, slope retreat

Obsah

1	Úvod	Chyba! Záložka není definována.
2	Základní charakteristika torů.....	8
2.1	Definice a morfologie torů	8
2.2	Formy morfologicky podobné torům.....	11
2.3	Vazba torů na horniny	12
3	Vývoj torů.....	13
3.1	Geneze torů.....	13
3.1.1	Dvoufázový vývoj.....	13
3.1.2	Jednofázový vývoj.....	15
3.1.3	Polygenetický vývoj.....	20
3.2	Ledovcová přeměna torů	21
3.3	Degradace toru	23
4	Mikroreliéf.....	25
4.1	Skalní mísy	25
4.2	Tafone	28
4.3	Voštiny.....	29
4.4	Škrapy a pseudoškrapy	31
5	Metody výzkumu Stáří a vývoje torů	33
6	Výsledky morfologických charakteristik torů popsaných v literatuře.....	35
7	Diskuze	41
8	Závěr.....	44
	Zdroje a použitá literatura.....	45

1 ÚVOD

Tory jsou významným krajinným prvkem a bývají výraznými orientačními body v krajině. Do popředí zájmu geomorfologů se dostaly v polovině 20. století, kdy Linton (1955) publikoval svou teorii o dvoufázovém vývoji torů. Později vznikla také teorie o jednofázovém vývoji toru, podle které tory vznikají díky paralelnímu ústupu svahu. Paralelní ústup svahů vede ke vzniku zarovnaných povrchů. Tory představují reliktní formy zarovnaných povrchů. Z toho důvodu lze na základě měření stáří torů vzniklých ústupem svahů určit přibližné stáří zarovnaných povrchů.

Způsob vzniku a vývoje toru je závislý na klimatických podmínkách, které v době vzniku panovaly. Tory vznikají jak ve vlhkém tropickém klimatu, tak i v periglacialních podmínkách. Během vývoje torů může dojít ke změně geomorfologických procesů, které mohou být spojeny se změnou klimatu. Tory se mohou vyskytovat také v místech dřívějšího zalednění. Stupeň jejich remodelace tak může sloužit jako ukazatel intenzity ledovcové eroze a délky zalednění.

Ačkoliv se tory dají pokládat za reliktní formy, jejich vývoj přesto neustále pokračuje. Dokladem probíhajícího vývoje jsou mikrotvary, které se vytvářejí na jejich površích. Na základě měření parametrů mikrotvarů lze určit míru zvětrávání torů.

Tato práce je rozčleněna do čtyř hlavních kapitol. V první kapitole jsou shrnuty definice torů a morfologicky podobných tvarů včetně jejich hlavních charakteristik. Druhá kapitola se zabývá vývojem toru – od geneze po destrukci. Ve třetí kapitole jsou definovány mikroformy, které se nejčastěji nacházejí na povrchu torů. Ve čtvrté kapitole jsou popsány metody výzkumu torů a jejich mikroreliefu.

Cílem práce je na základě odborné literatury charakterizovat tory, popsat hlavní koncepce jejich vzniku, uvést hlavní mikrotvary vznikající na jejich površích a nastínit možné metody měření míry zvětrávání u těchto mikrotvarů. Důraz je kladen na tory vyskytující se v mírném klimatickém pásu.

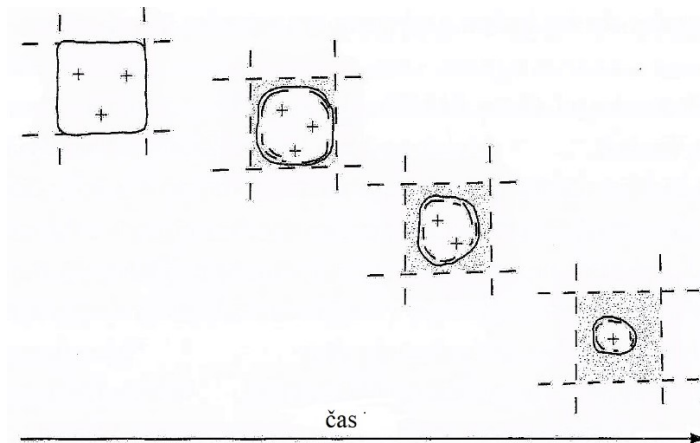
1 ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKA TORŮ

1.1 Definice a morfologie torů

Slovo tor pochází kornštiny a je ekvivalentem s anglo-saským torr, walským twr a latinským turrius, znamenající věž (Twidale, 1982). Českým synonymem je izolovaná skála (skalisko), ruským synonymem je „ostanec“ a německým „Felsburg“ (Rubín a kol., 1986).

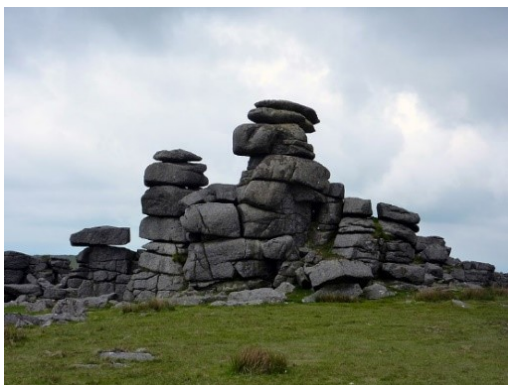
Existují dva druhy definic toru: popisná a genetická. Popisné definice toru jsou v jádru stejné. Tory definují jako reziduální výchozy skalního podloží. Některé popisné definice obsahují informaci o výšce toru. Druhý typ definice se zaměřuje na genezi tvaru. Jedna z nejvýraznějších definic kladoucí důraz na genezi je od Davida L. Lintona (1955). Linton (1955) jako první vědecky definoval tory, a to jako zbytky podložní horniny vytvořené pod povrchem fázi hloubkového zvětrávání horniny díky prosakující vodě vedené systémem puklin následované fázi mechanického odnosu nekonzistentních prvků mechanického zvětrávání. Jiní autoři (Palmer a Neilson, 1962; Palmer a Radley, 1961) tory berou jako periglaciální produkt fyzického zvětrávání. Palmer a Neilson (1962) definovali tory v Dartmooru jako výchozy skalního podloží, které zůstalo nepoškozené, zatímco okolní části skalní podloží byly destruovány působením mrazu a následně odneseny soliflukcí.

Tory vystupují ze skalního podloží, které může mít horizontální průběh či může být ukloněné. Skalní podloží představuje bazální zvětrávací plochu. Bazální zvětrávací plocha představuje kontaktní plochu mezi zvětralinou a matečnou horninou (Demek, 1987). Podle Lintona (1958) představuje hladinu dosahu spodní vody během období rozkladu horniny. Vrcholy toru mohou být tvořeny nestabilními balvany, nebo viklany (Adamovič a kol. 2010). Jednotlivé balvany jsou nazývány žokovité balvany (*core stone*). Linton (1955) definuje žokovité balvany jako elipsoidické kusy horniny zcela oddělené od podloží, které vznikly hloubkovým mechanickým zvětráváním horniny (viz obr. 1). Zaoblené tvary jsou důsledkem větší náchylnosti hran a rohů balvanů ke zvětrávání (Twidale, 1976).



Obr. 1: *Vývoj žokovitých balvanů v čase dle Migoňe (2006)*

Tory se značně liší svým vzhledem i velikostí. Rozdílný vzhled je dán především odlišným rozmístěním puklin v torech. V torech jsou obvykle obsaženy tři hlavní sady puklin a dvě až pět sad puklin vedlejších (Goudie, 2004). Sada puklin představuje soubor samostatných puklin, které jsou prakticky rovnoběžné a mají obdobný sklon (Ehlen, 1992). Hlavními puklinami jsou horizontální nebo mírně ukloněné pukliny vymezené vrcholem toru a dvě sady vertikálních nebo strmě ukloněných puklin vymezených stranami toru (Migoň, 2006). Horizontální pukliny bývají podle svého vzhledu nazývány „pseudovrstvami“ (*pseudobedding*) (Ballantyne, 1994). V torech se zřídka kdy mohou nacházet kromě horizontálních a vertikálních puklin také pukliny diagonální (Goudie, 2004).



Obr. 2: *Great Staple Tor.*
Dartmoorwalker (2018)



Obr. 3: *Beinn Mheadhoin Tor.*
Walkhighlands (2018)

Pokud se horizontální a vertikální pukliny vyskytují s přibližně stejnou frekvencí, bude tor masivní a tvořený množstvím žokovitých balvanů (Evans a kol., 2012). Tory

takového tvaru bývají kvůli svému vzhledu označovány jako „hradovité“ (*castellated*) tory (viz obr. 2) (Migoń, 2006). Lamelový tvar bude mít tehdy, když horizontální pukliny budou převládat nad puklinami vertikálními (viz obr. 3) (Goudie, 2004). S převažujícími vertikálními puklinami bude mít tor tvar skalní jehly; bude vysoký a úzký (viz obr. 4) (Migoń, 2006). Hustota puklin ovlivňuje náchylnost toru k rozpadu. Tory s vysokou hustotou puklin budou náchylnější ke zřícení (Hall a Phillips, 2006a). V krajině se mohou vyskytovat také málo výrazné tory. Hättestrand a Stroeven (2002) takové tory nazvali „semi-tory“ (*semi-tors*), Evans a kol. (2012) je pojmenovali „nízké tory“ (*low relief tors/subdued tors*) (viz obr. 5). „Semi-tory“, podle Hättestranda a Stroevena (2002), plně nevystupují ze skalního podloží a většinou je obklopují zaoblené nebo kulovité balvany. Pokud hlavní systém spojů na sebe není vzájemně kolmý, může tor nabývat dalších tvarů, jako například tvaru dómu (Migoń, 2006)



Obr. 4: *Bowerman's Nose. Holiday in Dartmoor (2018).*

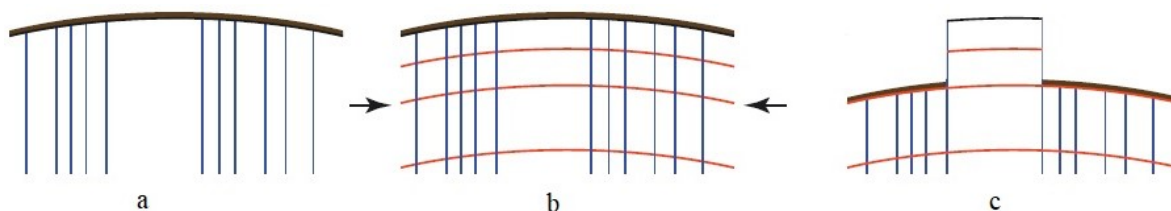


Obr. 5: *Sittaford Tor. The mountain guide (2018)*

Velikost toru má vztah k jeho umístění v krajině a k velikosti rozestupu puklin v toru. Rozlišují se tři hlavní typy torů z hlediska umístění. Vrcholové tory (*summit tors*), tory na údolních svazích (*valleyside tors*), „výběžkovité“ tory (*spur tors*) a tory na úbočí konvexních svahů (*emergent tors*) (Gerrard, 1987). Vrcholové tory se nacházejí ve vyšších polohách v reliéfu a svou rozlohou bývají největší. Tory na údolních svazích obsazují v reliéfu nižší polohy a bývají nejvyšší (Goudie, 2004). „Výběžkovité“ tory vyskytující se na hřebenech nad zlomem vymezující strmou stěnu údolí a tory na úbočí konvexních svahů, bývají obvykle menší, než tory vrcholové (Ehlen, 1992, Gerrard, 1987). Vztah mezi velikostí torů, umístěním a velikostí rozestupu puklin u torů v Dartmooru našli Gerrard (1987) a Ehlen (1992). Ehlen (1992) navíc zkoumala jejich vztah k velikosti krystalů. Vrcholové tory v Dartmooru jsou hrubozrnné a mají široce rozestoupené vertikální pukliny. Tory na

údolních svazích mají horizontální pukliny široce rozestoupené a „výběžkovité“ tory mají nejméně rozestoupené pukliny a jsou jemnozrné (Ehlen, 1992). Gerrard (1987) mezi vrcholovými tory a tory na údolních svazích nenalézá žádný rozdíl.

Goodfellow a kol. (2014) vytvořili obecný model pro formování puklin u cairngormských torů (viz obr. 6). Vertikální pukliny jsou v granitu vytvářeny v důsledku chladnutí granitu. Bočním tlakem jsou vytvářeny pukliny horizontální. Tor vzniká v místech, kde je hornina odolnější. Okolní granit podléhá zvětřávání a následně erozi. Místa, kde jsou pukliny od sebe dále, se vyznačují větší hrubostí zrn. Dochází zde ke snížené rychlosti chladnutí, než je tomu u okolního jemnozrného granitu (Goodfellow a kol, 2014). Podle Ballantyne (1994) byla většina horizontálních puklin v granitu u torů v Cairngormu vytvořena stresem v důsledku rozpínání granitu po odstranění nadloží.



Obr. 6: Obecný model pro vytváření vrstevnatých puklin u torů v oblasti Cairngormu dle Goodfellowa a kol. (2014). Pozn.: a – granit s puklinami (modře), které byly povrchově odkryty, nebo byly kryty tenkou vrstvou zvětralinového pláště (hnědě), b – vrstevnaté pukliny (červeně) vytvořené pod vysokým bočním tlakem, c – tor vytvořený v místě, kde jsou pukliny dále od sebe.

1.2 Formy morfologicky podobné torům

Morfologicky podobnými tvary jsou inselbergy. Českým synonymem inselbergu je ostrovní hora (Rubín a kol., 1986). Inselberg je popisován jako osamocený kopec, který vystupuje nad své okolí (Goudie, 2004). Představuje polokulovitý až homolovitý skalní tvar (Rubín a kol., 1986). Inselbergy mají stejnou genezi jako tory. Hlavní rozdíl mezi tory a inselbergy je jejich výška. Podle Goudieho (2004) je minimální výška inselbergů 15 metrů. Inselbergy vytváří svahy sami o sobě, zatímco tory jsou součástí svahů.

Jako tvary morfologicky podobné torům bývají někdy označovány skalní hradby („castle koppie“). Balatka a kol. (1986) definuje skalní hradbu jako skalní výchoz, jehož

rozloha převažuje nad výškou. Tor charakterizuje jako tvar, jehož výška převažuje nad rozlohou. Thomas (1965) tvrdí, že tory a skalní hradby mají odlišný původ i odlišný tvar balvanů. Podle Thomase (1965) mají skalní hradby hranaté balvany (hranáče) a vznikly povrchovým rozpadem, zatímco tory podpovrchovým zvětráváním. Někteří autoři (Goudie, 2004, Migoń a Vieira, 2014) skalní hradbou rozumí místní název pro tory, nebo subtyp toru. Goudie (2004) označuje jako skalní hradby africké tory. Migoń a Vieira (2014) skalní hradby berou jako ekvivalent pro „hradovité“ (castellated) tory, které se skládají z hranáčů. Formy morfologicky podobné torům jsou oblíky. Oblíky mohou vznikat odstraněním nestabilních bloků při glaciální modifikaci toru (Hall a Phillips, 2006a).

Za tvary typu torů lze, podle Rubína a kol. (1986), považovat některé skalní hříby a skalní věže. Skalní hříby jsou mezofomy houbovitého tvaru a vznikají selektivním zvětráváním a odnosem nesourodé horniny. Širší horní část tvaru představuje odolnější polohu. Užší část v granitech vzniká v místech s větší hustotou puklin. Tato místa snáz podléhají zvětráváním (Rubín a kol., 1986). Skalní věže jsou izolované masivní skály ve tvaru sloupu, které mají zpravidla tvar vysokého, štíhlého hranolu ve tvaru sloupu (Adamovič a kol, 2010).

1.3 Vazba torů na horniny

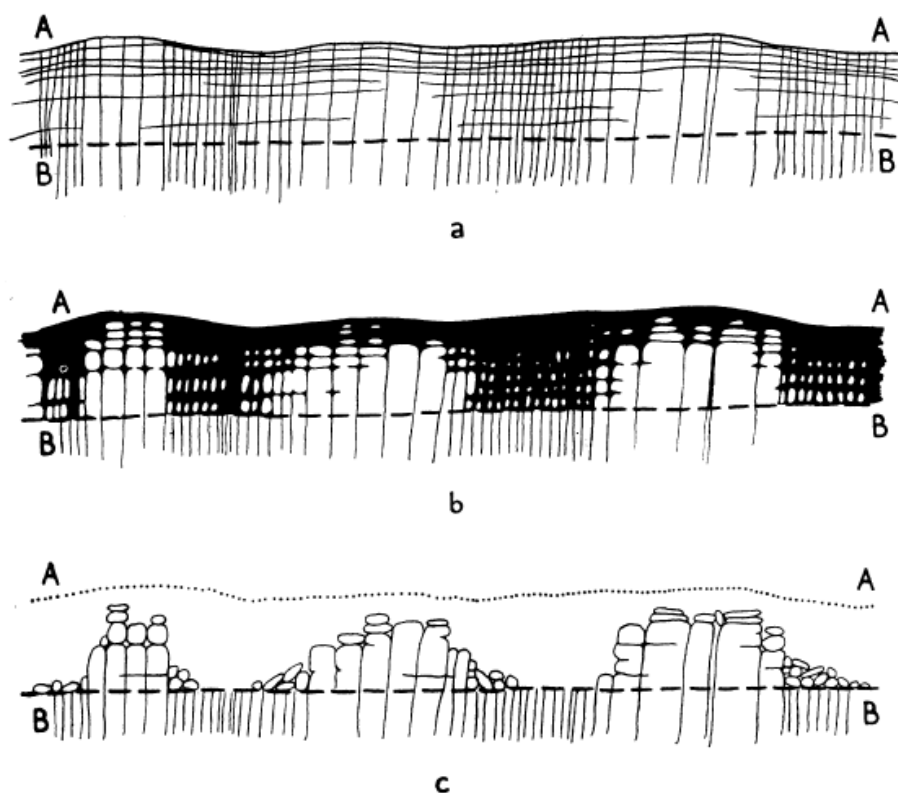
Tory se vyskytují v různých typech hornin. Nejvíce jsou spojovány s hlubinnými vyvřelinami, metamorfovanými horninami a některými typy sedimentárních hornin (pískovce). Nejčastěji se vyskytují ve vyvřelých horninách (např. v granitu). Důvodem je velká náchylnost k chemickému zvětráváním. (Embleton a King, 1968). Jednou z nejnámějších oblastí výskytu torů je oblast Dartmooru, ve které je popsáno více jak 150 torů (Linton, 1955). Traczyk a Migoń (2000) uvádí, že tory v granitu vznikly ve většině případů spíše hloubkovým zvětráváním, než zvětráváním mechanickým. Podle Ehlen (1992) je petrografická různorodost je jedním z důvodu odlišného vzhledu a rozmístění torů ve stejné oblasti.

2 VÝVOJ TORŮ

2.1 Geneze torů

2.1.1 Dvoufázový vývoj

Jednou z nejuznávanějších teorií po řadu let byla teorie hloubkového zvětrávání dle Lintona (1955). Tato teorie je založená na výzkumu torů v Dartmooru. Linton (1955) uvádí, že tory jsou výsledkem dvoufázového procesu. Nejprve dochází k hloubkovému zvětrávání horniny. V pozdější fázi dochází odstranění zvětralinového pláště a k obnažení podloží - matečné horniny (viz obr. 7). K hloubkovému zvětrávání a odnosu zvětralin došlo v modelovém území Dartmooru podle Lintona (1955) pravděpodobně ve třetihorách v prostředí vlhkého tropického klimatu. Vyloučil přítomnost torů v oblastech, které byly zaledněny. Domníval se, že by tory byly destruovány (Linton, 1955).



Obr. 7: Fáze vývoje skupiny torů dle Lintona (1955). Pozn.: AA – původní povrch, BB – hladina podzemní vody, a – hornina rozrušená horizontálními a vertikálními puklinami, b – fáze hloubkového zvětrávání horniny, c – fáze odкрыtí torů a odnosu zvětralinového pláště

Dle Lintona (1955) dochází k intenzivnějšímu a rychlejšímu zvětrávání a rozpadu matečné horniny podél poruch, kterými mohou být např. pukliny, plochy vrstevnatosti. Dolní hranici rozpadu určuje hladina podzemní vody (*water table*). Rozpad horniny je způsoben prosakující podzemní vodou, která se prostřednictvím poruch v horninách dostává do vlastní horniny. Intenzita rozpadu závisí na hustotě a rozmístění poruch. V místech, kde jsou poruchy blízko u sebe, je rozklad úplný. Ojedinele se mezi puklinami mohou nacházet žokovité balvany, které mezi sebou odděluje zvětralý granit zvaný growan (Linton, 1955). Rozklad granitu je podle Lintona (1955) výsledkem chemického zvětrávání způsobeného prosakující podzemní vodou. Následně dochází k obnažení toru a odnosu jemnozrnného materiálu (Linton, 1955).

Dvoufázovým vývojem se zabývali i další autoři (např. Falconer, 1911 a Büdel, 1957). Falconer (1911) popsal na území Nigeru zploštělé vrcholy s vyvinutými žokovitými balvany, které byly nejprve vystaveny dlouhodobému zvětrávání. Následovala erozní fáze, kdy eroze působila do té doby, než byl veškerý zvětralý materiál odstraněn. Původní zploštělé vrcholy tak získaly podobu torů (Twidale, 2002). Büdel (1957) vytvořil model etchplanace, který představuje dvojí zarovnání povrchu. Působením zvětrávání a činností vodních toků vzniká zarovnaný povrch (etchplén). Bazální zvětrávací plocha je nepravidelná kvůli odlišné intenzitě zvětrávání. V Některých místech vystupuje na povrch. Na rozdíl od Lintonova modelu se zároveň vyvíjí dva typy ploch - plocha povrchu a plocha ve spodní části bazální zvětrávací plochy, tvarovaná vlhkostí (Twidale, 2002).

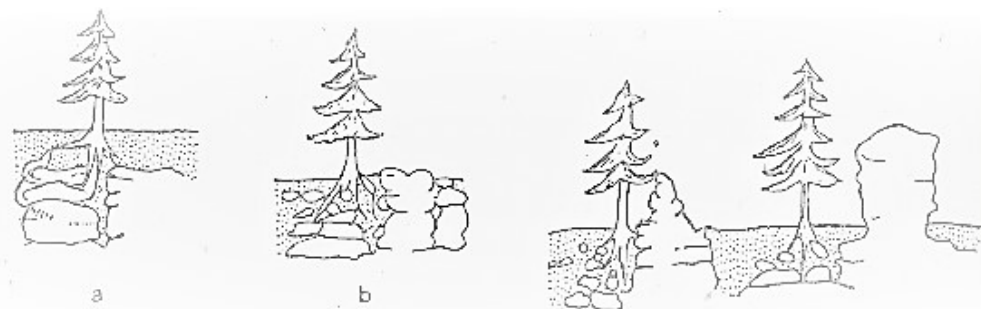
Jedním z kritiků Lintonovy teorie byl King (1958), který zastával názor, že hloubkové zvětrávání není potřebné při vzniku torů. Příkladem uvedl pukliny v totech. Stupeň zvětrávání a šířku puklin pokládal spíše za důsledek dlouhodobé eroze, než hloubkového zvětrávání. Vrcholové tory považoval za zbytky původního povrchu

Palmer a Neilson (1962) nesouhlasili s původem zvětralého granitu. Autoři uvedli, že většina nesoudržného granitu v Dartmooru je výsledkem mrazové tříštění a soliflukce. Produktem hloubkového zvětrávání v tropickém klimatu by pravděpodobně byl kaolin. Kaolin se však, podle autorů, poblíž torů v Dartmooru nenachází.

V oblastech vysokých nadmořských výšek k výraznému hloubkové zvětrávání podle Frenche (XY) spíše nedochází. Tory v oblastech vyšších nadmořských výšek pokládá spíše

za produkt jednofázového vývoje ústupu svahu způsobeného mrazovým tříštěním a odnosem materiálu.

Ivan Gams (1966) nastínil roli dřevin při podpovrchovém vzniku torů (viz obr. 8). Rostliny, jako významný činitel při rozpadu torů, uvedl také Gibbons (1981) při studiu torů ve Svazijsku. Další autoři se o významu dřevin při vývoji toru nezmiňují.



Obr. 8: Role dřevin v podpovrchovém vývoji torů dle Gamse in Klimaszewski (1957). Pozn.: a – počáteční stádium, b – stádium rozsáhlého narušování skalního bloku kořeny a obnažení skalního povrchu, c – stádia dalšího narušování kořeny, c1 – v podmínkách chladného klimatu, c2 – v podmínkách teplého klimatu

2.1.2 Jednofázový vývoj

Teorie o vzniku torů jednofázovým vývojem vycházejí z myšlenky, že tory vznikly na povrchu, nikoliv pod povrchem, jako je tomu u teorie dvoufázového vývoje. Jedna z teorií uvádí, že tory jsou výsledky působení exogenních činitelů, především výsledkem činnosti deště a větru, cyklu mrznutí a tání a rozdílné insolaci (Goudie, 2004). Atmosférické zvětrávání nebylo však nikdy přijato jako hlavní.

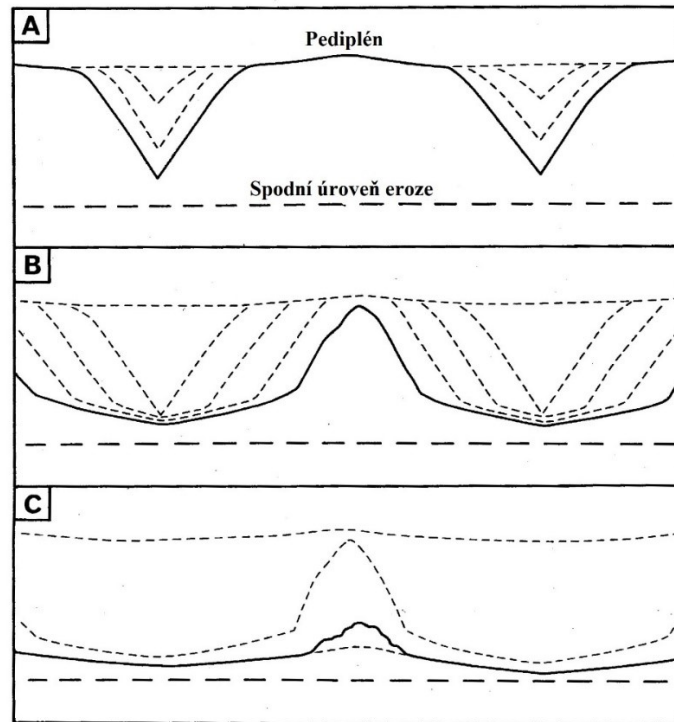
Další teorií o vzniku torů je teorie rovnoběžného ústupu svahů dle Kinga (1948). Tato hypotéza vychází z jeho výzkumů v jižní Africe. King (1948) tvrdí, že tory vznikly dvojitým procesem pediplanace. Ústupem svahů a pedimentací.

Kingův cyklus pediplanace má tři fáze (Small, 1970; obr. 9):

1. Začíná výzdvihem již dříve vytvořeného pediplénu, do kterého se rychle zařezávají toky na spodní úroveň eroze. Tvar zářezů odráží směr hlavních puklin. Střední část svahu rovnoběžně ustupuje. Ve střední části se vytvářejí ostrovní hory. Při úpatí svahů vznikají

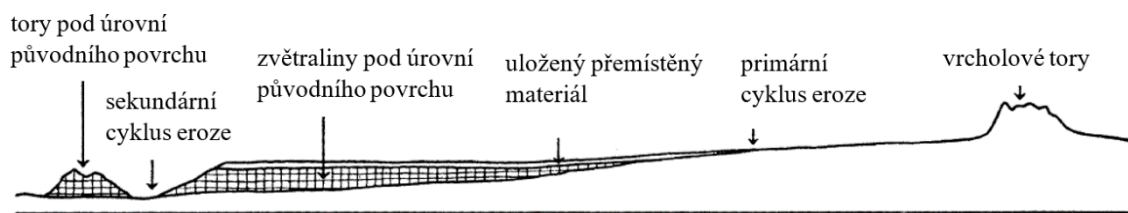
ukloněné erozní plochy, pedimenty. Na příkré části svahu dochází k řícení, zvětrávání a sesouvání.

2. Ve stádiu zralosti je zmenšen počet ostrovních hor. Podléhají zvětrávání a mění se na tory. Pedimenty sousedních údolí se začínají rozšiřovat a postupně spojovat. Tory jsou tak pozůstatky dřívějšího povrchu.
3. V poslední fázi dominuje reliéf o malých sklonech, ve kterém se skalní výchozy vyskytují pouze vzácně.



Obr. 9: Cykly pediplanace dle Kinga in Small (1970). Pozn.: A – počáteční stádium, B – stádium zralosti, C – zralostní stádium

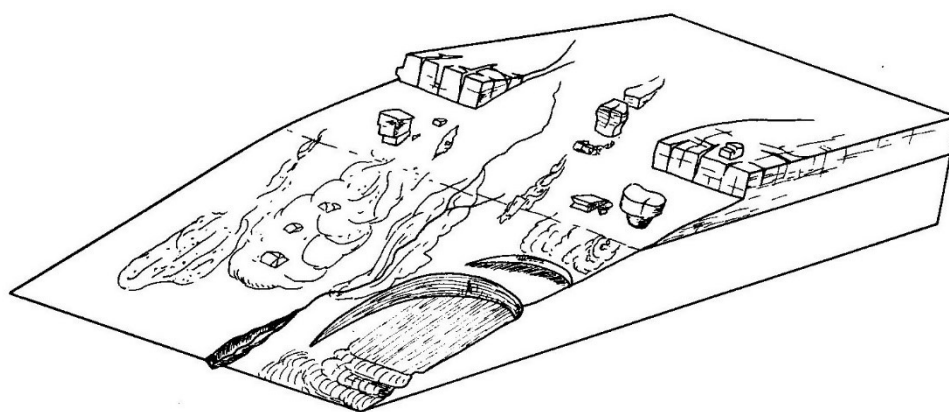
V roce 1958 King přijal hypotézu, že tory vznikly procesem pediplanace i hloubkovým zvětráváním. Rozdělil tory na vrcholové tory (*skyline tors*) a tory pod úrovní původního povrchu (*subskyline tors*) (viz obr. 10). Vrcholové tory považoval za výsledek rovnoběžného ústupu svahu, zatímco u torů pod vrcholem přijal Lintonovu (1955) teorii dvoufázového vývoje. Tory pod vrcholem mají podle Kinga (1958) mladší rysy a jsou součástí mladšího reliéfu.



Obr. 10: Typy torů dle Kinga (1958)

Kingova teorie (1948) byla podporována například Ollierem a Tuddenhamem (1961). Tvrdili, že ústup svahů vede ke vzniku ostrovních hor v centrální Austrálii. Uvedli však, že proces může být složitější, než jak ho nastínil King (1948). Dále, jako spousta dalších autorů, kritizovali Kingovu myšlenku jednotného vzniku svahů, kterou King (1957) nastínil. Teorie prezentovaná Kingem (1958) tedy obecně přijata nebyla. Řada autorů ji podrobila kritice kvůli omezenosti pouze na přírodní poměry Afriky a nepravděpodobnosti existence vývoje jednotného reliéfu v různých přírodních podmínkách.

Významnou teorií jednofázového vývoje torů je periglaciální teorie, kterou prosazovali autoři Palmer a Radley (1961) a Palmer a Neilson (1962). Palmer a Radley (1961) zkoumali penninské tory. Polemizovali s Lintonovou (1955) teorií hloubkového zvětrávání a následného obnažení. Palmer a Radley (1961) uvedli, že v Penninách nebyly objeveny žádné známky hloubkového zvětrávání a proces exhumace v této oblasti s tory nijak nesouvisel.

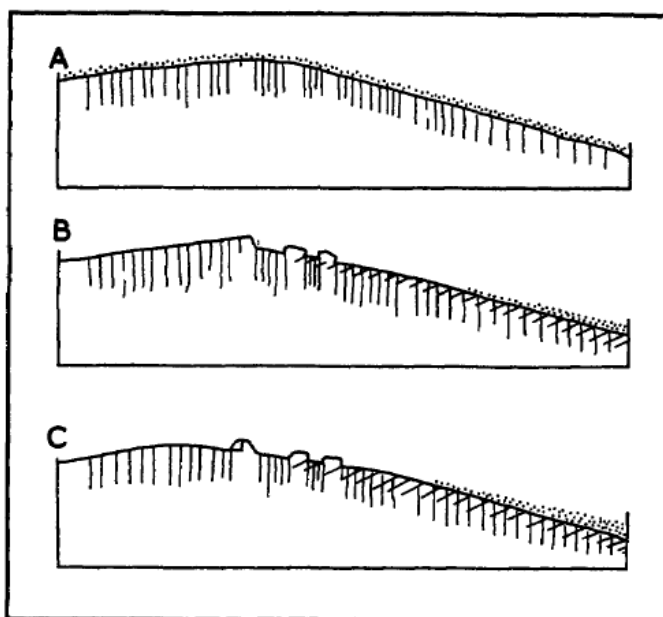


Obr. 11: Tory vzniklé ústupem svahů dle Palmera a Radleyho (1961).

Tory se v Penninách nacházejí v místech dřívějšího zalednění, což naznačuje postglaciální, resp. následující periglaciální vývoj. Na základě těchto zkušeností Palmer a Radley (1961) předložili hypotézu, že tory jsou vedlejším produktem vývoje svahů v periglaciálních podmínkách, přičemž z čel horninových masívů byly odděleny díky široce

rozevřeným puklinám (viz obr. 11). Pukliny jsou výsledkem mrazového tříštění, které způsobuje rozrušování horniny v důsledku stresu vyvolaného mrznutím vody. Tory byly následně přeměněny povrchovou denudací do současné podoby (Palmer a Radley, 1961). Autoři ve zkoumané oblasti nenašli žokovité balvany, které by mohly nasvědčovat dvoufázové teorii.

Palmer a Neilson (1962) studovali tory v oblasti Dartmooru a dle jejich názoru byly tory formovány činností mrazu a soliflukcí během pleistocénu. Palmer a Neilson (1962) předložili koncept jednofázového vývoje torů, kdy je nejprve odkryt zvětralinový plášť prostřednictvím soliflukce a následně je vystaven mrazovému zvětrávání (viz obr. 12). V konečné etapě je tor obnažen díky soliflukci řízenému pohybu uvolněných balvanů ze svahu dolů. Efektivita mrazového zvětrávání závisí především na tom, jak je skála postižena různými typům poruch (pukliny, plochy vrstevnatosti či plochy foliace).

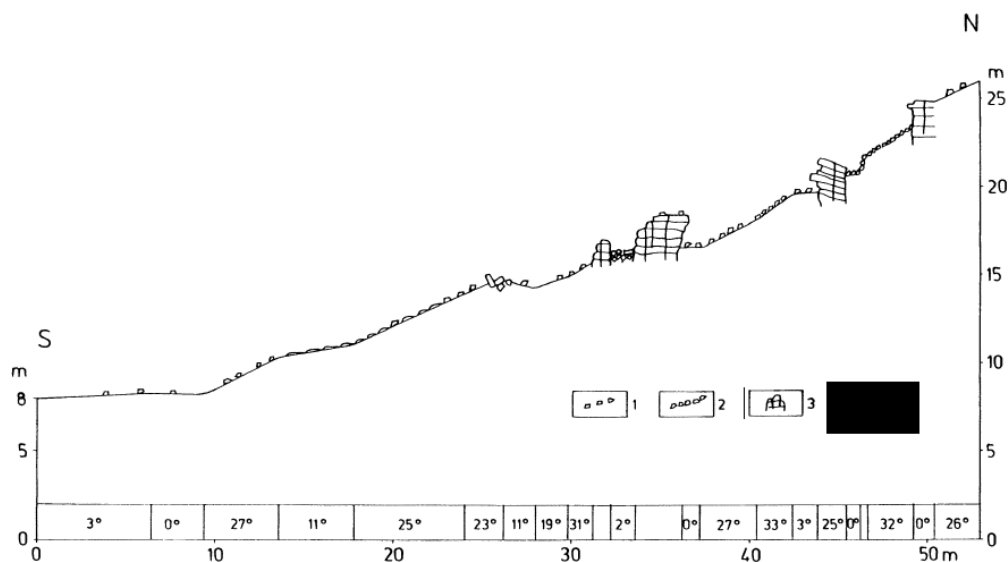


Obr. 12: Jednofázový vývoj torů dle Palmera a Neilsona (1962, 47). Pozn.: A – povrch s vertikálními poruchami (svislé čáry) pokrytý zvětralinovým pláštěm (tečkovaně), B – odkryv zvětralinového pláště soliflukcí, C – obnažené tory

Tory se formovaly v místech, kde byla hornina odolnější. Méně odolné části podloží byly rozvolněny v důsledku působení mrazového zvětrávání a odstraněny soliflukcí. Nejvíce torů se podle těchto autorů vyvíjí na středně strmých svazích (Palmer a Neilson, 1962). Na mírných svazích je eroze příliš malá, zatímco na strmých svazích je příliš velká a tory jsou

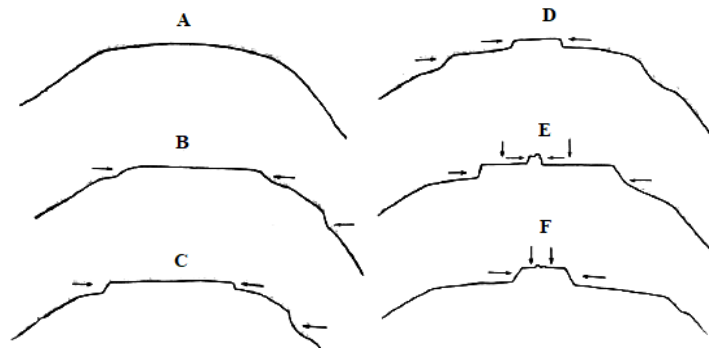
zde nestabilní (Brunsdén, 1979). Tory bývají obklopeny sutí, která vznikla mrazovým tříštěním (French, 2007).

V chladném podnebí mohou tory vznikat rovnoběžným ústupem mrazových srubů na kryoplanačních terasách. Kryoplanační terasy jsou definovány jako erozní terasovité formy na svazích, které se zařezávají do skalního podloží (Demek, 1969). Skládají se z plošiny terasy se sklonem 1–12° a stupně ve tvaru strmého mrazového srubu nebo mrazového srázu (15–30°). Kryoplanační terasy byly vytvořeny souborem kryogenních procesů (nivace a mrazové zvětrávání), které přemodelovaly původní povrch – etchplén. Dle Czudka (1995) představují tory přeměněné mrazové sruby; jsou pozůstatky terciárního etchplénu (viz obr. 13).



Obr. 13: Tory a kryoplanační terasy v Aldanských horách dle Czudka (1995). Pozn.: 1 – hranáčová suť, 2 – kamenná moře, 3. – skalní výchozy.

Demek (1969) navrhl model vzniku kryoplanační terasy (obr. 14). Nejprve vzniká nivační deprese a nivační val. Spojením nivačních depresí se v počáteční fázi kryoplanační terasy formuje mrazový srub nebo sráz. Nivace dále působí na stupně. Mrazové zvětrávání je intenzivnější v úpatí stupně, dochází tak k podkopání srubu nebo srázu. Výsledkem je dobře vyvinutá terasa s výrazným stupněm. Stupeň je dále podkopáván nivací. Dochází k odnosu sutí. V následujících fázích se k sobě přiblíží stupně, původní povrch je postupně rozrušován mrazovým tříštěním. Mrazové sruby se přeměňují v tory. V poslední fázi dojde ke spojení vrcholových kryoplanačních plošin a ke vzniku zarovnaného povrchu, kryoplénu. Tory jsou brány jako pokročilý produkt kryoplanace.



Obr. 14: Vývoj kryoplanační terasy dle Demka (1969). Pozn.: A – původní povrch, B – fáze nivačních depresí, C – počáteční kryoplanační terasa, D – dobře vyvinutá kryoplanační terasa, E – počáteční stádium kryoplénu, F – kryoplén

Podle Frenche (1996) vznikají jednofázovým vývojem (ústupem svahu a odnosem materiálu) v periglaciálních podmínkách spíše vcholové tory. Ve vrcholových částech svahu je malá známka procesů hloubkového zvětrávání.

2.1.3 Polygenetický vývoj

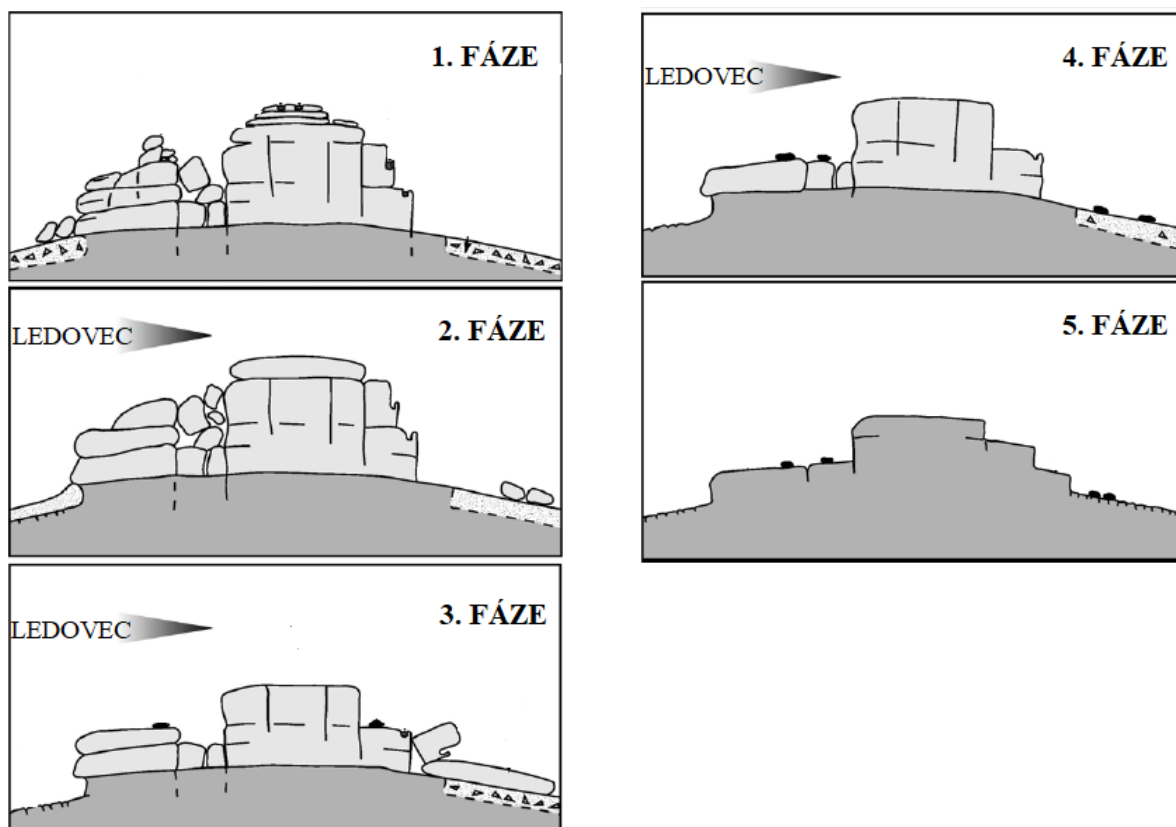
V dnešní době je zastáván názor, že tory se tvořily odlišnými procesy v různých prostředích. Například Eden a Green (1971) přijali při studiu torů v Dartmooru Lintonův dvoufázový proces, ale také připouští, že v dané oblasti bylo řada torů odhalených a přeměněných periglaciálními procesy. Dahl (1966) při studiu torů v Norsku uvedl, že tory vznikly ve dvou fázích, z nichž se každá odehrávala v jiných klimatických podmínkách. Nejprve se tory vyvíjely v tropických podmínkách a na jejich vzniku se podílelo chemické zvětrávání a následně, po změně klimatických podmínek působila eroze a soliflukce. Stejně jako Dahl (1966) i Demek (in Embleton a King, 1968) popisuje první fázi vývoje torů v Českém masivu pod teplými klimatickými podmínkami (nejspíše třetihory), kdy působilo hloubkové zvětrávání a druhou fázi jako odnos zvětralinového pláště a obnažení torů pod periglaciálními podmínkami v pleistocénu.

Na jednom území byly popsány tory periglaciálního původu i tory vytvořené hloubkovým zvětráváním. Czudek a Demek (1971) popsali na území České vysočiny tory vytvořené kryogenními procesy i hloubkovým zvětráváním. Tory vytvořené hloubkovým zvětráváním byly později přemodelovány pleistocenními periglaciálními procesy.

Existují indikátory, které mohou přiblížit genezi torů v určité oblasti. Například Hättestrand a Stroeven (2002) vyloučili v oblasti Parkajoki ve Finsku vznik torů povrchovým zvětráváním ve smyslu Palmera a Neilsona (1962), kvůli neexistenci sutě okolo toru a přítomnosti zvětralých puklin pod povrchem. Přiklonili se proto k procesu hloubkového chemického zvětrávání podloží následované odhalením bazální zvětrávací plochy. Stejně tak i Štěpančíková a Rowberry (2008) uvedli nepřítomnost kamenných moří kolem Sokolovského vrchu a Žulovské pahorkatiny jako možný důkaz dvoufázového vývoje torů.

2.2 Ledovcová přeměna torů

V oblastech dřívějšího zalednění dochází k ledovcové modelaci torů. Hall a Phillips (2006a) a Phillips a kol. (2006) vytvořili pětifázový model glaciální přeměny torů v pohoří Cairngorm (viz obr. 15). První fáze představuje nepřeměněný tor; jehož tvar je zaoblený. Na povrchu toru se nachází skalní mísy a vrcholové balvany naskládané na sobě. V následujících fázích dochází k ledovcové erozi. Nejprve jsou odstraněny nestabilní vrcholové balvany, ležící ve směru pohybu ledovce. Velikost toru je postupně zmenšována. Je odkryt povrch deskovitého tvaru a v úpatí toru se nacházejí zřícené a ledovcem přesunuté balvany. V posledních dvou fázích jsou tory přeměněny ledovcem s teplou bází. Odstraněním bloků, abraží a bočním tlakem jsou formovány do tvaru oblíku. Kvůli dlouhodobé přítomnosti ledovce mohou být tory úplně odstraněny (Hall a Phillips, 2006a). Podobný model, znázorňující působení ledovcové eroze na tory ve Skandinávii, vytvořil André (2004).

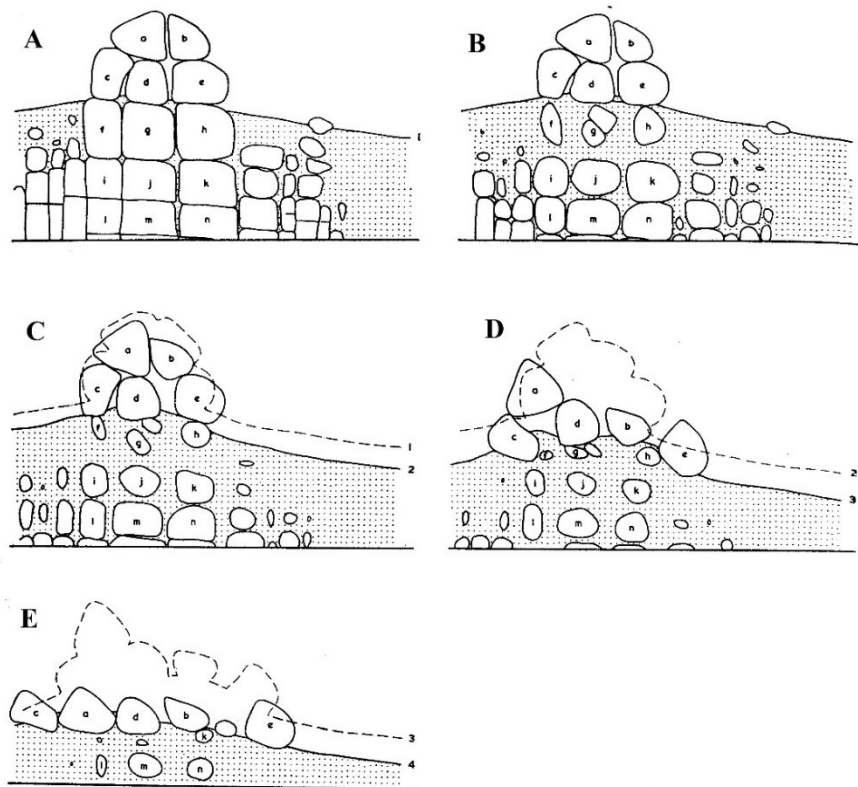


Obr. 15: Glaciální přeměna toru dle Halla a Phillipse (2006a). Pozn.: 1. fáze – nepřeměněný tor, 2. – 3. fáze – přeměna toru pohybujícím se ledovcem, 4. fáze – tor, který odolal ledovci s chladnou bází, 5. fáze – redukce toru ledovcem s teplou bází.

Glaciální přeměna torů je jedním z možných důkazů o existenci torů ještě před zaledněním. Hall a Phillips pokládali za další důkaz o existenci cairgormských torů před zaledněním například nález bludných balvanů na toru, nebo přesunutí bloků toru. Hall a Migoń (2010) zkoumali tory v Sudetských pohořích (Jelení hora, Žulovský masiv, Strzelin masiv, Strzegom-Sobótka masiv) a zjistili, že byly přeměněny ledovcovou erozí. Dokázali tak, že tory v této oblasti existovaly ještě před elsterským zaledněním.

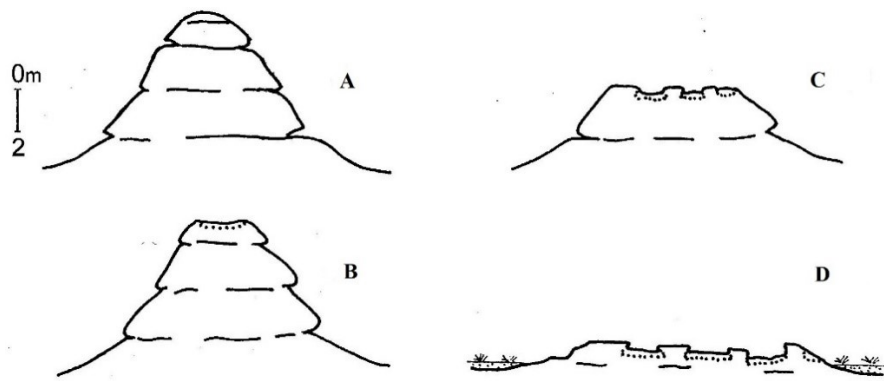
2.3 Degradace toru

Značné množství torů je ve fázi kolapsu, což se projevuje tím, že zaoblené balvany jsou často uvolněné a vklíněné mezi pukliny, nebo se zcela zřícené a leží v úpatí toru. Zřícené balvany odhalují relativně nevětralý povrch (Linton, 1955). Gunnell (2013) uvádí, že tory přestanou existovat, pokud míra odnosu zvětralinového pláště bude nižší než míra denudace skalního podloží. Thomas (1965) nastínil proces zřícení toru (viz obr. 16) z důvodu zrychlené míry eroze a rychlého procesu odstranění zvětralého materiálu.



Obr. 16: Fáze kolapsu toru dle Thomase (1965). Pozn.: původní povrch – čárkovanou čarou, A – B – zvětrávání obnažené skupiny torů vlivem zvětrávání způsobeného prosakující vodou, C – E - postupné rozpadnutí skupiny torů důsledkem odstranění zvětralinového pláště během denudace okolního povrchu.

Dzulynski a Kotarba (1979) navrhli model destrukce torů v Mongolsku v důsledku vývoje skalních mís (viz obr. 17). Model je založený na předpokladu, že čím je povrch rovnější a větší svou rozlohou, tím větší množství mís se na něm bude nacházet. Zvětrávací mísy autoři použili jako indikátor stability povrchu horniny.



Obr. 17: Destrukce toru vývojem skalních mís dle Dzulynskiho a Kotarby (1979). Pozn.: skalní mísy – tečkovaně, A – tor, B – skalní mísa vyvinutá na vrcholu toru, C – povrch snižen prohlubováním skalní mísy, vytvoření dalších skalních mís, D – destruovaný tor.

3 MIKRORELIÉF

Mikrotvary na povrchu toru se vytvářejí poté, co dojde k odstranění zvětralinového pláště horniny. Pokud se vyjde z toho, že tory jsou nezávislé na typu horniny a mohou vznikat v různých klimatických pásech, pak se na jejich povrchu mohou nacházet nejrůznější mikroformy. Morfologicky nejvýraznějšími mikroformami jsou skalní mísy, tafone, voštiny a pseudoškrapy. Skalní mísy a voštiny se vytvářejí na horizontálním povrchu, zatímco tafone se vytvářejí na povrchu vertikálním. Strmé stěny toru mohou být pokryté pseudoškrapy. V mírném klimatu jsou pseudoškrapy a tafone pouze málo vyvinuté (Ollier, 1969). Mikrotvary vznikají chemickým i mechanickým zvětráváním. Hlavními procesy působícími při vzniku mikrotvarů jsou: solné zvětrávání způsobené růstem krystalů soli, insolační zvětrávání způsobené teplotními změnami a mrazové tříštění. U některých forem však původ není zcela jasný.

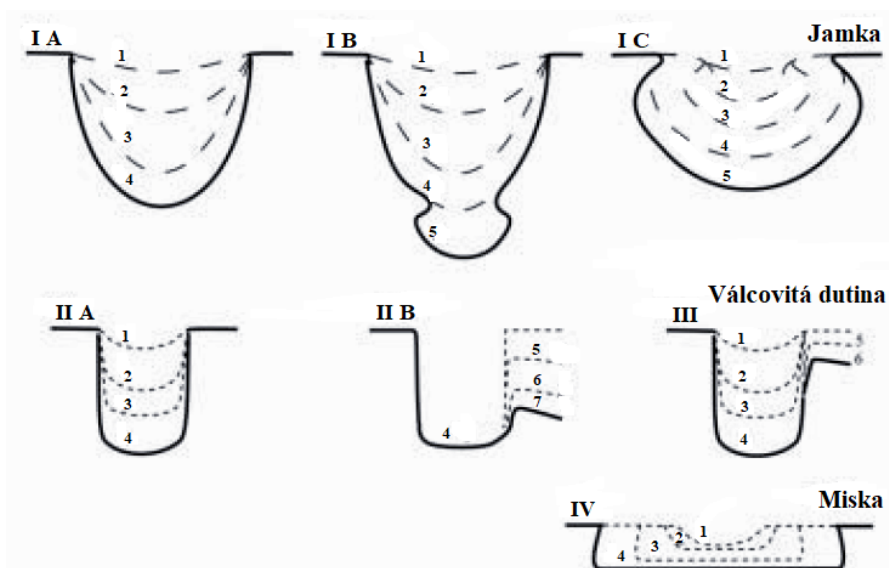
Podle Migoñe a Dacha (1995) mají větší vliv na rozmístění mikroforem vlastnosti skalního podloží, mineralogie, nebo chemismus, než druh horniny. V oblastech s podobnými vlastnostmi horniny se vyskytují podobné typy mikroforem.

3.1 Skalní mísy

Hugget (2003) definuje skalní mísy jako uzavřené kruhové nebo oválné deprese, které vznikají na rovných nebo mírně ukloněných površích hornin. Skalní mísy jsou známy pod různými místními názvy, například pod *gnammas* (Austrálie), *pias* (Španělsko), *vasques* (Francie), nebo *Opferkessel* (Německo) (Migoñ, 2006). V angličtině jsou souhrnně nazvány *weathering pits* (Migoñ, 2006) nebo *rock basins* (Linton, 1955). Termín *oricanga* označuje iniciální stádium vzniku mísy mělkého tvaru a polský termín *kociolky* označuje vyvinuté skalní mísy (Dahl, 1966). Morfologicky se skalní mísy podobají kamenicím. Kamenice jsou miskovité deprese na horizontálních nebo mírně ukloněných plochách karbonátových hornin (Rubín a kol., 1986, Goudie, 2004).

Skalní mísy se rozlišují na čtyři základní morfologické typy (viz obr. 18) (Twidale a Romaní, 2005):

1. Jamky: polokulovité uzavřené deprese na mírně ukloněném povrchu, které se mohou rozšiřovat a vytvářet tak mísky.
2. Misky: uzavřené deprese s rovným dnem na mírně ukloněném povrchu.
3. Deprese tvaru křesla (*armchair-shaped hollows*): deprese asymetrického tvaru, otevřené ve směru sklonu povrchu. Jsou přechodovou formou mezi skalními mísami a tafoni. Typickým místem výskytu jsou povrchy ukloněné pod úhlem 20–30°.
4. „Válcovité“ dutiny (*cylindrical hollows*): deprese válcovitého tvaru.



Obr. 18: Morfologické typy skalních mís a jejich vývoj dle Romaního a Temina (2004).
 Pozn.: I A – jamka, I B – „teleskopická“ (telescopic) jamka, I C – jamka s převislými bočními stěnami, II A – válcovitá dutina, II B – deprese tvaru křesla, III - válcovitá dutina s přepadem, IV – miska.

Skalní mísy se vyskytují na různých typech hornin (vápenec, granit, basalt, rula a další) (Hugget, 2003). Skalní mísy byly popsány v různých typech klimatu, od tropů až po arktické oblasti. Nejvíce skalních mís se tvoří na ledovcově nepřeměněných vrcholových totech, zde jsou také nejhlubší (Hall a Phillips, 2006b). Hloubka jednotlivých skalních mís se však značně liší. Podle Villara a kol. (2008) se hloubky pohybují v rozmezí od několika centimetrů do více než metru. Horizontální rozměry skalních mís se pohybují v řádu desítek až stovek centimetrů. Skalní mísy jsou erozní tvary. Během jejich vývoje se jejich velikost zvětšuje. Skalní mísy mohou být částečně vyplněny vodou (viz obr. 19), ledem a sněhem, nebo mohou být suché. Při deštích může být přebytečná voda vyváděna z jamek odtokovými

žlábků pryč. Odtokové žlábků se vyvíjejí v pokročilé fázi vývoje skalních mís (Rubín a kol, 1986). Vznikají v místech, ve kterých byl okraj mísy nejnižší. U jamek se odtokové žlábků vyskytují pouze výjimečně, u misek jsou častější. Pokud se odtokový žlábek prohloubí a ve skalní míse se neudrží voda, celý tvar rychle degraduje (Rubín a kol, 1986). Voda může ze skalních mís pronikat do horniny a v sušších obdobích může vzlínat zpět. Pronikání vody do horniny závisí na míře zpevnění stěn a dna jamek. Mnoho z depresí je vyplněno zvětralinami a organickými hmotami. Sutě mohou být odstraněny při zvětrávání, deflaci, nebo mohou být vyplaveny při intenzivních deštích (Alexandrowicz, 1989).



Obr. 19: Skalní mísa s odtokovým žlábkem vyplněná vodou. Tian a kol.(2013)

Skalní mísy jsou domovem vzácných společenstev fauny a flóry. Stěny skalních mís mohou být pokryty mechy a lišejníky, které vyznačují úroveň stagnující vody (Alexandrowicz, 1989).

V dřívějších dobách byly skalní mísy pokládány za antropogenní tvar vytvoření v místech pohanských obětních obřadů (Rubín a kol., 1986). V dnešní době jsou většinou chápány jako tvary vzniklé působením chemického zvětrávání, a to především rozpouštění. Dalšími procesy, které mohou být odpovědné za vznik skalních mís, jsou hydratace, mechanická činnost mrazu a soli a biochemické zvětrávání. V počátečním stádiu vývoje skalních mís a v jejich zvětšování hraje hlavní roli voda (Twidale, 1982). Skalní mísy vznikají podle Halla a Phillipse (2006b) v místech, kde se akumulovala dešťová voda, nebo voda z tajícího sněhu. V místech s přítomností stagnující vody probíhá intenzivnější zvětrávání než v suchém okolí, skalní mísa se postupně prohlubuje a rozšiřuje. Vývoj

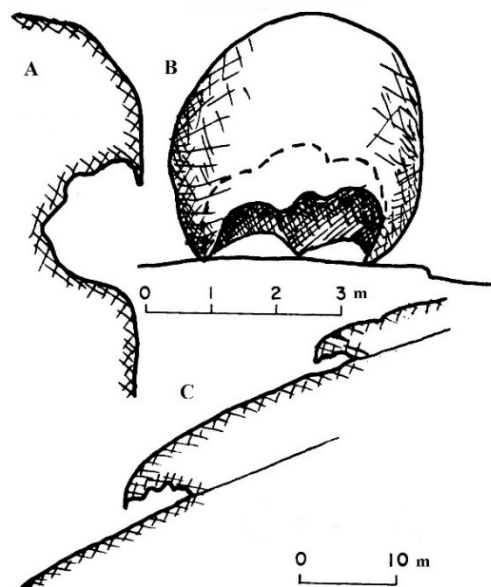
skalních mís může být zastaven ve chvíli, kdy je povrch toru pokryt vegetací (Alexandrowicz, 1989).

Skalní mísy mohou vznikat působením chemického i mechanického zvětrávání, převládající typ procesu závisí na konkrétním typu klimatu (např. Dahl, 1966, Villar a Jennings, 2008, nebo Tian a kol., 2013). Dahl (1966) a Roberts (1968) označili zvětrávací mísy v Norsku jako produkty mikrogelivace a chemického zvětrávání. Rozsah mikrogelivace je dán cykly mrznutí a tání. Stejného názoru byli i Villar a Jennings (2008), kteří zkoumali zvětrávací mísy v USA. Mechanické zvětrávání, podle Villara a Jennings (2008), převládá během sušších období. Eroze je daná především procesem mrznutí a tání (na jaře a na podzim). Chemické zvětrávání převažuje při vlhkých obdobích. Tian a kol. (2013) popsali skalní mísy v Číně, které vznikly kombinací solného zvětrávání a větrné eroze. Vycházeli z výsledků GMA.

3.2 Tafone

Na vertikálních plochách se vytvářejí zvětrávací tvary zvané tafoni. Tafoni (sg. tafone) jsou nepravidelné dutiny na svislých a převislých skalních stěnách vznikající v horninách pod zpevněnou skalní kůrou (Adamovič, 2010). Velmi dobře jsou vyvinuty v granitech, dále se vyvíjí například v pískovcích a metamorfovaných horninách (Twidale, 1982). Podle Huggeta (2003) nabývají tafoni velikosti od pár centimetrů až do několika metrů; horní okraj bývá u větších tafoni značně nepravidelný, zatímco dolní okraj bývá hladký. Fairbridge (1968) rozlišil dva typy tafoni – boční tafoni (*side tafoni*) nacházející se na strmých stěnách horniny a spodní tafoni (*basal tafoni*), které se vyvíjejí na převislých částech skalních výchozů a exfoliačních vrstev (viz obr. 20).

Tafoni jsou charakteristické a vyvíjejí se především v tropickém a subtropickém prostředí (střídavé provlhčování a vysychání) a v semiaridním typu klimatu; v mírném klimatu jsou aktivní především v pobřežních oblastech (Fairbridge, 1968). Vytváří se především v místech, ve kterých je hornina méně odolná a je zde vyšší vlhkost. Podle Fairbridge (1968) se některé tafoni zdají být reliktními formami.



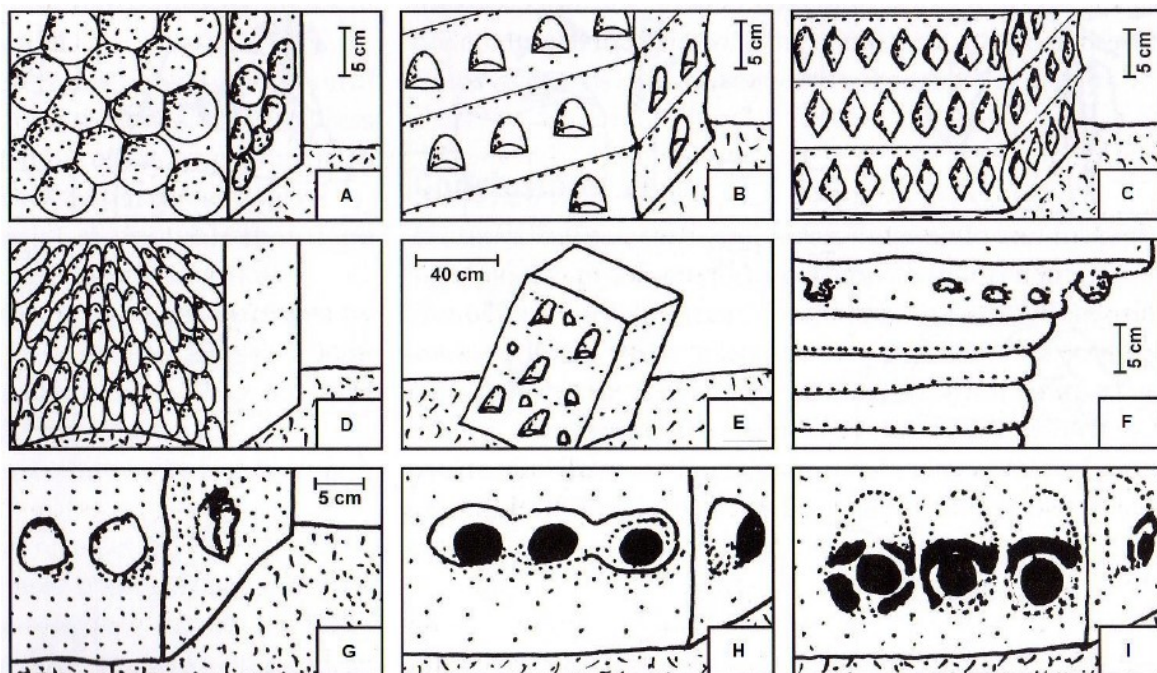
Obr. 20: Typy tafoni dle Farbridge (1968). Pozn.: A – boční tafoni, B – spodní tafoni, C – spodní tafoni na exfoliačních vrstvách.

Hlavní činitelé podílející se na vzniku tafoni nejsou doposud zcela objasněny. Dříve se přikládalo velký význam eolické činnosti. Matsukura a Tanaka (2000) při studiu tafoni v Jižní Koreji uvedli, že velmi důležitou roli při jejich vzniku hraje solné zvětrávání. Kvůli úzkému vztahu koncentrace soli a vlhkosti pak solné zvětrávání bude aktivnější ve vlhkém období. Kladnou korelaci mezi vlhkostí a koncentrací soli zjistili také Schnepfleitner a kol. (2016), kteří se zabývali studiem tafoni v granitických torech v Maroku. Uvedli, že vlhkost i koncentrace soli jsou největší při povrchu tafone, zatímco na povrchu toru se sůl nevyskytuje. Sůl se do tafoni dostává infiltrací z dešťových srážek a kapilárním vztlínáním z nasycených pórů. Huggett (2003) uvádí činnost soli jako hlavní proces při vzniku tafoni. Podle autora není jasné, jestli sůl podporuje selektivní chemické zvětrávání, nebo mechanické zvětrávání prostřednictvím růstu krystalů soli, které odděluje jednotlivá zrna od skály.

3.3 Voštiny

Voštiny („Honeycomb“) definuje Huggett (2003) jako množství dutinek, které jsou od sebe odděleny úzkými mezistěnami z odolnějšího materiálu a připomínají včelí plástve. Nacházejí se na svislých a převislých stěnách. Šířka a hloubka voštin bývá 1 – 5 cm (Rubín a kol. 1986). Nacházejí se především na pískovcových torech, v granitech se vyskytují pouze

o jediné (Twidale, 1982). Voštiny v granitech popsal Blackwerder (1929) v Mohavské poušti a Filippi a kol. (2018) ve francouzské oblasti Punta di Campomoro. Podle Vítka (2016) jsou voštiny v krasových oblastech řazeny k voštinovým, nebo dutinovým škrápům. Prohlubováním a spojováním voštin vznikají skalní dutiny a výklenky (Rubín a kol. 1986). Voštiny jsou nejlépe vyvinuté v semiaridních a pobřežních oblastech. Je zde častý cyklus zvlhčování a vysoušení a jsou zde značné zásoby vody (Huggett, 2003). Mohou se vytvářet i v městském prostředí na kamenech budov (Gouldie, 2004).



Obr. 21: Typy voštin dle Mikuláše (in Härtel, 2007). Pozn.: A – kulové voštiny, B – kukaňovité voštiny, C – rombické voštiny, D – voštiny ovlivněné horninovým tlakem, E – reorientované voštiny, F – voštiny vzniklé kombinací eroze a zpevňování (bubliny), G – voštiny vzniklé kombinací eroze a zpevňování (vosí hnízda), H – voštiny vzniklé kombinací eroze a zpevňování (ouška), I – voštiny vzniklé kombinací eroze a zpevňování (kroužky).

Dříve byly voštiny nazývány aeroxysty, kvůli domněnce o vzniku za účasti větru. Dnes je tato hypotéza vyvrácena a jako rozhodující faktor při vzniku voštin v humidním klimatu je považováno srážení křemitého tmele z vodních roztoků a krystalizaci solí. V prohlubních dochází ke krystalizaci solí, okolí je zpevněno sraženým křemičitým tmelem (Adamovič a kol., 2010). V důsledku rozdílné činnosti vody vznikají různé typy voštin (viz tab. 1, obr 21). Twidale (1982) naznačuje, že by voštiny mohly být počáteční fází ve vzniku tafone.

Tab. 1: Typologie voštín dle Adamoviče a kol. (2010)

Typ voštín	Charakteristika	Vznik
Kulovité	Dutá polokoule	Krystalizace soli a srážení tmelu
Kukaňovité	Tvar ptačích kukaní	Vznik vlivem gravitace prostřednictvím vody
Sklípkovité	Tvar gotické sklípkovité klenby	Vznik vlivem gravitace prostřednictvím vody
Rombické	Kosočtverečný tvar	Vznik vlivem gravitace prostřednictvím vody
Voštiny vzniklé kombinací eroze a zpeňování	Bublíny, ouška, vosí hnízda, kroužky, mřížky	Zpeňování povrchu srážením tmele a krystalizace soli
Reorientované	Deformovaný tvar	Změna vektoru gravitace v důsledku skalního řícení
Ovlivněné horninovým tlakem	Delší osa rovnoběžná s okrajem oblouku brány (okna)	Vliv horninového tlaku
Stenomorfní	Nepravidelný tvar (podmíněn systémem pevnějších žilek nebo nepravidelnostmi ve složení horniny)	Přejímání částí tvarů druhotných struktur
Epigenetické	Jamky	bioeroze, antropogenní činnost

3.4 Škrapy a pseudoškrapy

Pod termínem škrapy („karren“) jsou zahrnuty veškeré drobné tvary skalního povrchu, které vznikají působením atmosférických činitelů (Adamovič a kol., 2010). Podle Rubína a kol. (1986) vznikají škrapy na povrchu karbonátových hornin. Pro škrapy vyvinuté v nekrasových horninách použili termín pseudoškrapy. Značné množství autorů (Vítek, 2016, Migoñ a Dach, 1995, Williams a Adamovič in Härtel a kol., 2007) škrapy a pseudoškrapy nerozlišuje a používá pouze termín škrapy. Dále bude v této práci používán pouze termín pseudoškrapy. V mírném klimatickém pásu jsou pseudoškrapy hluboké od 10 do 30 cm a dlouhé do 5 m; v tropickém vlhkém pásu mohou dosahovat délky 10 m a hloubky

přes 2 m (Rubín a kol., 1986). Na granitických torech se vyvíjí především žlábkové pseudoškrapy („Rillenkarrén“) (Migoń a Dach, 1995, Vítek, 2016). Žlábkové pseudoškrapy jsou lineárně protažené korytovité útvary ohraničené hřbítky, které se vyskytují na mírně až středně ukloněných površích (Adamovič a kol., 2010). Žlábkové pseudoškrapy se vyvíjejí především na hrubozrnných masivních horninách s minimem puklinami (Migoń a Dach, 1995).



Obr. 22: *Pseudoškrapy na Starościńskiej Skale. Michniewicz a kol. (2016, str. 29)*

Není zcela jasné, jaký faktor hraje hlavní roli při vzniku pseudoškrapů. Dle Adamoviče a kol. (2010) jsou žlábkovité pseudoškrapy vytvarovány chemickým i mechanickým účinkem tekoucí vody. Podle Demka (1987) může být vznik žlábkovitých pseudoškrapů vázán také na pukliny v hornině. Migoń a Dach (1995) popsali žlábkové pseudoškrapy na granitoidech v polské části Krkonoš a uvedli, že vznik pseudoškrapů byl podmíněn povrchovým zvětráváním, které bylo způsobeno nepřetržitou vlhkostí podél bývalých zlomů.

4 METODY VÝZKUMU STÁŘÍ A VÝVOJE TORŮ

K datování stáří torů lze využít technik relativního i numerického datování. Výsledky numerického datování představují absolutní stáří horniny. Jsou kvantitativním odhadem doby, před kterou došlo k obnažení povrchu, zatímco relativní datování má charakter kvalitativního srovnávání stáří povrchů (Hubbard a Glasser, 2005).

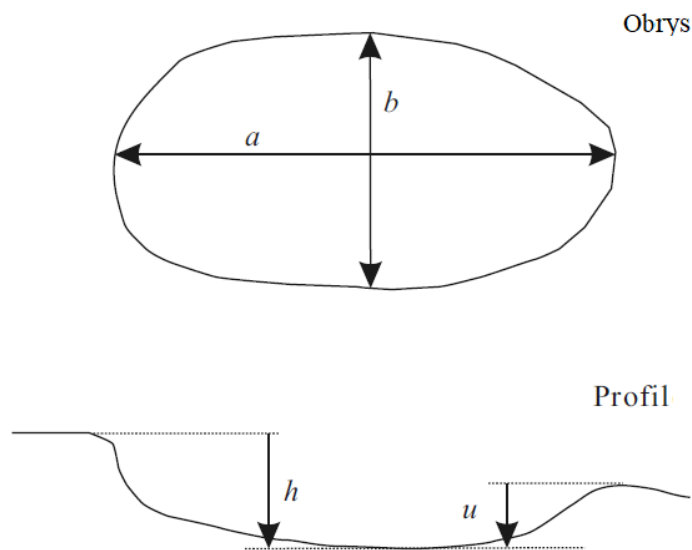
Nejrozšířenějšími metodami numerického datování jsou: radiokarbonové (^{14}C) datování, luminiscenční datování a datování pomocí kosmogenních nuklidů. Pro určování data odkryvu torů se využívá kosmogenní nuklidové datování, které stanovuje množství kosmogenních izotopů (nejčastěji ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al) uvnitř minerálních zrn hornin, které byly vystavené kosmickému záření (Hubbard a Glasser, 2005). Datování by podle Hubbarda a Glassera (2005) nemělo být prováděno na přemístěných balvanech, nebo balvanech pokrytých vegetací. Pro datování stáří odkryvu toru se využívají například kosmogenní izotopy ^{10}Be a ^{26}Al (Phillips a kol., 2006 a Stroven a kol., 2002, Gunnell a kol., 2013).

Metody relativního datování torů zahrnují měření odolnosti horniny, měření mocnosti zvětrávací kůry, měření rozměrů a hloubky zvětrávacích mís. Naměřené hodnoty jsou charakteristické pro dané litologické prostředí a klimatické podmínky, nemohou být proto jednoduše porovnávány s jiným územím. Měření odolnosti horniny je založeno na předpokladu, že míra zvětrávání je přímo úměrná době odkrytí povrchu. Pro měření odolnosti a stupně zvětrání horniny se nejčastěji využívá přístroj Schmidt hammer. Tuto metodu použili pro výzkum stáří torů např. Goudie a Migoñ (1997) Jedná se o nedestruktivní testování. Schmidt hammer je založen na principu nárazu úderníku na horninu a jeho zpětného odrazu. Při dopadu úderníku se část kinetické energie absorbuje do horniny, část se promění v teplo a zvuk. Množství zbylé energie je přímo úměrné tvrdosti povrchu (Goudie, 2006). Výstupní hodnotou přístroje je takzvaná R-hodnota (*rebound-value*), která vyjadřuje zpětný odraz a přeneseně tvrdost horniny. R-hodnota je bezrozměrná; pohybuje v rozpětí od 10 do 100 (Day, 1980). Vyšší hodnoty odrazu poukazují na méně zvětralý a tím pádem mladší povrch (Goudie, 2006).

Měření mocnosti zvětralinové kůry je založena na principu, že po obnažení horniny se na jejím povrchu začne vytvářet kůra. Čím déle je povrch obnažen, tím silnější bude

zvětralinová kůra. Zvětralinová kůra je měřena posuvným měřítkem v místě největší tloušťky (Hubbard a Glasser, 2005).

Určování relativního stáří torů na základě měření parametrů skalních mís je založeno na poznatku, že čím déle je povrch horniny obnažený, tím jsou skalní mísy hlubší (Hubbard a Glasser, 2005). Při měření je využívána metoda GMA (*Gnamma morphometric analysis*). Jedná se o statistické zpracování naměřených rozměrů skalních mís. Měřena je maximální hloubka (h), minimální hloubka (u) (výška odtokového žlábků), šířka a délka (viz obr. 23). Stanovena je také velikost zkoumaného území a množství skalních mís. U naměřených hodnot je zjišťována vzájemná korelace (Villar, 2006). Villar (2006) navrhl jako indikátor pro vývoj skalních mís v čase hodnotu δ , která je vyjádřena vzorcem $\delta = h/u$. Porovnáváním δ hodnoty ze třech různých lokalit skalních výchozů v povodí řeky Minnesota došli Villar a Jennings (2008) k závěru, že větší δ hodnoty představují starší skalní mísy. Villar a kol. (2009) potvrdili vztah mezi věkem skalních mís a jejich hloubkovými poměry.



Obr. 23: Měřené parametry u skalních mís dle Villara a Jenningse (2008). Pozn.: a – délka, b – šířka, h – maximální výška, u – minimální výška (výška odtokového žlábků).

5 VÝSLEDKY MORFOLOGICKÝCH CHARAKTERISTIK TORŮ POPSANÝCH V LITERATUŘE

V literatuře jsou nejčastěji popisovány tory vyvinuté v granitech (viz tab. 2). Z dostupných zdrojů se ukazuje, že typ horniny nijak výrazně neovlivňuje výšku toru (tab. XY). Fairbridge (1968) uvádí, že velikost torů málokdy přesahuje 50 stop (≈ 15 metrů). Výška torů v polárních a subpolárních oblastech ojediněle přesáhne 9 metrů (André, 2004, Darmody a kol., 2008). V podmínkách mírného klimatického pásu dosahují tory výšky až 35 metrů (Gunnel a kol., 2013), nejčastěji se však jejich výška pohybuje v rozmezí od 2 do 15 metrů (viz tab. 2). V tropickém a subtropickém podnebném pásu tory dosahují průměrných výšek kolem 10 metrů (Lister a Phil, 1987, Migoñ a Vieira, 2014). V řadě publikací byla popsána jejich návaznost na kamenná moře.

Nejčastěji popisovanými mikrotvary na površích torů jsou skalní mísy. Byly popsány ve všech klimatických podmínkách v odlišných typech hornin. V polárním a subpolárním podnebném pásu dosahuje jejich popsaná hloubka maximálně 20 cm (viz tab. 3). U skalních mís v mírném klimatickém pásu hloubka značně kolísá, popsány byly skalní mísy, které dosahovaly hloubky od 1 cm do 2 m. Nejčastějším procesem podílejícím se na vývoji mikrotvarů je mazové zvětrávání. U některých skalních mís v mírném klimatickém pásu se na jejich vzniku podílí mrazové zvětrávání spolu s chemickým zvětráváním. V podmínkách tropického a subtropického pásu není mrazové zvětrávání přítomné, na vývoji mikrotvarů se podílí především solné a chemické zvětrávání.

Tab. 2: Vybrané tory a jejich charakteristika.

Název lokality	Typ horniny	Výskyt torů (m n. m.)	Výška torů (m)	Podnebný pás	Průměrné teploty (°C)	Průměrné srážky (mm)	Mikrotvary	Návaznost na další formy	Citace
Ellesmerův ostrov (Kanada)	krystalická břidlice	500	< 3	polární	-15	250	skalní mýsy, tafoni, škrapy		Watts (1983)
Aurivaara, 68°N (Švédsko)	rula, granit	850	2 - 12	polární	-1	520	skalní mýsy	kamenná moře	André (2004)
Pyhä-Nattanen, Riestovaara, 68°N (Finsko)	granit, diorit	240 - 540	7 - 9	polární	-1	450			Darmody a kol. (2008)
Narvik Mt (Norsko)	granit	1000 - 1580	2 - 3	polární	-2	830	skalní mýsy		Dahl (1966)
Parkajoki (Švédsko)	granit	250 - 400	1 - 7	subpolární	-1,7	520			Stroeven a kol. (2002)
Buffinův ostrov (Kanada)	granit	370 - 1500	< 8	subpolární	-8	220	skalní mýsy	kamenná moře	Margreth a kol. (2016), Briner a kol. (2003)
Mount Doeg-Sung (Korea)	granit		< 10	subpolární	9,6	1155	tafoni		Matsukura a Tanaka (2000)
Cairngorm (Velká Británie)	granit	710 - 1200	1 - 24	mírný	8	1080	skalní mýsy, škrapy		Hall a Phillips (2006a), Goodfellowe a kol. (2013)

Název lokality	Typ horniny	Výskyt torů (m n. m.)	Výška torů (m)	Podnebný pás	Průměrné teploty (°C)	Průměrné srážky (mm)	Mikrotvary	Návaznost na další formy	Citace
Dartmoor (Velká Británie)	granit	300 - 620	6 - 9	mírný	8	1640			Linton (1955)
Dartmoor (Velká Británie)	granit	300 - 620	2 - 35	mírný	8	1640		kamenná moře	Palmer a Neilson (1962), Eden a Green (1971), Ehlen (1992), Evans a kol. (2012)
Bodmin Moor (Velká Británie)	granit	330 - 420	< 10 m	mírný	10	1240		kamenná moře	Evans a kol. (2017)
Penniny (Velká Británie)	pískovec	950		mírný	7,5	1100			Palmer a Radley (1961)
Hrubý Jeseník (Česko)	granit		< 10	mírný	1,1	1230			Křížek in Pánek a Hradecký (2016)
Sudety (Polsko, Česko)	granit		2 - 12	mírný			skalní mísy, tafoni, škrapy	kamenná moře	Hall a Migoń (2010)
Sudety	metamorfita, granit	940 - 1602	< 10	mírný	0 - 3	1500		kryoplanační terasy	Křížek a kol. (2010)
Karpaty (Polsko)	pískovec	350 - 500	14,5	mírný			skalní mísy		Alexandrowicz (1977, 1989)
Žulovská pahorkatina a Sokolovský hřbet	granit, rula, amfibolit,	300 - 992	1 - 6	mírný			skalní mísy, tafoni, voštiny		Štěpančíková, Rowberry (2008)

Název lokality	Typ horniny	Výskyt torů (m n. m.)	Výška torů (m)	Podnebný pás	Průměrné teploty (°C)	Průměrné srážky (mm)	Mikrotvary	Návaznost na další formy	Citace
Novohradské hory - Kamenec (Česko)	granit	1072	5 - 15	mírný	4	1000	skalní mísy		Rypl a kol. (2014)
Central Otago (Nový Zéland)	krystalická břidlice	1540 - 1900	< 24	mírný	0,6	400	skalní mísy, tafoni		Wood (1969), Fahey (1981)
Svazijsko	granit	300 - 1800	2,5 - 30	subtropické	23	1275			Gibbons (1981)
Mohavská poušť (Kalifornie)	granit			subtropické	17	150			Oberlander (1972)
Zimbabwe	rula, granit	1160 - 1616	10	subtropické	18	1000			Lister a Phil (1987)
Serra da Estrela (Portugalsko)	granit	1000 – 1600	10	subtropické	5,5	2250	skalní mísy		Migoñ a Vieira (2014), Villar a kol. (2009)
Centrální Namibijská poušť (Namibie)	granit		2 - 25	tropický	11 - 32	90	skalní mísy, tafoni, voštiny		Goudie, Migon (1997)

Tab. 3: Vybrané mikrotvary vyskytující se na površích torů a jejich charakteristika.

Název lokality	Typ horniny	Podnebný pás	Mikrotvary	Charakteristika mikrotvarů	Procesy podílející se na vzniku mikrotvarů	Citace
Elsmerův ostrov (Kanada)	granit	polární	skalní mísy	hloubka: < 15 cm	mrazové zvětrávání	Watts (1983)
Viktoriina Země (Antarktida)	granit	polární	škrapy	hloubka: 10 - 30 cm, šířka: 20 - 80 cm	mrazové zvětrávání	French a Guglielmin (2000)
Narvik Mt. (Norsko)	rula	subpolární	skalní mísy	průměr 8 cm	mrazové zvětrávání	Dahl (1966)
Soroy (Norsko)	rula	subpolární	skalní mísy		chemické a mrazové zvětrávání	Roberts (1968)
Karpaty (Polsko)	pískovec	mírný	skalní mísy	hloubka: < 30 cm, šířka: 60 cm		Alexandrowicz (1989)
Ikh Nart Platea (Mongolsko)	granit	mírný	skalní mísy	hloubka 100 - 200 cm	mrazové zvětrávání	Dzulynski a Kotarba (1979)
Cairngorm (Velká Británie)	granit	mírný	skalní mísy	hloubka: 1 - 140 cm, (10 - 46 cm - glaciálně přeměněné tory)		Hall a Phillips (2006)
Central Otago Mt. (Nový Zéland)	krystalická břidlice	mírný	skalní mísy	hloubka: 5,3, šířka: 16,5 cm	solné zvětrávání, mrazové zvětrávání	Fahey (1986)
Big Stone County (Minnesota)	granit	mírný	skalní mísy	hloubka: <20 cm	chemické i mrazové zvětrávání	Villar a Jennings (2008)

Název lokality	Typ horniny	Podnebný pás	Mikrotvary	Charakteristika mikrotvarů	Procesy podílející se na vzniku mikrotvarů	Citace
Krkonoše (JZ Polsko)	granit	mírný	škrapy	hloubka: 10 - 50 cm, šířka: 10 – 50 cm široké, délka: 35 - 350 cm		Migoń a Dach (1995)
Vysoké Tatry (Slovensko)	granit	mírný	škrapy	hloubka: 5 - 12 cm, šířka: 3 - 11 cm, délka: 35 – 350 cm	chemické a mrazové zvětrávání	Vítek (2016)
Mount Doeg-Sung (Korea)	granit	mírný	tafoni	hloubka až 140 cm, výška 230 cm, široká 215 cm (průměrná hloubka 33)	chemické a solné zvětrávání	Matsukura a Tanaka (2000)
Serra da Estrela (Portugalsko)	granit	subtropický	skalní mísy	hloubka: 10,9 cm, šířka: 33, 5 cm		Villar a kol. (2009)
Toskánské pobřeží (Itálie)	pískovec	subtropický	voštiny	hloubka: < 10 cm, šířka až 40 cm	solné zvětrávání	Mcbride a Picard (2004)
Centrální Namibijská poušť (Namibie)	granit	tropický	skalní mísy, tafoni, voštiny	hloubka: < 0,5 m, šířka: 2 m	chemické zvětrávání	Goudie a Migon (1997)
Tafraoute (Maroko)	granit	tropický	tafoni		solné zvětrávání	Schnepfleitner a kol. (2016)

6 DISKUZE

Pro tory jsou v odborné literatuře využívány dva hlavní typy definic. Prvním z nich je popisná definice, která vymezuje tory jako reziduální výchozy skalního podloží (např. Summerfield, 1991, Embleton a King, 1968). Druhá definice se zaměřuje na genezi. Byla navržena Lintonem (1955), který definoval tory jako zbytky podložní horniny vytvořené podpovrchovou fází hloubkového zvětrávání horniny a odnosem zvětralinového pláště v podmínkách tropického klimatu. Tory však mohou vznikat i jednofázovým vývojem prostřednictvím ústupu svahu v periglaciálních podmínkách (Palmer a Neilson, 1962). Z důvodu zcela odlišných konceptů vzniku torů by využívání genetické definice dle Lintona (1955) nezahrnovalo všechny tory. Dle mého názoru by tedy bylo vhodnější využívat popisnou definici toru. Při používání popisné definice by mohl nastat problém s vymezením termínu tor a inselberg, jehož definice se v určitých aspektech podobá. Oba termíny popisují izolovaný výchoz, vystupující nad okolím, liší se však velikostí a polohou. Inselberg, na rozdíl od toru, představuje tvar větších rozměrů a vystupuje z planiny (Twidale, 1976). U inselbergu navíc bývá hlavní částí definice geneze, zatímco u definice toru (pokud by se upřednostnila popisná definice) je geneze podružnější.

Nejdiskutovanější aspekt problematiky torů představuje jejich geneze. V minulosti byly tory považovány za produkt hloubkového chemického zvětrávání v podmínkách tropického klimatu (Linton, 1955), nebo ústupu svahů v periglaciálních podmínkách (Palmer a Neilson, 1962). V současné době však převládá názor, že navzdory vzhledové podobnosti, jsou tory produkty různých procesů a různých prostředí (Migoń, 2006). Doposud není ve všech oblastech jednoznačně určeno, zda tory vznikly hloubkovým chemickým zvětráváním v předchozím teplejším klimatu a díky zvýšené míře denudace (např. v důsledku klimatických změn) byly odkryty, nebo zda vznikly v chladných periglaciálních podmínkách mrazovou činností a soliflukcí (French, 2007). Například tory v Sudetských pohoří jsou brány jako produkty hloubkového chemického zvětrávání a následné přeměny v podmínkách periglaciálního prostředí (Demek in Embleton a King 1968). Určitým důkazem ve prospěch jedné z teorií by mohla být přítomnost akumulací erozních zbytků toru – kamenných moří. Nález kamenných moří, na jejichž vzniku má největší roli mrazové zvětrávání v periglaciálním klimatu, by mohl být důkazem o jednofázovém vývoji (Štěpančíková a Rowberry, 2008). Jejich nepřítomnost v okolí torů však nelze brát jako

důkaz dvoufázového vývoje torů. Působením soliflukce by mohly být akumulace erozních zbytků torů (především z méně odolného typu horniny) odneseny.

Tory představují izolované výchozy skalního podloží, jejichž vzhled může být značně rozdílný. Pokud by se vyšlo z tvrzení Balatky a kol. (1986), že tor je tvar, jehož výška převažuje nad rozlohou, pak by musela být skalní hradba vymezena jako samostatný geomorfologický tvar. Nicméně, z hlediska totožné geneze a velikostí bych se přiklonila k názoru Goudieho (2004) a Migoñe a Vieira (2014) nevymezovat skalní hradbu jako samostatný tvar. Skalní hradba by tak představovala subtyp toru s typickým vícevrcholovým tvarem (v cizojazyčné literatuře označovaný jako *castellated tor*). Další subtypy tory by nabývaly lamelového tvaru, tvaru skalní jehly, nebo méně častého tvaru dómu.

Tory byly popsány ve všech klimatických pásech. Zvýšená pozornost byla věnována torům v mírném podnebném pásu, především pak oblasti Dartmooru a Cairngormu, které daly vzniknout nejvýraznějším genetickým teoriím toru. Výška torů se v jednotlivých podnebných pásech liší. Tory v polárních a subpolárních oblastech dosahují menších výšek, pouze ojediněle jejich výška přesáhne 9 metrů (André, 2004, Darmody a kol. 2008). Roli v menší výšce torů může hrát ledovcová přeměna torů. Působením ledovcové eroze se velikost toru zmenšuje (Hall a Phillips, 2006a). V tropických oblastech dosahují tory vyšších výšek, nicméně mohou podléhat rychlejší degradaci, než tory v mírném klimatickém pásu (Thomas, 1965). V mírném klimatickém pásu je velikost torů značně proměnlivá. Rozměrově se značně odlišují tory, které prodělaly ledovcovou přeměnu (Phillips a kol., 2006).

Nejčastěji se v krajině nacházejí vrcholové tory, tory na údolních stěnách, „výběžkovité“ tory a tory na úbočí konvexních svahů. Podle Ehlen (1992) existuje vztah mezi velikostí torů a jejich umístěním na svahu. Největší tory se nacházejí na vrcholech a nejvyšší na údolních svazích. Nejmenších velikostí dosahují „výběžkovité“ tory a tory na úbočí konvexních svahů. Rozdílná velikost typů torů v odlišných polohách v krajině může být výsledkem odlišného rozestupu puklin v hornině (Gerrard, 1987).

Na remodelaci povrchu torů se podílí značné množství procesů. V oblastech dřívějšího zalednění prodělaly tory ledovcovou přeměnu. Důkazem ledovcové přeměny může být přeměněný tvar torů, ze kterého jsou odstraněny nestabilní vrcholové balvany, nebo výskyt bludných balvanů na povrchu toru (Phillips a kol., 2006). Jako další důkaz glaciální přeměny

uvedl André (2004) u torů ve Skandinávii přítomnost skalních mís, které jsou v počáteční fázi vývoje. Jejich vývoj začal až po odlednění v pleistocénu. U značného množství torů se na jejich remodelaci podílelo mrazové zvětrávání. Je to dáno tím, že nejvíce torů bylo popsáno v oblastech, kde je mrazové zvětrávání efektivnější, než další typy zvětrávání. Jsou to převážně oblasti vysokých nadmořských výšek, kde jsou teploty nižší a k rozrušování horniny dochází v důsledku stresu vyvolaného mrznutím vody, při kterém dochází k růstu ledových krystalků, nebo v důsledku rozpínání ledu (Demek, 1987).

Do roku 1980 se značné množství publikací zabývalo především genezí torů a jejich vztahem k zarovnaným povrchům. Po roce 1980 se začaly publikovat články o remodelaci torů. Články zaměřující se na oblasti vyšších zeměpisných šířek popisovaly především glaciální přeměnu torů. Byla tak dokázána existence torů v oblastech, které byly v minulosti zaledněny. S příchodem nových technologií, které dokázaly určit relativní a absolutní stáří reliéfu, se začaly objevovat publikace zabývající se studiem stáří torů.

7 ZÁVĚR

Na základě rešerše odborné literatury byly shrnuty hlavní charakteristiky torů. Tory se nachází v rozličných klimatických pásech a jsou nezávislé na typu horniny. Nejčastěji se vyskytují v granitoidech, kvůli kvádrovité nebo lavicovité odlučnosti horniny (Rubín a kol., 1986). Tory se vyskytují v různých částech reliéfu. Vznikají v místech, kde je hornina odolnější, než její okolí. Nejčastěji se nacházejí na údolních svazích a na vrcholech, kde nabývají největších rozměrů. Tory jsou vázány na rozpuklané horniny, které snáze podléhají zvětrávání. Vzhled torů závisí především na hustotě a rozmístění puklin v hornině. Mohou nabývat tvaru skalní hradby, tvaru skalní jehly, lamelového tvaru, nebo nevýrazných tvarů.

Tory se liší z hlediska geneze. Existují dvě hlavní teorie vzniku torů. První je teorie dvoufázového vývoje torů podle Lintona (1955) v teplých klimatických podmínkách. Druhá teorie předpokládá jednofázový vývoj torů, prostřednictvím ústupu svahů a odstranění zvětralinového pláště v pleistocénu v periglaciálních podmínkách. Na jednom území se mohou vyskytovat tory vzniklé jednofázovým vývojem, stejně tak i tory vzniklé vývojem dvoufázovým. Při vývoji torů se uplatňuje soliflukce, díky které je odstraněn zvětralinový plášť.

Některé tory navazují na kamenná moře nebo kryoplanační terasy. Návaznost tvaru na kamenné moře může být indikátorem jednofázového vývoje v periglaciálních podmínkách. Tory přítomné na kryoplanačních terasách jsou pozůstatky původního povrchu, který byl vlivem působení kryoplanačních procesů přemodelován. Tory, jako relikty po zarovnaných površích, proto mohou být využity k přibližnému určení stáří těchto povrchů. K datování odkryvu torů je využívána především metoda kosmogenních radionuklidů (^{10}Be a ^{26}Al) nebo přístroj Schmidt hammer.

Na povrchu torů se může vyskytovat množství mikrotvarů. V mírném klimatickém pásu jsou nejrozšířenějšími formami skalní mísy, voštiny, tafone a žlábkovité pseudoškrapy. Mikrotvary vznikají v závislosti na podnebí odlišnými procesy. V tropických podmínkách převažuje solné a chemické zvětrávání, v podmínkách mírného, subpolárního a polárního klimatického pásu hraje důležitou roli mrazové zvětrávání. Díky měření hloubek skalních mís lze určit intenzitu zvětrávání povrchů torů.

ZDROJE A POUŽITÁ LITERATURA

- ADAMOVIČ, J. a kol. (2010): *Atlas pískovcových skalních měst České a Slovenské republiky*. Academia, Praha.
- ALEXANDROWICZ, Z. (1977): *The Origin of Sandstone Tors in the Polish Western Carpathians*. Bulletin de l'Académie polonaise des sciences, 25, 2, 83–90.
- ALEXANDROWICZ, Z. (1989): *Evolution of weathering pits on sandstone tors in the Polish Carpathians*. Zeitschrift für Geomorphologie, 33, 3, 275–289.
- ANDRÉ, M. (2004): *The geomorphic impact of glaciers as indicators by tors in North Sweden (Aurivaara, 68° N)*. Geomorphology, 57, 403–421.
- BALLANTYNE, C. K. (1994): *Scottish landform examples – 10: The tors of the Cairngorms*. Scottish Geographical Magazine, 110, 1, 54–59.
- BLACKWERDER, E. (1929): *Cavernous rock surfaces of the desert*. American Journal of Science. 17, 393–399.
- BRINER, J. P. a kol. (2003): *Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors*. Quaternary Science Reviews, 22, 437–444.
- BÜDEL, V. J. (1957): *Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den fauchten Tropen*. Zeitschrift für Geomorphologie, 1, 201–228.
- CZUDEK, T. (1995): *Cryoplanation terraces – a brief review and some remarks*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 77, 1/2, 95–105
- CZUDEK, T., DEMEK, J. (1971): *Pleistocene Cryoplanation in the Ceska vysocina Highlands, Czechoslovakia*. Transaction of the Institute of British Geographers, 52, 95–112.
- DAHL, R. (1966): *Block Fields, Weathering Pits and Tor-like Forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 48, 2, 55–85.
- DAY, M. L. (1980): *Rock hardness: field assessment and geomorphic importance*. Professional Geographer, 32, 1, 72–81.

- DARMODY, R. G. a kol. (2008): *Age and weathering status of granite tors in Arctic Finland (~68° N)*. *Geomorphology*, 94, 10–23.
- DEMEK, J. (1969): *Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development*. Academia, Praha.
- DEMEK, J. (1987): *Obečná geomorfologie*. Academia, Praha.
- DZULYNSKI, S., KOTARBA, A (1979): *Solution pans and their bearing on the development of pediments and tors in granite*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 172–191.
- EDEN, M. J., GREEN, CH. P. (1971): *Some Aspect of Granite Wethering and Tor Formation on Dartmoor, England*. *Geografiska Annaler*, 53, 2, 92–99.
- EHLEN, J. (1992): *Analysis of spatial relationships among geomorphic, petrographic and structural characteristics of the Dartmoor tors*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 53– 67.
- EMBLETON, C., KING, C. A. M. (1968): *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Edward Arnold, London.
- EVANS, J. A. a kol. (2012): *The glaciation of Dartmoor: the southernmost independent Pleistocene ice cap in the British Isles*. *Quaternary Science Reviews*, 45, 31–53.
- EVANS, J. A. a kol. (2017): *Periglacial geomorphology of summit tors on Bodmin Moor, Cornwall, SW England*. *Journal of Maps*, 13, 2, 342–349.
- FAHEY, B. D. (1981): *Origin and age of upland schist tors in Central Otago, New Zealand*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24, 399–413.
- FARBRIDGE, R. W. (1968): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corporation, New York.
- FILIPPI, M. a kol. (2018): *Arcades: Products of stress-controlled and discontinuity-related weathering*. *Earth-Science Reviews*, 180, 159–184.
- FRENCH, H. M. (2007): *The Periglacial Environment*. John Wiley and Sons, Chichester.
- FRENCH, H. M., GUGLIELMIN, M. (2000): *Cryogenic Weathering of Granite, Northern Victoria Land, Antarctica*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 305–314.

- GERRARD, A. J. W. (1978): *Tors and granite landforms of Dartmoor and Eastern Bodmin Moor*. Proceedings of the Ussher Society, 4/2, 204–210.
- GIBBONS, C. L. M. H. (1981): *Tors in Swaziland*. The Geographical Journal, 147, 1, 72–78.
- GOODFELLOW, B. W. a kol (2014): *Controls of tor formation, Cairngorm Mountains, Scotland*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119, 225–246.
- GOUDIE, A. S. (2004): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London.
- GOUDIE, A. S. (2006): *The Schmidt Hammer in geomorphological research*. Progress in Physical Geography, 30, 6, 703–718.
- GOUDIE, A. S., MIGOÑ, P. (1997): *Weathering pits in the Spitzkoppe area, Central Namib Desert*. Zeitschrift für Geomorphologie, 41, 4, 417–444.
- GUNNELL, Y a kol. (2013): *The granite tors of Dartmoor, Southwest England: rapid and recent emergence revealed by Late Pleistocene cosmogenic apparent exposure ages*. Quaternary Science Reviews, 61, 62–76.
- HALL, A. M., MIGOÑ, P. (2010): *The first stage of erosion by ice sheets: Evidence from central Europe*. Geomorphology, 123, 349–363.
- HALL, A. M., PHILLIPS, W. M. (2006a): *Glacial modification of granite tors in the Cairngorms, Scotland*. Journal of Quaternary Science, 21, 8, 811–830.
- HALL, A. M., PHILLIPS, W. M. (2006b): *Weathering Pits as Indicators of the Relative Age of Granite Surfaces in the Cairngorm Mountains, Scotland*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 88, 2, 135–150.
- HÄTTESTRAND, C., STROEVEN, A. (2002): *A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion*. Geomorphology, 44, 127–143.
- HUGGETT, R. J. (2003): *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, London.
- HUBBARD, B., GLASSER, N. (2005): *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. John Wiley, Chichester.
- KING, L. (1948): *A Theory of Bornhardts*. The Geographical Journal, 112, 1/3, 83–87.

- KING, L. (1957): *The Uniformitarian Nature of Hillslopes*. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 17, 81-102.
- KING, L., LINTON, D. L. (1958): *Correspondence on the problem of tors*. The Geographical Journal, 124, 2, 289–292.
- KLIMASZEWSKI, M. (1978): *Geomorfologie*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- KŘÍŽEK, M. (2016): *Periglacial Landforms of the Hrubý Jeseník Mountains*. In.: Pánek, T., Hradecký, J. (ed.): *Landscapes and landforms of the Czech Republic*, Springer, Switzerland.
- KŘÍŽEK, M. a kol. (2010): *Czy najwyższe partie Sudetów powyżej górnej granicy lasu są domena peryglacjalna?*. Czasopismo Geograficzne, 81, 1 – 2, 75–102.
- LINTON, D. L. (1955): *The Problem of Tors*. The Geographical Journal, 121, 4, 470–487.
- LISTER, L. A., PHIL, D. (1987): *The Erosion Surfaces of Zimbabwe*. Zimbabwe Geological Survey Bulletin, 90, 1–163.
- MARGRETH, A. a kol. (2016): *Quantification of subaerial and episodic subglacial erosion rates on high latitude upland plateaus: Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada*. Quaternary Science Reviews, 133, 108–129.
- MATSUKURA, Y., TANAKA, Y. (2000): *Effect of Rock Hardness and Moisture Content on Tafoni Weathering in the Granite of Mount Doeg-Sung, Korea*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 82, 1, 59–67.
- MCBRIDE, E. F., PICARD, M. D. (2004): *Origin of honeycombs and related weathering forms in oligone macigno sandstone, Tuscan coast near Livorno, Italy*. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 713–735.
- MIGOŃ, P. (2006): *Granite Landscapes of the World*. Oxford, New York.
- MIGOŃ, P., DACH, W. (1995): *Rillenkarren on Granite Outcrops, SW Poland, Age and Significance*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 77, 1/2, 1–9.
- MIGOŃ, P., VIEIRA, G. (2014): *Granite geomorphology and its geological controls, Serra da Estrela, Portugal*. Geomorphology, 226, 1–14.

- MICHNIEWICZ, A. a kol. (2016): *Rzeźba granitowego skalnego miasta Starościńskich Skal w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie)*. *Landform Analysis*, 31, 17–33.
- MIKULÁŠ, R. (2007): *Microforms of sandstone relief*. In Härtel a kol. (ed.): *Sandstone Landscapes*. Academia, Praha.
- OBERLANDER, T. M. (1972): *Morphogenesis of granitic boulder slopes in the Mojave desert, California*. *The Journal of Geology*, 80, 1, 1–20.
- OLLIER, C. (1969): *Weathering*. Oliver and Boyd, Edinburg.
- OLLIER, C. D., TUDDENHAM, W. G. (1961): *Inselbergs of Central Australia*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 5, 257–276.
- PALMER, J., NEILSON, R. A. (1962): *The origin of granite tors on Dartmoor, Devonshire*. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 33, 315–340.
- PALMER, J., RADLEY, J. (1961): *Gritstone tors of the English Pennines*, *Zeitschrift für Geomorphologie* 5, 37–52.
- PHILLIPS, W. M. a kol. (2006): *Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion*. *Geomorphology*, 73, 222–245.
- ROBERTS, D. (1968): *Occurrences of Weathering Pits from Sørøy, Northern Norway*. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 50, 1, 60–63.
- ROMANÍ, V., TEMINO, Y. (2004): *Morphogenetic history of granite forms*. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña*, 29, 331–360.
- RUBÍN, J. a kol. (1986): *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Academia, Praha.
- RYPL, J. a kol. (2014): *Geomorphological inventory of rock landforms on Mt. Kamenec in the Novohradské hory Mts*. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 9, 3, 253–260.
- SCHNEPFLEITNER, H. a kol. (2016): *A multi-method investigation of temperature, moisture and salt dynamics in tafoni (Tafraoute, Morocco)*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 473–485.
- SMALL, R. J. (1970): *The Study of Landforms*. Cambridge University Press, London.

- STROEVEN, A. P. a kol. (2002): *A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles*. *Geomorphology*, 44, 145–154.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991): *Global Geomorphology*. Pearson, London.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., ROWBERRY, M. (2008): *Rock landforms that reflect differential relief development in the north-eastern sector of the Rychlebské hory and the adjacent area of Žulovská pahorkatina (SE Sudeten Mts, Czech Republic)*. *Acta Geodynamica and Geomaterialia*, 5, 151, 297–321.
- THOMAS, M. F. (1965): *Some aspects of the Geomorphology of domes and tors in Nigeria*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 63–132.
- TRACZYK, A., MIGOŃ, P. (2000): *Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history*. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica* 35, 185–210.
- TWIDALE, C. R. (1976): *Analysis of Landforms*. Wiley, New York.
- TWIDALE, C. R. (1982): *Granite Landforms*. Elsevier, Amsterdam.
- TWIDALE, C. R. (2002): *The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea*. Elsevier, 57, 37–74.
- TWIDALE, C. R., ROMANÍ, J. R. V. (2005): *Landforms and Geology of Granite Terrains*. Balkema, Leiden.
- VILLAR, D. D. (2006): *Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile)*. *Geomorphology*, 76, 137–147.
- VILLAR, D. D. a kol. (2008): *Diurnal and seasonal water variations of temperature, pH, redox potential and conductivity in gnammas (weathering pits): Implications for chemical weathering*. *Catena*, 72, 37–48.
- VILLAR, D. D. a kol. (2009): *Weathering phases recorded by gnammas developed since last glaciation at Serra da Estrela, Portugal*. *Quaternary Research*, 72, 218–228.

VILLAR, D. D., JENNINGS, C. E. (2008): *Multi-phase evolution of gnammas (weathering pits) in a Holocene deglacial granite landscape, Minnesota (USA)*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 165–177.

VÍTEK, J. (2016): *Škrapy na granitoidech ve Vysokých Tatrách*. *Informace ČGS*, 35, 2, 29–40.

WATTS, S. H. (1983): *Weathering Processes and Products under Arid Arctic Conditions: A Study from Ellesmere Island, Canada*. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 65, 1/2, 85–98.

WILLIAMS, R., ADAMOVIČ, J. (2007): *Glossary*. In Härtel a kol. (ed.): *Sandstone Landscape*. Academia, Praha.

WOOD, B. L. (1969): *Periglacial tor topography in Southern New Zealand*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 12, 361–375.

Internetové zdroje:

Sittaford Tor. The mountain guide (2018). Dostupné online z:

<https://www.themountainguide.co.uk/photos/sittaford-tor-1378785.htm> (cit.: 15. 5. 2018)

Beinn Mheadhoin Tor. Walkhighlands (2018). Dostupné online z:

<https://www.walkhighlands.co.uk/Forum/viewtopic.php?f=9&t=11654> (cit.: 28. 5. 2018)

Bowerman's Nose. Holiday in Dartmoor (2018). Dostupné online z:

<http://holidayindartmoor.co.uk/manaton/bowermans-nose-35799.html> (cit.: 28. 5. 2018)

Great Stamble Tor. Dartmoorwalker (2018). Dostupné online z:

<http://www.dartmoorwalker.co.uk/images/tors/greatstapletor.jpg> (cit.: 28. 5. 2018)