

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Vývoj horského zalednění ve svrchním kvartéru a jeho význam  
při určování změn přírodního prostředí

Zbyněk Engel

HABILITAČNÍ PRÁCE



Praha, 2016

## Obsah

1. Úvod.....	4
2. Souhrn hlavních výsledků.....	7
2.1. Metody geomorfologického výzkumu glaciálního reliéfu.....	7
2.2. Paleogeografické studie horského zalednění v kvartéru.....	12
2.3. Recentní změny ledovců a glaciálního reliéfu vybraných oblastí.....	17
3. Přínos poznatků pro výzkum změn přírodního prostředí.....	25
4. Závěry.....	30
Literatura.....	33
Publikované oddíly témat habilitační práce .....	40

### Metody geomorfologického výzkumu glaciálního reliéfu:

Černá B., **Engel Z.** 2011. Surface and sub-surface Schmidt hammer rebound value variation for a granite outcrop. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (2), 170-179.....I

**Engel Z.** 2007a. Measurement and age assignment of intact rock strength in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 51, Supplementary Issue 1, 69-80.....II

**Engel Z.**, Skrzypek G., Paul D., Drzewicki W., Nývlt D. 2010a. Sediment lithology and stable isotope composition of organic matter in a core from a cirque in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Journal of Paleolimnology* 43 (4), 609-624.....III

Křížek M., Vočadlova K., **Engel Z.** 2012. Cirque overdeepening and their relationship to morphometry. *Geomorphology* 139-140, 495-505.....IV

### Paleogeografické studie vývoje horského zalednění v kvartéru:

**Engel Z.**, Braucher R., Traczyk A., Léanni L., AsterTeam. 2014. <sup>10</sup>Be exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology* 206, 107-121.....V

**Engel Z.**, Mentlík P., Braucher R., Minár J., Léanni L., AsterTeam. 2015. Geomorphological evidence and <sup>10</sup>Be exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quaternary Science Reviews* 124, 106-123.....VI

**Engel Z.**, Nývlt D., Křížek M., Treml V., Jankovská V., Lisá L. 2010b. Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews* 29, 913-927.....VII

Mentlík P., **Engel Z.**, Braucher R., Léanni L., AsterTeam. 2013. Chronology of the Late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 65, 120-128.....VIII

Pánek T., **Engel Z.**, Mentlík P., Braucher R., Břežný M., Škarpich V., Zondervan A. 2016. Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena* 138, 52-67.....IX

Recentní změny ledovců a glaciálního reliéfu vybraných oblastí:

**Engel Z.**, Česák J., Escobar R.V. 2011. Rainfall-related debris flows in Carhuacocha Valley, Cordillera Huayhuash, Peru. *Landslides* 8 (3), 269-278.....X

**Engel Z.**, Nývlt D., Láska K. 2012a. Ice thickness, areal and volumetric changes of Davies Dome and Whisky Glacier (James Ross Island, Antarctic Peninsula) in 1979-2006. *Journal of Glaciology* 58 (211), 904-914.....XI

**Engel Z.**, Šobr M., Yerokhin S.A. 2012b. Changes of Petrov glacier and its proglacial lake in the Akshirak massif, central Tien Shan, since 1977. *Journal of Glaciology* 58 (208), 388-398.....XII

Janský B., **Engel Z.**, Kocum J., Šefrna L., Česák J. 2011. The Amazon River headstream area in the Cordillera Chila, Peru: hydrographic, hydrological and glaciological conditions. *Hydrological Sciences Journal* 56 (1), 138-151.....XIII

Janský B., **Engel Z.**, Šobr M., Beneš V., Špaček K., Yerokhin S. 2009. The Evolution of Petrov Lake and Moraine Dam Rupture Risk (Tien-Shan, Kyrgyzstan). *Natural Hazards* 50 (1), 83-96.....XIV

## 1. Úvod

Reliéf utvářený horskými ledovci patří k nejvýraznějším typům reliéfu zemského povrchu. Tato skutečnost je výsledkem rozdílného působení širokého spektra glaciálních procesů na zemský povrch, morfologické pestrosti vznikajících tvarů a jejich rozdílné odolnosti vůči denudaci. V horských oblastech střední Evropy (s výjimkou Alp) či Britských ostrovů neexistuje v současnosti žádný ledovec, přesto vznikly nejvýraznější rysy zdejšího reliéfu právě působením ledovců. Morfologicky svěží, nepřemodelované tvary reliéfu v oblastech recentního zalednění se nacházejí v blízkosti stávajících ledovcových splazů a naopak denudované ledovcové akumulace či izolované eratické balvany leží daleko v podhorských oblastech, často i stovky kilometrů od místa svého původu.

Glaciální reliéf je výrazně klimaticky podmíněný, a proto představuje významný proxy indikátor změn podnebí v geologické minulosti (Winkler et al., 2010). Tato vlastnost je důležitá zejména v horských oblastech, které jsou poměrně chudé na sedimentární záznam. Dochované glaciální tvary reliéfu a sedimenty zde mohou být rekonstruovány do podoby chronologického záznamu a následně využity jako rámec pro časové zařazení změn přírodního prostředí (Hughes et al., 2005). Pro tento účel je ale nezbytné poznávat prostorové vazby mezi glaciálními tvary a sedimenty, jejich stáří a v ideálním případě rovněž přírodní podmínky, v jakých se utvářely (Coleman et al., 2009). V rámci kontinentální Evropy, tradičně jedné z nejvýznamnějších oblastí kvartérního výzkumu, jsou tyto aspekty nejlépe popsány v alpské oblasti. V dalších horských oblastech Evropy, zejména v prostoru na sever od Alp, jsou však v tomto ohledu dosavadní poznatky poměrně kusé a neucelené. Paleogeografické studie, které jsou součástí habilitační práce, jsou zaměřeny na nejvýznamnější oblasti kvartérního horského zalednění hercynského pásma střední Evropy a západních Karpat. Částečně denudovaný glaciální reliéf a sporadický sedimentární záznam zalednění těchto oblastí vyžadoval použití řady analytických postupů, z nichž některé byly nově vyvinuty či přizpůsobeny místním podmínkám. Tyto výzkumné postupy jsou představeny v metodické části habilitační práce.

Charakteristické mezo- a makrotvary erozního ledovcového reliéfu se vyvíjejí po dlouhé období, zpravidla v řádu desetitisíců až statisíců let (Barr et Spagnolo, 2015). Nejintenzivnější erozní působení horských ledovců je však vázáno na relativně krátká období jejich velkého prostorového rozšíření a/nebo zrychleného pohybu (Herman et al., 2015). Akumulační tvary naproti tomu vznikají během podstatně kratších časových úseků, často i během epizodických

postupů ledovcových splazů, tedy v řádu desetiletí (Anderson et al., 2014). Přestože Země prochází posledních 12 tisíc let interglaciální fází glaciálního cyklu a rozsah zalednění je v porovnání s předchozím obdobím omezený, změny klimatických podmínek v průběhu posledních dvou století způsobily četné fluktuace ledovcových splazů (Solomina et al., 2015), urychlily vývoj glaciálních tvarů reliéfu (Koppes et al., 2015) a zvýšily intenzitu rizikových geomorfologických procesů (Kääb et al., 2005).

Recentní úbytek horských ledovců se také podstatným způsobem podílí na zvýšení hladiny světového oceánu, které patří k nejsledovanějším dopadům recentních změn zalednění na přírodní prostředí a lidskou společnost (Radić et Hock, 2011). Pro predikci výšky hladiny oceánu v blízké budoucnosti je nezbytné rozšířit soubor primárních glaciologických dat a upřesnit používané modelové nástroje. Nepřesnost většiny modelů vyplývá z definice fixního objemu světového oceánu a z neznámého podílu telení ledovců (odlamování bloků z čela ledovce) na celkové výměně hmoty mezi kryosférou a oceánem (Holland et Holland, 2015). Nejistota predikcí vyplývající z datových vstupů je dána nedostatečnými poznatky o objemu horských ledovců, které jsou dostupné pro malé množství ledovců. Údaje o objemu ledovců zjištěné na základě geofyzikálních metod jsou ojedinělé a hodnoty odvozené z rozlohy ledovců jsou zatíženy nepřesností výpočetních parametrů, které jsou pro řadu oblastí horského zalednění známy pouze přibližně (Slangen et van de Wal, 2011). Pro tyto oblasti je proto nezbytné získávat primární glaciologická data, která umožní parametry výpočtu a odvozené objemy ledovců upřesnit. Získávání a interpretace těchto dat je jedním z cílů výzkumu, který je součástí předložené habilitační práce. Glaciologické charakteristiky ledovců, jejich recentní změny a doprovodné geomorfologické procesy byly studovány ve třech oblastech, kde byly v průběhu minulého století dokumentovány největší změny zalednění.

K poznání globálních a regionálních změn georeliéfu a kryosféry v současné době podstatným způsobem přispívají fyzickogeografické výzkumy. Studium paleogeografického vývoje přírodního prostředí je jednou z priorit fyzické geografie, která je tímto zaměřením přirozenou součástí věd o Zemi. K hlavním úkolům fyzické geografie patří výzkum integrovaného systému Země, fyzikálních procesů a vztahů mezi jeho dílčími složkami včetně přírodního prostředí a lidské společnosti (Thomas et Goudie, 2000). Zvláštní důraz je od počátku 21. století kladen na poznávání zemského povrchu, jako klíčového rozhraní mezi atmosférou, kryosférou a biosférou (Dadson, 2010). Znalost jeho vývoje a dynamiky současných procesů je nezbytným předpokladem rozvíjení numerických modelů, které se staly hlavním nástrojem

studia vnitřních vztahů zemského systému a predikcí jeho vývoje. Citlivost modelů na zadání prahových podmínek klade vysoké nároky na kvalitu vstupních paleogeografických údajů a zvyšuje potřebu získávání primárních dat, které se navíc uplatňují i při konstrukci, kalibraci a testování modelů (Ziemen et al., 2014). Chybí například poznatky o vývoji ledovcových štítů a horských ledovců v průběhu interglaciálů, kdy byla hladina oceánů srovnatelná se současnou. Poznatky o dynamice současných procesů umožňují definovat trendy, které jsou dalším důležitým parametrem modelů regionálních a globálních environmentálních změn.

Cíle předložené habilitační práce jsou v souladu s prioritními směry výzkumu fyzické geografie zaměřené na získání primárních dat z oblastí, pro které není k dispozici dostatek poznatků o přírodním prostředí. Hlavním cílem paleogeografického výzkumu je časové zařazení dochovaných stop horského zalednění ve střední Evropě a korelace lokálních zalednění středohorských oblastí v prostoru mezi bývalým kontinentálním (Skandinávským) ledovcovým štítem a alpským zaledněním. Výzkum současného glaciálního prostředí je zaměřen na získání a interpretaci dat o recentních změnách zalednění a souvisejících geomorfologických procesech v oblastech postižených rychlými klimatickými změnami. Součástí takto orientovaného výzkumu je i identifikace rizikových geomorfologických procesů, které jsou spojeny s ústupem ledovců ve studovaných horských oblastech.

## 2. Souhrn hlavních výsledků

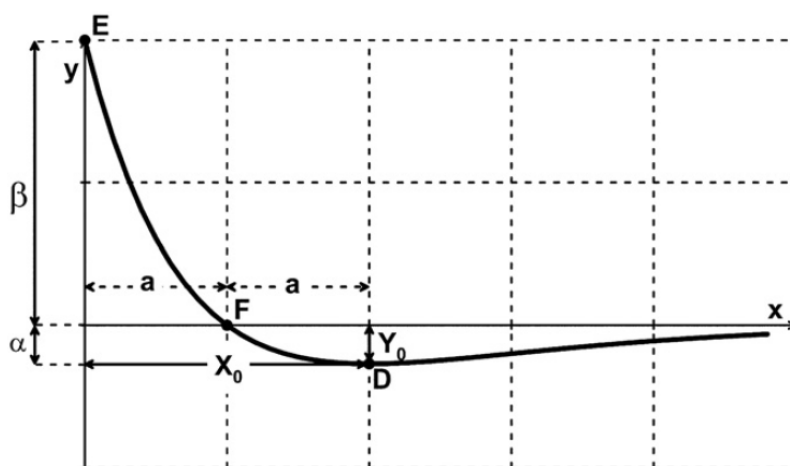
### 2.1. Metody geomorfologického výzkumu glaciálního reliéfu

Všeobecný technologický pokrok, ke kterému dochází ve většině oborů lidské činnosti v souvislosti s rozvojem informačních technologií od konce 20. století, výrazně ovlivnil způsob i charakter geomorfologického výzkumu. Zavádění nových postupů terénního i distančního výzkumu, rostoucí rozlišení a přesnost primárních dat se odráží především v nebyvalých možnostech morfometrického popisu reliéfu, rozvoj geofyzikálních, geochemických a datovacích metod společně s numerickým modelováním pak při studiu jeho vývoje (Bingham et al., 2010). Řada z těchto postupů byla využita při řešení jednotlivých témat předložené habilitační práce, přičemž část z těchto postupů byla rozpracována v metodických studiích. Pro výzkum glaciálního reliéfu byly využívány metody geomorfologického mapování a morfometrické analýzy (Engel et al., 2011, 2014, 2015; Křížek et al., 2012; Mentlík et al., 2013; Pánek et al., 2016). Kombinace geodetických metod, batymetrických měření a geofyzikálních metod byla použita pro modelování reliéfu proglaciální zóny a kvantifikaci úbytku hmoty ledovců (Engel et al., 2012b). Aplikace metod dálkového průzkumu Země, diferenční GPS technologie a georadarové metody umožnila modelovat subglaciální reliéf polárních ledovců (Engel et al., 2012a) a vyhodnotit prostorové změny zalednění ve studovaných oblastech (Engel et al., 2012ab). Georadarová metoda byla aplikována také při studiu pohřbeného glaciálního reliéfu v Krkonoších (Engel et al., 2008), Jizerských horách (Černá et al., 2012) a na Vidnavsku (Hanáček et al., 2016). Nové metodické postupy byly vyvíjeny v oblasti **(1) morfometrické analýzy** erozního ledovcového reliéfu (Křížek et al., 2012), **(2) datování** skalních povrchů (Engel, 2007a; Černá et al., 2011) a **(3) sedimentárních proxy** indikátorů paleoklimatických podmínek (Engel et al., 2010a).

**(1)** Tvary ledovcového reliéfu patří k nejvýznamnějším dokladům zalednění, neboť poskytují informace o rozměrech a vývoji bývalých ledovců. Prostorová analýza ledovcového reliéfu je proto nezbytným nástrojem rekonstrukce dávných zalednění (Glasser et Bennett, 2004). Paleogeografické studie zohledňují především akumulární tvary ledovcového reliéfu, zejména s ohledem na lepší možnosti jejich identifikace, morfologické analýzy a datování. Také reliéf erodovaný ledovci představuje důležitý zdroj informací o rozšíření, mocnosti, tepelném režimu či dynamice bývalých ledovců a nepřímo i o regionálních paleoklimatických podmínkách (Coleman et al., 2009). Nedávné pokroky v oblasti geochronologických metod

a numerického modelování podstatně rozšířily možnosti datování tvarů glaciálního reliéfu a jejich následného využití pro morfometrické analýzy a paleorekonstrukce (Bingham et al., 2010). Morfologii karů, které představují nejvýraznější tvary ledovcové eroze, je věnována studie Křížka et al. (2012), zařazená do prvního oddílu publikovaných součástí předložené habilitační práce.

Hlavním cílem uvedené studie bylo vymezit podmínky použití jedné z tradičních morfometrických charakteristik, tzv. k-hodnoty (Haynes, 1968), pro klasifikaci karových uzávěrů. K-hodnota charakterizuje tvar matematicky definované křivky (obr. 1), odvozené za účelem stanovení stupně přehlobení karů ledovci. Je-li hodnota správně stanovena, může přispět k objasnění vývoje karu a historie zalednění dané oblasti. Přestože se tato charakteristika objevuje v řadě publikovaných studií, nebyla uspokojivě definována a možnosti jejího využití zůstaly omezené. Práce Křížka et al. (2012) matematicky analyzuje proměnné, které ovlivňují výpočet k-hodnoty, a definuje podmínky jejich odvození. Dále zjišťuje, zda může být genetický aspekt k-hodnoty vyjádřen jinými zavedenými morfometrickými charakteristikami a následně použit pro klasifikaci karů. Porovnání klasifikace karů na základě genetického hlediska (*sensu* Haynes, 1968) a morfologických indexů (Evans et Cox, 1995) bylo provedeno na souboru 27 karů v Českém masivu, které vznikly v podobných geologických, geomorfologických a paleoklimatických podmínkách. Tvoří proto homogenní skupinu tvarů s podobným vývojem, stářím a morfologií.



Obr. 1. Průběh k-křivky pro hodnotu  $k = 2$ . Graf zobrazuje proměnné, které se používají pro výpočet k-hodnoty: E - horní hrana karové stěny, F - úpatí karové stěny, D - nejhlubší bod karového dna.

Z provedené analýzy vyplývá, že pro odvození k-hodnoty je určující správné vymezení podélného profilu, karové stěny a nejhlubší části karového dna. Poměr mezi výškou karové



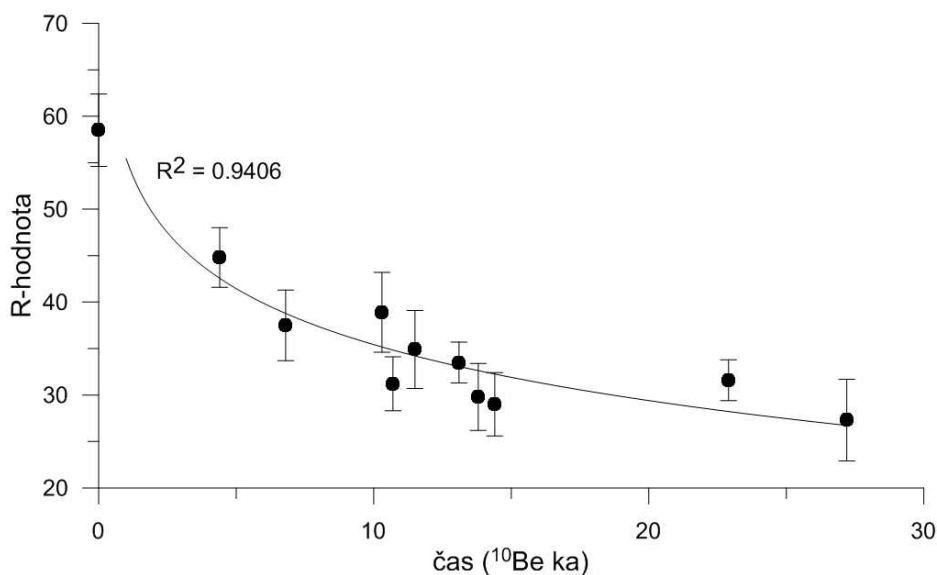
stěny a přehlobením karu je konstantní a nezávisí na k-hodnotě. Znalost výšky karové stěny umožňuje matematicky odvodit teoretické přehlobení karu, a stanovit tak jeho maximální hloubku, mocnost sedimentární výplně či hloubku jezerní pánve. Porovnání k-křivky s vývojovým diagramem karů (Brook et al., 2006) ukázalo, že změna k-hodnoty v čase je lineární. Klasifikace karů provedená na základě k-hodnoty byla v souladu s výsledky klasifikace založené na základních morfometrických charakteristikách (výška karové stěny, poměr délky a šířky karu, poměr plochy karu a jeho půdorysné plochy) i s regionálními rozdíly v charakteru horského zalednění v severovýchodní a jihozápadní části Českého masivu. Kary Vysokých Sudet jsou kratší a užší než šumavské kary, mají však vyšší karové stěny a vyznačují se vyšším stupněm přehlobení.

(2) Metody, které se používají pro chronologickou rekonstrukci vývoje glaciálního reliéfu, se většinou rozdělují na tři skupiny: 1. metody, které umožňují stanovit relativní stáří reliéfu a posloupnost morfogenetických procesů; 2. chronometrické metody, poskytující údaje o načasování a trvání ledovcových procesů v geologické minulosti; 3. terénní a distanční metody, které umožňují vyhodnotit recentní vývoj zalednění. Vybrané metodické postupy těchto skupin tvoří základ většiny publikovaných součástí habilitační práce, dvě studie jsou zaměřeny na rozvoj metod relativního datování (Engel, 2007a; Černá et Engel, 2011). Tyto metody našly největší uplatnění právě v glaciální geomorfologii a s ohledem na jejich finanční nenáročnost a vysokou efektivitu při sběru terénních dat tvoří i nadále součást většiny glaciálně-geomorfologických výzkumů (Walker, 2006). Neposkytují sice údaje o stáří tvarů reliéfu nebo sedimentů, ale ukazují časovou posloupnost jejich vzniku. Metody jsou založeny na hodnocení změn povrchových vlastností hornin v čase, ke kterým dochází v důsledku působení povětrnostních podmínek nebo rostlin.

Metody relativního datování zahrnují řadu postupů, které jsou zaměřeny na ukazatele stáří skalních povrchů, např. povrchovou odolnost horniny, mocnost zvětrávacích kůr, hloubku zvětrávacích jamek či velikost stélek lišejníků. Jednotlivé postupy mohou být používány samostatně nebo v kombinaci s jinými metodami, které umožňují přesnější časové zařazení studovaných povrchů. Nejpokročilejší přístup kombinuje výsledky relativního datování s některou z chronometrických metod, která umožňuje přiřadit číselným hodnotám relativního ukazatele konkrétní údaje o stáří. V glaciálním a periglaciálním prostředí se z chronometrických metod nejčastěji uplatňuje datování radiokarbonové ( $^{14}\text{C}$ ), luminiscenční (opticky stimulovaná luminiscence) a expoziční pomocí kosmogenních nuklidů (Hubbard et Glasser, 2005). V souladu se zaváděním a aplikací těchto metod v geomorfologickém

výzkumu byly metody relativního datování kombinovány nejprve s radiokarbonovou (Matthews et al., 1986) a následně luminiscenční metodou (White et al., 1998). Expoziční datování, vyvinuté v souvislosti se zahájením provozu AMS laboratoří v 80. letech 20. století, začalo být běžně využíváno až v 90. letech a ve spojitosti s relativním datováním ještě o dekádu později. První studie (Engel, 2007a), která kombinovala metody relativního a expozičního datování, je zařazena jako metodická součást předložené habilitační práce.

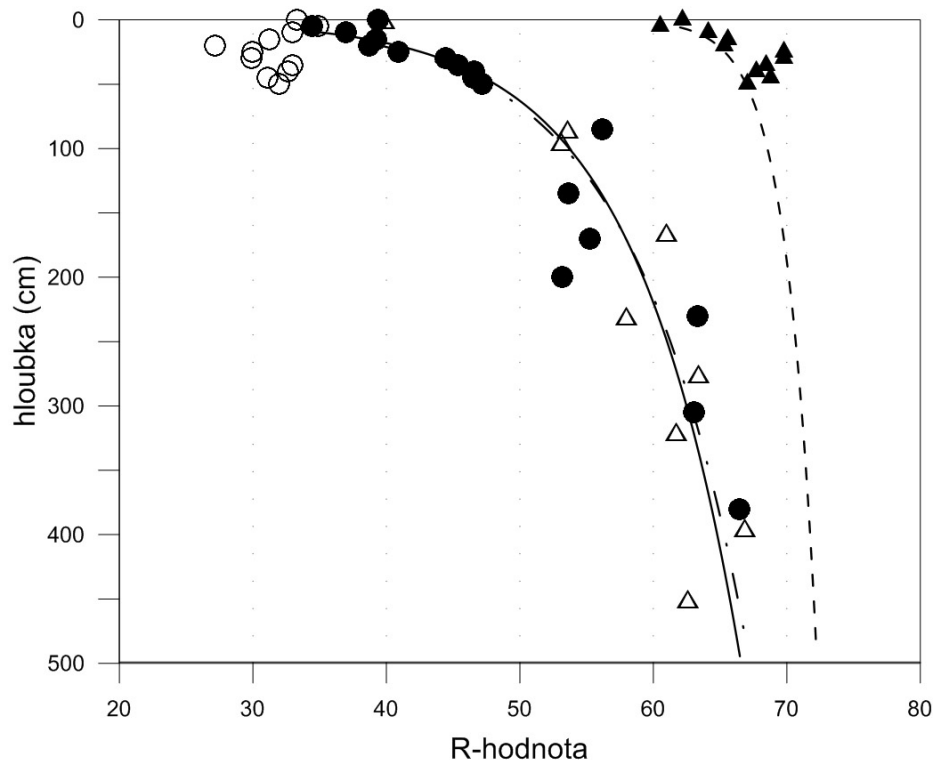
Z ukazatelů relativního stáří byla studována povrchová odolnost horniny, která umožňuje rozlišit různě staré povrchy z období svrchního kvartéru (Goudie, 2006). Odolnost byla měřena *in-situ* na balvanech a výchozech porfyrického granitu, datovaných pomocí kosmogenního izotopu  $^{10}\text{Be}$ . Měřeno bylo celkem 21 povrchů, a to pomocí Schmidtova (SH) kladiva. Naměřené R-hodnoty byly korelovány s expozičním stářím povrchů (obr. 2) a rozděleny na tři intervaly, které odpovídají době vzniku před posledním glaciálním maximem (LGM), v průběhu LGM a po ústupu zalednění. Přestože je korelace založena na omezeném počtu měření, umožňuje přesnější interpretaci R-hodnot ve smyslu relativního datování i přibližné chronometrické vymezení vzniku testovaných povrchů. Nelineární vztah mezi R-hodnotou a expozičním stářím omezuje možnosti využití R-hodnot pro datování starých povrchů, neboť se s narůstajícím stářím snižuje rozlišení popisované metody.



Obr. 2. Vztah mezi expoziční dobou (stářím) a odolností (R-hodnotou) povrchu porfyrického granitu.

Výsledky navazující studie Černé a Engla (2011) ukázaly, že naměřené R-hodnoty primárně odrážejí stáří povrchu, které odolnost povrchu ovlivnilo více než typ granitu. Vyvrácen byl negativní dopad broušení povrchu před použitím kladiva na výsledky měření a naopak

potvrzen vliv diskontinuit na měřené R-hodnoty. Z porovnání R-hodnot pro neupravené a broušené povrchy navíc vyplynulo, že úprava povrchu před měřením zvyšuje přesnost naměřených hodnot, zvětšuje efektivní měřicí rozsah SH metody, a umožňuje tak její využití i pro datování silně zvětralých povrchů. Výsledky měření ve vertikálních profilech ukazují pokles R-hodnot do hloubky přibližně 4,5 m pod povrchem (obr. 3). Exponenciální vztah mezi R-hodnotou a hloubkou vymezuje 1 m hlubokou podpovrchovou zónu největších změn odolnosti horniny a teoretickou hloubku nezvětralého podloží přibližně 8 m pod povrchem.



Obr. 3. Vztah mezi R-hodnotou a hloubkou testovaného povrchu pod povrchem výchozu porfyrického granitu

(3) V rámci regionální studie Engla et al. (2010a), zaměřené na interpretaci sedimentární výplně karového dna, byly upřesněny podmínky, za kterých lze stabilní izotopy uhlíku v rašelinné hmotě využívat jako proxy klimatických podmínek v kvartéru. Poměr stabilních izotopů uhlíku  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  v tělech rostlin ( $\delta^{13}\text{C}$ ) je ovlivňován řadou environmentálních faktorů a druhem metabolismu (O'Leary, 1981). Dosavadní výzkumy nicméně prokázaly, že zastoupení izotopů uhlíku některých skupin rostlin je v daném ekosystému primárně určeno teplotou (např. Farquhar et al., 1989). V případě rašelintvorných společenstev izotopové složení silně koreluje s teplotami v průběhu vegetační sezóny, a  $\delta^{13}\text{C}$  tak indikuje změny průměrných teplot následujících vegetačních období (Ménot et Burns, 2001). Skrzypek et al. (2007) ukázali, že nárůst teploty o  $1^\circ\text{C}$  odpovídá poklesu hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  v případě druhu

*Sphagnum* o -1,5‰. Uvedenou závislost lze pro rekonstrukci teplotních změn použít za předpokladu, že primární zastoupení izotopů uhlíku v tělech rašelintvorných druhů není ovlivněno při ukládání organické hmoty v rašelině (Skrzypek et al., 2010). Engel et al. (2010a) použili pro ověření zachování původního izotopového složení rašelinné hmoty analýzu stabilních izotopů uhlíku a dusíku. Tyto prvky pocházejí z různých prostředí, rostlinami jsou asimilovány odlišným způsobem, a mezi zastoupením jejich izotopů proto neexistuje žádný přímý vztah. Nedostatek statisticky významné korelace mezi hodnotami  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{15}\text{N}$  proto nepřímo potvrzuje dobré zachování relativních rozdílů v primárním izotopovém složení rostlin v rašelině hmotě.

## **2.2. Paleogeografické studie horského zalednění v kvartéru**

Paleogeografický výzkum byl zaměřen na oblast střední Evropy, která představuje jednu z nejvýznamnějších oblastí stratigrafického a paleoklimatického výzkumu souší (Thackray et al., 2008). Hlavním předmětem výzkumu byla chronologie zalednění horských oblastí Českého masivu v kvartéru, které se v období glaciálů nacházely v rozsáhlé periglaciální zóně mezi jižním okrajem Skandinávského ledovcového štítu a zaledněným územím Alp. Spolu s ostatními středohorskými oblastmi hercynského pásma střední Evropy uchovávají jedinečný záznam lokálních horských zalednění a poskytují důležité informace o atmosférické cirkulaci v této části Evropy v průběhu kvartéru (Florineth et Schluchter, 2000). Takové informace jsou nezbytné pro rekonstrukci přírodních podmínek horských oblastí (Heyman et al., 2013), pro objasnění vývoje ledovců, jejich odezvy na klimatické změny a vliv na průběh břehové linie světového oceánu (Palacios et García-Ruiz, 2015). Dochované stopy zalednění známého stáří také představují jeden z mála opěrných bodů pro chronologické a paleogeografické výzkumy převážně erozních horských oblastí (Hughes et al., 2005). Poznatky o zalednění Českého masivu dostupné před zahájením výzkumu zahrnutého do publikovaných oddílů habilitační práce shrnují Nývlt et al. (2011), stav poznání této problematiky v ostatních horských oblastech střední Evropy představují dílčí kapitoly monografie Ehlerse et al. (2011).

Nástup posledního zalednění v Krkonoších byl vymezen na základě geochronologické, sedimentární a paleoenvironmentální analýzy vrtného jádra z karového uzávěru Labského dolu (Engel et al., 2010a). Sedimentární záznam odráží změny přírodního prostředí v průběhu posledních 30 ka a poskytuje proxy data pro rekonstrukci vývoje klimatických podmínek, sedimentačního prostředí a vegetace v pozdním glaciálu a holocénu. Posloupnost sedimentárních jednotek v dolní části profilu naznačuje, že před  $27,7 \pm 1,5$  ka nebyl kar

vyplněn ledovcem a v oblasti Krkonoš převládaly chladné podmínky a značně variabilní atmosférické srážky, které se stabilizovaly přibližně před 18 ka. Převážně chladné podnebí přetrvávalo i po většinu pozdního glaciálu včetně závěrečného období mezi 12,9 a 11,7 ka, které se shoduje s globálně dokumentovaným ochlazením v období mladšího dryasu. Na počátku holocénu došlo k výraznému oteplení a relativně teplé podmínky převládaly až do současnosti. Chladnější výkyvy byly zaznamenány v období 9,8–9,3 ka, 7,7–7,5 ka a 4,0–3,3 ka. Relativně proměnlivé klimatické podmínky rané fáze holocénu se ustálily před 5,1 ka, následovalo suché a poměrně teplé období, které přibližně před 2,5 ka vystřídal chladnější a vlhčí úsek. Přelom subboreálu a subatlantiku před 2,5 ka byl poznamenán výrazným krátkodobým oteplením (Engel et al., 2010b).

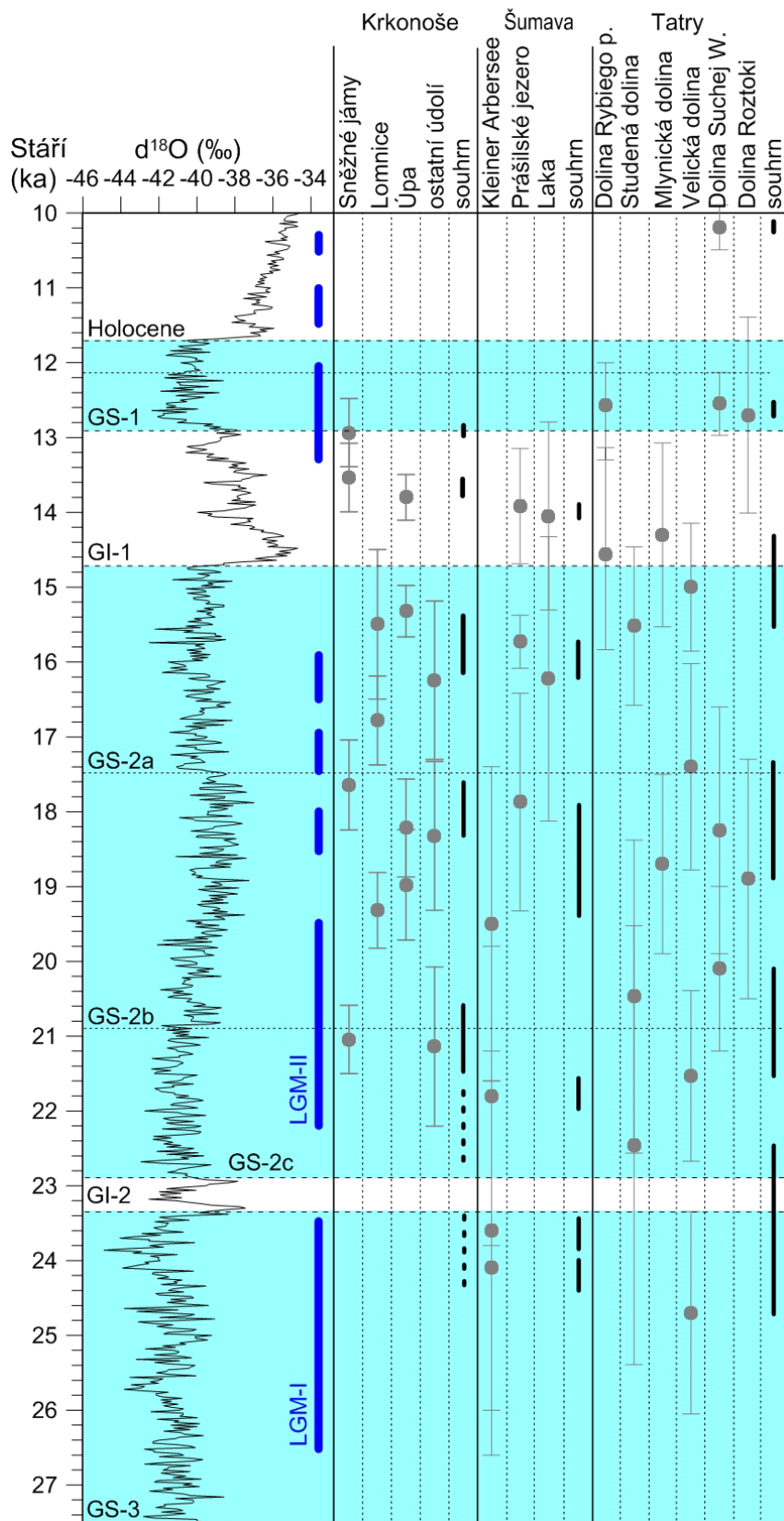
Rozsah a chronologie posledního zalednění v Krkonoších byla hodnocena na základě geomorfologického mapování a expozičního datování morén a ledovcem modelovaných výchozů skalního podloží (Engel et al., 2014). Zjištěné poznatky svědčí o největším územním rozsahu krkonošských ledovců v průběhu globálně definovaného období LGM (*sensu* Clark et al., 2009). Tato interpretace je v souladu s vývojem zalednění ve Vogézách, Juře a v Alpách, kde mělo zalednění v tomto období rovněž větší rozsah než v předchozích fázích posledního (viselského) glaciálu. Ledovce se v Krkonoších začaly tvořit přibližně před 28 ka (Engel et al., 2010b), časové vymezení prvotních postupů ledovcových splazů zůstává z důvodu nepřesných výsledků numerického datování nejasné. Naměřené R-hodnoty balvanů koncových morén v oblasti Sněžných jam (obr. 4), údolí Lomnice a Úpy nasvědčují, že nejstarší dochované morény byly uloženy v průběhu LGM. Tuto interpretaci potvrzuje i expoziční stáří morén, které po zohlednění vlivu změn vegetačního pokryvu a sněhové pokrývky spadá do intervalu 24–21 ka. Mladší morény vznikly přibližně před 19, 18, 16, 14 a 13 ka, tedy v časových úsecích, které se alespoň zčásti kryjí s alpskými stadiály (obr. 5). Expoziční stáří  $13,8 \pm 0,4$  ka tzv. pasívních morén v nejvyšší části karového uzávěru v údolí Úpy naznačuje, že ledovce existovaly v tomto období již pouze v severně orientovaných krkonošských karech. K poslednímu postupu ledovců došlo v těchto karech v období mladšího dryasu.

Geomorfologické mapování a expoziční datování bylo použito také pro prostorové a časové vymezení dochovaných stop zalednění na české straně Šumavy (Mentlík et al., 2013). Datovány byly balvany na povrchu morén v okolí Prášilského jezera a jezera Laka, které jsou součástí morfologicky nejvýraznějšího glaciálního reliéfu Šumavy. Výsledky datování ukazují, že dochované akumulární tvary ledovcového reliéfu pocházejí ze závěrečného

období posledního glaciálu. Nejstarší morény byly uloženy nejpozději před  $17,9 \pm 1,5$  ka a v rámci odchylek chronologických dat odpovídají období vzniku morén, které hradí Malé Javorské jezero v bavorské části hor. K dalšímu postupu ledovců došlo přibližně před  $15,7 \pm 0,6$  ka a  $13,7 \pm 1,3$  ka, tedy v průběhu pozdního glaciálu. Tato období se shodují s obdobím vzniku pozdně-glaciálních morén v Krkonoších (obr. 5) a přibližně také se stadiály Clavadel / Senders (~16 ka) a Egesen (13,5–12 ka) v Alpách (Ivy-Ochs, 2015). Nejmladší z uvedených období je patrně posledním, kdy na Šumavě došlo k postupu ledovcových splazů a ukládání morén. Ve studovaném území se nepodařilo získat chronologická data pro postup ledovců v období LGM, který na území Šumavy reprezentují nejstarší morény v údolí Malého Javorského jezera uložené před  $24,1 \pm 2,5$  ka až  $23,6 \pm 2,4$  ka.



Obr. 4. Erozní tvary ledovcového reliéfu poskytují informace o vlastnostech a dynamice bývalých ledovců, které se využívají při rekonstrukci vývoje zalednění horských oblastí. Sněžné jámy, morfologicky nejvýraznější kary Krkonoš, svědčí o nejvýhodnějších podmínkách pro vznik ledovců v severně orientovaných svazích, na závětrné straně zarovnaného povrchu krkonošských hřbetů.



Obr. 5. Chronologie zalednění Krkonoš, Šumavy a Vysokých Tater. Křivka izotopů kyslíku z ledovcového vrtu GRIP podle Rasmussena et al. (2014), období postupu alpských ledovců (modré linie) podle Ivy-Ochs et al. (2008) a Ivy-Ochs, (2015).

Vývoj zalednění byl rovněž datován ve Velké a Malé Studené dolině, které představují jednu z nejvýznamnějších oblastí kvartérního zalednění Vysokých Tater (Engel et al., 2015). Expoziční stáří balvanů na povrchu morén a ledovcem přemodelovaných výchozů skalního podloží svědčí o vzniku datovaných povrchů v průběhu posledního glaciálu. Nejstarší morfologicky výrazné morény v předpolí Velké Studené doliny byly uloženy nejpozději před  $22,0 \pm 0,8$  ka, tedy v průběhu globálního období LGM. Období maximálního zalednění Tater se časově shoduje s nejzazším postupem ledovců v oblasti Krkonoš, Šumavy i Alp (obr. 5), ale neodpovídá časovému vymezení maximálního zalednění v jižních Karpatech (Gheorghiu et al., 2011) a horských oblastech Středomoří (Hughes et Woodward, 2008), kde čela ledovců sestoupila do nejnižších poloh v dřívějších fázích viselského glaciálu. Ústup ledovců po skončení LGM byl na jižním svahu Tater opakovaně přerušen dočasnými postupy ledovcových splazů, které uložily morény při ústí Velké Studené doliny ( $\sim 20,5$  ka) a ve střední části Malé Studené doliny (15,5 ka). Období vzniku těchto morén se shoduje s publikovanými údaji o postupech ledovců v dalších údolích Vysokých Tater (Makos et al., 2014) a přibližně odpovídá době uložení postupových morén v Krkonoších, Alpách a na Šumavě. Expoziční stáří datovaných výchozů se pohybuje v rozmezí  $20,5 \pm 1,7$  ka a  $10,7 \pm 0,3$  ka a poskytuje informaci o chronologii ústupu jednoho z největších ledovců Vysokých Tater v pozdním glaciálu (obr. 6). V kombinaci s publikovanými expozičními daty ukazuje navíc zjištěné stáří výchozů řádově rychlejší úbytek mocnosti ledovců v závěru mladšího dryasu než na sklonku LGM.

Kromě tvarů ledovcového reliéfu byly ve Velké a Malé Studené dolině datovány ještě čtyři akumulace (Engel et al., 2015), které vznikly působením svahových procesů. Stáří těchto akumulací naznačuje, že k aktivaci svahových deformací došlo v rozmezí několika staletí až 1400 let po ústupu ledovců. Jedná se o první chronologicky doložené tvary reliéfu Karpat vzniklé v paraglaciálních podmínkách a jeden z mála datovaných projevů paraglaciálního vývoje svahů ve světě (Ballantyne et al., 2014; Pánek et al., 2016).





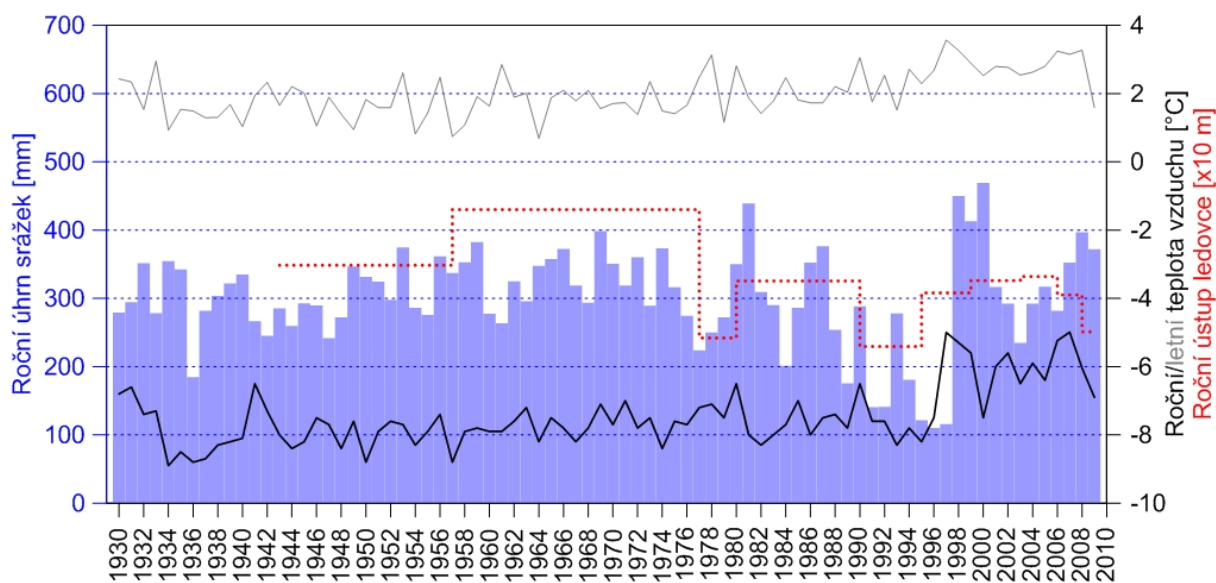
Obr. 6. Datování glaciálních tvarů reliéfu umožňuje vymezovat období vzniku morén a hodnotit průběh ústupu ledovců. Expoziční stáří výchozů na Svišťovém hřbetu dokumentuje snižování povrchu bývalého ledovce v závěru Velké Studené doliny ve Vysokých Tatrách.

### 2.3. Recentní změny ledovců a glaciálního reliéfu vybraných oblastí

V návaznosti na současné, globálně dokumentované změny klimatických podmínek dochází ve většině horských oblastí na Zemi k rozsáhlým změnám kryosféry (Solomina et al., 2015). Na klimatické změny citlivě reaguje bilance hmoty ledovců, jejíž sezónní a meziroční kolísání ovlivňuje dynamické charakteristiky ledovcových splazů včetně jejich působení na reliéf (Winkler et al., 2010). Jako zájmové území pro studium vztahů mezi ledovci a přírodním prostředím byly zvoleny oblasti Centrálního Ťan-Šanu, Středních And a ostrova Jamese Rosse na východní straně Antarktického poloostrova, kde dochází od poloviny 20. století k výrazným klimatickým změnám, ústupu ledovců a doprovodným geomorfologickým procesům. Tyto změny jsou zatím pouze v omezené míře dokumentovány terénním výzkumem a většina poznatků o vývoji zdejšího přírodního prostředí vychází z dat dálkového průzkumu Země.

Většina ledovců Ťan-Šanu v průběhu 20. století ustupovala, přičemž rychlost ústupu se zvyšovala. Tento trend je zvláště patrný v severním pásmu hor, které tvoří předěl mezi zónou mírných klimatických podmínek jižní Sibíře a oblastí kontinentálního podnebí Vysoké Asie. V kontinentálních podmínkách centrálního pásma je úbytek zalednění pomalejší, avšak právě

v této oblasti je soustředěna rozhodující část ledovců Ťan-Šanu. K nejvýznamnějším centřům zalednění patří masiv Akšijrak, kde ledovce zaujímají 350 km<sup>2</sup> (Petakov et al., 2016). V části habilitační práce, která je zaměřena na recentní změny glaciálního prostředí, byl studován vývoj největšího místního ledovce (ledovec Petrova) a jeho proglaciální zóny (Engel et al., 2012b). Poloha ledovcového čela se v průběhu 20. století měnila poměrně pomalu až do roku 1977 (obr. 7), kdy začalo období rychlého ústupu ledovce, podobně jako v dalších částech Ťan-Šanu. Pozorované změny délky ledovce Petrova korelují s průměrnými teplotami ablační sezóny v období 1930-1997, pro následující období však nebyl statisticky významný vztah potvrzen. K největším úbytkům ledovce docházelo v letech 1990-1995, kdy průměrná roční hodnota ústupu dosáhla  $54,1 \pm 8,2$  m. Od roku 1995 se severní část splazu zkracuje až třikrát rychleji než jižní, která v tomto roce ustoupila z proglaciálního jezera a od té doby se pohybuje výhradně po horninovém podloží. Pohyb severního splazu usnadňuje jezerní prostředí, kde navíc dochází k podstatným ztrátám hmoty ledovce telením. Průměrné roční úbytky hmoty v důsledku telení byly v období 2003-2009 srovnatelné s hodnotami, které jsou uváděny pro telící se ledovce v Alpách a na Aljašce.



Obr. 7. Klimatické charakteristiky pro meteorologickou stanici Ťan-Šan a průměrný roční ústup čela ledovce Petrova.

Bezprostředním důsledkem ústupu ledovce Petrova je obnažování údolního dna, ztráta opory přilehlých svahů morén, posun břehové linie a nárůst objemu proglaciálního jezera (Janský et al., 2009). V odkrytých morénách dochází k tání ledových jader, zvětšování termokrasových depresí, aktivizaci svahových procesů a fragmentaci povrchu. Uvedené procesy v konečném důsledku oslabují morénovou hráz proglaciálního jezera a zvyšují četnost výskytu rizikových

geomorfologických procesů a jevů. Objem jezera narůstal nejrychleji v letech 2003-2006, kdy čelo ledovce ustupovalo nejhlubší částí jezerní pánve. V nadcházejících letech bude ledovcový splaz ustupovat mělčí závěrovou částí jezerní deprese a růst objemu jezera se zpomalí (Engel et al., 2012b).

Recentní vývoj zalednění Středních And odráží změny přírodního prostředí, ke kterým dochází v horských oblastech nízkých zeměpisných šířek. V důsledku změn cirkulace atmosféry a regionálních klimatických podmínek jsou zdejší ledovce a horský permafrost nejrychleji degradovanou částí kryosféry na Zemi (Vaughan et al., 2013). V zájmovém území horské oblasti Cordillera Chila, která je součástí západního pásma Středních And, byl dokumentován rychlý úbytek ledovců ve druhé polovině 20. století a následný rozpad místního zalednění (Janský et al., 2011). V období 1955-2000 se rozloha svahových ledovců zmenšila o 60%, což je hodnota srovnatelná s jinými horskými oblastmi Středních And. K zániku ledovců došlo ve studovaném území na počátku 20. století, kdy byl dokumentován rychlý úbytek zalednění a zánik malých horských ledovců v řadě velehorských oblastí tropů a subtropů (Vaughan et al., 2013). Po roce 2007 již ve studovaném území přetrvávala pouze celoroční sněhové pole, vázaná na nejvyšší části horských hřbetů. Dolní hranici výskytu (5400 m n.m.) sněžníků vymezuje největší sněhové pole (0,3 km<sup>2</sup>) v severním úbočí vrcholu Nevado Mismi.

Paraglaciální fázi vývoje reliéfu po ústupu recentních ledovců dokládá studie z horské oblasti Cordillera Huayhuash, zaměřená na podmínky vzniku rychlých svahových procesů (Engel et al., 2011b). Bezprostřední příčinou vzniku mur a mělkých sesuvů jsou zde nejčastěji atmosférické srážky, konkrétní místo postižení svahu však závisí na řadě dalších faktorů (geologické a geomorfologické podmínky, charakter půdního a vegetačního pokryvu). Geomorfologické projevy svahových deformací ukazují, že po odlednění údolí docházelo ke vzniku svahových procesů nejčastěji v dolní části svahu trogu, překrytého ledovcovými sedimenty. Četnost deformací a míra přemodelování jejich povrchu svědčí o velké intenzitě rychlých svahových procesů v krátkém období po ústupu ledovce. Rozhodující úlohu při vzniku deformací mají podle záznamů z místních klimatických stanic dešťové srážky. Porovnání příčinných srážek mur, ke kterým došlo v roce 2009, s dlouhodobými řadami staničních dat potvrzuje platnost globálně stanovených prahových hodnot úhrnu a intenzity srážek pro vznik mělkých svahových deformací (např. Guzzetti et al., 2008) v této části And. Studované svahové deformace podstatným způsobem ovlivnily reliéf a hydrologické poměry tohoto území. V důsledku vzniku mur došlo k přemodelování svahu trogu, údolního dna

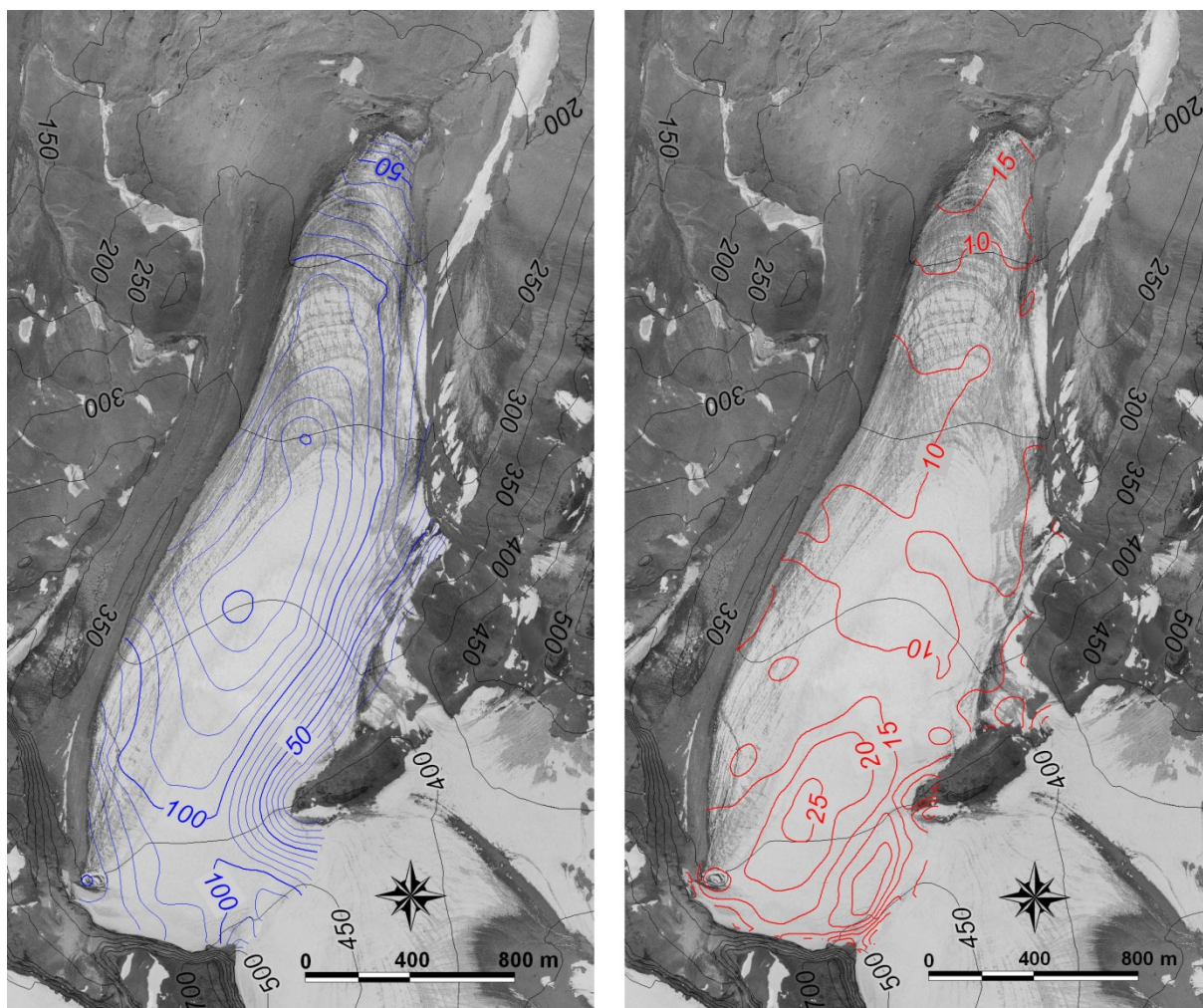
a přilehlé morény (obr. 8). Akumulační část mury přerušila povrchový odtok z horní části údolí, způsobila vzduť hladiny a následný vznik jezera. Průsak vody z jezera vyvolal sekundární sesuvy na vnitřním svahu morény, která hradí proglaciální jezero Cangrajanca.



Obr. 8. Předpolí horských ledovců představuje hlavní oblast působení geomorfologických procesů po ústupu ledovce. Rozhodující podíl na přetváření reliéfu v paraglaciálním období mají svahové procesy, jejichž morfologické projevy dokumentuje snímek z horské oblasti Cordillera Huayhuash. Materiál z odlučné zóny (A) vytvořil při úpatí údolního svahu plochý kužel (B) s čelem (C) na vnějším svahu morény. Dolní část kužele přechází v plochou akumulaci (D) mezi morénou a úpatím svahu trogu, nad kuželem se zadržuje voda (E) z horní části údolí. Podpovrchový odtok vyvolal sekundární sesuv vnitřního svahu morény (F). Pro představu o rozměrech reliéfu je ve středu kužele vyznačena lidská postava.

Oblast Antarktického poloostrova patří k místům na Zemi s největším nárůstem teplot, protože průměrná roční teplota vzduchu se zde od poloviny 20. století zvyšuje v průměru o 0,04 až 0,05°C za rok (Turner et al., 2014). V závěru 20. století se začaly rozpadat místní šelfové ledovce a v severní části Antarktického poloostrova byly zaznamenány zvýšené úbytky hmoty údolních ledovců. Znalost objemových změn ledovců je nezbytná pro pochopení odezvy ledovců na klimatické změny, pro vyčíslení podílu ledovců Antarktického poloostrova na vzestup hladiny světového oceánu a pro modelování budoucího vývoje

zalednění této oblasti. Hlavní překážku rozvoje poznání v uvedených směrech představuje nedostatek terénních dat, které by umožnily verifikovat a kalibrovat výsledky distančních metod a glaciologicko-klimatických modelů. Ve studii Engla et al. (2012a) byly podrobně studovány plošné a objemové změny malých ledovců, které jsou vzhledem k rychlé odezvě hmotové bilance na změny klimatických podmínek citlivějším indikátorem než ledovce velké. Výzkum přinesl množství informací o subglaciálním reliéfu a mocnosti ledovců (obr. 9), která je známá pouze pro několik ledovců v okolí Antarktického poloostrova. Průměrné roční úbytky rozlohy, mocnosti a objemu studovaných ledovců v letech 1979-2006 jsou při porovnání s publikovanými údaji větší a zjištěné hodnoty navíc ukazují, že se ústup ledovců v uvedeném období zrychlil. Při zachování současného trendu by ledovce zcela roztály v průběhu příštích dvou až tří století, avšak v letech 2009-2014 převažovala pozitivní bilance ledovcové hmoty (Láska et al., 2015).



Obr. 9. Prostorové informace o ledovcích umožňují hodnotit změny bilance ledovcové hmoty a modelovat budoucí vývoj zalednění. Mocnost ledovce Whisky (vlevo) a snížení jeho povrchu v období 1979-2006 (vpravo) vyjádřené v metrech.

Zalednění je spolu s klimatickými podmínkami určujícím faktorem rozšíření permafrostu polárních oblastí. V chladném prostředí přispívá ústup ledovců k lokální agradaci permafrostu, naopak v zóně teplotně nestabilního permafrostu může modifikace vlivu teplotních podmínek vést k jeho rychlé degradaci (de Pablo et al., 2016). Teploty horninového prostředí měřené na kontrolních lokalitách ostrova Jamese Rosse od roku 2005 nasvědčují stabilnímu teplotnímu režimu zdejšího permafrostu i jeho činné vrstvy (Hrbáček et al., 2016). Degradaci permafrostu neindikují ani probíhající geomorfologické procesy či morfologie studovaných lokalit (Engel et al., 2010c), a hlavním faktorem sezónních a meziročních změn teplotního režimu a mocnosti činné vrstvy tak zůstávají proměnlivé teploty vzduchu (Hrbáček et al., 2016).

Zjištěné změny přírodního prostředí v oblasti Centrálního Ťan-Šanu (Janský et al., 2009; Engel et al., 2012b), Středních And (Janský et al., 2011; Engel et al., 2011) a ostrova Jamese Rosse (Engel et al., 2012a; Láska et al., 2012; Hrbáček et al., 2016) odrážejí vývoj regionálních klimatických podmínek od poloviny 20. století. Klimatická data z vysokohorských stanic Ťan-Šanu ukazují zvýšení průměrné roční teploty vzduchu od konce 50. let až o 1,5°C, přičemž hodnoty průměrného ročního nárůstu od roku 1990 jsou v porovnání s předchozím obdobím dvojnásobné (Wang et al., 2014). Pozorován byl také statisticky významný nárůst letních teplot vzduchu (0,02-0,03°C/rok), které jsou hlavním faktorem vývoje místních ledovců (Engel et al., 2012b; Li et al., 2013). Trend vývoje atmosférických srážek je regionálně značně variabilní, k nárůstu srážkových úhrnů došlo v severních a východních pásmech, v Centrálním Ťan-Šanu však převažoval pokles (Sorg et al., 2012). Oblast Středních And se v průběhu posledních 50 let oteplovala pomaleji než Ťan-Šan, průměrný roční nárůst teploty vzduchu se pohyboval kolem 0,01°C (Lavado et al., 2013). V období 1965-2007 nebyl zjištěn žádný trend ve vývoji srážek, avšak roční i sezónní úhrny vykazovaly značnou meziroční variabilitu podmíněnou změnami povrchové teploty v tropické části Atlantského oceánu. Srážky jsou určujícím faktorem vývoje glaciálního prostředí v jižní části Středních And, vliv teplot převažuje ve vlhčí zóně na severu (Fernández et Mark, 2016). K největšímu oteplení ve studovaných oblastech došlo v pobřežní zóně Antarktického poloostrova, kde se průměrná roční teplota vzduchu od poloviny 20. století zvyšovala o 0,04 až 0,05°C za rok (Turner et al., 2014). V důsledku oteplování této části Antarktidy se zvýšily i atmosférické srážky, včetně kapalných v letním období (Marshall, 2009), které přispívají k tání sněhu a ledu, a zesilují tak ablační účinek vyšší teploty (Láska et al., 2012).

Vývoj klimatických podmínek ve studovaných oblastech se nejvíce projevil změnami zalednění (Janský et al., 2011; Engel et al., 2012ab). Ledovce Ťan-Šanu od 50. let minulého století převážně ustupovaly, což se projevilo zmenšením jejich rozlohy o 25-35% (Bolch, 2007; Kutuzov et Shahgedanova, 2009). Větší úbytky zalednění byly zaznamenány ve vlhčích severních pásmech pohoří, kde jsou ledovce díky velkému gradientu hmotové bilance mimořádně citlivé na klimatické změny (Narama et al., 2010). V průběhu 80. let se ústup ledovců v okrajové severní části hor výrazně urychlil (Niederer et al., 2008), na přelomu století se stejný trend projevila v Centrálním a Východním Ťan-Šanu (Engel et al., 2012b; Petrakov et al., 2016). Převládající ústup ledovců ve 2. polovině 20. století dokumentuje řada regionálních studií pro oblast Středních And, které ukazují regionální úbytek zaledněné plochy v rozmezí 30-60% (Janský et al., 2011; Salzmann et al., 2013). Úbytek byl až do 70. let pomalý, poté však začal zrychlovat, což dokládají průměrné roční ztráty hmoty ledovců pro období 1964-1975 (-0,2 m vodního ekvivalentu) a 1976-2010 (-0,76 m vodního ekvivalentu; Rabatel et al., 2013). Na ledovcích, které se nacházejí pod hranicí 5400 m n.m., dlouhodobě nedochází k akumulaci hmoty a tyto ledovce v nadcházejících letech nebo desetiletích pravděpodobně zaniknou. Na Antarktickém poloostrově a přilehlých ostrovech ustoupilo od poloviny 20. století 87% ledovců (Cook et al., 2005). V oblasti východního pobřeží Antarktického poloostrova je od 80. let pozorován trend zvýšeného úbytku malých ledovců spočívajících na souši (Skvarca et De Angelis, 2003; Engel et al., 2012a).

Úbytek ledovců Ťan-Šanu a středních And byl od 70. let 20. století doprovázen nárůstem rozlohy supraglaciálních a proglaciálních jezer (Janský et al., 2010; Engel et al., 2012b). Rozloha proglaciálních jezer v okrajových částech Ťan-Šanu je v současné době srovnatelná se stavem v 60. letech, kdy se jezera stala zdrojem řady katastrofických záplav (Narama et al., 2010). V pohoří Cordillera Blanca vzrostl počet ledovcových jezer na téměř dvojnásobek počtu, který byl zaznamenán v roce 1953, a četné záplavy z těchto jezer se zařadily k těm nejničivějším v historii (Carey, 2005). Na základě vývoje klimatických a hydrologických podmínek obou oblastí se předpokládá, že četnost a rozsah záplav v příštích letech vzroste (Reynolds et al., 1998; Janský et al., 2010; Narama et al., 2010). Nárůst teplot ve druhé polovině 20. století se odrazil také ve změnách permafrostu a jeho činné vrstvy v pohoří Ťan-Šan (Marchenko et al., 2007; Janský et al., 2009, 2010). Rozloha permafrostu se zmenšila o 18% a dolní hranice jeho územního rozšíření se posunula do vyšších poloh o 150-200 m (Marchenko et al., 2007). Od začátku 70. let se teplota permafrostu zvýšila o 0,2-0,6°C, mocnost činné vrstvy vzrostla o 2 m (Marchenko, 2003) a zvětšil se územní rozsah jevů

vyvolaných degradací permafrostu (Janský et al., 2009). Ve Středních Andách je permafrost rozšířen sporadicky a jeho vývoj nebyl dosud studován. V oblasti Antarktického poloostrova byly pozorované změny značně variabilní v prostoru i čase (Bockheim et al., 2013). V severní části poloostrova se degradace permafrostu a nárůst mocnosti činné vrstvy projevuje od počátku 90. let (Izaguirre et al., 2012), trend změn na ostrově Jamese Rosse zatím zastírají meziroční změny teplot a mocnosti činné vrstvy, neboť doba pozorování je zde krátká (Engel et al., 2010c; Hrbáček et al., 2016).



### 3. Přínos poznatků pro výzkum změn přírodního prostředí

Zjištěné glaciálně-geomorfologické poznatky o zalednění horských oblastí Českého masivu a Západních Karpat doplnily a částečně pozměnily dosavadní představy o **vývoji reliéfu hornatin** Střední Evropy ve svrchním kvartéru. Potvrdil se koncept malého územního rozsahu místních zalednění v závěrečné fázi posledního glaciálu, kdy ledovce vznikaly pouze v morfologicky příhodných svahových depresích a údolních uzávěrech (Mentlík et al., 2013; Engel et al., 2014). Relikty zarovnaných povrchů ve vyšších částech hornatin zůstaly v tomto období bez ledovců, stejně jako části trogů a horských údolí v předpolí čelních morén posledního zalednění. Dochované stopy reliéfu a chronologická proxy navíc ukázaly, že k zalednění vrcholových plošin, nízko ležících svahových depresí a dolních částí údolí došlo pravděpodobně v některém z předchozích glaciálních cyklů (Engel, 2007b). Tyto poznatky odpovídají závěrům výzkumů dalších hercynských hornatin střední Evropy (Flageollet, 2002; Preusser et al., 2011). Z předloženého souhrnu paleogeografických prací rovněž vyplývá, že zájmové oblasti byly zaledněny pouze v omezeném časovém úseku posledního glaciálu, a geomorfologické působení ledovců tak muselo být v rámci kratších časových úseků intenzivnější, než se předpokládalo (Engel et al., 2010b, 2015). Toto zjištění je v souladu s výsledky nedávných geomorfologických studií, které odhalily velkou proměnlivost erozního působení horských ledovců v průběhu glaciálního cyklu (Delmas et al., 2009; Herman et al., 2015).

Získaná chronologická data umožnila sestavit časový rámeček vývoje zalednění ve studovaných oblastech (Mentlík et al., 2013; Engel et al., 2014, 2015) a porovnat navržené chronologie s existujícími koncepty zalednění v Evropě (Ehlers et al., 2011). Zalednění se podařilo porovnat pouze částečně, a to z důvodu neúplných sedimentárních a geomorfologických záznamů zalednění ve studovaných oblastech, metodických omezení chronometrických metod a nepřesností chronologických dat ze zájmového území (Engel et al., 2014) i z diskutovaných horských oblastí (Ivy-Ochs, 2015). Datování svahových akumulací a vyhodnocení jejich časové a prostorové návaznosti na ústup ledovců umožnilo vymezit paraglaciální fázi vývoje reliéfu ve Vysokých Tatrách (Engel et al., 2015). Doba odezvy svahů na odlednění, vyčíslená v místních podmínkách na staletí až první tisíciletí, je v souladu s dostupnými daty z ostatních horských oblastí (Ballantyne et al., 2014).

Dosažené výsledky paleogeografických studií jsou podnětné pro studium **změn přírodních podmínek** horských oblastí Střední Evropy v kvartéru, neboť reliéf patří k základním

složkám krajiny a jeho charakter ovlivňuje ostatní složky přírodního prostředí. Glaciální reliéf studovaných oblastí poskytl informace o vývoji rovnovážné linie ledovců a o jejich plošných a objemových změnách (Mentlík et al., 2013; Engel et al., 2015), které patří k hlavním proxy datům paleoklimatických podmínek v oblastech horského zalednění (Coleman et al., 2009). Teploty vzduchu v období posledního glaciálního maxima byly v horských oblastech střední Evropy podle těchto proxy dat o 8-15°C nižší než v současnosti a rozdíl modelovaných a současných teplot narůstá směrem k západu (Heyman et al., 2013). Tyto podmínky se shodují s výstupy pylových analýz i dalších paleoklimatických rekonstrukcí pro střední Evropu (Strandberg et al., 2011). Relativně obsáhlý soubor chronologických dat získaný v zájmovém území pro ledovcové akumulace umožnil stanovit proxy ukazatele nejenom pro období posledního glaciálního maxima, ale také pro období dočasných postupů ledovců v průběhu pozdního glaciálu (Mentlík et al., 2013; Engel et al., 2014, 2015).

Datování glaciálně modelovaných výchozů skalního podloží ve Vysokých Tatrách poskytlo informace o průběhu deglaciace a rychlosti ústupu ledovců, které svědčí o největším úbytku hmoty ledovců v závěru pozdního glaciálu (Engel et al., 2015). Rychlost úbytku ledovců v tomto období je srovnatelná s rychlým vývojem alpských ledovců po skončení malé doby ledové (Huss et al., 2010). Řadu nových poznatků o vývoji paleoklimatických podmínek, sedimentačního prostředí a vegetace od počátku posledního zalednění poskytl sedimentární profil v centrální část Krkonoš, který představuje jeden z nejdelších sedimentárních záznamů hercynské střední Evropy (Engel et al., 2010ab). Variabilní přírodní podmínky v období 30 až 9 ka a klimaticky stabilnější mladší část holocénu (Engel et al., 2010b) potvrzují hlavní trendy ve vývoji klimatických podmínek a přírodního prostředí střední Evropy (Heiri et al., 2014).

Předložené **paleogeografické studie** (Engel et al., 2010b, 2014, 2015; Mentlík et al., 2013; Pánek et al., 2016) odrážejí současné trendy glaciálně-geomorfologického výzkumu, zejména důraz na detailní poznání prostorových vztahů mezi jednotlivými tvary reliéfu modelovaného ledovci, přesné časové zařazení těchto tvarů a jejich paleoklimatickou interpretaci (Bingham et al., 2010). Studie přinášejí nové poznatky o vývoji reliéfu a zalednění malých horských oblastí střední Evropy, které jsou podstatně méně prozkoumané než tradiční oblasti glaciálně-geomorfologického výzkumu, přesto mohou poskytnout důležité vstupní informace pro rekonstrukce přírodních podmínek v rozsáhlé části Evropy (Heyman et al., 2013). Pochopení vývoje lokálních horských zalednění v průběhu posledního glaciálu, odezvy místních ledovců na změny paleoklimatických podmínek a dopadů jejich působení na okolní přírodní prostředí,

je klíčem k objasnění reakcí ledovců na současné a pravděpodobně i budoucí změny klimatu (Winkler et al., 2010). Malé horské ledovce, které se ve studovaném území nacházely, jsou citlivým indikátorem klimatických podmínek, a nezbytným předpokladem rozvoje poznání této problematiky. Poznání vazeb mezi regionálními paleoklimatickými podmínkami a bilancí ledovcové hmoty umožní spolu se zjištěnými paleogeografickými poznatky definovat mezní podmínky, ve kterých se pohybuje přírodní prostředí studovaných oblastí v průběhu glaciálního cyklu (Strandberg et al., 2011). Takto vymezené podmínky jsou důležité pro upřesnění nástrojů numerického modelování a pro verifikaci modelovaných změn přírodního prostředí.

Výzkum recentních změn ledovců (Janský et al., 2011; Engel et al., 2012ab; Láska et al., 2015) přispěl k **doplnění** existujících **glaciologických dat** v oblastech, pro které bylo dosud k dispozici omezené množství poznatků. Znalost územního rozsahu ledovců je nezbytná pro odvození jejich objemu, hodnocení změn bilance ledovcové hmoty a modelování budoucího vývoje zalednění. *In-situ* měřené mocnosti ledovců (Engel et al., 2012ab) se používají k vyčíslení regionálních parametrů nezbytných pro odvození objemových dat (Bahr et al., 2015), v kombinaci s údaji o podloží ledovců umožňují postihnout termální režim ledovců a dynamické procesy na jejich bázi (Rippin et al., 2011). Prostorové modely ledovců konstruované na základě terénních dat (Engel et al., 2012a) slouží k verifikaci výstupů získaných z dat dálkového průzkumu Země a numerického modelování (Radić et al., 2008). Existující databáze ledovců jsou však zatím neúplné a neposkytují dostatečně přesné informace pro glaciologické modelování. Světový inventář ledovců obsahuje navzdory nedávným aktualizacím glaciologická data pouze pro polovinu zaledněného území mimo ledovcové štíty Antarktidy a Grónska (Cogley, 2009), databáze Randolph Glacier Inventory má kompletní pouze vektorové obrysy ledovců, jejichž přesnost je navíc značně proměnlivá a nedostatečná pro hodnocení plošných změn zalednění v malém prostorovém měřítku (Pfeffer et al., 2014). V příštích letech bude inventarizační úsilí zaměřeno na zpřesnění vektorových dat, doplnění chybějících atributů, vyhodnocení přesnosti stávajících dat a jejich verifikaci prostřednictvím primárních (terénních) dat, aby všechny části databáze splňovaly požadované podmínky a inventáře mohly být využívány k plánovaným účelům.

Znalost hlavních glaciologických charakteristik ledovců a jejich změn v čase je podkladem pro objasnění **trendů ve vývoji zalednění** v minulosti, které mohou být následně použity pro zjištění pravděpodobného stavu ledovců v příštích desetiletích a stoletích. V závislosti na kvalitě dostupných dat a přesnosti analytických metod mohou být trendy rekonstruovány

hluboko do minulosti, pro účely predikce budoucího vývoje zalednění jsou však důležité především podrobné poznatky o vývoji ledovců v průběhu posledních dekád (Radić et al., 2008). Analýza historických záznamů, leteckých a družicových snímků umožnila objasnit vývoj místního zalednění od poloviny 20. století ve studovaných horských oblastech (Janský et al., 2011; Engel et al., 2012b) a od konce 70. let 20. století na ostrově Jamese Rosse (Engel et al., 2012a). Vývoj zalednění ve studovaných oblastech potvrzuje globální trend převažujícího ústupu ledovců, který vzhledem k předpokládaným změnám klimatických podmínek na Zemi v průběhu 21. století (Vaughan et al., 2013) pravděpodobně přetrvá i v nejbližších letech. Protože souvislost mezi klimatickými změnami a vývojem ledovců není dosud plně objasněná, umožní glaciologické poznatky z různých částí kontinentů nejen rekonstrukce a predikce regionálního vývoje zalednění, ale mohou také přispět k obecnému poznání vlivu klimatických změn na ledovce.

Příčiny a průběh recentního ústupu horských ledovců i procesy, které jej ovlivňují, jsou studovány ve větší míře než jeho **důsledky**. Úbytek ledovců přitom ovlivňuje všechny složky přírodní sféry a má řadu negativních dopadů na lidskou společnost. Jedním z nejzávažnějších dopadů tání ledovců je příspěvek k nárůstu hladiny světového oceánu, který může v případě zachování nebo zrychlení stávajícího trendu zaplavit hustě zalidněné pobřežní oblasti kontinentů. Nejvíce pozornosti je v tomto směru věnováno ledovcům západní Antarktidy spočívajícím na mořském dně, které se při ztrátě kontaktu s horninovým podložím stávají nestabilní a rychle se rozpadají. Přestože možnost kolapsu těchto ledovců představuje jeden z hlavních faktorů očekávaných změn hladiny oceánu v 21. století, jejich podíl na vzestupu hladiny je zatím malý (Holland et Holland, 2015). V rámci kryosféry přispívá k nárůstu hladiny oceánu především Grónský ledovcový štít a horské ledovce, jejichž podíl se navíc v průběhu posledních desetiletí výrazně zvýšil (Rietbroek et al., 2016). Očekává se, že horské ledovce zůstanou i v tomto století důležitým faktorem vzestupu hladiny oceánu, jejich budoucí přínos je však obtížné předpovídat (Radić et Hock, 2011). Pokračující úbytek horských ledovců se odrazí v regionálních změnách podnebí a hydrologického režimu vodních toků, ovlivní vývoj vegetace, půd a reliéfu (Janský et al., 2010, 2011; Engel et al., 2011, 2012b). Bezprostřední důsledky úbytku ledovců pro lidskou společnost souvisí především s jeho dopadem na vodní zdroje. Rychlejší tání ledovců zvyšuje maximální průtoky a rozkolísanost vodních stavů, v dlouhodobém horizontu však vede ke snižování zásob vody v povodí (Janský et al., 2011). Dostupnost pitné a užitkové vody se tak krátkodobě zvyšuje, v budoucnu však tání ledovců povede k jejímu nedostatku. Konkrétní

ekonomické dopady závisí na způsobu využití tavných vod z ledovců, šíří těchto dopadů však lze odvodit z následků, které měl dosavadní ústup či rozpad zalednění v řadě horských oblastí (Huggel et al., 2008). Nejzávažnější následky mají sesuvy a záplavy vyvolané táním ledu či permafrostu (Kääb et al., 2005).

#### 4. Závěry

1. Metodicky zaměřené práce Engla (2007, 2010a), Černé a Engla (2011) a Křížka et al. (2012) přispěly k definici vstupních parametrů vybraných analytických nástrojů a rozšířily možnosti jejich využití pro prostorovou a chronologickou rekonstrukci vývoje ledovcového reliéfu. Definován byl způsob stanovení vstupních proměnných pro výpočet k-hodnoty, morfometrické charakteristiky glaciálního přehloubení karů, a ověřena byla možnost jejího využití pro klasifikace karů (Křížek et al., 2012). Na základě matematického vyjádření této charakteristiky bylo odvozeno teoretické přehloubení karu, které umožňuje vyjádřit maximální hloubku karového uzávěru, mocnost jeho sedimentární výplně či hloubku jezerní pánve. Poznatky vyplývající z morfometrické analýzy podélných profilů byly využity při studiu geneze svahových depresí různých horských oblastí a jsou perspektivní z hlediska rekonstrukce vývoje glaciálního reliéfu v rozdílných klimatomorfogenetických zónách (Barr et Spagnollo, 2015).

Metoda relativního datování skalních povrchů prostřednictvím povrchové odolnosti hornin byla rozpracována z hlediska podmínek měření R-hodnot, časového rozlišení a teoretického dosahu. Úprava testovaného povrchu broušením umožňuje přesnější měření Schmidtovým kladivem a rozšiřuje možnost využití tohoto nástroje i na staré zvětralé povrchy (Černá et Engel, 2011). Analýza R-hodnot naměřených na lokalitách expozičního datování odhalila nelineární vztah mezi R-hodnotou a expoziční dobou a s ním související pokles rozlišení metody s rostoucím stářím povrchu (Engel, 2007a). Vymezení intervalů R-hodnot na základě testování povrchů známého stáří umožňuje interpretovat výsledky měření ve smyslu chronometrických dat, zjištěný pokles R-hodnot s rostoucí hloubkou pod povrchem výchozů je využitelný pro detekci hloubky nezvětralého horninového prostředí. Rozpracované přístupy měření a interpretace R-hodnot našly uplatnění v řadě regionálních studií a mohou být dále přizpůsobovány konkrétním geologickým, genetickým a chronologickým podmínkám (Heimsath et Korup, 2012).

Byl navržen nový způsob ověření původního izotopového složení rašelinné hmoty, které je nezbytnou podmínkou využití hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  pro rekonstrukci paleoklimatických podmínek. Analýzy stabilních izotopů uhlíku a dusíku ukázaly, že relativní rozdíly v primárním izotopovém složení rostlin v rašelinné hmotě jsou dobře zachovány při nedostatečné korelaci mezi hodnotami  $\delta^{13}\text{C}$  a  $\delta^{15}\text{N}$ , které tak mohou být využity jako nepřímý indikátor původního zastoupení izotopů (Engel et al., 2010a). Navržený způsob testování původního izotopového

složení rašelin se osvědčil v různých typech sedimentů, a může tak být aplikován při paleoklimatických analýzách rozdílných fosilních záznamů (Krüger et al., 2015).

2. Výzkum okrajových oblastí Českého masivu přinesl nové poznatky o rozsahu, vývoji a podmínkách zalednění izolovaných horských oblastí střední Evropy (Engel et al., 2010b, 2014; Mentlík et al., 2013). Geomorfologické a geochronologické práce ve Vysokých Tatrách navíc odhalily největší úbytky mocnosti ledovců v pozdním glaciálu a paraglaciální aktivaci svahových deformací (Engel et al., 2015; Pánek et al., 2016). V průběhu posledního glaciálu dosáhlo zalednění studovaných oblastí maximálního územního rozsahu v období globálního LGM. Tento poznatek je v souladu s vývojem zalednění v Alpách, Juře a ve Vogézách (Ehlers et al., 2011), neodpovídá však vývoji zalednění v Jižních Karpatech a horských oblastech Středomoří, kde měly ledovce větší rozsah v dřívějších fázích posledního glaciálu (Hughes et Woodward, 2008; Gheorghiu et al., 2011). Období dočasných postupů ledovcových splazů v průběhu pozdního glaciálu se přibližně shodují v rámci studovaných oblastí, částečnou paralelizaci s postupy alpských ledovců umožňují poměrně velké odchylky chronologických dat. Vedle nepřesnosti datovacích metod se na rozdílech v chronologii postupu ledovců ve studovaných oblastech podílejí především odlišné klimatické podmínky, které jsou příčinou rozdílného vývoje zalednění v jednotlivých horských oblastech i v jejich dílčích částech (Engel et al., 2014, 2015).

Analytické chyby získaných chronologických dat i jejich výsledné intervaly odhalují nezbytnost dalších datovacích studií pro upřesnění regionálních poznatků a současně ukazují na potřebu zohlednění výsledků experimentálního a metodického výzkumu, které umožňují přesnější výpočet a korekci chronologických dat (např. von Blanckenburg et Willenbring, 2014). Získaná data mohou být zhodnocena v rámci statistických analýz rozsáhlých souborů expozičních dat, zaměřených na poznání dynamiky globálních a regionálních klimatických změn v pozdním glaciálu a holocénu (Balco, 2011).

3. Paleogeografické studie dokládají vývoj zalednění v průběhu posledního glaciálního cyklu. Navzdory proměnlivým klimatickým podmínkám a velké amplitudě klimatických změn v tomto období se ledovce měnily relativně pomalu a jejich geomorfologické působení se v reliéfu projevovalo v dlouhých časových úsecích. Studie zaměřené na recentní vývoj ledovců a okolního reliéfu naopak ukazují značnou rychlost probíhajících změn. Tradiční pojetí glaciálního prostředí, které se pomalu mění působením přírodních procesů, nevystihuje současný vývoj, kdy se stále více uplatňují procesy ovlivněné činností člověka. Regionální

práce dokumentují rychlý úbytek ledovcových splazů v centrální Asii (Engel et al., 2012b), postupující rozpad horského zalednění ve Středních Andách (Janský et al., 2011) a rychlejší změny ledovců v okrajové oblasti Antarktidy (Engel et al., 2012a; Láska et al., 2015). V proglaciální oblasti byl navíc zaznamenán čtenější výskyt svahových procesů (Engel et al., 2011b) a v přílehlé periglaciální zóně rovněž jevů, které indikují degradaci permafrostu (nárůst teplot horninového prostředí, vývoj termokrasových depresí) a aktivizaci potenciálně rizikových procesů (nárůst objemu proglaciálních jezer, tání ledu v morénových hrázích; Janský et al., 2009).

Poznatky o recentních změnách ledovců ve studovaných oblastech mohou být využity v rámci analýz regionálních změn klimatických podmínek a pro modelování budoucího vývoje zalednění v podmínkách uvažovaných změn klimatu. Údaje o mocnosti studovaných ledovců a morfologii jejich podloží jsou důležité pro pochopení dynamických procesů a termálního režimu ledovců (např. Rippin et al., 2011) i pro upřesnění parametrů, které se používají pro výpočet objemů ledovců (Bahr et al., 2015). Glaciologická data získaná na ostrově Jamese Rosse již byla využita pro modelování vlivu klimatických podmínek na pohyb ledovců v okrajové části Antarktidy (Davies et al., 2014) a pro regionální analýzy vývoje zalednění (Marinsek et Ermolin, 2015).

Ledovce rozhodujícím způsobem ovlivnily vývoj reliéfu horských oblastí v kvartéru. V závislosti na klimatických podmínkách se měnila bilance hmoty ledovců, která se promítala do rychlosti pohybu ledovcových splazů a účinnosti jejich geomorfologického působení. Výzkumy posledních let svědčí o tom, že ledovce se prostřednictvím vlivu na tektonické procesy, erozi, cirkulační mechanismy atmosféry a světový oceán podílely i na změnách klimatického systému Země (Herman et al., 2013). Vzhledem k současnému oteplování a regionálním klimatickým změnám patří ledovce k nejvíce ohroženým složkám přírodního prostředí a jejich další vývoj ovlivní zemský systém v regionálním i globálním měřítku. Modelování budoucího vývoje zaledněných oblastí vyžaduje kvalitní vstupní data a přístupy definované na základě poznatků o fyzikální podstatě glaciologických procesů a mezních podmínkách, při nichž se zalednění vyvíjelo v průběhu kvartéru. Další výzkumy je proto vhodné zaměřit zejména na hlubší poznávání odezvy ledovců na variabilitu klimatických podmínek, a to nejlépe v zaledněných oblastech, kde v současné době dochází k výrazným klimatickým změnám.



## Literatura

- Anderson L.S., Roe G.H., Anderson R.S. 2014. The effects of interannual climate variability on the moraine record. *Geology* 42, 55–58.
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. 2015. A review of volume-area scaling of glaciers. *Rev. Geophys.* 53, 95–140.
- Balco G. 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990-2010. *Quaternary Sci. Rev.* 30, 3–27.
- Ballantyne C.K., Wilson P., Gheorghiu D., Rodés A., 2014. Enhanced rock-slope failure following ice-sheet deglaciation: timing and causes. *Earth Surf. Process. Landf.* 39, 900–913.
- Barr I.D., Spagnolo M. 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Sci. Rev.* 151, 48–78.
- Bingham R.G., King E.C., Smith A.M., Pritchard H.D. 2010. Glacial geomorphology: Towards a convergence of glaciology and geomorphology. *Prog. Phys. Geog.* 34, 327–355.
- Bolch T. 2007. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global Planet. Change* 56, 1–12.
- Brook M.S., Kirkbride M.P., Brock B.W. 2006. Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surf. Proc. Land.* 31, 1167–1175.
- Carey M. 2005. Living and dying with glaciers: People's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. *Global Planet. Change* 47, 122–134.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–713.
- Cogley J.G. 2009. A more complete version of the World Glacier Inventory. *Ann. Glaciol.* 50, 32–38.
- Coleman C.G., Carr S.J., Parker A.G. 2009. Modelling topoclimatic controls on palaeoglaciers: implications for inferring palaeoclimate from geomorphic evidence. *Quaternary Sci. Rev.* 28, 249–259.
- Cook A., Fox A.J., Vaughan D.G., Ferrigno J.G. 2005. Retreating glacier-fronts on the Antarctic Peninsula over the last 50 years. *Science* 22, 541–544.
- Černá B., Engel Z. 2011. Surface and sub-surface Schmidt hammer rebound value variation for a granite outcrop. *Earth Surf. Proc. Land.* 36, 170–179.
- Černá B., Nývlt, D., Engel Z. 2012. A buried glaciofluvial channel in the Anděl Col, Northern Bohemia: new evidence for the Middle Pleistocene ice sheets extent in Western Sudetes. *Geografie* 117, 127–151.
- Dadson S. 2010. Geomorphology and Earth system science. *Prog. Phys. Geog.* 34, 385–398.
- Davies B.J., Gollledge N.R., Glasser N.F., Carrivick J.L., Ligtenberg S.R.M., Barrand N.E., van den Broeke M.R., Hambrey M.J., Smellie J.L. 2014. Modelled glacier response to centennial temperature and precipitation trends on the Antarctic Peninsula. *Nat. Clim. Chang.* 4, 993–998.
- de Pablo M.A., Ramos M., Molina A., Vieira G., Hidalgo M.A., Prieto M., Jiménez J.J., Fernández S., Recondo C., Calleja J.F., Peon J.J., Mora C. 2016. Frozen ground and snow

cover monitoring in the South Shetland Islands, Antarctica: Instrumentation, effects on ground thermal behaviour and future research. *Cuadernos Invest. Geogr.* 42, v tisku.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. 2009. Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Sci. Rev.* 28, 484–498.

Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D., eds. 2011. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: a closer look*. Elsevier, Amsterdam.

Engel Z. 2007a. Measurement and age assignment of intact rock strength in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Z. Geomorphol.* 51, Suppl. Issue 1, 69–80.

Engel Z. 2007b. Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains. In: Goudie A.S., Kalvoda J., eds., *Geomorphological Variations*. P3K, Praha, 269–286.

Engel Z., Braucher R., Traczyk A., Léanni L., AsterTeam. 2014.  $^{10}\text{Be}$  exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology* 206, 107–121.

Engel Z., Česák J., Escobar R.V. 2011. Rainfall-related debris flows in Carhuacocha Valley, Cordillera Huayhuash, Peru. *Landslides* 8, 269–278.

Engel Z., Křížek M., Nývlt D., Traczyk A., Treml V. 2008. Nowe dane o zlodowaceni Karkonoszy na podstawie badań w dolinie Łaby, Upy i Łomnicy. *Landform Anal.* 9, 111–114.

Engel Z., Láska K., Franta T., Máčka Z., Marvánek O. 2010c. Recent changes of permafrost active layer on the James Ross Island, Maritime Antarctic. In: *Abstracts from the Third European Conference on Permafrost*, 13 June 2010, Svalbard, 129.

Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Minár J., Léanni L., AsterTeam. 2015. Geomorphological evidence and  $^{10}\text{Be}$  exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quaternary Sci. Rev.* 124, 106–123.

Engel Z., Nývlt D., Křížek M., Treml V., Jankovská V., Lisá L. 2010b. Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Sci. Rev.* 29, 913–927.

Engel Z., Nývlt D., Láska K. 2012a. Ice thickness, areal and volumetric changes of Davies Dome and Whisky Glacier (James Ross Island, Antarctic Peninsula) in 1979–2006. *J. Glaciol.* 58, 904–914.

Engel Z., Skrzypek G., Paul D., Drzewicki W., Nývlt D. 2010a. Sediment lithology and stable isotope composition of organic matter in a core from a cirque in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *J. Paleolimnol.* 43, 609–624.

Engel Z., Šobr M., Yerokhin S.A. 2012b. Changes of Petrov glacier and its proglacial lake in the Akshirak massif, central Tien Shan, since 1977. *J. Glaciol.* 58, 388–398.

Evans I.S., Cox N.J. 1995. The forms of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Z. Geomorphol.* 39, 175–202.

Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Phys.* 40, 503–537.

Fernández A., Mark B.G. 2016. Modeling modern glacier response to climate changes along the Andes Cordillera: A multiscale review. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 8, 467–495.

Flageollet J.-C. 2002. *Sur les traces des glaciers vosgiens*. Paris, CNRS Editions.

- Florineth D., Schluchter C. 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Res.* 54, 295–308.
- Gheorghiu D., Fabel D., Xu S. 2011. Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  constraints on the deglaciation history in the Rodna Mountains, Northern Romania. In *Climate Change in the Carpathian-Balkan Region during the Late Pleistocene and Holocene*. Book of Abstracts, Suceava, 33.
- Glasser N.F., Bennett M.R. 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Prog. Phys. Geog.* 28, 43–75.
- Goudie A.S. 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Prog. Phys. Geog.* 30, 703–718.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5, 3–17.
- Hanáček M., Engel Z., Procházková B. 2016. Vývoj ledovcových sedimentů na kontaktu s žulovským masivem ve Stachlovicích u Vidnavy. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, v tisku.
- Haynes V.M. 1968. The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geogr. Ann.* 50A, 221–234.
- Heimsath A.M., Korup O. 2012. Quantifying rates and processes of landscape evolution. *Earth Surf. Proc. Land.* 37, 249–251.
- Heiri O., Koinig K.A., Spötl C., Barrett S., Brauer A., Drescher-Schneider R., Gaar D., Ivy-Ochs S., Kerschner H., Luetscher M., Moran A., Nicolussi K., Preusser F., Schmidt R., Schoeneich P., Schwörer C., Sprafke T., Terhorst B., Tinner W. 2014. Palaeoclimate records 60–8 ka in 1 the Austrian and Swiss Alps and their forelands. *Quat. Sci. Rev.* 106, 186–205.
- Herman F., Seward D., Valla P.G., Carter A., Kohn B., Willett S.D., Ehlers T.A. 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504, 423–426.
- Herman F., Beyssac O., Brughelli M., Lane S.N., Leprince S., Adatte T., Lin J.Y.Y., Avouac J.-P., Cox S.C. 2015. Erosion by an Alpine glacier. *Science* 350, 193–195.
- Heyman B.M., Heyman J., Fickert T., Harbor J.M. 2013. Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modelling. *Quaternary Res.* 79, 49–54.
- Holland D.M., Holland D. 2015. On the Rocks. The Challenges of Predicting Sea Level Rise. *EOS* 96, 8–12.
- Hrbáček F., Láska K., Engel Z. 2016. Effect of the snow cover on active-layer thermal regime – a case study from James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Permafrost Periglac.*, v tisku.
- Hubbard B., Glasser N. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Wiley, Chichester.
- Huggel C., Haeberli W., Käab A. 2008. Glacial hazards: perceiving and responding to threats in four world regions. In: Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H., eds., *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society*. University of California Press, Berkeley, 68–80.
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Woodward J.C. 2005. Quaternary glacial records in mountain regions: a formal stratigraphical approach. *Episodes* 28, 85–92.
- Hughes P.D., Woodward J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *J. Quaternary Sci.* 23, 575–588.

- Huss M., Usselman S., Farinotti D., Bauder A. 2010. Glacier mass balance in the south-eastern Swiss Alps since 1900 and perspectives for the future. *Erdkunde* 65, 119–140.
- Ivy-Ochs S. 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos Invest. Geogr.* 41, 295–315.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quaternary Sci.* 23, 559–573.
- Izaguirre I., Pizzaro H., Allende L., Unrein F., Rodríguez P., Marinone M.C., Tell G. 2012. Responses of an arctic Antarctic lake to a catastrophic draining event under a climate change scenario. *Polar Biol.* 35, 231–239.
- Janský B., Engel Z., Kocum J., Šefrna L., Česák J. 2011. The Amazon River headstream area in the Cordillera Chila, Peru: hydrographic, hydrological and glaciological conditions. *Hydrolog. Sci. J.* 56, 138–151.
- Janský B., Engel Z., Šobr M., Beneš V., Špaček K., Yerokhin S. 2009. The Evolution of Petrov Lake and Moraine Dam Rupture Risk (Tien-Shan, Kyrgyzstan). *Nat. Hazards* 50, 83–96.
- Janský B., Šobr M., Engel Z. 2010. Outburst flood hazard: case studies from the Tien-Shan Mountains, Kyrgyzstan. *Limnologica* 40, 358–364.
- Kääb A., Reynolds J.M., Haeberli W. 2005. Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains. In: Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A., eds., *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge*. Springer, Dordrecht, 225–234.
- Koppes M., Hallet B., Rignot E., Mouginot J., Smith Wellner J., Boldt K. 2015. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature* 526, 100–103.
- Krüger J.P., Leifeld J., Glatzel S., Szidat S., Alewell C. 2015. Biogeochemical indicators of peatland degradation – a case study of a temperate bog in northern Germany. *Biogeosciences* 12, 2861–2871.
- Křížek M., Vočadlova K., Engel Z. 2012. Cirque overdeepening and their relationship to morphometry. *Geomorphology* 139–140, 495–505.
- Kutuzov S., Shahgedanova M. 2009. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey–Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global Planet. Change* 69, 59–70.
- Láska K., Nývlt D., Engel Z., Budík L. 2012. Seasonal variation of meteorological variables and recent surface ablation / accumulation rates on Davies Dome and Whisky Glacier, James Ross Island, Antarctica. *Geophys. Res. Abstr.* 14, EGU2012-5545.
- Láska K., Nývlt D., Engel Z., Stachoň Z. 2015. Monitoring of land-based glaciers on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Abstr.* 17, EGU2015-8546.
- Lavado C.W.S., Labat D., Ronchail J., Espinoza J.C., Guyot J.L. 2013. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrol. Process.* 27, 2944–2957.
- Li B., Chen Y., Shi X., Chen Z., Li W. 2013. Temperature and precipitation changes in different environments in the arid region of northwest China. *Theor. Appl. Climatol.* 112, 589–596.

- Makos M., Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M. 2014. Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Res.* 82, 1–13.
- Marchenko S.S. 2003. Borehole and active-layer monitoring in the northern Tien Shan (Kazakhstan). In: Haeberli W., Brandova D., eds., *Proceedings of the Eighth International Conference of Permafrost*. Zürich, Universität Zürich, 101–102.
- Marchenko S.S., Gorbunov A.P., Romanovsky V.E. 2007. Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global Planet. Change* 56, 311–327.
- Marinsek S., Ermolin E. 2015. Ten year mass balance by glaciological and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol.* 56, 141–146.
- Marshall G.J. 2009. On the annual and semi-annual cycles of precipitation across Antarctica. *Int. J. Climatol.* 29, 2298–2308.
- Matthews J.A., Dawson A.G., Shakesby R.A. 1986. Lake shoreline development, frost weathering and rock platform erosion in an alpine periglacial environment, Jotunheimen, southern Norway. *Boreas* 15, 33–50.
- Ménot G., Burns S.J. 2001. Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland. *Org. Geochem.* 32, 233–245.
- Mentlík P., Engel Z., Braucher R., Léanni L., AsterTeam. 2013. Chronology of the Late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe. *Quaternary Sci. Rev.* 65, 120–128.
- Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. 2010. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Global Planet. Change* 71, 42–54.
- Niederer P., Bilenko V., Ershova N., Hurni H., Yerokhin S., Maselli D. 2008. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years. *Climatic Change* 86, 227–234.
- Nývlt D., Engel Z., Tyráček J. 2011. Pleistocene glaciations of Czechia. In: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D., eds., *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a closer look*. Amsterdam, Elsevier, 37–46.
- O’Leary M.H. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* 20, 553–567.
- Palacios D., García-Ruiz J.M. 2015. Foreword: Deglaciation in Europe. New insights and questions. *Cuadernos Invest. Geogr.* 41, 257–259.
- Pánek T., Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Břežný M., Škarpich V., Zondervan A. 2016. Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena* 138, 52–67.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääb A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usabaliev R. 2016. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Sci. Total Environ.* 562, 364–378.
- Preusser F., Graf H.R., Keller O., Krayss E., Schlüchter C. 2011. Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *Quaternary Sci. J.* 60, 282–305.
- Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Huguel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T.,

- Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégos M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere* 7, 81–102.
- Radić V., Hock R. 2011. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nat. Geosci.* 4, 91–94.
- Radić V., Hock R., Oerlemans J. 2008. Analysis of scaling methods in deriving future volume evolutions of valley Glaciers. *J. Glaciol.* 54, 601–612.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S., Blunier T., Buchardt B., Clausen H., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W., Lowe J., Pedro J., Popp T., Seierstad I., Steffensen J., Svensson A., Vallelonga P., Vinther B., Walker M., Wheatley J.J., Winstrup M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28.
- Reynolds J.M., Dolecki A., Portocarrero C. 1998. The construction of a drainage tunnel as part of glacial lake hazard mitigation at Hualcan, Cordillera Blanca, Peru. In: Maund J.G., Eddleston M., eds., *Geohazards in Engineering Geology*. London, Geological Society, 41–48.
- Rietbroek R., Brunnabend S.E., Kusche J., Schröter J., Dahle C. 2016. Revisiting the contemporary sea-level budget on global and regional scales. *PNAS* 113, 1504–1509.
- Rippin D.M., Carrivick J.L., Williams C. 2011. Evidence towards a thermal lag in the response of small Arctic glaciers to climate change. *J. Glaciol.* 57, 895–903.
- Salzmann N., Huggel C., Rohrer M., Silverio W., Mark B.G., Burns P., Portocarrero C. 2013. Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, southern Peruvian Andes. *Cryosphere* 7, 103–118.
- Skrzypek G., Jezierski P., Szykiewicz A. 2010. Preservation of primary stable isotope signatures of peat-forming plants during early decomposition – observation along an altitudinal transect. *Chem. Geol.* 273, 238–249.
- Skrzypek G., Kałużny A., Wojtuń B., Jędrysek M.O. 2007. The carbon stable isotopic composition of mosses – the record of temperature variations. *Org. Geochem.* 38, 1770–1781.
- Skvarca P., De Angelis H. 2003. Impact assessment of regional climate warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. In: Domack E.W., Burnett A., Leventer A., Conley P., Kirby M., Bindshadler R., eds., *Antarctic Peninsula climate variability: a historical and paleoenvironmental perspective*. Washington DC, American Geophysical Union, 69–78.
- Slangen A.B.A., van de Wal R.S.W. 2011. An assessment of uncertainties in using volume-area modelling for computing the twenty-first century glacier contribution to sea-level change. *Cryosphere* 5, 673–686.
- Solomina O.N., Bradley R.S., Hodgson D.A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A.N., Nesje A., Owen L.A., Wanner H., Wiles G.C. 2015. Holocene glacier fluctuations. *Quat. Sci. Rev.* 111, 9–34.
- Strandberg G., Brandefelt J., Kjellström E., Smith B. 2011. High-resolution regional simulation of the last glacial maximum climate in Europe. *Tellus* 63A, 107–125.
- Thackray G.D., Owen L.A., Yi C. 2008. Timing and nature of late Quaternary mountain glaciation. *J. Quaternary Sci.* 23, 503–508.

- Turner J., Barrand N.E., Bracegirdle T.J., Convey P., Hodgson D.A., Jarvis M., Jenkins A., Marshall G., Meredith M.P., Roscoe H., Shanklin J., French J., Goosse H., Guglielmin M., Gutt J., Jacobs S., Kennicutt M.C., Masson-Delmotte V., Mayewski P., Navarro F., Robinson S., Scambos T., Sparrow M., Summerhayes S., Speer K., Klepikov A. 2014. Antarctic Climate Change and the Environment: An Update. *Polar Rec.* 50, 237–259.
- Vaughan D.G., Comiso J.C., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R., Mote P., Murray T., Paul F., Ren J., Rignot E., Solomina O., Steffen K., Zhang T. 2013. Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge, Cambridge University Press.
- von Blanckenburg F., Willenbring J.K. 2014. Cosmogenic nuclides: Dates and rates of Earth-surface change. *Elements* 10, 341–346.
- Vuille M., Kaser G., Juen I. 2008. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global Planet. Change* 62, 14–28.
- Walker M. 2006. *Quaternary Dating Methods.* Chichester, Wiley.
- Wang L., Li Z.Q., Wang F.T., Edwards R. 2014. Glacier shrinkage in the Ebinur lake basin, Tien Shan, China, during the past 40 years. *J. Glaciol.* 220, 245–254.
- White K., Bryant R., Drake N. 1998. Techniques for measuring rock weathering: application to a dated fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surf. Proc. Land.* 23, 1031–1043.
- Winkler S., Chinn T., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Zemp M., Zumbühl H.J. 2010. An introduction to mountain glaciers as climate indicators with spatial and temporal diversity. *Erdkunde* 64, 97–118.
- Ziemen F.A., Rodehacke C.B., Mikolajewicz U. 2014. Coupled ice sheet-climate modeling under glacial and pre-industrial boundary conditions. *Clim. Past* 10, 1817–1836.

## **Publikované oddíly témat habilitační práce**