

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Aplikovaná geografie

Fyzická geografie a geoinformatika



ASYMETRIE ÚDOLNÍCH SVAHŮ JAKO PROJEV DEGRADACE PERMAFROSTU

ASYMMETRY OF VALLEY SLOPES AS AN
INDICATOR OF PERMAFROST DEGRADATION

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Martin Lehký

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

Hranice 2022

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Martin Lehký

TÉMA PRÁCE

Asymetrie údolních svahů jako projev degradace permafrostu

CÍLE PRÁCE

Cílem práce je definovat morfologické následky degradace permafrostu na svazích za účelem využití takto zjištěných zákonitostí pro rekonstrukci paleoenvironmentálních podmínek panujících ve středních zeměpisných šířkách během periglaciálních podmínek.

Použité pracovní metody: tvůrčí rešerše odborné literatury, popisná statistika

1. krok - popis/charakteristika průběhu degradace permafrostu ve střední Evropě na konci poslední doby ledové.
2. krok - popis procesu degradace permafrostu na ukloněných plochách na základě lokalit současného výskytu permafrostu, ale i lokalit, kde byl permafrost rozšířen v geologické minulosti. Rešerše se bude zaměřovat na: a) stanovení parametrů, které ovlivňují degradaci permafrostu na ukloněných plochách, b) výčet a charakteristiku morfologických projevů doprovázejících degradaci permafrostu.
3. krok - zhodnocení možnosti využití morfologických znaků údolních svahů pro odvození paleoenvironmentálních podmínek a charakteristik (mocnost, teplota atd.) paleopermafrostu a paleo-činné vrstvy. morfologických charakteristik.

ZÁJMOVÉ ÚZEMÍ:

oblast degradace současného permafrostu, střední Evropa v rozsahu paleopermafrostu

DATOVÉ ZDROJE:

informační zdroje, DMÚ 25, ortofota

Datum zadání: 2. 11. 2021

Martin Lehký
Podpis studenta

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.
Podpis vedoucího práce

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Hranicích dne 26. července 2022

Martin Lehký

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za cenné rady, kritické připomínky, poskytnuté informační zdroje a čas, který mi věnoval při tvorbě bakalářské práce.

ASYMETRIE ÚDOLNÍCH SVAHŮ JAKO PROJEV DEGRADACE PERMAFROSTU

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá asymetrickými údolími a případnou provázaností jejich vzniku s degradací permafrostu. Popisuje permafrost, jeho degradaci obecně v oblastech s jeho současným výskytem a potom jeho historické rozšíření na území Česka. Práce rozebírá většinu nejčasnějších příčin vzniku sklonové asymetrie údolních svahů a dává je do kontextu s periglaciálním prostředím. V závěru práce analyzuje možnou provázanost střídání a výskytu kvartérních glaciálů a interglaciálů na území Česka a vývinem sklonově asymetrických údolí v této době.

Klíčová slova: Pleistocén, asymetrická údolí, degradace permafrostu, paleoenviromentální podmínky

ASYMMETRY OF VALLEY SLOPES AS AN INDICATOR OF PERMAFROST DEGRADATION

Abstract

The bachelor thesis deals with asymmetric valleys and their possible interconnection with permafrost degradation. It describes permafrost, its degradation in general in areas with its current occurrence and then its historical distribution in the Czech Republic. The paper discusses most of the earliest causes of slope asymmetry and puts them in context with periglacial environment. The thesis concludes by analysing the possible connection between the alternation and occurrence of Quaternary glacials and interglacials in the Czech Republic and the development of slope-asymmetric valleys during this time.

Keywords: Pleistocene, asymmetric valley, permafrost degradation, paleoenviromental conditions

OBSAH

1	Úvod a stanovení cíle práce	7
2	Asymetrie svahů.....	8
2.1	Definice asymetrie	8
2.2	Geologické podmínky.....	9
2.3	Svahové procesy.....	10
2.4	Vliv vegetace	12
2.5	Další faktory ovlivňující vznik asymetrie	14
2.6	Metody používané pro popis asymetrie	14
3	Permafrost	17
3.1	Degradace permafrostu	20
3.2	Vztah asymetrie údolních svahů a permafrostu	22
3.3	Asymetrická údolí v oblastech s recentním permafrostem	24
3.4	Permafrost na území Česka	26
4	Diskuze.....	28
4.1	Eolické sedimenty.....	29
4.2	Rozdílná insolace a vlhkostní poměry	29
4.3	Boční eroze.....	30
4.4	Degradace permafrostu	30
5	Závěr.....	31
6	Zdroje.....	32
7	Seznam příloh	38
7.1	Seznam obrázků.....	38
7.2	Seznam tabulek.....	39

1 ÚVOD A STANOVENÍ CÍLE PRÁCE

Klima, které máme ve střední Evropě dnes, je výrazně odlišné od toho, jaké bylo v minulosti. Poslední geologické období v historii Země, kvartér (čtvrtohory), lze rozdělit na dvě období. Pleistocén, starší a déle trvající část kvartéru, trval od 2,66 milionu let (Ma) do 11 700 let před současností (Gibbard a kol. 2010; Walker a kol. 2018) a holocén, který začal před 11 700 lety (Walker a kol. 2018) a trvá dodnes. Během pleistocénu docházelo k častému střídání chladnějších období (glaciálů) a teplejších období (interglaciálů), proto je toto období občas nazýváno jako doby ledové (French 2007; Gibbard 2013). V pleistocénu proběhlo 52 dob ledových (Gibbard, Cohen 2008).

Během glaciálů docházelo k rozšíření periglaciální oblasti, a tím pádem i permafrostu daleko do střední Evropy (Czudek 2005; French 2007). Ve chvíli, kdy glaciály končily a začalo se oteplovat, začalo ustupovat zalednění, ale zmenšoval se i rozsah periglaciální zóny, přičemž docházelo k degradaci permafrostu. Degradace permafrostu v globálním měřítku je dána klimaticky prostřednictvím teploty, ale na lokální úrovni mají významný vliv i mikroklimatické faktory, podrobněji kapitola 3.1 Degradace permafrostu. Tání permafrostu způsobuje změny terénu, které by měly být důkazem jeho přítomnosti a případně i konkrétního způsobu degradace (French 2007). Někteří autoři (Jorgenson a kol. 2010; Summerfield 2008) tvrdí, že permafrost může degradovat různě v závislosti na množství přijímaného slunečního záření, tedy v závislosti na světových stranách. Morfologickým projevem těchto rozdílů v degradaci by mohla být sklonová asymetrie svahů (Summerfield 2008).

Cílem práce je definovat morfologické následky degradace permafrostu na svazích se zaměřením hlavně na sklonovou asymetrii údolních svahů. Využití zjištěných zákonitostí může být použito pro rekonstrukci paleoenvironmentálních podmínek panujících ve středních zeměpisných šířkách během periglaciálních podmínek. Znalost paleoenvironmentálních podmínek, za kterých permafrost degradoval, by mohla pomoci k predikci degradace současného permafrostu v oblastech s jeho souvislým výskytem, kde je odhadováno, že jeho oddání může způsobit škody na 30 až 50 % kritické infrastruktury do roku 2050 (Hjort a kol. 2022)

2 ASYMETRIE SVAHŮ

2.1 DEFINICE ASYMETRIE

Asymetrií údolních svahů (anglicky valley asymmetry, hillslope asymmetry nebo topographic asymmetry) se podle v současnosti nejrozšířenějších definic zahraničních autorů (Tabulka 1) rozumí rozdílný sklon protilehlých svahů údolí, tedy sklonová asymetrie. Někteří především čeští autoři (Tabulka 1) popisují i asymetrii výškovou, tedy rozdílné výšky protilehlých svahů. Pro účely této práce se asymetrií svahů rozumí sklonová asymetrie, tedy rozdílné sklony svahů. Sklonitostní asymetrii údolních svahů způsobují nejčastěji různě intenzivní zvětrávací, erozní, případně akumulární procesy na každém ze svahů. Na tyto procesy má vliv především rozdílné mikroklima na jinak orientovaných svazích (Borg 2012).

Tabulka 1: Definice asymetrie svahů podle různých autorů.

Autor	Definice
Čeští autoři	
(Czudek 2005, s. 164)	„Nesouměrné údolí nebo jeho úsek, kde jeden ze svahů je zřetelně příkřejší nebo vyšší než druhý.“
(Demek 1987)	„Jeden údolní svah je buď příkřejší nebo vyšší než druhý.“
Zahraniční autoři	
(Allaby 2008)	„Údolí, které má jednu stranu strmější než druhou, přičemž protilehlé strany mají výrazně rozdílný sklon.“
(French 2007)	Jeden ze svahů strmější než druhý.
(Huggett 2011, s. 308)	„Údolí s jedním svahem výrazně příkřejším než druhým.“
(Kennedy In Goudie (ed.) 2004)	„Podstatné rozdíly ve tvaru anebo strmosti obou svahů.“
(Summerfield 2008)	„Údolí s jedním svahem výrazně prudším než druhým.“
(Washburn 1973)	„Údolí, která mají jednu stranu strmější.“
(Wilson In Fairbridge (ed.) 2006)	„Taková údolí, jejichž protilehlé svahy mají výrazně odlišný sklon.“

Jižně orientované svahy (severně na jižní polokouli) údolí přijímají největší množství slunečního záření, zatímco stinné severně orientované (jižně na jižní polokouli) ho přijímají nejméně. Pokud není upřesněno jinak jsou v této práci myšleny svahy a orientace na severní

polokouli. Vliv insolace a na ni návazných jevů (například rozdíly v teplotě a vlhkosti) se tedy nejvíce projevuje u údolí orientovaných zhruba v rovnoběžkovém směru, případně v údolích ve směru severozápad-jihovýchod (na severní polokouli) a teoreticky severovýchod-jihozápad (na jižní polokouli). Vliv insolace na teplotu povrchu se může podobně jako u jižních svahů (severních na jižní polokouli), nebo i více projevovat u jihozápadních svahů (případně severovýchodních na jižní polokouli), ty totiž přijímají sluneční záření během odpoledne, kdy je zároveň teplota vzduchu nejvyšší, zemina (termín z inženýrské geologie zahrnující nezpevněné horniny - zvětraliny, sedimenty a půdu (Ondrášek, Rybář 1971)) se tak zahřeje více než na svazích orientovaných jižně, které už v té době nepřijímají slunečního záření tolik (Elnaker, Zaleski 2021; Schaetzl, Anderson 2005). Znalosti konkrétních procesů, které přispěly nebo přispívají k prohlubování sklonové asymetrie svahů, mohou být použity pro odhad klimatických podmínek, které panovaly v době jejich působení (Borg 2012). Z důvodu diverzity přírodních podmínek však nelze předpokládat, že na vznik sklonové asymetrie měl v jednom údolí vliv jen jeden faktor - asymetrie je většinou formována více procesy, a to často i ve vzdálenosti několika málo metrů od sebe (Borg 2012; Smith, Bookhagen 2021; Summerfield 2008).

2.2 GEOLOGICKÉ PODMÍNKY

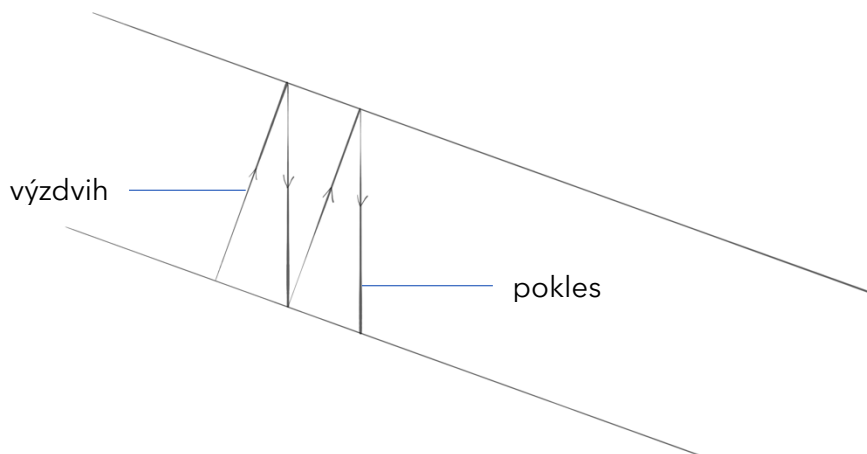
Zásadním faktorem, který ovlivňuje asymetrii svahů, je litologie, tedy složení hornin. Podle Buzka (1986, s. 20) má na odolnost horniny proti zvětrávání vliv celá řada faktorů, například „zrnitost, jakost tmele, mocnost, zvrstvení, množství proložek odlišných vlastností u hornin sedimentárních, hustota puklin, propustnost, odolnost vůči chemickému rozkladu atp.“ Méně odolné horniny v podloží jsou náchylnější ke zvětrávání a erozi, jsou více odnášeny a v těchto oblastech může docházet ke vzniku asymetrie (Borg 2012). V případě, že údolí probíhá podél litologického rozhraní, bývá zpravidla mírnější svah ten, který je tvořen méně odolnými horninami, protože intenzivnější zvětrávání a eroze bude způsobovat zarovnávaní svahu (Johnstone, Finnegan, Hilley 2017).

V případě šikmo uložených vrstevnatých hornin dochází častěji ke skluzům po rozhraní a k silnější erozi kolmo na vrstvy, mírnější bude svah s menším sklonem k rovině uložení vrstev (Summerfield 2008). Průběh toku napříč transformním zlomem (tektonický zlom, na kterém dochází k horizontálnímu posunu) může na části údolí pod tímto zlomem způsobovat sklonovou asymetrii (Zhang, Liu, Yang 2004). Jeden ze břehů je nasouván do cesty toku a bude více erodován, proto bude v případě dextrálního transformního zlomu prudší levý břeh, zatímco v případě sinistrálního zlomu bude prudší levý břeh (Zhang, Liu, Yang 2004).

Tektonika může přímo ovlivňovat sklonitostní asymetrii tím, že část skalního podloží pod jedním svahem je více narušena, a tedy i více náchylná k zvětrávání a erozi, což může přispívat ke vzniku sklonitostní asymetrie údolních svahů (Borg 2012).

2.3 SVAHOVÉ PROCESY

Dalším z faktorů, kterým někteří autoři (Currey 1964; Czudek 2005; Melton 1960; Pelletier a kol. 2018) popisují vznik asymetrie, který je částečně provázán i s vegetací, jsou svahové procesy. Mezi základní svahový proces mající vliv na modelaci svahů ve vyšších zeměpisných šířkách periglaciálního prostředí patří ploužení (anglicky soil creep). Jde o pohyb zeminy způsobený objemovými změnami jejích částic (Obrázek 1) (Buzek 1986). Tyto změny způsobuje například teplotní roztažnost, změna vlhkosti, činnost půdních organismů nebo mrznutí a tání (Summerfield 2008). K jednomu z největších objemových změn dochází při zvýšení obsahu vody v jílovité zemině, tyto změny objemu mohou být i větší než u mrznutí vody v půdě (Schaeztl, Anderson 2005; Schanz, Tripathy, Sridharan 2018). Kapalná voda, která zmrzne na pevný led zvětšuje svůj objem zhruba o 9 %, a proto může značně přispívat k výzdvihu částic (French 2007). Rychlost posunu částic ploužením je maximálně několik mm za den, v průměru ale v mm až cm za rok, kdy nejvyšších rychlostí ploužení dosahuje v periglaciálním prostředí (Saunders, Young 1983). Nejpříhodnější podmínky pro intenzivní ploužení jsou v oblastech, kde často teplota přechází hranici mrznutí vody, tedy nejčastěji mezi -1 °C a 0 °C v závislosti například na rozpuštěných minerálních látkách (Andersen a kol. 2015; French 2007). Dalšími svahovými procesy, které jsou, stejně jako ploužení, ovlivňovány primárně gravitací, jsou řízení nebo sesouvání. Řízení je rychlý svahový proces na strmých svazích, při kterém dojde ke ztrátě kontaktu řídicích se úlomků se zemí - dochází na chvíli k volnému pádu (Buzek 1986; Luckman 2013). Sesouvání je rychlý pohyb hmoty po smykové ploše ve chvíli, kdy napětí ve svahu překročí mez pevnosti (Demek 1987). K tomu dochází například při dodatečném zatížení svahu, přesycení vodou, odstranění vegetace, otřesech nebo při porušení stability svahu odlehčením paty svahu stavební činností.



Obrázek 1: Plížení (soil creep), částice, která zvětšuje svůj objem (zahřeje se, zvlhne nebo v ní zmrzne voda), je vyzdvižena kolmo k rovině svahu, při zmenšení objemu částice následně poklesne ve svislém směru tíhového působení Země, a tím se posune po svahu níže (Huggett 2011; Buzek 1986). Upraveno podle M. A. Carsona a M. J. Kirkbyho (1972) In Summerfield (2008)

Povrchová a podpovrchová voda zásadně přispívá k odnosu materiálu ze svahu. Nesoustředěný povrchový odtok srážkové nebo tavné vody se nazývá ron (Demek 1987). Dochází k němu při nasycení zeminy vodou při silném dešti nebo intenzivním tání sněhu. Ron většinou přechází do stružkové eroze, při které je síla proudu větší než síla, která drží částice zeminy na povrchu (Demek 1987, s. 200). Intenzita povrchového odtoku závisí především na množství vody, která teče po svahu, infiltrační schopnosti zeminy, na vegetačním pokryvu, délce svahu a dalších (Demek 1987). Část vody, která se infiltruje, teče rovnoběžně se sklonem svahu v zemině. Tento podpovrchový odtok odnáší drobné částice a dochází k sesedání svahu. Tento proces se nazývá sufoze (Petránek 2007). V případě, že je zemina nasycena vodou, dochází k soliflukci - plastickému pohybu materiálu dolů ze svahu (Demek 1987). Soliflukce nasezonně nebo dlouhodobě zmrzlém podloží se nazývá geliflukce (Czudek 2005). Rychlost pomalé soliflukce se pohybuje v rozmezí 1 mm až 300 mm za rok, nejčastěji však v rozmezí 10 mm až 100 mm za rok (Saunders, Young 1983). Blokovobahení nebo bahenní proudy však mohou dosahovat rychlostí až okolo 100 km za hodinu (Demek 1987, s. 201).

Společné působení svahových procesů (hlavně geliflukce a plošného splachu) a zvýšených účinků mrazového zvětrávání v okolí sněžníků je často nazýváno nivace (Czudek 2005; Matthes 1900 In French 2007). Delší odtávání sněhu dodává vlhkost do půdy, ale mocnější sněhová pokrývka izoluje zeminu pod ní od povětrnostních vlivů a tak může omezovat počet reglečních cyklů (Hatami, Nazemi 2022). Vliv nivace a tím pádem i zmírňování svahu se tedy

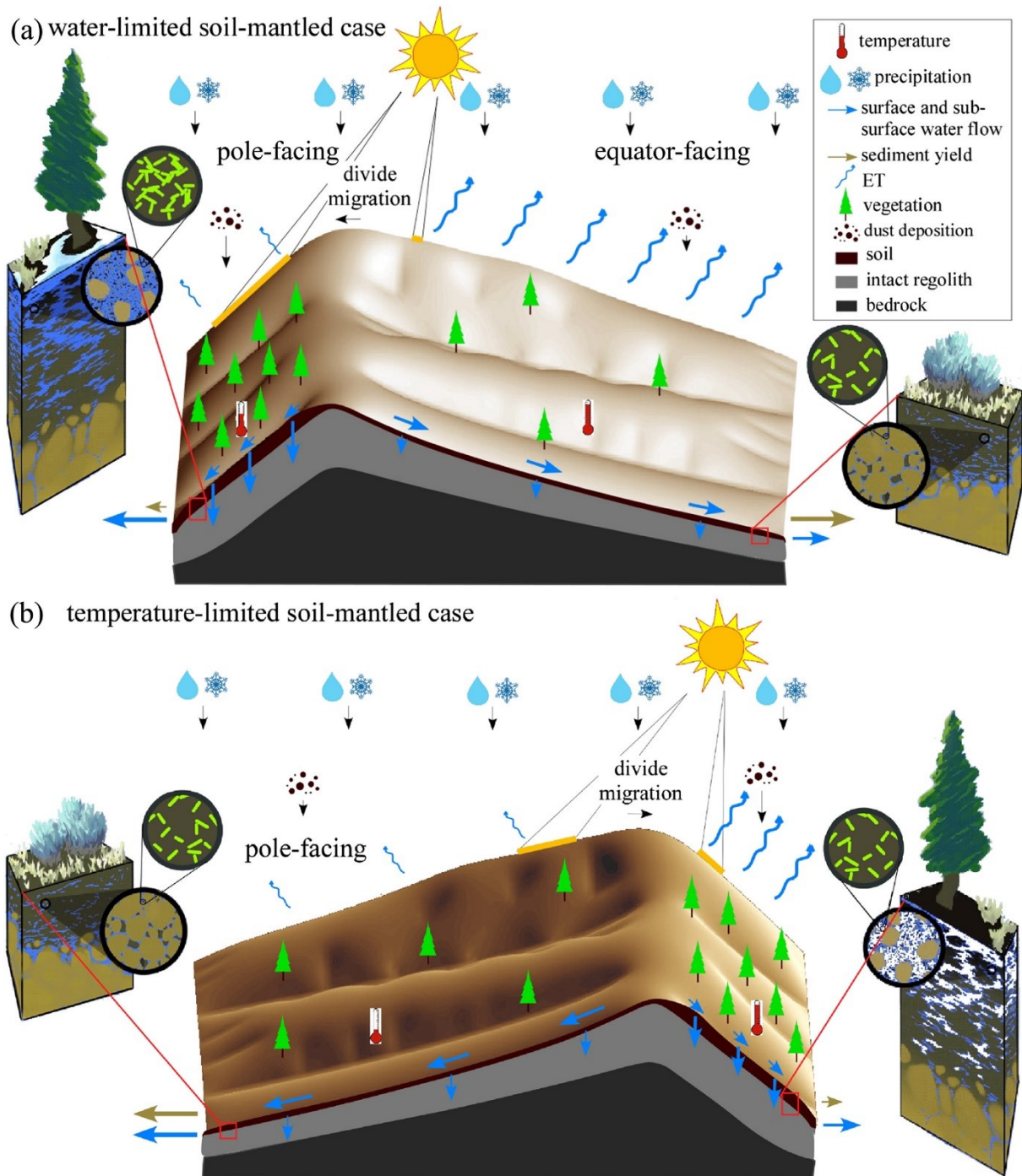
obecně projevuje více na severně orientovaných (případně závětrných) svazích, kde sněhová pokrývka déle taje nebo ji je akumulováno více (French 2007).

2.4 VLIV VEGETACE

Významným faktorem, který má vliv na erozi svahů, a tím pádem i případný vznik asymetrie, je vegetace. V případě údolí, ve kterých jsou rozdíly v abiotických faktorech, jsou také často rozdíly ve vegetačním pokryvu na jednotlivých svazích. Mezi abiotické faktory patří například orientace svahů, která má vliv na množství dopadajícího slunečního záření nebo vlastnosti půdy. Ty mají hlavní vliv na rozmístění a kvalitu vegetačního pokryvu (Pelletier a kol. 2018; Singh 2018). Vegetace tlumí vliv povětrnostních podmínek (primárně například teplo/chlad), které mají vliv na rychlost zvětrávání matečné horniny (Zou, Barron-Gafford, Breshears 2007). Hustota vegetace má také vliv na povrchový odtok, tím pádem i odnos půdních částic a na retenční schopnosti půdy (Borg 2012).

Pelletier a kol. (2018) určili dva druhy prostředí, které mají vliv na vývoj vegetace, a tím i na sklonovou asymetrii údolí – teplotně limitované prostředí a prostředí s omezeným množstvím vody v půdě. V prostředích, kde je limitujícím faktorem půdní vlhkost (typicky prostředí v nižších zeměpisných šířkách), bude vegetace lépe prosperovat na svazích orientovaných směrem od rovníku, které budou přijímat méně slunečního záření, a tedy na nich bude docházet k menší evapotranspiraci (Pelletier a kol. 2018). Druhým typem prostředí, které výše uvedení autoři definovali, je prostředí limitované teplotou. Pokud je prostředí tak chladné, že pro růst vegetace je důležitější vyšší teplota než vyšší půdní vlhkost na druhém ze svahů, bude vegetace více růst na relativně teplejších, ale sušších svazích orientovaných k rovníku (Pelletier a kol. 2018). Co se týče příčin těchto odlišností ve sklonech svahů, Pelletier a kol. (2018) tvrdí, že „v prostředích limitovaných množstvím vody v půdě mají svahy orientované k rovníku menší vegetační pokryv, a proto zde dochází k větší erozi, vegetace totiž pohlcuje energii proudění, která by jinak přispívala k transportu sedimentů“ a dále že „vyšší průměrná roční vlhkost půdy na svazích orientovaných k pólům zapříčiňuje vyšší produkci půdy, větší potenciál pro ukládání vody, větší vegetační pokryv, mocnější (či intenzivnější) depozici prachových částic a nižší erozní potenciál“, a díky těmto faktorům jsou svahy orientované k pólům prudší než svahy orientované k rovníku, které podléhají rychlejší erozi (Obrázek 2). Naopak ve vyšších zeměpisných šířkách, případně ve vyšších nadmořských výškách, mají podle Pelletiera a kol. (2018) svahy orientované k pólům kvůli nízké teplotě méně vegetace, tím pádem na nich probíhá eroze intenzivněji a jsou mírnější než svahy orientované k rovníku (Obrázek 2). Zobecněně tedy podle Pelletiera

a kol. (2018) je většinou prudší ten ze svahů, na kterém je více a déle vyvinutý vegetační pokryv. Hustější a lépe vyvinutý vegetační pokryv na svahu totiž pomáhá zmírňovat jeho denudaci, a tedy i jeho zmírňování, které je větší u svahu s horším vegetačním pokryvem (Acosta a kol. 2015).



Obrázek 2: Příklad svahů, na kterých je limitujícím faktorem pro růst vegetace a) půdní vlhkost, b) teplota (Pelletier a kol. 2018)

2.5 DALŠÍ FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VZNIK ASYMETRIE

Těsně provázaná se svahovými procesy je podle Frenche (2007) možnost vzniku asymetrie posunem toku. Materiál odnášený ze svahu se silnějšími svahovými procesy zanáší koryto toku na jedné straně, a tím pádem způsobuje silnější boční erozi toku protějšího svahu (Currey 1964).

Dalším z faktorů, které mohou přispívat ke vzniku asymetrie údolních svahů, je akumulace sněhu na závětrných svazích, případně svazích, které přijímají menší množství slunečního záření. Akumulovaná sněhová pokrývka roztává déle a zároveň izoluje zeminu pod sebou od povětrnostních vlivů (velké mrazy, opakované zamrzání a tání při častém přechodu teploty vzduchu přes 0 °C, prudké dešťové srážky a podobně), které urychlují zvětrávání a následnou erozi (French 1971; Girona-Mata a kol. 2019). Díky delšímu trvání odtávání sněhu i většímu množství vlhkosti v zemině dochází na těchto svazích k soliflukci více, než na svazích opačných (French 2007; Millar 2013).

V některých starších publikacích se také objevují tvrzení o vlivu Coriolisovy síly na asymetrii údolních svahů. Například Cressey (1962, s. 108) předpokládá, že Coriolisova síla způsobuje příkřejší pravobřežní svahy na severní polokouli, ale nepředkládá pro svá tvrzení další důkazy.

2.6 METODY POUŽÍVANÉ PRO POPIS ASYMETRIE

První studie sklonové asymetrie údolních svahů z poloviny 20. století (Currey 1964; Emery 1947; Melton 1960) používaly nejčastěji metody statistické analýzy, a to hlavně z důvodu, že polovině 20. století „není možné měřit sklon všech svahů v údolí“ (Melton 1960, s. 132). Pro studie byly používány jak ruční náčrtky (Currey 1964), přímá měření sklonu svahů na místě v terénu (Currey 1964; Emery 1947; French 1971), tak nejčastěji výpočet sklonu profilů napříč údolím z vrstevnic na topografických mapách (Currey 1964; Emery 1947; Melton 1960). Tyto metody využívají i některé novější studie (Borg 2012).

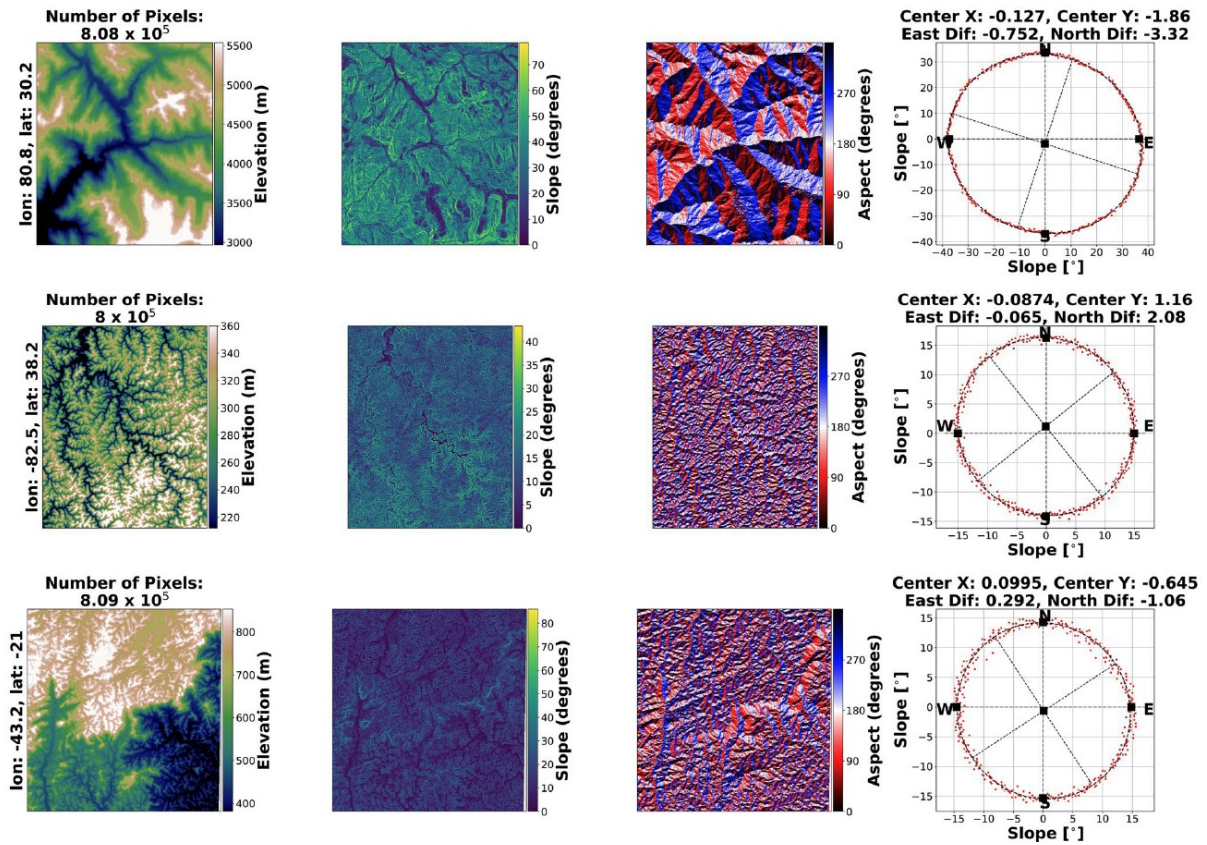
S rozvojem technologií pro dálkový průzkum Země přišla možnost popisovat svahy pomocí digitálního modelu reliéfu (DEM) a s nástupem počítačů a nárůstem jejich výkonu je snazší nad DEMem provádět analýzy pomocí geografických informačních systémů. Pro řadu států jsou dostupné DEMy s rozlišením 1 m (pixel o stranách 1x1 m) i nižším, což je pro potřeby analýzy sklonové asymetrie údolních svahů zpravidla příliš podrobné. DEMy s takto detailním rozlišením zachycují povrch velmi podrobně, ale jejich zpracování by zabralo zbytečně moc času. Pro analýzy rozsáhlejších území (například části kontinentů, celá

subarktická a arktická oblast a podobně) jsou používány celosvětové DEMy s rozlišením od 30 do 90 m (Pelletier a kol. 2018; Smith, Bookhagen 2021; Zwieback 2021).

Pro popis sklonové asymetrie se používá index asymetrie svahů, anglicky topographic asymmetry/hillslope asymmetry index. Tento index je bezrozměrná veličina, která porovnává mediánové slony svahů mezi různými světovými stranami, zpravidla minimálně mezi severně a jižně orientovanými svahy (Zwieback 2021), často i podrobněji (například Poulos a kol. (2012) pro sever-jih, východ-západ). Orientace vůči světové straně se určuje v určitém rozpětí azimutů od této světové strany. Řada novějších studií, například (Pelletier a kol. 2018; Zwieback 2021), vychází z výpočtu, se kterým přišel Poulos a kol. (2012). Základem výpočtu podle Poulos a kol. (2012) je čtvercová síť, kde jsou pro jednotlivé polygony (pixely nově vznikajícího rastru sklonové asymetrie) počítány výsledné hodnoty indexu asymetrie z DEMu. Pro každý pixel DEMu, který spadá do počítaného polygonu, má větší sklon než 5° a jeho orientace je v rozmezí $\pm 45^\circ$ od severu, jihu, východu nebo západu je započítán jeho sklon do skupiny pixelů s orientací k dané světové straně (Poulos a kol. 2012). Z takto rozdělených skupin pixelů je pak počítán index asymetrie pro protilehlé orientace svahů (Poulos a kol. 2012). Výsledný index asymetrie a je bezrozměrný, a pro severo-j jižní asymetrii nabývá záporných hodnot pro strmější jižně orientovaný svah, kladných hodnot pro strmější severní svahy a například Zwieback (2021) ho má nastavený tak, že pokud je severní svah o 10 % strmější $a = 0,004$, pokud je severní svah dvakrát tak prudký, $a = 0,30$. Díky tomuto přístupu je možné mezi sebou porovnávat sklony různě strmých údolí ve vzdálených oblastech (Zwieback 2021).

Čím menší jsou pixely výsledného rastru asymetrie, tím lépe zachycují asymetrii jednotlivých údolí a hřebenů. Zároveň ale mohou unikat některé trendy v širším okolí (Poulos a kol. 2012). Z tohoto důvodu je pro studium velkých oblastí nejrozšířenější výsledné rozlišení 5 x 5 km, větší pixely rastru asymetrie by už nemusely zachytit některé lokální prvky, zatímco podrobnější rozlišení nepřináší zásadnější zpřesnění (Poulos a kol. 2012; Zwieback 2021).

Další možnost pro popis asymetrie je popis pomocí elipsy, která znázorňuje orientace a sklony. „Rozložení sklonů a orientací v dané oblasti si lze představit jako popis elipsy, přičemž orientace svahu udává úhlovou souřadnici a sklon popisuje radiální vzdálenost od středu elipsy“ (Smith, Bookhagen 2021). Těmito vzniklými body je poté v případě Smitha a Bookhagen (2021) na základě metody nejmenších čtverců proložena elipsa, jejíž parametry (excentricita, sklon a především její centroid) popisují asymetrii v dané oblasti (Obrázek 3).



Obrázek 3: Popis sklonové asymetrie svahu pomocí elipsy. První sloupec zobrazuje nadmořské výšky, druhý sklony svahů, třetí orientaci svahů, čtvrtý rozložení sklonu a orientace svahu spolu s odpovídající elipsou (Smith, Bookhagen 2021)

3 PERMAFROST

Permafrost je část zemské kůry (půda nebo horniny), jejíž teplota je nižší nebo rovna 0 °C po dobu nejméně dvou po sobě jdoucích let (International Permafrost Association 2022). V začátcích výzkumu zaměřeného na permafrost se o něm mluvilo jako o trvale zmrzlém povrchu nebo anglicky permanently frozen ground, zkráceně permafrost (Muller 1947), což může být z dnešního pohledu zavádějící označení. Spornou částí byla formulace o trvale (permanently) zmrzlém povrchu. Důvodem je fakt, že mnoho oblastí se současným výskytem permafrostu prošlo v kvartéru mnoha teplejšími interglaciály, kdy v nich permafrost vůbec neexistoval. Kvůli tomu je permafrost brán jako jev dočasný, a proto o něm řada českých publikací mluví ne jako o trvale zmrzlé, ale jako o „dlouhodobě zmrzlé půdě“ (Demek 1987) nebo „dlouhodobě zmrzlé zemi“ (Buzek 1986), v anglicky psaných publikacích jako perennially frozen ground (French 2007). (Demek 1987) sice ve své definici použil slovo půda, ale dále doplňuje, že tím myslí „horniny a zeminy zemské kůry“, tedy nejen půdu v chápání pedologie. Podle některých autorů (Harris 2018; French 2007; Goudie 2004) permafrost půdní vodu buď obsahovat nemusí, nebo naopak může obsahovat kapalnou vodu i při teplotách nižších než 0 °C, tím pádem permafrost nemusí být zmrzlý v pevném skupenství. Voda může zůstat v permafrostu kapalná i při teplotách nižších než 0 °C například díky rozpuštěným minerálním látkám (Demek 1987, s. 283; French 2007). Podle Dobiňského (2020) je však voda v pevném skupenství základní podmínkou pro to, aby se mohlo jednat o permafrost.

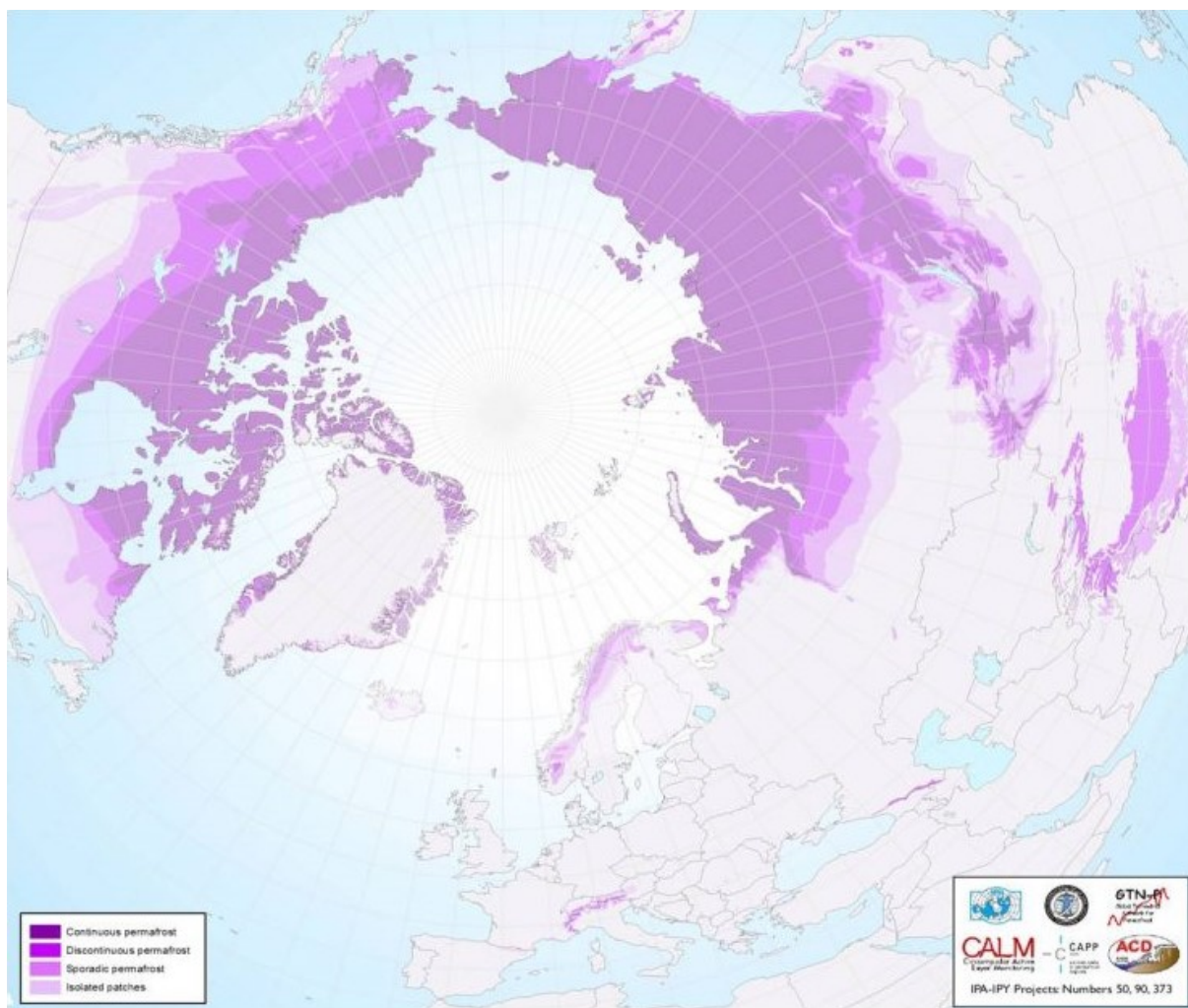
Permafrost lze dělit například dle:

1. plochy, kterou v dané oblasti zabírá (Hegginbottom, Dubreuil, Harker 1995; Brown a kol. 1997)
 - a. Souvislý (continuous) - 100 až 90 % plochy oblasti
 - b. Nesouvislý (discontinuous) - 50 až 90 % plochy
 - c. Sporadický (sporadic) - 50 až 10 % plochy
 - d. Izolovaný (isolated) - méně než 10 % plochy

Dříve byly tyto kategorie definovány jen pomocí teploty půdy v hloubce 10 až 15 m takto: souvislý permafrost pro teploty menší než -5 °C, nesouvislý pro teploty -5 až -1,5 °C a sporadický pro teploty vyšší než -1,5 °C a zastoupení permafrostu v oblasti nebylo řešeno (Sumgin a kol. 1940 cit. dle Harris 2018).

2. typu vzniku (French 2007; Kanevskiy, French, Shur 2008)
 - a. Epigenetický - vyvíjí se až po vzniku zeminy
 - b. Syngenetický - vyvíjí se současně se vznikem zeminy (usazování sedimentu)
3. Doby vzniku (French 2007)
 - a. Reliktní - vznikl v minulosti, kdy podmínky dovozovaly vznik permafrostu
 - i. Podmořský (sub-sea) - většina vznikla v pleistocenních glaciálech, kdy byla hladina světového oceánu nižší, poté byl zaplaven
 - ii. pevninský
 - b. Recentní - nachází se v oblastech, kde podmínky dovolují vznik permafrostu i v současnosti

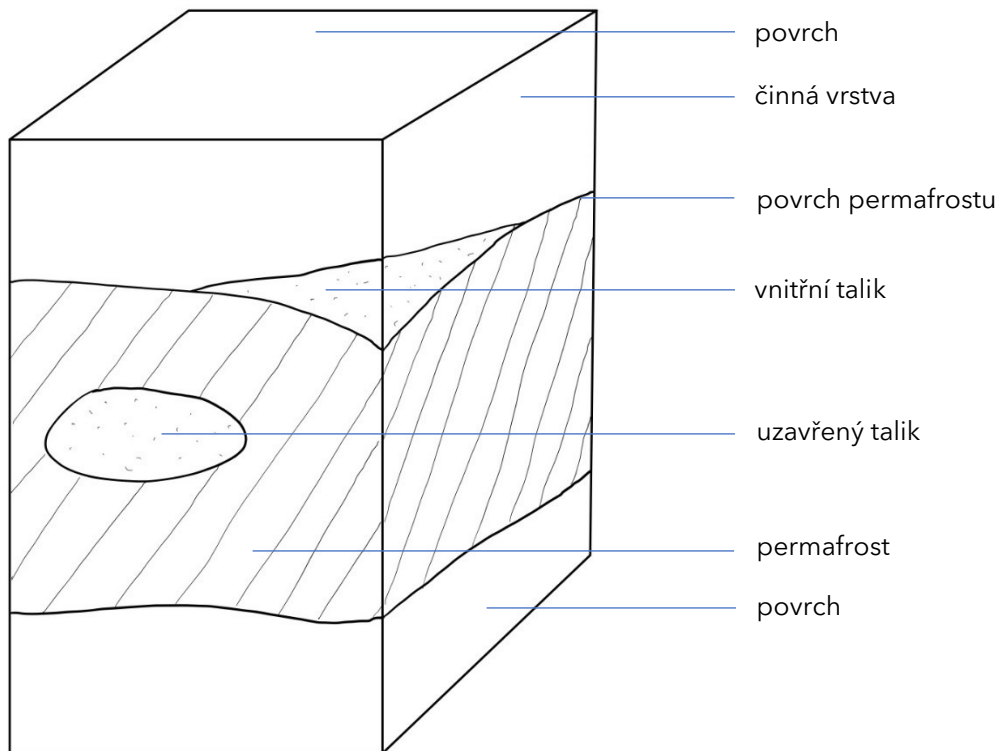
Většina zdrojů (French 2007, s. 94; Harris 2018, s. 38; Huggett 2011; International Permafrost Association 2022; Zhang a kol. 1999) uvádí, že oblasti s permafrostem zabírají zhruba 22 až 25 % povrchu světových pevnin (zhruba 36 mil. km²), ale do této plochy jsou počítány i oblasti, ve kterých se nenachází souvislý permafrost, proto je skutečná plocha permafrostu menší. Obu (2021) uvádí, že čistě permafrost zabírá plochu asi 14 až 16 milionu km² a pokrývá zhruba 11 % světových pevnin, na severní polokouli pokrývá 15 % souše, (Obrázek 4). Téměř všechen permafrost se tak nachází na severní polokouli, kde také vzniká většina studií na něj zaměřených.



Obrázek 4: Mapa znázorňující rozšíření permafrostu na severní polokouli. Odstíny fialové od nejtmaší označují: souvislý, nesouvislý, sporadický a izolovaný permafrost (International Permafrost Association 2022).

Nad permafrostem se může nacházet sezónně promrzající vrstva - činná vrstva (anglicky active layer), kde v létě díky zvýšené teplotě vzduchu taje voda v ní obsažená, tudíž není součástí permafrostu (Harris 2018; French 2007; Demek 1987). Druhou možností, podobně jako u definice permafrostu, jak definovat činnou vrstvu je její teplota, která musí během roku být jak kladná, tak záporná (Dobiňski 2020). Činná vrstva v oblastech se souvislým permafrostem zpravidla nasedá přímo na permafrost, v ostatních oblastech může být mezi činnou vrstvou a povrchem permafrostu talik (French 2007). Talik je zem, jejíž teplota neklesá pod 0 °C, a leží mezi povrchem permafrostu a spodním okrajem činné vrstvy, prostupuje skrz celý permafrost nebo se nachází uvnitř permafrostu (Obrázek 5) (French 2007). Mocnost činné vrstvy se pohybuje od jednotek cm po 1,5 m ve Vysoké Arktidě a 2-3 m v subarktických oblastech (Dobiňski 2020). Vliv na hloubku promrzání činné vrstvy má jak teplota vzduchu, tak množství dopadajícího slunečního záření, vegetace, materiál podloží, obsah vody, sněhová pokrývka a další (French 2007). Rozhraní mezi permafrostem

a vrstvami nad ním (činná vrstva nebo talik) se nazývá povrch permafrostu (angl. permafrost table) (French 2007).



Obrázek 5: Idealizovaný řez permafrostem, vlastní kresba dle Frenche (2007)

3.1 DEGRADACE PERMAFROSTU

Většina současného permafrostu se formovala během posledních glaciálů, menší část i během holocénu nebo malé doby ledové před 400 až 150 lety (International Permafrost Association 2022). Základní teoretickou podmínkou pro vznik permafrostu je průměrná roční teplota vzduchu nižší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Osterkamp, Burn 2015). Podle Jorgensona a kol. (2010) je však potřeba průměrná roční teplota vzduchu nižší než $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$, aby mohlo docházet ke tvorbě nového permafrostu jen díky klimatickým faktorům. Průměrná roční teplota vzduchu nižší než $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Jorgenson a kol. 2010) nebo $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Osterkamp, Burn 2015) je také považována na severní polokouli za jižní hranici souvislého permafrostu, u kterého se taliky vyskytují víceméně jen pod řekami a jezery (French 2007, s. 94). V oblastech s vyšší průměrnou roční teplotou vzduchu se vyskytuje nesouvislý (teploty od -6 do $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) a v oblastech s teplotami od $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ do $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ je nejčastěji sporadický nebo izolovaný permafrost, na jehož prostorové rozšíření mají vliv mikroklimatické faktory (Jorgenson a kol. 2010). V místech s nesouvislým permafrostem je permafrost zpravidla ve všech oblastech

kromě jižně orientovaných slunnějších svahů a záplavových území větších řek (Viereck, Van Cleve, Dyrness 1986, s. 22).

Degradaci permafrostu může způsobovat buď změna klimatu, vegetačního pokryvu, nebo geomorfologická změna a každá z těchto změn může být přírodního původu, nebo způsobená člověkem (French 2007, s. 187). V případě, že se začne oteplovat nebo dojde k narušení permafrostu, začne se zvětšovat hloubka rozmrzání činné vrstvy na úkor permafrostu a zvýší se jeho teplota. Tání permafrostu je závislé primárně na průměrné roční teplotě vzduchu, ale i na dalších faktorech, jako je vegetační pokryv, povrchová voda, požáry nebo výška sněhové pokrývky. Permafrost je schopný díky izolaci od vegetace netát ani při průměrné roční teplotě vzduchu 2 °C, naopak může tát i při průměrných ročních teplotách vzduchu -20 °C za přispění tající povrchové vody v létě (Jorgenson a kol. 2010). Ve vyšších arktických polohách Kanady permafrost taje primárně kvůli zvyšující se průměrné roční teplotě vzduchu, zatímco v nižších arktických polohách Kanady je tání způsobováno především zvýšeným množstvím srážek (Jones 2019; Kokelj a kol. 2015).

Například mezi lety 2007 a 2016 se teplota permafrostu v hloubce 10 m napříč arktickými polohami se souvislým permafrostem zvedla o $0,39 \pm 0,15$ °C a v oblastech s nesouvislým permafrostem o $0,20 \pm 0,10$ °C (Biskaborn a kol. 2019). V oblastech s nesouvislým nebo sporadickým permafrostem, jehož teplota je jen o málo menší než teplota tání a dochází ke zvyšování této teploty, často dochází k tání permafrostu shora i zdola (Osterkamp, Burn 2015). Dochází také k posouvání jižní hranice rozšíření permafrostu na severní polokouli směrem k severu. Kvůli přibývání nových taliků, které vznikají v oblastech se souvislým permafrostem, se posun týká i hranic mezi souvislým, nesouvislým, sporadickým a izolovaným permafrostem (International Permafrost Association 2022).

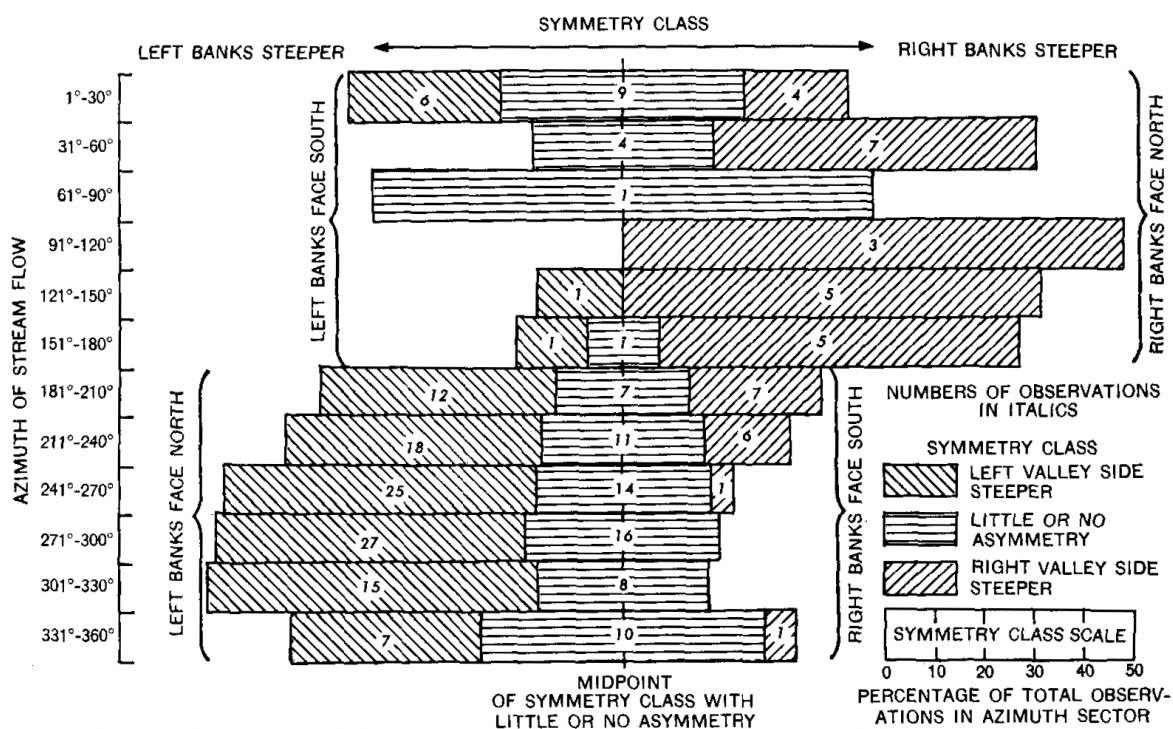
V některých oblastech Ruska a na Aljašce se nachází jemnozrnný syngenetický permafrost vyvinutý během pleistocénu, který obsahuje velmi vysoké množství ledu (50 až 90 %). Tento syngenetický permafrost s vysokým obsahem organických složek, který se občas nazývá „Yedoma“, může mít mocnost až 50 m, ledové klíny vyvinuté do šířky až 10 m a při tání může značně ovlivňovat erozi (Kanevskiy a kol. 2016; Strauss a kol. 2021). Podle (Strauss a kol. 2021) permafrost typu Yedoma zabírá v současnosti asi 480 000 km². Kvůli degradaci během holocénu je jeho rozložení značně roztržštěné - většinou jde o nesouvislý, sporadický nebo izolovaný permafrost. Tání svrchní části permafrostu, kde se často vyskytuje velké množství ledu, vede k sesedání povrchu, vzniku termokrasového reliéfu, ale také k poškozování staveb (Czudek, Demek 1970; French 2007). (Harris 2018, s. 37) jako

termokras nazývá „všechny topografické znaky a struktury vzniklé táním podpovrchového ledu,“ (Washburn 1973) mluví hlavně o topografických depresích vzniklých rozmrazením půdního ledu. Summerfield (2008) tvrdí, že se zde může krátkodobě vyskytovat velmi vysoká míra eroze za předpokladu, že je půdní led odkrytý přímo na březích vodních toků nebo na svazích. Jeho odtáváním dochází k odnášení částic povrchovým odtokem i k nasycení zeminy, která je poté náchylnější k dalším svahovým procesům. Intenzita eroze (ústup nebo zarovnávání svahů) nebo sesedání povrchu se pohybuje od nezaznamenanatelných množství po desítky m/rok. Odtávání ledu v permafrostu vede k sesedávání povrchu, které může dosáhnout až několika cm/rok. Například na poloostrově Jamal poklesl povrch mezi lety 2000 a 2014 až o 2 m (Teshebaeva a kol. 2021). Roztáním Yedomy s mocností 30 metrů však může dojít k poklesu povrchu až o 20 m, tento proces ale trvá zpravidla delší dobu (Kanevskiy a kol. 2014). Rychlost ústupu odkrytých svahů tvořených permafrostem typu Yedoma může být, spolu s přispěním laterální termoeroze řeky, okolo 10 m/rok, v místech s nejvyšší ústupem až okolo 25 m/rok (Kanevskiy a kol. 2016). Důvodem takto rychlého ústupu svahu je především prudké odtávání svahu v místech kontaktu s vodním tokem, který způsobí vytátí až 10 m hlubokých termokarů, které způsobí odlomení celého svahu a jeho rozpad na menší bloky, které pak v létě rychle tají (Czudek, Demek 1970).

3.2 VZTAH ASYMETRIE ÚDOLNÍCH SVAHŮ A PERMAFROSTU

Prvním autorem, který zmiňuje asymetrická údolí v oblastech s vyvinutým permafrostem na Sibiři je Schostakowitsch (1927 cit. dle Frenche 2007), který prováděl výzkumy na Sibiři. Jednu z prvních rozsáhlejších studií asymetrických údolí (desítky údolí) v periglaciálních podmínkách provedl Currey (1964) na severozápadě Aljašky, zhruba 185 km severně od polárního kruhu v Ogotoruk Creek v létě roku 1959 a 1960. Currey (1964) provedl celkem 232 měření základních prvků asymetrie svahů (orientace toku, sklon svahu na pravém a levém břehu) pro různá údolí ve východní polovině povodí Ogotoruk Creek, z toho 90 založených na interpretaci topografických map a 142 na základě fotogrammetrických snímků. 151 ze studovaných profilů mělo strmější jeden ze svahů a ve většině případů šlo o severně orientovaný svah údolí (Obrázek 6). Idealizované údolí pro oblast Ogotoruk Creek má podle Curreyho (1964) mírný jižně orientovaný svah se sklonem ve spodní části zhruba 5° a strmější severně orientovaný svah se sklonem zhruba 30°. Jižně orientovaný svah je tvořen tundrovou vegetací a má vyvinutou „tundrovou půdu“, zatímco severně orientovaný svah je tvořen převážně rozlámanými a zmrzlými úlomky matečné horniny se skalními výchozy ve spodní části svahu, které mohou být i kolmé až převislé (Currey 1964).

Currey (1964) rozebral většinu možných příčin vzniku asymetrie (některé například viz kapitola 2 Asymetrie svahů), ale pro studované území se kloní k myšlence Malaurieho (1952), že u severně orientovaných svahů se projevuje erozní a zvětrávací aktivita menší měrou než u svahů jižně orientovaných, které přijímají více slunečního záření, mají mocnější činnou vrstvu (konkrétní mocnosti však ani Malaurie (1952) ani Currey (1964) nespecifikují) a obecně prochází v průběhu roku více regulačními cykly. Z těchto důvodů na jižně orientovaných svazích dochází více ke svahovým procesům, které jsou podpořeny dostupností vody v půdě a tyto svahy jsou mírnější.



Obrázek 6: Počet měřených profilů (kurzívou ve vyšrafovovaných polích) spadajících do třídy symetrie (druh šraf) podle směru toku, intervaly azimutů po 30° (Currey 1964)

French (2007, s. 263) shrnul některé z významných publikací, které zmiňují asymetrické svahy a tvrdí, že pro vyšší zeměpisné šířky platí, že většinou převládají prudší severně orientované svahy (Tabulka 2), ale není výjimkou ani orientace prudšího svahu na jih, východ nebo západ. Strmější severně orientovaný svah většina autorů (Summerfield 2008; French 2007; Currey 1964) přisuzuje intenzivnějším svahovým procesům na svahu jižně orientovaném spolu s asymetrickou erozí vodního toku. French (2007) zvýšenou intenzitu svahových procesů přisuzuje vyššímu množství dopadajícího slunečního záření, díky kterému má činná vrstva větší mocnost. Permafrost, který je v oblastech s jeho nesouvislým nebo sporadickým rozšířením spíše vyvinut (zachován) na stinnějších a chladnějších severně

orientovaných svazích, pomáhá zpevňovat zeminu, která by jinak byla více odnášena svahovými procesy (Summerfield 2008). Proto v oblastech s nesouvislým permafrostem na severní polokouli mohou převažovat prudší severně orientované svahy (Slaughter, Collins 1981).

Tabulka 2: Vybrané charakteristiky sklonové údolní asymetrie v arktických regionech s recentní přítomností permafrostu (French 2007, s. 263), doplněno, upraveno.

Oblast a autor	Lokalita	Směr údolí	Orientace prudšího svahu
Východní Grónsko:			
Poser (1948)	Wollston-Vorland	V-Z	S
Malaurie (1952)	Disko	V-Z	S
Západní Špicberky¹:			
Dege	Andreeland	V-Z	J
Dege	Conwayland	S-J	Z
Klimaszewski	Kaffioya - Ebene	V-Z	J
Klimaszewski	Brogger - Halbinsel	S-J	V
Sibiř:			
Shostakovitch (1927)	Yakutia	V-Z	S
Presniakow ²	Yakutia	V-Z	S
Gravis (1969)	Yakutia	V-Z	S
Severní Kanada:			
		SZ-JV	
Bronhofer ²	Southampton Island	V-Z	S
French (1971b)	Banks Island		JZ
Kennedy and Melton ²	Caribou Hills, NWT	V-Z	S, J
Aljaška:			
Hopkins and Taber ²	Central Alaska	V-Z	S
Currey (1964)	Northwest Alaska	V-Z	S
Severní Švédsko³:			
(Borg 2012)	Abisko	V-Z	S

1. Cit. dle Karrasche, 1970.

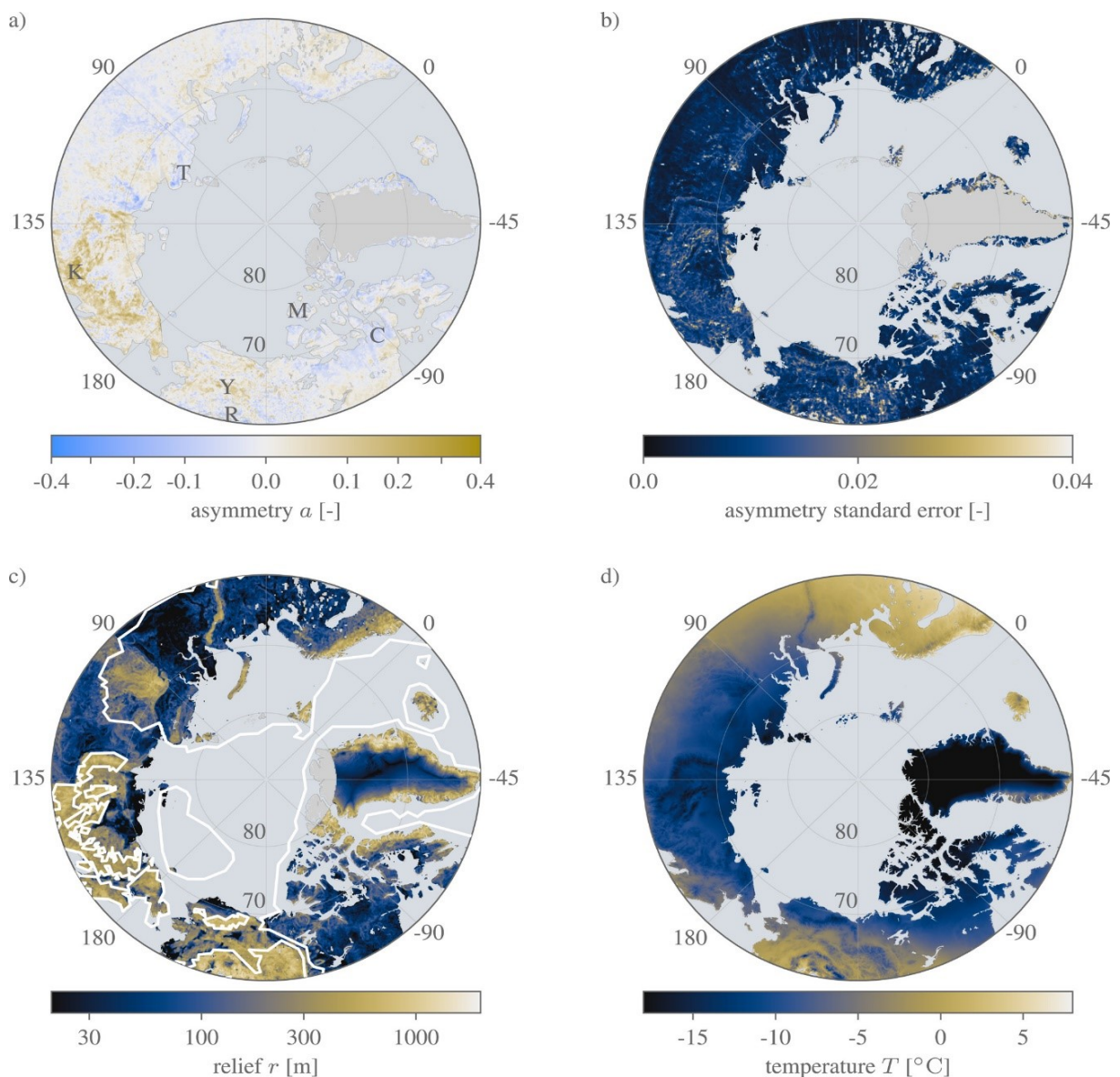
2. Cit. dle Frenche 1976a.

3. Doplněno

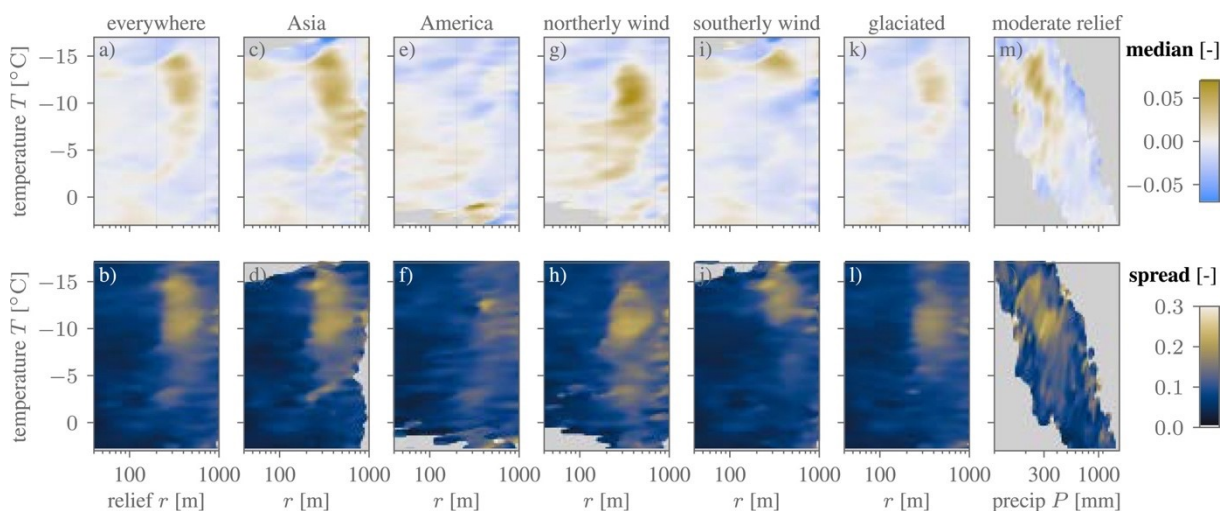
3.3 ASYMETRICKÁ ÚDOLÍ V OBLASTECH S RECENTNÍM PERMAFROSTEM

Zwieback (2021) provedl analýzu asymetrických údolí severně zhruba od 60° severní zeměpisné šířky (s. š.) a popsal několik způsobů, kterými může docházet ke vzniku asymetrických svahů v závislosti především na rozdílném klimatu a vegetaci. Nejvyšší hodnotu indexu asymetrie (počítaného dle Poulou a kol. (2012)) vykazují svahy s prudším severním svahem, který může být až dvakrát tak prudký jako svah jižní (Zwieback 2021).

Takto asymetrické svahy se nacházejí především na Dálném východě například v Kolymském pohoří (Obrázek 7a), v mapě písmeno K). Podle Zwiebacka (2021) je asymetrický reliéf zpravidla vázaný na členitý terén (Obrázek 7c, odstíny hnědé a Obrázek 8 mezi svislými liniemi), zpravidla s převýšením vyšším než 200 m na 25 km² (velikost pixelu výsledného rastru sklonové asymetrie v jeho studii). Značně asymetrický reliéf navázaný na vyšší převýšení je typický ve východní Asii, v menším rozsahu na Aljašce a v západní Kanadě. Oblasti, které v minulosti nebyly pokryty ledovcovým příkrovem a mohly zde déle a intenzivněji působit exogenní síly, jsou více asymetrické než oblasti, které byly zaledněny (Zwieback 2021).



Obrázek 7: a) S-J index terénní asymetrie a (kladná hodnota: příkřejší severně orientovaný svah), b) směrodatná odchylka, c) místní reliéf r (interdecilové rozpětí nadmořských výšek v oblasti 5x5 km - rozpětí bez 10 % nejvyšších a 10 % nejnižších výšek), d) průměrná roční teplota vzduchu dle Karger a kol. (2017) In (Zwieback 2021)



Obrázek 8: Jádrové odhady pravděpodobnostní hustoty terénní asymetrie a rozdělení podle teploty T , reliéfu r a srážek P . Vrchní řádek medián, spodní řádek interdecilový rozptyl. Svislé linie v prvním řádku vymezují mírný terén, který má r v rozsahu 200 až 700 m (Zwieback 2021, s. 5).

3.4 PERMAFROST NA ÚZEMÍ ČESKA

Během posledního geologického období v historii Země, kvartéru (čtvrtohor), panovaly na území Česka jiné klimatické poměry než dnes. Díky výrazně chladnějšímu klimatu v dobách ledových během pleistocénu došlo k tvorbě permafrostu na většině území Česka (Czudek 1997, s. 63). Jeho přítomnost a rozšíření dokládá řada jevů. Czudek (2005, s. 49) uvádí jako přímé důkazy existence permafrostu na území Česka například pseudomorfózy po ledových klínech, mrazové klíny s primární výplní eolickými sedimenty, postkryogenní textury vzniklé po roztátí texturního ledu, kryogenní rozvolnění hornin podél puklin do hloubky až 60 m, syngenetické a epigenetické postkryogenní struktury ve větší hloubce, než byla mocnost činné vrstvy a další. Velké strukturní půdy mohou být považovány také za přímý důkaz existence permafrostu (French 2007; Křížek a kol. 2019). Mezi nepřímé důkazy, jejichž vznik je spojen jak s permafrostem, tak s hlubokým sezonním promrzáním, řadí Czudek (2005, s. 49) zemní klíny, strukturní půdy, kryogenní zvětrávání hornin a další.

Poslední větší ochlazení související s významnější agradací permafrostu bylo ve střední Evropě v době pozdního viselského glaciálu tedy zhruba před 28 000 až 12 400 lety, OIS 2 (Vandenberghe 2001). Z tohoto období také pochází většina zachovalých periglaciálních tvarů (Czudek 2005; Vandenberghe 2001). Podle Czudka (1986) dosahovala mocnost permafrostu ve vrcholu pozdního glaciálu na území Česka 50 až 200 metrů podle lokality. Podle Růžickové a Zemana (1992 In (Czudek 2005)) byla největší mocnost permafrostu prokázaného rozborem materiálu z vrtu u Blahutovic v Moravské bráně 220 m. Souvislému permafrostu odpovídají i nálezy pseudomorfóz po ledových klínech. Ledové klíny totiž vznikají nejčastěji v „zamokřených nížinách s výskytem souvislé vrstvy permafrostu pod

činnou vrstvou“ (French 2007, s. 117). Podle zahraničních autorů byl během posledního glaciálního maxima (LGM) před 18 000 lety na sever od Alp mezi ledovcovými příkrovy souvislý permafrost (Haeberli 2010; French 2007). Talíky se nacházely jen pod většími řekami a v okolí teplých pramenů (Czudek 2005). Poslední pleistocenní permafrost začal na území Česka degradovat už na konci vrcholné fáze svrchního viselského glaciálu (zhruba 20 ka BP), přestal na chvíli degradovat (nebo dokonce začal nově vznikat) ještě v mladším dryasu před 12 900 až 11 700 lety (Vandenberghe 2001) a jeho rozpad díky tání shora i zdola nastal před 11 400 až 10 730 lety a kompletně zmizel do středního holocénu (Czudek 2005; Uxa a kol. 2019).

4 DISKUZE

Asymetrie údolních svahů může v některých případech ukazovat na přítomnost periglaciálních prostředí v minulosti. Prvním autorem, který popsal asymetrické údolí v oblastech s permafrostem byl (Schostakowitsch 1927). Prvním, kdo dal do přímé souvislosti vliv periglaciálního prostředí na asymetrická údolí, byl (Poser 1948). Ve většině oblastí střední Evropy však za případnou sklonovou asymetrii údolních svahů můžou spíše faktory jako litologie nebo tektonika (Pawelec 2011).

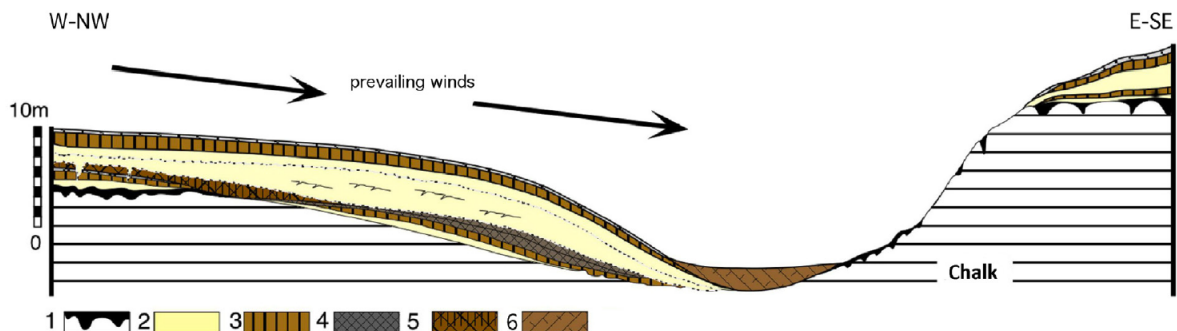
Na území Česka je v některém ze svých úseků sklonově nesouměrné téměř každé údolí (Czudek 1997). (Czudek 2005) ale nespátřuje souvislost mezi mírou asymetrie a velikostí, sklonem nebo směrem údolí ani na jeho hydrologickém režimu (suché, občasné protékané, stále protékané vodním tokem). (Czudek 2005) přesto tvrdí, že sklonovou asymetrii údolí mohou způsobovat rozdíly v klimatických podmínkách, tedy klimatická asymetrie, a to především v oblastech tvořených neogenními a pleistocenními sedimenty, v malých převážně suchých údolích a úpadech a v široce rozevřených úvalovitých pramenných úsecích vodních toků. Naopak u větších údolí na středních a dolních tocích v oblastech, kde je podloží tvořeno odolnějšími horninami, má na asymetrii hlavní vliv činnost vodního toku a protínání údolních svahů a o klimatické asymetrii zde nemůže být řeč (Czudek 2005).

Czudek (1982; 1997; 2005) většinu studií prováděl pomocí podrobných, ale náročnějších metod jako jsou kopané sondy, vrty, odkryvy nebo interpretace topografických map. Kvůli malému rozsahu zkoumaného území je obtížné generalizovat výsledky pro celou oblast Česka nebo střední Evropy. Také metodika, podle které Czudek (1982; 1997; 2005) postupoval není úplně jasná, protože nikde není podrobně popsána.

V oblasti Krakovské vrchoviny v Polsku, která je tvořena převážně vápenci, je asymetrie údolí dávana do souvislosti hlavně s litologickými a tektonickými podmínkami (ukloněné vrstvy vápenců, vápence rozdílného stáří, ...), ale i zde se počítá s tím, že klimatické faktory během pleistocénu k asymetrii v některých místech přispěly (Pawelec 2011). Přispění klimatických faktorů (insolace, převládající proudění) k formování asymetrie v pleistocenním periglaciálním prostředí je zaznamenáno i z Bavorska, ale není dávano do souvislosti s permafrostem a zásadnější vliv měly geologické podmínky (Wende 1995).

4.1 EOLICKÉ SEDIMENTY

V glaciálech také docházelo ve střední Evropě k vyvátí spraší, což je jemnozrnný velmi dobře vytríděný materiál, který pochází z glaciáluálních uloženin z předpolí ledovců nebo fluviálních teras (French 2007). Podle některých autorů (Antoine a kol. 2016; Czudek 1997; Lehmkuhl a kol. 2021) může být jedním z faktorů, který přispívá k větší sklonové asymetrii údolních svahů ukládání eolických sedimentů spraše, které se v Evropě ukládaly spíše na závětrné svahy (Obrázek 9).



Obrázek 9: Idealizovaný průřez asymetrickým údolím v severní Francii, 1) matečná hornina (vápenec) se zvětralinou, 2) vápnité spraše sálského a viselského stáří, 3) Bt horizont hnědozemě (eem, holocén), 4) humusový půdní horizont a půdní komplexy (viselský glaciál), 5) boreální hnědozemě (střední viselský pleniglaciál), 6) koluviální sedimenty pozdně holocenního stáří, (Antoine a kol. 2016).

Podle Czudka (2005) se však spraše ve většině případů v Česku ukládaly na už asymetrická údolí, proto je podle něj možné považovat sedimentaci na závětrných svazích jako zásadní faktor pro vznik asymetrie jen u svahů, které byly do té doby symetrické. Podobná situace jako v Česku je i v severní Francii (Antoine a kol. 2016) i jinde v Evropě (Lehmkuhl a kol. 2021), kde je také zdokumentováno ukládání spraší na závětrné svahy již asymetrických údolí. Obecně však může docházet i k ukládání spraší primárně na návětrné straně (Chen a kol. 2021). Sprašové závěje nebo návěje je možné použít pro určení směru a rychlosti větru, který převládal v době jejich ukládání (Muhs 2013).

4.2 ROZDÍLNÁ INSOLACE A VLHKOSTNÍ POMĚRY

Czudek (2005) naznačuje, že v Česku docházelo k rozdílnému vývoji asymetrie v glaciálech, kdy byly více denudovány svahy orientované zhruba jižním směrem, protože severní svahy byly zpevněny přítomností permafrostu, a v integlacialech, kdy byly více denudovány severně orientované svahy, na kterých tál sníh déle, bylo na něm méně vegetace, a tím poskytoval lepší podmínky pro intenzivnější svahové procesy. V nižších polohách na území

Česka byla během pleistocenních glaciálů průměrná roční teplota vzduchu mezi $-7,0 \pm 1,9$ až $-3,2 \pm 1,5$ °C (Uxa, Křížek, Hrbáček 2021). Podle Zwiebacka (2021) se v oblastech se současným výskytem permafrostu vyskytují prudší severně orientované svahy v oblastech s teplotami v rozmezí -15 až $+2$ °C, při vyšších teplotách jsou prudší zpravidla jižně orientované svahy díky příhodným podmínkám pro rozvoj vegetace, která tlumí denudační procesy (Pelletier a kol. 2018). Tato tvrzení podporují odhad Czudka (2005, s. 89), že „se sklonová asymetrie s expozicí příkřejšího svahu k Z, JZ, SZ, a J vyvíjela zejména za vlhčích a teplejších fází periglaciálního prostředí, kdežto asymetrie příkřejšího svahu obráceného k SV, S, a V se formovala zejména za chladnějších a sušších fází periglaciálního podnebí.“

4.3 BOČNÍ EROZE

Transport erodovaného materiálu z více denudovaného svahu může způsobovat zanášení koryta toku na jeho straně, a tím pádem jeho posun a zařezávání do svahu protějšího (Currey 1964). Podle Czudka (2005, s. 90) hrála boční eroze „důležitou, i když většinou druhořadou úlohu,“ přesto však v některých oblastech tvořených nejčastěji neodolnými sedimenty došlo ke značným posunům toků. Příkladem je Trnávka, která se v pleistocénu posunula o 540 m (Czudek 1973 In Czudek 1997).

4.4 DEGRADACE PERMAFROSTU

Při degradaci zůstává permafrost déle zachován na severně orientovaných svazích, kde dotuje půdu vlhkostí déle, než na jižně orientovaném svahu, a tak přispívá k denudaci a formování asymetrie (French 2007). Kompletní degradace permafrostu na jižně orientovaném svahu nebo významné zvýšení mocnosti činné vrstvy se projeví postupným snížením významu fluvialní aktivity, zpomalením eroze, ale také zvýšením teploty vody, které napomáhá případné termoerozi na severně orientovaném svahu (Tananaev, Lotsari 2022). Zůstává však otázkou, zda bude mít tento proces takovou intenzitu, aby přemodeloval případnou opačnou asymetrii vzniklou za trvání glaciálů, která zpravidla probíhala po delší dobu. Zároveň je obtížné porovnávat degradaci současného permafrostu v polárních oblastech vyšších zeměpisných šířek s téměř celodenním slunečním svitem během léta s oblastmi dnešních mírných šířek, kde se i v létě střídají dny a relativně dlouhé noci, tedy období, kdy dochází k chladnutí povrchu i vzduchu. I z tohoto důvodu je velmi obtížné z dostupných studií pro oblast střední Evropy predikovat paleoenviromentální podmínky panující při degradaci permafrostu.

5 ZÁVĚR

Vliv klimatických podmínek může v některých oblastech mít znatelný vliv na formování slonové asymetrie údolí. Nejvýznamnějším faktorem však zůstává bezpochyby vliv podloží. V pleistocenní střední Evropě řadu údolí přikryly sprašové sedimenty a na první pohled zde může způsobovat asymetrii uložení spraší na závětrných svazích, převážně v nižších polohách. V pleistocénu docházelo ke střídání glaciálů a interglaciálů. V glaciálech byla podporována svahovými procesy sklonová asymetrie s prudším severně orientovaných svahem naopak v interglaciálech byl severně orientovaný svah denudován více. Je obtížné pro střední Evropu určit, jestli degradace permafrostu a prvky působící na sklonovou asymetrii svahu působící v interglaciálu byly intenzivnější než procesy působící v glaciálech.

6 ZDROJE

ACOSTA, V. T., SCHILDGEN, T. F., CLARKE, B. A., SCHERLER, D., BOOKHAGEN, B., WITTMANN, H., VON BLANCKENBURG, F., STRECKER, M. R. (2015): Effect of vegetation cover on millennial-scale landscape denudation rates in East Africa. *Lithosphere*, 4, 7, 408-420.

ALLABY, M. ed. (2008): *A Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press.

ANDERSEN, J. L., EGHOLM, D. L., KNUDSEN, M. F., JANSEN, J. D., NIELSEN, S. B. (2015): The periglacial engine of mountain erosion – Part 1: Rates of frost cracking and frost creep. *Earth Surface Dynamics*, 4, 3, 447-462.

ANTOINE, P., COUTARD, S., GUERIN, G., DESCHODT, L., GOVAL, E., LOCHT, J.-L., PARIS, C. (2016): Upper Pleistocene loess-palaeosol records from Northern France in the European context: Environmental background and dating of the Middle Palaeolithic. *Quaternary International*, 411, 4-24.

BISKABORN, B. K., SMITH, S. L., NOETZLI, J., MATTHES, H., VIEIRA, G., STRELETSKIY, D. A., SCHOENEICH, P., ROMANOVSKY, V. E., LEWKOWICZ, A. G., ABRAMOV, A., ALLARD, M., BOIKE, J., CABLE, W. L., CHRISTIANSEN, H. H., DELALOYE, R., DIEKMANN, B., DROZDOV, D., ETZELMÜLLER, B., GROSSE, G., GUGLIELMIN, M., INGEMAN-NIELSEN, T., ISAKSEN, K., ISHIKAWA, M., JOHANSSON, M., JOHANNSSON, H., JOO, A., KAVERIN, D., KHOLODOV, A., KONSTANTINOV, P., KRÖGER, T., LAMBIEL, C., LANCKMAN, J.-P., LUO, D., MALKOVA, G., MEIKLEJOHN, I., MOSKALENKO, N., OLIVA, M., PHILLIPS, M., RAMOS, M., SANNEL, A. B. K., SERGEEV, D., SEYBOLD, C., SKRYABIN, P., VASILIEV, A., WU, Q., YOSHIKAWA, K., ZHELEZNYAK, M., LANTUIT, H. (2019): Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 1, 10, 264.

BORG, C.-J. (2012): Mechanisms controlling valley asymmetry development at Abisko, northern Sweden and Sani Pass, southern Africa.

BROWN, J., FERRIANS, O. J., HEGINBOTTOM, J. A., MELNIKOV, E. S. (1997): Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions.

BUZEK, L. (1986): Geomorfologie. In: Horník, S.: *Fyzická geografie II*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

CRESSEY, G. B. (1962): *Soviet potentials : a geographical appraisal*. Syracuse Univ. Press.

CURREY, D. R. (1964): A Preliminary Study of Valley Asymmetry in the Ogotoruk Creek Area, Northwestern Alaska. *ARCTIC*, 2, 17, 84-98.

CZUDEK, T. (1982): Morphometrical characteristics of valley asymmetry in some North Moravian regions. *Geografie*, 4, 87, 237-250.

CZUDEK, T. (1986): Pleistocenní permafrost na území Československa. *Geografický časopis*, 2-3, 38, 245-252.

CZUDEK, T. (1997): *Reliéf Moravy a Slezska v Kvartéru*. SURSUM, Tišnov.

- CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno.
- CZUDEK, T., DEMEK, J. (1970): Thermokarst in Siberia and Its Influence on the Development of Lowland Relief. *Quaternary Research*, 1, 1, 103-120.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia.
- DOBIŃSKI, W. (2020): Permafrost active layer. *Earth-Science Reviews*, 208, 103301.
- ELNAKER, N., ZALESKI, T. (2021): The impact of slope aspect on soil temperature and water content.
- EMERY, K. O. (1947): Asymmetric valleys of San Diego County, California. *Bulletin of the Southern California Academy of Sciences*, 46, 1-482.
- FRENCH, H. M. (1971): Slope Asymmetry of the Beaufort Plain, Northwest Banks Island, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 8, 717-731.
- FRENCH, H. M. (2007): *The periglacial environment*. John Wiley and Sons, Chichester, England ; Hoboken, NJ.
- GIBBARD, P., COHEN, K. M. (2008): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 2, 31, 243-247.
- GIBBARD, P. L. (2013): *Climatostratigraphy*. In: Elias, S. A., Mock, C. J. (eds.): *Encyclopedia of Quaternary science*. Elsevier, Amsterdam.
- GIBBARD, P. L., HEAD, M. J., WALKER, M. J. C., THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 2, 25, 96-102.
- GIRONA-MATA, M., MILES, E. S., RAGETTLI, S., PELLICCIOTTI, F. (2019): High-Resolution Snowline Delineation From Landsat Imagery to Infer Snow Cover Controls in a Himalayan Catchment. *Water Resources Research*, 8, 55, 6754-6772.
- GOUDIE, A. ed. (2004): *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge : International Association of Geomorphologists, London ; New York.
- HAEBERLI, W. (2010): *Glaciological conditions in northern Switzerland during recent Ice Ages*.
- HARRIS, S. A. (2018): *Geocryology: characteristics and use of frozen ground and permafrost landforms*. CRC Press/Balkema is an imprint of the Taylor & Francis Group, Boca Raton, Florida.
- HATAMI, S., NAZEMI, A. (2022): Compound changes in temperature and snow depth lead to asymmetric and nonlinear responses in landscape freeze-thaw. *Scientific Reports*, 1, 12, 2196.
- HEGGINBOTTOM, J. A., DUBREUIL, M. A., HARKER, P. T. (1995): *Canada, Permafrost*. In: *National Atlas of Canada*. 5th ed. Natural Resources Canada.

- HJORT, J., STRELETSKIY, D., DORÉ, G., WU, Q., BJELLA, K., LUOTO, M. (2022): Impacts of permafrost degradation on infrastructure. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1, 3, 24–38.
- HUGGETT, R. J. (2011): *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, Milton Park, Abingdon, Oxon ; New York.
- CHEN, S.-M., XIONG, L.-Y., DUAN, J.-Z., TANG, G.-A. (2021): Formation of asymmetrical loess gullies in the northeastern loess plateau of China. *Earth Surface Processes and Landforms*, 4, 46, 758–774.
- INTERNATIONAL PERMAFROST ASSOCIATION (2022): What is Permafrost?, International Permafrost Association, <https://www.permafrost.org/what-is-permafrost/> (3. 4. 2022).
- JOHNSTONE, S. A., FINNEGAN, N. J., HILLEY, G. E. (2017): Weak bedrock allows north-south elongation of channels in semi-arid landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 150–158.
- JONES, M. W. (2019): Widespread Permafrost Degradation in the Canadian High Arctic at 80°N, ARCUS, <https://doi.org/10/highlight/1> (4. 7. 2022).
- JORGENSON, M. T., ROMANOVSKY, V., HARDEN, J., SHUR, Y., O'DONNELL, J., SCHUUR, E. A. G., KANEVSKIY, M., MARCHENKO, S. (2010): Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 7, 40, 1219–1236.
- KANEVSKIY, M., FRENCH, H., SHUR, Y. (2008): LATE-PLEISTOCENE SYNGENETIC PERMAFROST IN THE CRREL PERMAFROST TUNNEL, FOX, ALASKA.
- KANEVSKIY, M., JORGENSON, T., SHUR, Y., O'DONNELL, J. A., HARDEN, J. W., QIANLAI ZHUANG, FORTIER, D. (2014): Cryostratigraphy and Permafrost Evolution in the Lacustrine Lowlands of West-Central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 25, 14–34.
- KANEVSKIY, M., SHUR, Y., STRAUSS, J., JORGENSON, T., FORTIER, D., STEPHANI, E., VASILIEV, A. (2016): Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska. *Geomorphology*, 253, 370–384.
- KARGER, D. N., CONRAD, O., BÖHNER, J., KAWOHL, T., KREFT, H., SORIA-AUZA, R. W., ZIMMERMANN, N. E., LINDER, H. P., KESSLER, M. (2017): Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas. *Scientific Data*, 1, 4, 170122.
- KENNEDY, B. A. (2004): ASYMMETRIC VALLEY. In: Goudie, A. (ed.): *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge : International Association of Geomorphologists, London ; New York.
- KOKELJ, S. V., TUNNICLIFFE, J., LACELLE, D., LANTZ, T. C., CHIN, K. S., FRASER, R. (2015): Increased precipitation drives mega slump development and destabilization of ice-rich permafrost terrain, northwestern Canada. *Global and Planetary Change*, 129, 56–68.
- KŘÍŽEK, M., KRAUSE, D., UXA, T., ENGEL, Z., TREML, V., TRACZYK, A. (2019): Patterned ground above the alpine timberline in the High Sudetes, Central Europe. *Journal of Maps*, 2, 15, 563–569.

LEHMKUHL, F., NETT, J. J., PÖTTER, S., SCHULTE, P., SPRAFKE, T., JARY, Z., ANTOINE, P., WACHA, L., WOLF, D., ZERBONI, A., HOŠEK, J., MARKOVIĆ, S. B., OBREHT, I., SÜMEGI, P., VERES, D., ZEEDEN, C., BOEMKE, B., SCHAUBERT, V., VIEHWEGER, J., HAMBACH, U. (2021): Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Science Reviews*, 215, 103496.

LUCKMAN, B. H. (2013): 7.17 Processes, Transport, Deposition, and Landforms: Rockfall. In: *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, 174-182.

MALAURIE, J. (1952): Sur l'asymétrie des versants dans Pile de Disko, Groenland. *COMPTES RENDUS*, 1461-1462.

MELTON, M. A. (1960): INTRAVALLEY VARIATION IN SLOPE ANGLES RELATED TO MICROCLIMATE AND EROSIONAL ENVIRONMENT. *Geological Society of America Bulletin*, 2, 71, 133.

MILLAR, S. (2013): 8.23 Mass Movement Processes in the Periglacial Environment. In: *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, 374-391.

MUHS, D. R. (2013): PALEOSOLS AND WIND-BLOWN SEDIMENTS. In: Elias, S. A., Mock, C. J. (eds.): *Encyclopedia of Quaternary science*. Elsevier, Amsterdam.

MULLER, S. W. (1947): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Army map service, U.S. Army.

OBU, J. (2021): How Much of the Earth's Surface is Underlain by Permafrost? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 5, 126.

ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J. (1971): *Dynamická inžinierska geológia*.

OSTERKAMP, T., BURN, C. (2015): Permafrost. In: North, G. R., Pyle, J., Zhang, F. (eds.): *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Elsevier Ltd.

PAWELEC, H. (2011): Periglacial evolution of slopes – Rock control versus climate factors (Cracow Upland, S. Poland). *Geomorphology*, 3-4, 132, 139-152.

PELLETIER, J. D., BARRON-GAFFORD, G. A., GUTIÉRREZ-JURADO, H., HINCKLEY, E. S., ISTANBULLUOGLU, E., MCGUIRE, L. A., NIU, G., POULOS, M. J., RASMUSSEN, C., RICHARDSON, P., SWETNAM, T. L., TUCKER, G. E. (2018): Which way do you lean? Using slope aspect variations to understand Critical Zone processes and feedbacks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5, 43, 1133-1154.

PETRÁNEK, J. (2007): Sufóze, On-line Geologická encyklopedie, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?sufoze> (9. 7. 2022).

POSER, H. (1948): BODEN- UND KLIMAVERHÄLTNISSE IN MITTEL- UND WESTEUROPA WÄHREND DER WÜRMEISZEIT. *Erdkunde*, 1/3, 2, 53-68.

POULOS, M. J., PIERCE, J. L., FLORES, A. N., BENNER, S. G. (2012): Hillslope asymmetry maps reveal widespread, multi-scale organization: MAPPING HILLSLOPE ASYMMETRY. *Geophysical Research Letters*, 6, 39, n/a-n/a.

SAUNDERS, I., YOUNG, A. (1983): Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5, 8, 473-501.

SCHAETZL, R. J., ANDERSON, S. (2005): *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge; New York.

SCHANZ, T., TRIPATHY, S., SRIDHARAN, A. (2018): Volume change behaviour of swelling and non-swelling clays upon inundation with water and a low dielectric constant fluid. *Applied Clay Science*, 158, 219-225.

SCHOSTAKOWITSCH, W. B. (1927): *Der ewig gefrorene Boden Sibiriens*. *Gessel Erdkunde Berlin Zeitschrift*, 394-427.

SINGH, S. (2018): Understanding the role of slope aspect in shaping the vegetation attributes and soil properties in Montane ecosystems. 14.

SLAUGHTER, C. W., COLLINS, C. M. (1981): SEDIMENT LOAD AND CHANNEL CHARACTERISTICS IN SUBARCTIC UPLAND CATCHMENTS. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 1, 20, 11.

SMITH, T., BOOKHAGEN, B. (2021): Climatic and Biotic Controls on Topographic Asymmetry at the Global Scale. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 1, 126.

STRAUSS, J., LABOOR, S., SCHIRRMEISTER, L., FEDOROV, A. N., FORTIER, D., FROESE, D., FUCHS, M., GÜNTHER, F., GRIGORIEV, M., HARDEN, J., HUGELIUS, G., JONGEJANS, L. L., KANEVSKIY, M., KHOLODOV, A., KUNITSKY, V., KRAEV, G., LOZHKIN, A., RIVKINA, E., SHUR, Y., SIEGERT, C., SPEKTOR, V., STRELETSKAYA, I., ULRICH, M., VARTANYAN, S., VEREMEEVA, A., ANTHONY, K. W., WETTERICH, S., ZIMOV, N., GROSSE, G. (2021): Circum-Arctic Map of the Yedoma Permafrost Domain. *Frontiers in Earth Science*, 9, 758360.

SUMMERFIELD, M. A. (2008): *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. Pearson, Prentice Hall, Harlow Munich.

TANANAEV, N., LOTSARI, E. (2022): Defrosting northern catchments: Fluvial effects of permafrost degradation. *Earth-Science Reviews*, 228, 103996.

TESHEBAEVA, K., VAN HUISSTEDEN, K. J., ECHTLER, H., PUZANOV, A. V., BALYKIN, D. N., SINITSKY, A. I., KOVALEVSKAYA, N. M., DOLMAN, H. A. J. (2021): Permafrost Dynamics and Degradation in Polar Arctic From Satellite Radar Observations, Yamal Peninsula. *Frontiers in Earth Science*, 9, 741556.

UXA, T., KŘÍŽEK, M., HRBÁČEK, F. (2021): PERICLIMv1.0: a model deriving palaeo-air temperatures from thaw depth in past permafrost regions. *Geoscientific Model Development*, 4, 14, 1865-1884.

UXA, T., KŘÍŽEK, M., KRAUSE, D., HARTVICH, F., TÁBOŘÍK, P., KASPRZAK, M. (2019): Comment on 'Geophysical approach to the study of a periglacial blockfield in a mountain area (Ztracené kameny, Eastern Sudetes, Czech Republic)' by Stan et al. (2017). *Geomorphology*, 328, 231-237.

VANDENBERGHE, J. (2001): PERMAFROST DURING THE PLEISTOCENE IN NORTH WEST AND CENTRAL EUROPE. In: Paepe, R., Melnikov, V. P., Overloop, E., Gorokhov, V. D. (eds.):

Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources. Springer Netherlands, Dordrecht.

VIERECK, L. A., VAN CLEVE, K., DYRNESS, C. T. (1986): Forest Ecosystem Distribution in the Taiga Environment. In: Van Cleve, K., Chapin, F. S., Flanagan, P. W., Viereck, L. A., Dyrness, C. T. (eds.): Forest Ecosystems in the Alaskan Taiga. Springer New York, New York, NY, 22-43.

WALKER, M., HEAD, M. J., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CHENG, H., CWYNAR, L., FISHER, D., GKINIS, V., LONG, A., LOWE, J., NEWNHAM, R., RASMUSSEN, S. O., WEISS, H. (2018): Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes*, 4, 41, 213-223.

WASHBURN, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. Arnold, London.

WENDE, R. (1995): Drainage and valley asymmetry in the Tertiary Hills of Lower Bavaria, Germany. *Geomorphology*, 3, 14, 255-265.

WILSON, L. (1968): Asymmetric valleys. In: *Geomorphology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 30-33.

ZHANG, K., LIU, K., YANG, J. (2004): Asymmetrical valleys created by the geomorphic response of rivers to strike-slip fault. *Quaternary Research*, 62, 310-315.

ZHANG, T., BARRY, R. G., KNOWLES, K., HEGINBOTTOM, J. A., BROWN, J. (1999): Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere¹. *Polar Geography*, 2, 23, 132-154.

ZOU, C. B., BARRON-GAFFORD, G. A., BRESHEARS, D. D. (2007): Effects of topography and woody plant canopy cover on near-ground solar radiation: Relevant energy inputs for ecohydrology and hydrology. *Geophysical Research Letters*, 24, 34, L24S21.

ZWIEBACK, S. (2021): Topographic Asymmetry Across the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 17, 48.

7 SEZNAM PŘÍLOH

7.1 SEZNAM OBRÁZKŮ

- Obrázek 1: Plížení (soil creep), částice, která zvětšuje svůj objem (zahřeje se, zvlhne nebo v ní zmrzne voda), je vyzdvižena kolmo k rovině svahu, při zmenšení objemu částice následně poklesne ve svislém směru tíhového působení Země, a tím se posune po svahu níže (Huggett 2011; Buzek 1986). Upraveno podle M. A. Carsona a M. J. Kirkbyho (1972) In Summerfield (2008) 11
- Obrázek 2: Příklad svahů, na kterých je limitujícím faktorem pro růst vegetace a) půdní vlhkost, b) teplota (Pelletier a kol. 2018)..... 13
- Obrázek 3: Popis sklonové asymetrie svahu pomocí elipsy. První sloupec zobrazuje nadmořské výšky, druhý sklony svahů, třetí orientaci svahů, čtvrtý rozložení sklonu a orientace svahu spolu s odpovídající elipsou (Smith, Bookhagen 2021) 16
- Obrázek 4: Mapa znázorňující rozšíření permafrostu na severní polokouli. Odstíny fialové od nejtmaší označují: souvislý, nesouvislý, sporadický a izolovaný permafrost (International Permafrost Association 2022). 19
- Obrázek 5: Idealizovaný řez permafrostem, vlastní kresba dle Frenche (2007)..... 20
- Obrázek 6: Počet měřených profilů (kurzívou ve vyšrafovaných polích) spadajících do třídy symetrie (druh šraf) podle směru toku, intervaly azimutů po 30° (Currey 1964) 23
- Obrázek 7: a) S-J index terénní asymetrie a (kladná hodnota: příkřejší severně orientovaný svah), b) směrodatná odchylka, c) místní reliéf r (interdecilové rozpětí nadmořských výšek v oblasti 5x5 km - rozpětí bez 10 % nejvyšších a 10 % nejnižších výšek), d) průměrná roční teplota vzduchu dle Karger a kol. (2017) In (Zwieback 2021) 25
- Obrázek 8: Jádrové odhady pravděpodobnostní hustoty terénní asymetrie a rozdělení podle teploty T , reliéfu r a srážek P . Vrchní řádek medián, spodní řádek interdecilový rozptyl. Svislé linie v prvním řádku vymezují mírný terén, který má r v rozsahu 200 až 700 m (Zwieback 2021, s. 5)..... 26

Obrázek 9: Idealizovaný průřez asymetrickým údolím v severní Francii, 1) matečná hornina (vápenec) se zvětralinou, 2) vápnité spraše sálského a viselského stáří, 3) Bt horizont hnědozemě (eem, holocén), 4) humusový půdní horizont a půdní komplexy (viselský glaciál), 5) boreální hnědozemě (střední viselský pleniglaciál), 6) koluviální sedimenty pozdně holocenního stáří, (Antoine a kol. 2016).....29

7.2 SEZNAM TABULEK

Tabulka 1: Definice asymetrie svahů podle různých autorů. 8

Tabulka 2: Vybrané charakteristiky sklonové údolní asymetrie v arktických regionech s recentní přítomností permafrostu (French 2007, s. 263), doplněno, upraveno.....24