

KAREL ŠILHÁN, TOMÁŠ PÁNEK, JAN HRADECKÝ

## FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VZNIK BLOKOVBAHENNÍCH PROUDŮ NA JIŽNÍCH SVAZÍCH KRYMSKÉHO POHOŘÍ

**ŠILHÁN, K., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J. (2015): Factors, determining the origin of debris flows on the southern slopes of the Crimean Mountains. Geografie, 120, No. 1, pp. 50–63.** – There is a lack of information about enabling and triggering factors of debris flows in the densely populated coastal slopes of the Crimean Mountains. In such respect, it is useful to reconstruct a chronology of historical debris flow events and correlate them with time series of relevant meteorological characteristics. We utilized dendrogeomorphological methods using 566 individuals of *Pinus nigra* for inferring age of 215 debris flow events. The oldest event is dated to 1701 and the highest decadal frequency of debris flows (20 events) is determined to 1940s. Long periods with anomalously low temperatures generating sufficient amount of debris are a major factor enabling debris flow. The dominant triggering factor for regional (multiply) debris flow events are long-term periods with above-average precipitations, but local (isolated) events are more related to short-term periods (~one month) with above-average precipitations.

KEY WORDS: debris flow – dendrogeomorphology – triggering factors – Crimean mountains.

Článek byl připraven s finanční podporou Grantové agentury České republiky grantem č. P209/12/0317 „Pozdně kvartérní vývoj komplexních gravitačních svahových deformací jižních svahů Krymských hor (Ukrajina)“.

### 1. Úvod

Blokovobahenní proudy (Bagnold 1954) patří mezi rychlé, potenciálně velmi nebezpečné, geomorfologické procesy. V podstatě se jedná o pohybující se masu úlomků hornin, ve velikostech až několika metrů, s různým zastoupením vody (Innes 1983, Iverson 1997, Rickenmann 1999). Většinou vznikají nad horní hranicí lesa v nejvyšších částech horských hřbetů s vysokým sklonem svahů (35° a více). Nicméně, jejich četný výskyt je znám i ze zalesněných středně vysokých pohoří (Malik, Owczarek 2009; Šilhán, Pánek 2010). Dominantním spouštěčem blokovobahenních proudů jsou intenzivní srážkové události, mající charakter buď krátkodobých vysoce intenzivních konvektivních dešťů, nebo méně intenzivních advektivních dešťů trvajících i několik dní. Charakter srážek může rozhodujícím způsobem ovlivňovat rozsah, délku i sedimentologické vlastnosti proudů (Stoffel 2010). Dalšími spouštěcími faktory mohou být rychlé jarní tání sněhové pokrývky (zejména pokud je spojeno s intenzivními dešti) nebo protržením přírodních i umělých hrází. Pro iniciaci blokovobahenních proudů je však rovněž zcela zásadním faktorem dostatek potenciálně transportovatelného materiálu na svazích (Bovis, Jakob 1999). Z tohoto pohledu pak

lokality výskytu proudů lze rozdělit na sedimentárně omezené (*supply-limited*) a sedimentárně neomezené (*transport limited*). V sedimentárně (relativně) neomezených podmínkách vznikají proudy s vyšší četností i při nižších srážkových úhrnech v porovnání se sedimentárně omezených podmínkách (Procter a kol. 2011; Bollschweiler, Stoffel 2010a).

Silná vazba fungující mezi vznikem blokovobahenních proudů a extrémními srážkovými úhrny z nich činí velmi citlivý indikátor klimatických a environmentálních změn (Kotarba 1991; Sepúlveda, Bebolledo, Vargas 2006; Stoffel, Bollschweiler 2008). Proto jsou blokovobahenní proudy v současnosti jedním z nejvíce studovaných procesů ve vysokých i středně vysokých pohořích celého světa, např. (Severní Amerika – Wilkerson, Schmidt 2003; Godt, Coe 2007; Morton a kol. 2008, Jižní Amerika – Sepúlveda, Bebolledo, Vargas 2006; Engel, Česák, Rios Escobar 2011, Asie – Yoshida a kol. 1997; Okano, Suwa, Kanno 2012, Evropa – Kotarba 1991; Hürlimann, Copons, Altimir 2006; Pelfini, Santili 2008; Šilhán, Pánek 2010; Szymczak a kol. 2010).

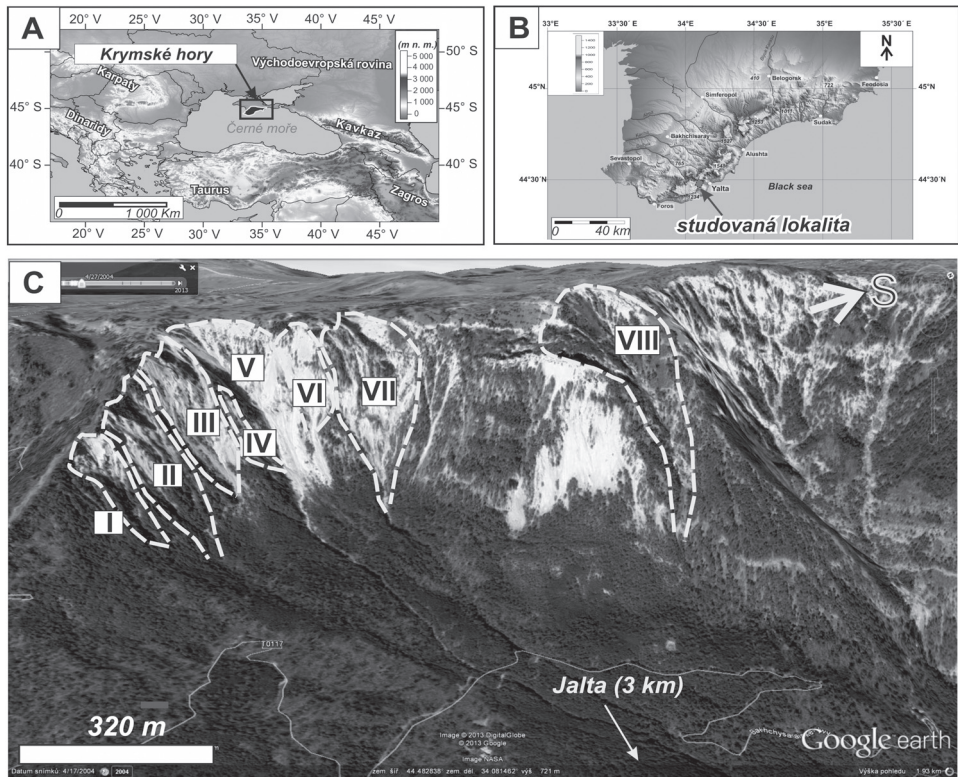
Detailní analýzy příčinných faktorů vzniku blokovobahenních proudů vyžaduje podrobné znalosti o jejich výskytu v minulosti (Bollschweiler, Stoffel 2010b). Takovéto informace jsou však zejména z odlehlých neosídlených oblastí velmi nekompletní nebo chybí zcela (Raška, Klimeš, Dubišar 2015). Kvalitní datování proudů s dostatečnou přesností tak v současnosti představují výhradně dendrogeomorfologické metody (Alestalo 1971, Strunk 1997). Jejich princip spočívá v identifikaci a dendrochronologickém datování růstových anomálií v letokruzích dřevin, jimiž stromy a keře reagují na své zasažení, v podstatě libovolným, geomorfologickým procesem (Shroder 1978). Datování je tak omezeno pouze přítomností dostatečného množství stromů a jejich stářím.

Jižní svahy Krymských hor představují území s četným výskytem různých svahových deformací (Pánek a kol. 2008, 2009; Šilhán, Pánek, Hradecký 2013). Blokovobahenní proudy jsou však rozšířeny pouze na prostorově omezeném území v těsné blízkosti města Jalta (Šilhán, Pánek, Hradecký 2012), kde může potenciálně docházet k ohrožení lidských staveb nebo i životů. Velmi příkré zkrasovělé vápencové svahy v kombinaci se specifickým klimatem, daným blízkou přítomností Černého moře, zde generují četné blokovobahenní proudy, o jejichž predispozičních a spouštěcích faktorech dosud z této oblasti informace zcela chybí.

Cílem této studie tak je jednak zrekonstruovat chronologii blokovobahenních proudů ve vybraných údolích nad městem Jalta a jednak odhalit základní faktory ovlivňující jejich vznik (spouštěcí a predispoziční faktory). Jedná se o podstatné rozšíření výsledků analýzy blokovobahenních proudů na jižních svazích Krymských hor, které publikoval Šilhán, Pánek, Hradecký 2012 a Šilhán a kol. (2015).

## 2. Studované území

Krymské hory jsou součástí Kavkazsko-krymského systému, lemující jižní okraj Krymského poloostrova na kontaktu s Černým mořem. Hlavní horské pásmo má asymetrický průběh v severojižním směru s mírnými svahy v severní části a velmi příkrými svahy směřujícími na pobřeží. Litologicky jsou tvořeny



Obr. 1 – Lokalizace studované oblasti a pozice jednotlivých povodí

flyšem s převahou jílovců v podloží silně zkrasovělých svrchně jurských vápenců (Derenyuk a kol. 1984).

Vlastní studované území leží cca čtyři kilometry západním směrem od města Jalta. Jedná se o lokalitu s nejvíce soustředěným výskytem blokovobahenních proudů na celém jižním okraji Krymských hor (Šilhán a kol. 2015; 44°28,7' S / 34°04,5' V; obr. 1). Neaktivnější je cca dva kilometry široké pásmo na příkrých svazích, lemujících horní okraj krasové plošiny v blízkosti vrcholu Ai Petri (1 234 m n. m.). V rámci tohoto pásu bylo vymezeno osm samostatných povodí, které byly individuálně analyzovány (tab. 1). Litologicky je území charakteristické jemně vrstevnatými, silně rozrušenými vápenci, které jsou velmi náchylné

Tab. 1 – Základní morfometrické parametry studovaných povodí

| Povodí                         | I      | II     | III    | IV     | V       | VI     | VII     | VIII    |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|---------|
| Plocha (m <sup>2</sup> )       | 18 490 | 35 176 | 65 409 | 12 615 | 100 507 | 38 180 | 102 394 | 260 720 |
| Max. nadmořská výška (m n. m.) | 960    | 1 038  | 1 125  | 975    | 1 145   | 1 077  | 1 145   | 1 215   |
| Min. nadmořská výška (m n. m.) | 800    | 770    | 815    | 805    | 780     | 850    | 790     | 690     |

Zdroj dat: GoogleEarth

ke zvětrávání a akceleraci svahových procesů. Horní části povodí mají charakter útesu, kde dochází ke zvětrávání a opadu vápencových úlomků, které se hromadí při úpatí stěny. Mobilizací uloženého materiálu při vyšších srážkových dotacích v těchto místech následně vznikají blokovobahenní proudy. Dosah nejdelsích proudů je až 500 m, a svým materiálem postupně mnogeneračně vyplňují údolní dna. Pod zdrojovými zónami proudů se střídají erozní (strže) a akumulární (podélné i příčné valy, akumulární laloky) formy vytvořené blokovobahenní aktivitou.

### 3. Metody

#### 3.1. Geomorfologické mapování

Základním krokem dendrogeomorfologického výzkumu je podrobné geomorfologické mapování ve velkém měřítku (1 : 500; Stoffel, Bollschweiler 2009). Mapování bylo zaměřeno na erozní (strže, koryta) i akumulární (podélné i příčné valy, akumulární laloky) tvary vytvořené aktivitou blokovobahenních proudů. Detailní mapování posloužilo jako základní zdroj dat pro datování jednotlivých událostí blokovobahenních proudů (viz dále). Zároveň byla zaznamenána pozice všech stromů, jejichž růst byl ovlivněn aktivitou proudů. Mapování, včetně zjištění pozice všech stromů, bylo realizováno pomocí GPS s využitím veřejných družicových snímků z aplikace GoogleEarth.

#### 3.2. Terénní dendrogeomorfologické postupy

Všechny stromy vykazující ovlivnění svého růstu aktivitou blokovobahenních proudů (naklonění kmene tlakem sedimentů, pohřbení báze kmene nebo jeho poškození sedimenty) byly vzorkovány pomocí Presslerova přírůstového nebozezu (0,5×40 cm). Z každého stromu byla odebrána dvě vrtná jádra. Jedno ze směru působení procesu a druhé z opačné strany kmenu. Výška odběru vzorku byla závislá na typu ovlivnění stromu. Poškozené a ohnuté kmeny byly vzorkovány ve výšce poškození (resp. ohnutí), zatímco pohřbené kmeny byly vzorkovány co nejbližší povrchu sedimentů, aby byl získán maximálně dlouhý záznam. U každého stromu byl kromě jeho pozice zaznamenán i typ jeho ovlivnění a vztah k ostatním stromům.

Navíc bylo vzorkováno 30 stromů rostoucích mimo dosah blokovobahenních proudů, jejichž růst je ovlivněn výhradně klimaticky, nebo jinými šířeji působícími vlivy (např. požáry nebo hmyzími útoky). Z každého stromu byla odebrána dvě vrtná jádra ve standardní výšce 1,3 m ve směru paralelním s vrstevnicemi. Letokruhová data z těchto stromů sloužila k sestavení referenční chronologie.

#### 3.3. Laboratorní postupy

Všechny vzorky byly zpracovány podle standardních procedur (Stoffel, Bollschweiler 2008). Vzorky byly sušeny, lepeny do dřevěných drážek a zbrušeny.

Dále byly počítány letokruhy a měřeny jejich šířky (přesnost 0,01 mm) pomocí měřicího stolu *TimeTable* a programu PAST4 (V.I.A.S. 2005). Referenční chronologie byla sestavena v prostředí programu Arstan (Cook 1985) tzv. dvojitou detrendující procedurou (blíže Holmes 1994). Jednotlivé přírůstkové křivky disturbovaných stromů byly křížově datovány s referenční chronologií pro identifikaci a odstranění chybějících/falesných letokruhů.

Konstrukce chronologie blokovobahenních proudů byla realizována pomocí identifikace a datování růstových disturbancí v letokruhových sériích. Pozornost byla věnována zejména náhlým růstovým zúžením (alespoň 70 % ve srovnání s předešlými letokruhy) jako důsledku pohřbení báze kmenu. Dále byla důležitá náhlá růstová uvolnění (alespoň 200 % ve srovnání s předešlými letokruhy) jako výsledek sníženého kompetičního tlaku při úmrtí sousedních stromů vlivem aktivity blokovobahenních proudů. U ohnutých stromů se jejich naklonění projevilo výskytem tzv. reakčního (u jehličnatých druhů kompresního) dřeva. Poslední sledovanou růstovou disturbancí byl výskyt kalusu, tedy reakce na poškození kmenu stromu. Všechny identifikované růstové disturbance byly považovány za relevantní, pouze pokud se zároveň nevyskytovaly v referenční chronologii. Datování události blokovobahenního proudu bylo realizováno semi-kvantitativní metodou (Bollschweiler a kol. 2007), kdy alespoň dva stromy v daném roku musely vykazovat růstovou disturbance a zároveň musely být v logickém prostorovém vztahu (např. se musely vyskytovat v rámci jedné akumulace blokovobahenních proudů – zjištěno díky podrobnému geomorfologickému mapování). Chronologie byla kromě ročního rozlišení vyjádřena i v podobě dekádních četností pro lepší vizualizaci potenciálních časových trendů (Bollschweiler, Stoffel 2010a). Jednotlivé datované roky byly navíc rozděleny na „regionální“, kdy se proudy vyskytly alespoň v polovině studovaných povodí, a na „lokální“ v ostatních případech.

### 3.4. Analýza meteorologických dat

Určení hlavních řídicích faktorů vzniku blokovobahenních proudů bylo založeno na analýze dat z meteorologické stanice Jalta (72 m n. m.) vzdálené ~4 km JV od studovaných povodí (data poskytla E. Voskresenskaja). K dispozici byly pouze měsíční srážkové úhrny od roku 1870 a průměrné měsíční teploty od roku 1881 (obojí do roku 2006). Srážkové úhrny byly analyzovány jako potenciální přímý iniciační faktor vzniku blokovobahenních proudů, zatímco teploty byly uvažovány jako potenciální predispoziční faktor ovlivňující opadávání úlomků ze zdrojových zón, a tak i přípravu materiálu pro proudy. Vycházíme z předpokladu, že vliv průměrných teplot na intenzitu skalního říčení byl několikrát prokázán (Perret, Stoffel, Kienholz 2006; Šilhán a kol. 2011). Pro potvrzení hypotézy vlivu tohoto faktoru byly dekádní četnosti blokovobahenních proudů porovnány se 9letými průměrnými teplotami. Jelikož byly k dispozici pouze měsíční srážkové úhrny, nebylo možné analyzovat extrémní krátkodobé srážkové události (hodinové nebo denní). Jako extrémní hodnota za danou periodu byl stanoven dvojnásobek dlouhodobého měsíčního průměru. Měsíce se srážkovým úhrnem vyšším než 96,9 mm tak byly považovány za srážkově extrémní.



## 4. Výsledky

### 4.1. Chronologie blokovobahenních proudů

Celkem bylo odebráno 1 122 vrtných jader z 566 jedinců *P nigra* v osmi povodích (tj. průměrně 71 stromů na povodí; *stdev*: 29,4 stromů; nejvíce v povodí V – 136 stromů; nejméně v povodí IV – 38 stromů, viz tab. 2). Průměrné stáří vzorkovaných stromů je 102,1 let ( $\pm 83,2$  let). Nejstarší porost byl v povodí VIII (průměrně 166,8 let) a nejmladší v povodí VII (průměrně 69,4 let, viz tab. 2). Dendrogeomorfologická analýza odhalila 1 271 růstových disturbancí spojených s aktivitou blokovobahenních proudů. V letokruhových sériích bylo nejčastěji identifikováno náhlé růstové zúžení (37,6 %) a kompresní dřevo (36,4 %). Následovalo náhlé růstové uvolnění (14,9 %) a přítomnost kalusu (11,1 %, tab. 3).

Celkem bylo datováno 215 blokovobahenních proudů ve 105 letech. Nejstarší událost byla datována do roku 1701 (obr. 2). Nejvyšší počet proudů byl zrekonstruován v povodí V (44 události), nejmenší v povodí IV (11 události, tab. 4). V podobě dekádní četnosti se jedná o 1,9, resp. 0,7 události. Na regionální úrovni je dekádní četnost 6,9 události a průměrná doba opakování 1,4 let. Celkový počet, dekádní četnosti a intervaly opakování blokovobahenních proudů v jednotlivých povodích jsou v tabulce 4.

Na základě dekádní četnosti zůstává aktivita blokovobahenních proudů na srovnatelné úrovni mezi 1840 a 1930, s výjimkou období 1880 a 1890, kdy byla aktivita výrazně nižší. Nejvyšší aktivita byla ve 40. letech 20. století s 20 událostmi (doba opakování: 0,5 let). Postupný nárůst aktivity je pozorovatelný

Tab. 2 – Počty vzorkovaných stromů a jejich stáří

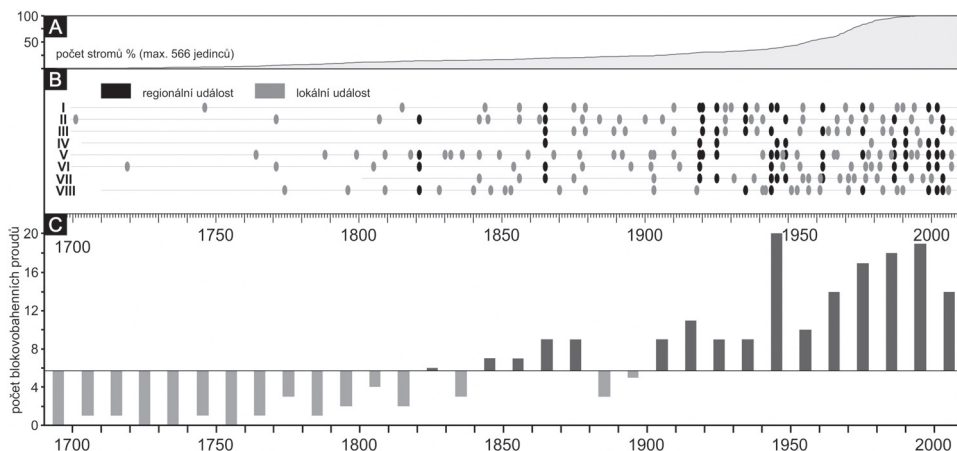
| Povodí              | I     | II    | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII  | Celkem |
|---------------------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|--------|
| Stromů              | 57    | 58    | 79   | 38   | 136  | 73   | 71   | 54    | 566    |
| Průměrné stáří      | 129,1 | 146,9 | 95,5 | 85,8 | 77,0 | 91,4 | 69,4 | 166,9 | 102,1  |
| Směrodatná odchylka | 79,4  | 89,6  | 69,2 | 82,5 | 78,1 | 88,5 | 29,4 | 92,8  | 83,2   |

Tab. 3 – Zastoupení datovaných růstových disturbancí

| Povodí               | I       | II      | III     | IV      | V        | VI      | VII     | VIII    | Celkem   |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|----------|
| Růstové zúžení (%)   | 34 (46) | 32 (51) | 27 (26) | 10 (17) | 57 (22)  | 16 (17) | 25 (27) | 35 (37) | 236 (28) |
| Růstové uvolnění (%) | 8 (11)  | 13 (21) | 10 (10) | 5 (9)   | 14 (6)   | 7 (7)   | 13 (14) | 16 (17) | 86 (10)  |
| Kompresní dřevo (%)  | 27 (37) | 18 (29) | 51 (50) | 38 (65) | 148 (59) | 66 (69) | 42 (44) | 14 (15) | 404 (49) |
| Kalus (%)            | 4 (10)  | 0 (0)   | 14 (14) | 5 (9)   | 34 (13)  | 7 (7)   | 14 (15) | 24 (25) | 102 (12) |
| Celkem               | 73      | 63      | 102     | 58      | 253      | 96      | 94      | 89      | 828      |

Tab. 4 – Počty a četnosti datovaných blokovobahenních proudů

| Povodí                | I  | II   | III | IV   | V   | VI   | VII | VIII | Celkem |
|-----------------------|----|------|-----|------|-----|------|-----|------|--------|
| Počet proudů          | 27 | 29   | 24  | 11   | 44  | 24   | 26  | 30   | 215    |
| Dekádní četnost       | 1  | 0,9  | 1,6 | 0,7  | 1,9 | 0,8  | 1,5 | 1,3  | 6,9    |
| Doba opakování (roky) | 10 | 10,7 | 6,3 | 13,6 | 5,2 | 12,5 | 6,5 | 8,0  | 1,4    |



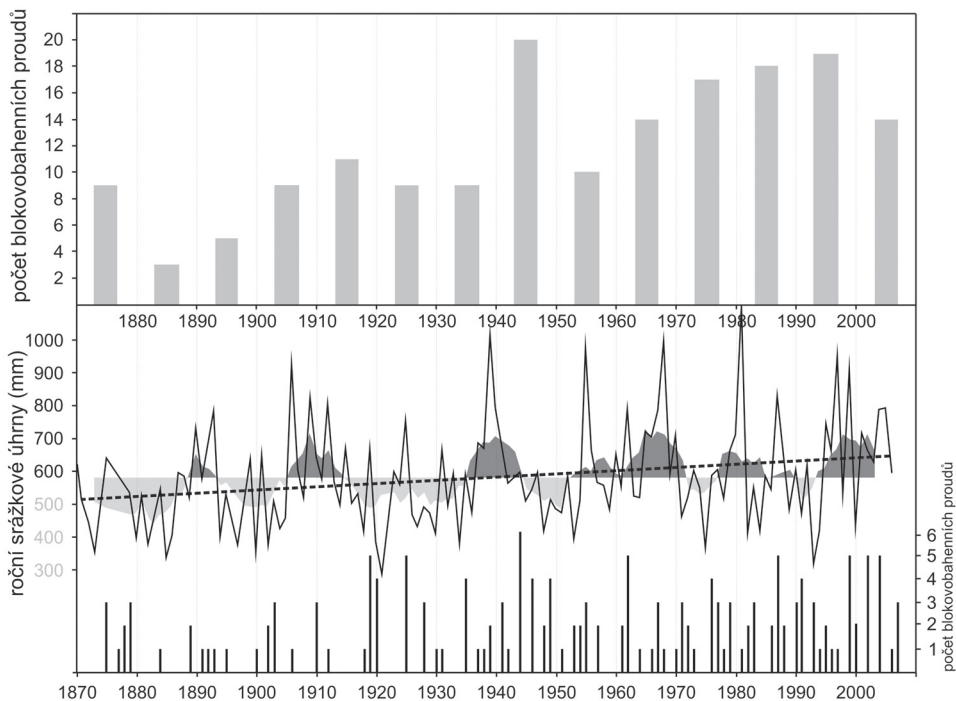
Obr. 2 – Roční a dekádní četnosti blokovo bahenních proudů v jednotlivých povodích. A – vývoj počtu analyzovaných stromů, B – roční frekvence, C – dekádní četnost; odchylky od průměru.

od 1950 do 1990, zatímco poslední dekáda (2000) je opět charakteristická nižší aktivitou (obr. 2).

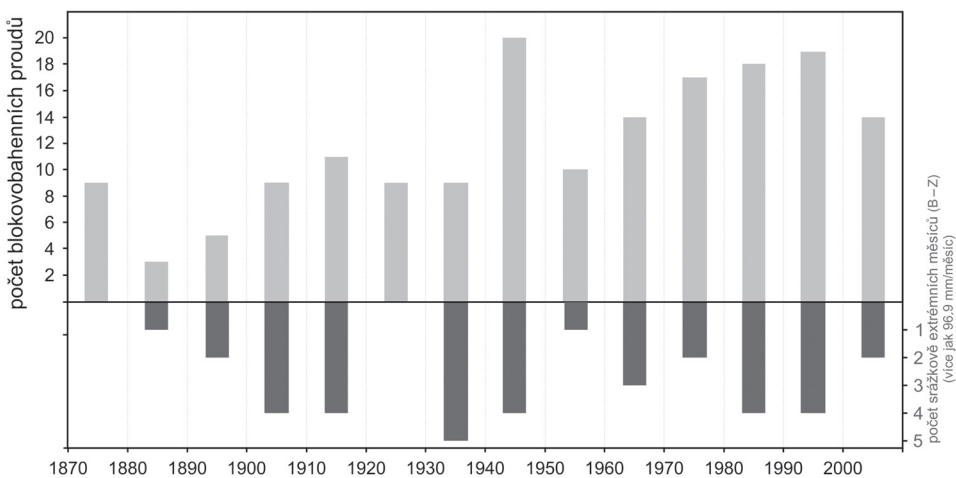
Jako regionální roky s regionálním rozsahem blokovo bahenních proudů bylo stanoveno 16 let (ze 105; 15,2 %), kdy byla zaznamenána aktivita alespoň ve čtyřech povodích. Zbývajících 89 let (84,8 %) bylo označeno jako roky s lokální aktivitou, jelikož byl výskyt proudů zaznamenán maximálně ve třech povodích. V letech s regionálním rozsahem vzniklo za celou rekonstruovanou dobu 75 proudů a v letech s lokálním rozsahem 140 blokovo bahenních proudů. Nejvyšší počet proudů v jednom roce vznikl v letech 1865 a 1944, kdy šest z osmi povodí vykazuje jejich aktivitu. Nejvyšší zastoupení regionálních událostí je v povodí IV (81,8 %), které je ze všech povodí nejmenší (tab. 1) a je úzce sevřené mezi ostatními povodími (obr. 1). Naopak nejvyšší zastoupení lokálních událostí je v povodí VIII (76,7 %), které má ze všech povodí největší plochu (tab. 1) a od ostatních povodí je izolované (obr. 1). Průměrné zastoupení regionálních událostí v jednotlivých povodích je 38,9 %.

#### 4.2. Vztah blokovo bahenních proudů a meteorologických ukazatelů

Celkový trend frekvence blokovo bahenních proudů v období pokrytém srážkovými a teplotními daty je mírně vzestupný. Roční srážkové úhrny vykazují stejný rostoucí trend (obr. 3). Dále, počet měsíců s výskytem extrémního srážkového úhrnu (více než 96,9 mm) v jednotlivých dekáдах pozitivně ovlivňuje dekádní frekvenci blokovo bahenních proudů, což je patrné zejména v neaktivnějších dekáдах (čtyřicátá, osmdesátá a devadesátá léta 20. století; obr. 4). Roky s výskytem regionálních nebo lokálních událostí nevykazují srážkově abnormální jarní ani letní období. Pouze regionální události vznikly v letech statisticky významně vlhčích, než byly ostatní roky (tab. 5).



Obr. 3 – Vztah blokovabahenních proudů a srážkových úhrnů



Obr. 4 – Vztah blokovabahenních proudů a extrémních srážkových úhrnů

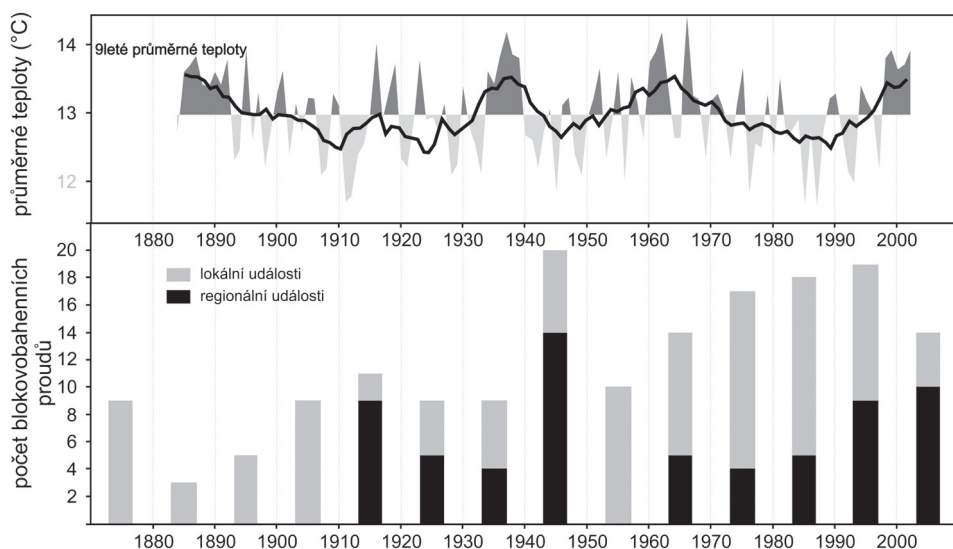
Z chodu dlouhodobých průměrných teplot je patrný jejich nepřímo úměrný vliv na frekvenci blokovabahenních proudů. Nejvíce událostí vzniklo v období dlouhodobě teplotně podprůměrném, zatímco dlouhodobě vysoké teploty odpovídají obdobím s nízkým počtem vznikajících blokovabahenních proudů (obr. 5).



## 5. Diskuse

Dendrogeomorfologickými metodami bylo zrekonstruováno 215 blokovobahenních proudů od roku 1701 v osmi dílčích údolích na jižních svazích Krymských hor v blízkosti města Jalta. Již samotná dendrogeomorfologická rekonstrukce, kterou je v tomto rozsahu možné označit za regionální (Procter a kol. 2011), patří mezi světově nejrozsáhlejší (srovnej: Pelfini, Santilli 2008; Bollschweiler, Stoffel 2010a). S ohledem na velikost jednotlivých povodí a rozdílnou aktivitu proudů v nich, bylo možné v každém vzorkovat pouze omezené množství stromů (nejméně 38, nejvíce 136). V porovnání s jinými regionálními rekonstrukcemi je však tento rozdíl malý (maximálně 3,5×, zatímco bývá běžné až 10×; Bollschweiler, Stoffel 2010a). Navíc, použitá metodika výběru vzorkovaných stromů (vzorkování všech ovlivněných stromů na maximálním počtu terénních forem spojených s aktivitou blokovobahenních proudů) zajišťuje maximální počet datovaných proudů. Přesto je nutné regionální dendrogeomorfologické rekonstrukce považovat za minimální. Během letokruhových analýz bylo zcela zásadní využití referenční chronologie. Borovice krymská je totiž stejně jako jiné druhy borovic známá pro svůj heliotropismus a může tak vytvářet reakční dřevo i jako odezvu na přirozené naklání kmenu za slunečním svitem (Berthier, Stokes 2005). Shodné trendy průběhu referenční křivky a křivke disturbovaných stromů, mající charakter náhlého zvýšení šířek letokruhů vlivem výskytu reakčního dřeva tak byly vyloučeny z výsledků. Roky výskytu blokovobahenních proudů byly následně analyzovány s ohledem na potenciální predispoziční a spouštěcí klimatické a hydrometeorologické vlivy.

Analýza meteorologických dat ukázala, že i v tomto regionu jsou hlavním spouštěcím faktorem vzniku blokovobahenních proudů vysoké srážkové úhrny. K dispozici byly pouze měsíční srážkové úhrny, avšak i z jejich hodnot je



Obr. 5 – Vztah blokovobahenních proudů a průměrných ročních teplot

Tab. 5 – Vliv srážek na vznik regionálních a lokálních blokovobahenních proudů (statisticky významné)

|                            | Průměrné srážkové úhrny (mm) |              |              | Roky s extrémními měsíčními srážkovými úhrny (%) |     |
|----------------------------|------------------------------|--------------|--------------|--|-----|
|                            | počet                        | jaro (B–K)   | léto (Č–S)   |  | rok |
| Dlouhodobý průměr          |                              | 108          | 112          | 581  |     |
| Regionální události        | 14                           | 111          | 130          | 663  | 8   |
| <i>P-hodnota z t-testu</i> |                              | <i>0,382</i> | <i>0,282</i> | <i>0,037</i>                                     |     |
| Lokální události           | 54                           | 109          | 127          | 612  | 22  |
| <i>P-hodnota z t-testu</i> |                              | <i>0,871</i> | <i>0,163</i> | <i>0,126</i>                                     |     |

zřejmě, že proudy zde vznikají při vyšších srážkových úhrnech než v suchých alpských údolích nad hranicí lesa (< 20 mm – Stoffel, Bollschweiler, Beniston 2011), ale zároveň nižších než v zalesněných středně vysokých pohořích střední Evropy (více jak 100 mm/den; Šilhán, Pánek, 2010; Šilhán 2014). Zjištěná frekvence proudů (6,9 proudů/dekádu) je v porovnání s jinými evropskými studii spíše vyšší (3,2 proudů/dekádu v rakouských Alpách – Procter a kol. 2011). Aktivitou blokovobahenních proudů je však tento region výrazně méně aktivní ve srovnání s vysokohorskými údolími s dominantním výskytem permafrostu evropských Alp (Bollschweiler, Stoffel 2010a; 18,5 proudů/dekádu). Patrná nepřímo úměrná vazba četnosti blokovobahenních proudů na průměrné teploty naznačuje, že se jedná o sedimentárně omezené prostředí. Nejvyšší hodnoty frekvence blokovobahenních proudů odpovídají dlouhodobě teplotně podprůměrným obdobím (obr. 5). Nízké teploty zřejmě pozitivně ovlivňují dotaci sedimentů zvýšeným mrazovým zvětráváním (Matsuoka 2008). Teplotní režim se tak jeví jako dominantní predispoziční faktor vzniku blokovobahenních proudů. Patrné je to např. ve třicátých letech 20. století, kdy se sice vyskytlo více extrémně srážkově nadprůměrných měsíců, ale zároveň byly v tomto období výrazně nadprůměrné teploty, což se zřejmě projevilo v relativně nízké četnosti proudů (obr. 5). Nadprůměrné teploty mohou vznik proudů negativně ovlivnit nejen sníženou intenzitou dotace transportovatelného materiálu, ale i zvýšenou evapotranspirací a množstvím vody v půdě (předchozí nasycení). Tento koncept je tak zcela odlišný od vysokohorského prostředí, kde zvýšenou aktivitu blokovobahenních proudů vyvolávají nadprůměrné teploty (vazba na degradaci permafrostu a pohyby skalních ledovců; Kääb a kol. 2005; Lugon, Stoffel 2010).

Vznik regionálních a lokálních událostí blokovobahenních proudů lze částečně vysvětlit charakterem srážek. Regionální události (proudy ve čtyřech a více povodích) jsou vázány na srážkově nadprůměrné roky, ovšem bez výskytu extrémních srážkových period (tab. 5). Je tak možné, že k regionálním událostem nedochází během jedné události, ale že vznikají během celé srážkově nadprůměrné sezóny. Oproti tomu lokální události se vyskytují ve srážkově průměrných letech, ale s výskytem vyššího počtu extrémních srážkových period (tab. 5). Lokální události jsou tak zřejmě vázány na relativně krátká období vyšších srážek, která se projevují v podobě srážkově výrazně nadprůměrných měsíců. Vznik proudů v jednotlivých povodích však bude zřejmě záviset i na lokálních litologických a morfometrických podmínkách, které ovlivňují distribuci materiálu v sedimentárně omezených povodích (Bovis, Jakob 1999).

## 6. Závěr

V mediteránních podmínkách jižních svahů Krymských hor byly vůbec poprvé datovány blokovobahenní proudy na rozsáhlé ploše osmi povodí. S využitím dendrogeomorfologické analýzy 566 jedinců borovice černé (*P. nigra*) bylo datováno 215 proudů od roku 1701.

Jako dominantní predispoziční faktor vzniku blokovobahenních proudů se jeví teplotní režim. Dlouhodobě podprůměrné teploty zde pravděpodobně pozitivně působí na produkci zvětraliny. Prostředí je tak možné označit za sedimentárně omezené. Vlastní aktivace proudů je řízena výskytem extrémních srážkových period. Charakter srážek ovlivňuje i prostorové rozložení proudů na regionální úrovni. Události blokovobahenních proudů s regionálním rozšířením vznikají během celé srážkově nadprůměrné sezóny. Naproti tomu lokální události vznikají zřejmě během relativně krátkého časového intervalu ve srážkově výrazně nadprůměrných měsících. Navíc regionální události dominují v malých povodích úzce sevřených sousedními povodími. V izolovaných povodích převládají lokální události.

*Na tomto místě zasluhují poděkování Elena Voskresenskaja a Rudolf Brázdil za dodání meteorologických dat a Markus Stoffel za přínosné konzultace. Janě Stacke a Václavu Škarpichovi děkujeme za asistenci během terénních prací.*

## References:

- ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, s. 1–139.
- BAGNOLD, R. A. (1954): Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society A*, 225, s. 49–63.
- BERTHIER, S., STOKES, A. (2005): Phototropic response induced by wind loading in Maritime pine seedlings (*Pinus pinaster* Ait.). *Journal of Experimental Botany*, 56, s. 851–856.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. (2010a): Changes and trends in debris-flow frequency since A.D. 1850: results from the Swiss Alps. *Holocene*, 20, s. 907–916.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. (2010b): Tree rings and debris flows: recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, 34, s. 625–645.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., EHMISCH, M., MONBARON, M. (2007): Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, 87, s. 337–351.
- BOVIS, M. J., JAKOB, M. (1999): The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, s. 1039–1054.
- COOK, E. R. (1985): A time series analysis approach to tree-ring standardization, PhD Dissertation, University of Arizona, Tucson, USA, 175 s.
- DERENYUK, N. E., VANINA, M. V., GERASIMOV, M. Y., PIROVAROV, S. V. (1984): Geological map of the Crimea. Geological Ministry of Ukraine, Kyjev, měřítko 1 : 200 000.
- ENGEL, Z., ČESÁK, J., RIOS ESCOBAR, V. (2011): Rainfall-related debris flows in Carhuacocha Valley, Cordillera Huayhuash, Peru. *Landslides*, 8, s. 269–278.
- GODT, J. W., COE, J. A. (2007): Alpine debris flow triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. *Geomorphology*, 84, s. 80–97.
- HOLMES, R. (1994): Dendrochronology Program Library User's Manual, Laboratory of Tree-Ring Research University of Arizona, Tucson, 51 s.
- HÜRLIMANN, M., COPONS, R., ALTIMIR, J. (2006): Detailed debris flow hazard assesment in Andorra: A multidisciplinary approach. *Geomorphology*, 78, s. 359–372.

- INNES, J. L. (1983): Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, s. 469–501.
- IVERSON, R. M. (1997): The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, s. 245–296.
- KÁAB, A., HUGGEL, C., FISCHER, L., GUEx, S., PAUL, F., ROER, I., SALZMANN, N., SCHLAEFLI, S., SCHMUTZ, K., SCHNEIDER, S., STROZZI, T., WEIDMANN, Y. (2005): Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, s. 527–554.
- KOTARBA, A. (1991): On the age of debris flows in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23, s. 139–152.
- LUGON, R., STOFFEL, M. (2010): Rock-glacier dynamics and magnitude-frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73, s. 202–210.
- MALIK, I., OWCZAREK, P. (2009): Dendrochronological records of debris flow and avalanche activity in a mid-mountain forest zone (eastern Sudetes – central Europe). *Geochronometria*, 34, s. 57–66.
- MATSUOKA, N. (2008): Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994–2006) observations. *Geomorphology*, 99, 1–4, s. 353–368.
- MORTON, D. M., ALVAREZ, R. M., RUPPERT, K. R., GOFORTH, B. (2008): Contrasting rainfall generated debris flows from adjacent watersheds at Forest Falls, Southern California, USA. *Geomorphology*, 96, s. 322–338.
- OKANO, K., SUWA, H., KANNO, T. (2012): Characterization of debris flows by rainstorm condition at a torrent on the Mount Yakedake volcano, Japan. *Geomorphology*, 136, s. 88–94.
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., SMOLKOVÁ, V., ŠILHÁN, K. (2008): Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology*, 95, s. 449–473.
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., ŠILHÁN, K., SMOLKOVÁ, V., ALTOVÁ, V. (2009): Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. *Geomorphology*, 108, s. 171–181.
- PELFINI, M., SANTILLI, M. (2008): Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101, s. 721–730.
- PERRET, S., STOFFEL, M., KIENHOLZ, H. (2006): Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74, s. 219–231.
- PROCTER, E., BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., NEUMANN, M. (2011): A regional reconstruction of debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps, Austria. *Geomorphology*, 132, s. 41–50.
- RAŠKA, P., KLIMEŠ, J., DUBIŠAR, J. (2015): Using local archive sources to reconstruct historical landslide occurrence in selected urban regions of the Czech Republic: examples from regions with different historical development. *Land Degradation and Development*, 26, s. 142–157.
- RICKENMANN, D. (1999): Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19, s. 47–77.
- SEPÚLVEDA, S. A., BEBOLLEDO, S., VARGAS, G. (2006): Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, 158, s. 83–95.
- SHRODER, J. F. (1978): Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, s. 168–185.
- STOFFEL, M. (2010): Magnitude–frequency relationships of debris flows – A case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*, 116, s. 67–76.
- STOFFEL, M., BOLLSCHWEILER, M. (2008): Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural hazards and earth system sciences*, 8, č. 2, s. 187–202.
- STOFFEL, M., BOLLSCHWEILER, M. (2009): What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology. *Geography Compass* 3, s. 1013–1037.
- STOFFEL, M., BOLLSCHWEILER, M., BENISTON, M. (2011): Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences-potential future evolutions. *Climate Change*, 105, s. 263–280.

- SZYMCZAK, S., BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., DIKAU, R. (2010): Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): Dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers. *Geomorphology*, 116, s. 107–114.
- STRUNK, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, s. 137–151.
- ŠILHÁN, K. (2014): Chronology of processes in high-gradient channels of medium-high mountains and their influence on alluvial fans properties. *Geomorphology*, 206, s. 288–298.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T. (2010): Fossil and recent debris flows in medium-high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). *Geomorphology*, 124, č. 3–4, s. 238–249.
- ŠILHÁN, K., BRÁZDIL, R., PÁNEK, T., DOBROVOLNÝ, P., KAŠIČKOVÁ, L., TOLASZ, R., TURSKÝ, O., VÁCLAVEK, M. (2011): Evaluation of meteorological controls of reconstructed rockfall activity in the Czech Flysch Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, s. 1898–1909.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J. (2012): Tree-ring analysis in the reconstruction of slope instabilities associated with earthquakes and precipitation (the Crimean Mountains, Ukraine). *Geomorphology*, 173–174, s. 174–184.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J. (2013): Implications of spatial distribution of rockfall reconstructed by dendrogeomorphological methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, s. 1817–1826.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., STOFFEL, M. (2015): Tree-age control on debris flow frequencies based on dendrogeomorphology: examples from a regional reconstruction in the Crimean Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, s. 243–251.
- V.I.A.S. (2005): Vienna Institute of Archaeological Science: Time Table. Installation and instruction manual. Ver. 2.1, Vienna.
- WILKERSON, F. D., SCHMIDT, G. L. (2003): Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology*, 55, s. 317–328.
- YOSHIDA, K., KIKUCHI, S., NAKANUTA, F., NODA, M. (1997): Dendrochronological analysis of debris flow disturbance on Rishiri Island. *Geomorphology*, 20, s. 135–145.

## S u m m a r y

### FACTORS, DETERMINING THE ORIGIN OF DEBRIS FLOWS ON THE SOUTHERN SLOPES OF THE CRIMEAN MOUNTAINS

Debris flows are among the most dangerous geomorphic processes causing economical losses and fatalities in the densely populated mountain areas. In such respect, debris flows are recently one of the most studied geomorphic processes. Determination of enabling and triggering factors of debris flows is of crucial importance, because it helps also to make predictions of future events. However, information background about historical events is required to determine what triggers debris flow in the given region. For such purposes, dendrogeomorphological methods provide feasible and very effective dating tools.

Coastal slopes of the Crimean Mountains are affected by debris flow activity especially above the Yalta town. Eight torrential basins in the vicinity of the town were selected for detailed reconstruction of debris flow historical chronology. Basins have similar morphological patterns – they have steep limestone escarpments in the upper part and concave talus slopes overlying flysch bedrock in the downstream sections. Debris flow events starts just in the zone of talus slopes, as a consequence of sliding and flowing of over-saturated material during specific hydrometeorological situations. In order to make dendrogeomorphological analysis, we sampled 1,122 increment cores from 566 individuals of the Crimean pine (*Pinus nigra*) revealing growth disturbances by debris flows. The detailed study enabled a reconstruction of 215 debris flow events since 1701. The analysis of enabling factors focused on the long-term temperature variations, whereas for the triggering factors, main effort was on the observation of long-term precipitation patterns as well as occurrence of heavy downpours.



It seems that a major enabling factor for debris flow is the occurrence of long-term periods with anomalously-low temperatures. Related regelation cycles probably positively influence frost shattering of thin-bedded limestones outcropping in the upper parts of basins. This process leads to the accumulation of debris which is subsequently easily transported during extreme hydrometeorological situations. On the other hand, above-average temperatures negatively influence the intensity of debris production, but it also increases the evapotranspiration and the humidity of the soil. These facts seem to be very important for decreasing the occurrence of debris flows. This process is absolutely different when compared with the origin of debris flow origin in the high-mountain environment. E.g. there is dominant predisposing factor of debris flow origin very high temperatures in the alpine environment. The dominant triggering factor is the amount of precipitation. It is evident from long-term trends of increasing precipitation totals and number of debris flow events. The most important triggering factor for multiply debris flow events are long-term periods with above-average precipitations, but spatially isolated events (debris flow in up to four catchments) are more related to short-term periods (~one month) with above-average precipitations.

Fig. 1 – Location of the studied area and position of individual debris flow catchment.

Fig. 2 – Annual and decennial frequency of debris flow in individual catchments. A – sample depth, B – annual frequency, C – decadal frequency; deviations from mean.

Fig. 3 – Relationship of debris flow frequency (top) and precipitation totals (bottom).

Fig. 4 – Relationship of debris flow (top) and extreme precipitation totals (bottom).

Fig. 5 – Relationship of debris flow (bottom) and mean annual temperatures (top). Light columns – local events, dark columns – regional events.

*Pracoviště autorů: Ostravská univerzita, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geokologie, Chitussiho 10, 710 00 Ostrava; e-mail: karel.silhan@osu.cz, tomas.panek@osu.cz, jan.hradecky@osu.cz.*

*Do redakce došlo 26. 11. 2013; do tisku bylo přijato 14. 11. 2014.*

#### **Citační vzor:**

ŠILHÁN, K., PÁNEK, T., HRADECKÝ, J. (2015): Faktory ovlivňující vznik blokovobahenních proudů na jižních svazích Krymského pohoří. *Geografie*, 120, č. 1, s. 50–63.