

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Andrea Honzejková

Stabilita svahů v okolí ledovců ve vysokých pohořích světa
Slope stability in the environs of glaciers in world high mountains

Typ závěrečné práce

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Jan Novotný, CSc.

Praha, 2019

Prohlášení:

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

V Praze, 22.5.2019

Podpis

Poděkování

Ráda bych poděkovala svému vedoucímu bakalářské práce, panu Ing. Janu Novotnému, Csc., za vedení při psaní práce, poskytnutí rad a připomínek a za poskytnutí podkladových materiálů. Dále bych ráda poděkovala své rodině a svým přátelům za poskytnutí zázemí a podpory pro vytvoření této práce.

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá shromážděním příkladů, informací a dat, týkajících se nestability svahů v okolí ledovců vysokých pohoří světa. V úvodní části práce seznamuje s hlavními problémy, ke kterým v těchto oblastech dochází a jež primárně ovlivňují svahové pohyby. Pro pochopení těchto dějů práce charakterizuje svahové pohyby a příčiny, které svahové pohyby vyvolávají. Vysoká pohoří se nacházejí na většině kontinentů, jsou to např. Andy, Himaláj, Tien-Shan, Alpy, Kavkaz. V poslední části práce jsou uvedeny jednotlivé příklady nestabilit svahů zaznamenané v oblasti těchto pohoří.

Klíčová slova: svahové pohyby, skalní řízení, kamenité přívalové proudy, GLOFs, ledovce, ledovcové jezero

Abstract

The bachelor thesis deals with the collection of examples, information and data concerning the slope instability around the glaciers of the high mountains of the world. The introductory part introduces the main problems that occur in these areas and which primarily affect slope movements. To understand these processes, the thesis characterizes slope movements and conditions that provoke them. High mountains are found on most continent, such as the Andes, the Himalayas, the Tien-Shan, the Alps, the Caucasus. In the last part of the thesis are mentioned individual examples of slope instability.

Keyword: landslide, rock fall, debris flow, GLOFs, glacier, glacier lake

Obsah

1. Úvod.....	1
2. Seznámení s důležitými pojmy	2
2.1 Změna klimatu	2
2.2 Degradace permafrostu	2
2.3 Zemětřesení	3
2.4 GLOF (Glacial lake outburst flood).....	4
3. Dělení svahových pohybů.....	4
3.1 Dělení svahových pohybů dle Nemčok, Pašek, Rybář, 1974	5
3.1.1 Ploužení	5
3.1.2 Sesouvání.....	6
3.1.3 Stékání	7
3.1.4 Řícení.....	8
3.2 Dělení svahových pohybů dle Varnes, 1978.....	9
3.2.1 Řícení / Rock fall.....	9
3.2.2 Překlápění / Topple.....	9
3.2.3 Rotační sesuv / Rotational slump	9
3.2.4 Translační sesuv / Translational slide.....	10
3.2.5 Laterální rozvolňování / Lateral spread.....	10
3.2.6 Stékání/flow.....	10
3.2.7 Komplexní, kombinace dvou a více druhů.....	11
3.3 Využití klasifikací pro bakalářskou práci	11
4. Příčiny svahových pohybů.....	12
4.1 Podmínky	12
4.2 Faktory	13
4.3 Trigger.....	14
5. Charakteristika jednotlivých pohoří.....	14
5.1 Alpy.....	15
5.2 Kavkaz.....	15
5.3 Tien-Shan	16
5.4 Himaláje	17
5.5 Andy.....	18

6. Jednotlivé příklady.....	19
6.1 Ústup ledovců a degradace permafrostu, jako faktor snižující stabilitu svahů Alpské Monte Rosa v Itálii	19
6.2 Zavalení Karmadonské rokliny v Kavkazu 2002.....	21
6.3 Velké skalní sesuvy v Kyrgystánu, Tien-Shan	24
6.4 Rychlý nárůst a vznik GLOFs východního jezera Zyndan v Tien-shan	26
6.5 Zápavy jezera Chorabari v Kedarnathu v Himalájích.....	28
6.6 Sesuv v moréně, jako spouštěč záplav ledovcového jezera Palcacocha v Peru....	30
6.7 Skalní laviny jako spouštěč povodně v Laguně Safuna Alta v Peru.....	33
7. Závěr	36
Literatura.....	37

Seznam obrázků

obr. 1.1 Ploužení (upraveno)	5
obr. 1.2 Ploužení (upraveno)	5
obr. 1.3 Sesouvání (upraveno)	6
obr. 1.4 Sesouvání (upraveno) ..	7
obr. 1.5 Stékání (upraveno)	7
obr. 1.6 Stékání (upraveno)	8
obr. 1.7 Řízení (upraveno)	8
obr. 2.1 Varnes-hlavní typy sesuvů (upraveno)	9
obr. 2.2 Varnes-hlavní typy sesuvů (upraveno)	10
obr. 3.1 Pohoří Himaláj (upraveno)	17
obr. 3.2 Pohoří Andy (upraveno)	18
obr. 3.3 Pohoří Tien-Shan (upraveno)	16
obr. 3.4 Pohoří Alpy (upraveno)	15
obr. 3.5 Pohoří Kavkaz (upraveno)	16
obr. 4 Jezero Effimero lokalizované na povrchu ledovce Belvedere 29. června 2002 ...	20
obr. 5 Zavalená část vesnice Gornaia Saniba	22
obr. 6 Kamenité přívalové proudy ve vesnici Kardamon	23
obr. 7 Vývoj vniku jezera Zyndan v Tien-Shan	26
obr. 8 Jezero Chorabari b) v jarním období c) v letním období 2014	28
obr. 9 Kamenité přívalové proudy nad vesnicí Kedarnath 2013	29
obr. 10 Jezero Palcacocha 2019	30
obr. 11 Oblast detekovaných sesuvů v morénovém jezeře Palcacocha	32
obr. 12 Jezero Laguna Safuna Alta(SA) a Laguna Safuna Baja (SB) 2017	34

1. Úvod

Bakalářská práce se zabývá problematikou nestability svahů v okolí ledovců vysokých pohoří světa jako jsou Andy, Himaláj, Tien-Shan, Alpy, Kavkaz apod. Práce je vedena formou rešerše, zaměřena na reálné příklady událostí z daných pohoří. Toto téma jsem si vybrala kvůli jeho globálnímu rozšíření a malé informovanosti veřejnosti. Výše zmíněné vysokohorské oblasti jsou spojené s dlouhodobým globálním oteplováním a na něj navazujícími problémy jako tání ledu, degradace permafrostu a vznik ledovcových jezer. Cílem práce bylo shromáždit příklady svahových pohybů v okolí ledovců spojené s jejich ústupem a následné shrnutí vybraných dostupných zdrojů s touto tematikou.

Práce je rozdělena na čtyři hlavní kapitoly. V úvodní části práce seznamuje a vysvětluje hlavní problémy, které na svazích nastávají a ovlivňují svahové pohyby. Tyto problémy jsou úzce spjaty s globálním oteplováním a měly by čitateli přiblížit jejich existenci a důležitost.

V další části jsem se zabývala definicí základních klasifikací svahových pohybů, které by měly pomoci pochopit jednotlivé procesy a děje popisované v poslední části. Dále je zde popsána interakce mezi podmínkami a faktory, při kterých svahové pohyby vznikají.

Obsahem třetí části je seznámení s polohou lokalit a základními informacemi o pohořích, které jsou v práci popsány. Jde o přiblížení zeměpisného umístění lokalit a poukázání na rozličné geomorfologické, geologické a hydrologické podmínky.

V poslední části uvádím řadu příkladů z jednotlivých pohoří, ve kterých došlo ke katastrofám způsobených nestabilitou svahů. Snažila jsem se zde popsat jejich průběh, shrnout faktory a podmínky, ve kterých vznikaly.

2. Seznámení s důležitými pojmy

Vysoká pohoří se nacházejí na většině kontinentů, vyskytují se dnes v různých tektonicky aktivních oblastech. Tato pohoří dosahují až osmi tisícových výšek a jsou tvořena strmými svahy, jež jsou díky vysokým nadmořským výškám v oblastech permafrostu trvale pokrytá ledovci a sněhem. V těchto oblastech se setkáváme s problémy, které na sebe vzájemně navazují a společnou kombinací mohou vyvolávat svahové pohyby. Mezi významné problémy patří změna klimatu, na ně navazující degradace permafrostu, GLOFs a vliv zemětřesení. Dále mezi významné problémy řadíme nestabilitu svahů po odlednění a svahové pohyby, které jsou předmětem bakalářské práce.

2.1 Změna klimatu

Změnu klimatu lze charakterizovat statistickými metodami vztaženými k jednotkám času (změny v průměrných teplotách za čas, rozptyl teplot v určeném období atd. ...). K nejlepší definici změny klimatu slouží kyslíková metoda, kterou lze uplatňovat při zkoumání ledovcových jader. Pro reprezentativnější data, bylo dle studie (Thompson et al., 2003) využito k datování 6 ledovcových jader kombinovaných z obou polokoulí. Vyhodnocená data se zaměřovala především na časový horizont posledního tisíciletí. Závěry výzkumu poukazují zejména na nárůst atmosférické teploty v období od druhé poloviny dvacátého století. Ve studii Thompsona et al. (2003, s. 150) je popsáno, že lze oteplování chápat jako "hnací sílu rychlého ústupu a v některých případech i zmizení ledovců ve vysokých nadmořských výškách, v tropech a subtropích". Oteplování tak průkazně probíhá v různých nadmořských výškách na obou polokoulích v geograficky zcela rozdílných oblastech.

Důsledkem globálního oteplování nastávají rozsáhlé změny pozorovatelné po celé planetě. Dochází ke zvyšování hladiny moří a oceánů, změnám v uhlíkových cyklech, acidifikaci moří a zejména pak k tání ledovců. Následkem tání ledovců se ve vysokých pohořích výrazně zvyšuje objem vody v ledovcových jezerech a také dochází k degradaci permafrostu. Dochází ke snižování ledovcové pokrývky, čímž se snižuje tlak působící na horninu ledovcem. Snižováním tlaku může vznikat rozvolňování skalního svahu vznikem puklin viz strana 5 (3.1.1 Ploužení). Další problém spojený s táním ledovců a sněhové pokrývky je zvýšená saturace hornin, při které dochází ke změně hladiny podzemní vody a snížení stability svahu viz strana 12 (4.1 Podmínky).

2.2 Degradace permafrostu

Permafrost je definován jako část litosféry, kde se teplota dlouhodobě během roku vyskytuje pod 0° C. Jeho pokrytí se odhaduje na 25 % rozlohy odkryté části kontinentální litosféry a je rozšířen hlavně v oblasti severní polokoule. Permafrost je citlivý na změnu prostředí, proto je využíván jako jeden z hlavních indikátorů klimatického oteplování v posledních desetiletích.

Z publikovaných závěrů v (Nelson et al., 2001) zabývající se degradací permafrostu na severní polokouli je patrné, že vlivem dlouhodobé změny klimatu v oblastech permafrostu s obsahem ledu dochází k povrchovým změnám. Zejména k poklesu a deformaci povrchu terénu, doprovázených vznikem jezer při tání mrazových klínů. Na svazích vznikají v narušené povrchové zóně mechanické diskontinuity, které se tak stávají výrazně nestabilní.

Degradace permafrostu má významný vliv na pevnost a stabilitu skalních svahů, proto je znalost jeho rozsahu důležitá při rozeznání narušených povrchových zón. Narušené zóny vznikají po tání zmrzlé půdy, dochází ke změnám teplot a následně ke změnám tlaků. Tyto změny snižují stabilitu povrchové části terénu a mohou tak vlivem dalších faktorů podmiňovat vznik řízení skalních stěn.

V následujících letech lze dle Yanga et al. (2010) předpokládat nárůst degradace permafrostu vlivem neustálého nárůstu atmosférické teploty. Následkem toho dochází ke zvětšování mocnosti narušených zón skalních masivů a svahů. Tím se dá predikovat zvýšené riziko skalních sesuvů do budoucna, a proto je také vhodné se o tyto oblasti zajímat.

2.3 Zemětřesení

Zemětřesení je charakterizováno jako soubor krátkých pohybů vyvolaných napětím hornin. Obvykle dle Ondrášika a Rybáře (1991) k němu dochází v zemské kůře a svrchním plášti do hloubky prvních desítek kilometrů. Nejčastěji vznikají na okraji kontinentálních litosférických desek, kde se nacházejí aktivní desková rozhraní. Litosférické desky se pohybují rychlostí od několika mm po cm/rok. Při následném uvolnění jejich napětí dochází k rychlým posunům, což se projevuje jako zemětřesení.

Intenzita zemětřesení je určena dle velikosti otřesů a je následně klasifikována dle stupnice zavedené Charlesem Richterm (1935) uvedená v (Hrdličková M., 2009). Umístění epicenter zemětřesení se stanoví na základě šíření seismických vln. Dle Hrdličkové (2009) se zemětřesení nacházejí po celém světě, ovšem nejvíce v oblasti tzv. ohnivého kruhu (až 90 %), kde se vyskytují aktivní desková rozhraní. Oblast ohnivého kruhu je soustředěna v okolí vysokých hor a pohoří západního pobřeží Ameriky, přes severní Afriku, Středozevní moře, Alpy podél Asie a Austrálie. Se zemětřesením je spjata i vulkanická činnost, která se v oblastech též může vyskytovat.

Následkem zemětřesení dochází ke změnám přírodních podmínek, které mohou mít za následek nestabilitu svahu. V kombinaci se zvětráváním, mrznutím a změnou výšky hladin podzemní vody může docházet ke změnám sklonu svahu a zvyšování jeho citlivosti. Vlivem i menších otřesů narušeného svahu může docházet k vyvolání svahových pohybů, zejména na svazích pokrytých úlomky sutí a balvanů. Sekundárně pak svahové pohyby vyvolané zemětřesením přehrazují údolí a dávají tak možnost vzniku jezer.

2.4 GLOF (Glacial lake outburst flood)

Termín GLOF definuje náhlé uvolnění vody z jakéhokoliv druhu ledovcového jezera, bez ohledu na jeho příčinu. V okolí vysokohorských ledovců vznikají morénová jezera, jezera hrazená ledovcem či sezónní jezera napájená při tání sněhu. Nebezpečí kolapsů těchto jezer vzniká podle Falátkové (2016) nárůstem objemu vody, transportní a erozní činností. Následkem kombinace různých vlivů dochází k přetečení či kolapsu jezerní hráze. Tok vyvolaný kolapsem s příměsí úlomků, je schopen snadné přeměny na hlinitobahnité nebo kamenité přívalové proudy. Objemy uvolněných hmot mohou dosahovat milionů metrů krychlových a zapříčinit tak katastrofické následky. Po celém světě mají tyto události na svědomí statisíce životů, tisíce zdevastovaných obydlí a zničení dopravní infrastruktury. Často se potencionální hrozba GLOF projevuje rychle se rozšiřujícími jezery, jež leží pod strmými ledovcovými nebo skalními stěnami. Tyto skalní stěny jsou pak oslabovány vlivem degradace permafrostu a táním ledovců.

Publikace Vilímka et al., (2013) pojednává o spuštění zkušební databáze kolapsů ledovcových jezer (GLOF), mezi lety 2013-2015. Jejím cílem bylo vytvoření celosvětové databáze s následným průzkumem dílčích dat a informací. Tato databáze, popisující zhruba 500 událostí, má za účel posloužit mezinárodní spolupráci při průzkumu a řešení tohoto problému. Předběžné výsledky naznačily rozdílné spouštěče kolapsu hrází. Nejvíce zaznamenaných katastrof bylo spuštěno postupným porušením (následkem více faktorů). Mezi hlavní faktory porušení jezer řadíme impaktní vlny, přetečení, náhlé porušení nebo regresní erozi.

Do budoucna by mohl vznik GLOFs znamenat vážný problém. Následkem globálního oteplování vzniká po celém světě stále více ledovcových jezer, ať už stálých nebo sezónních. Dále pak dochází k tání ledu a zvětšování přínosu vody do už tak citlivých jezer. Vliv na porušení hráze pak mají zejména nestabilní svahy v okolí jezer, které jsou iniciovány svahovými pohyby, ledovcovými lavinami či skalním řícením.

3. Dělení svahových pohybů

Dělením svahových pohybů lze charakterizovat soubor pohybů a dějů probíhajících na svahu. Jedná se o pohyby hmot vlivem gravitace, jejichž dráha vede po svahu dolů při narušení rovnovážných sil. Během těchto pohybů dochází k jejich následné stabilizaci. Jejich vznik a vývoj ovlivňují podmínky a faktory které se v oblasti nacházejí a mění tak přírodní poměry území.

Ve výsledku tak vznikají různorodé procesy, které se dělí podle jednotlivých klasifikací, které mohou k tomuto problému přistupovat z různých pohledů. Po celém světě se používají desítky klasifikací, jež nejlépe charakterizují regionálně-geologické podmínky na území, kde se klasifikace využívá. Jednotlivé klasifikace se mohou lišit principem dělení, jako například dělení dle Varnese (1978) odvíjející se od způsobu pohybu a typu materiálu, nebo dle Nemčoka, Paška a Rybáře (1974) odvíjející se od mechanismu a rychlosti sesuvu.

Tato práce se bude dále zabývat již zmiňovanými klasifikacemi. Ty by měly čtenáři pomoci pochopit a přiblížit děje popisované v bakalářské práci. Dále zde můžeme sledovat rozdílnosti československé a nejpoužívanější zahraniční klasifikace.

3.1 Dělení svahových pohybů dle Nemčok, Pašek, Rybář, 1974

Pro popis svahových pohybů bylo využito československé dělení dle Nemčoka, Paška a Rybáře (1974). Toto dělení bylo vytvořeno pro území mírného pásu severní polokoule a je tak na našem území nejvyužívanější. Metoda je založena na mechanismu a rychlosti svahových pohybů. Hlavní klasifikace se skládá ze čtyř základních skupin (ploužení, sesouvání, stékání a řícení).

3.1.1 Ploužení

Ploužení je prvotní fází všech svahových pohybů. Jedná se o jev, který probíhá dlouhodobě, bez zrychlujícího pohybu. Hranice mezi podložím a sesuvným masivem je nezřetelná. Velikost posunu je vzhledem k celkovému objemu poměrem zanedbatelná. Ploužení dále dělíme do následujících nejrozšířenějších typů a jejich charakteristik pohybu, jež jsou znázorněny na obrázku (obr. 1.1 a obr. 1.2).

Rozvolňování svahů

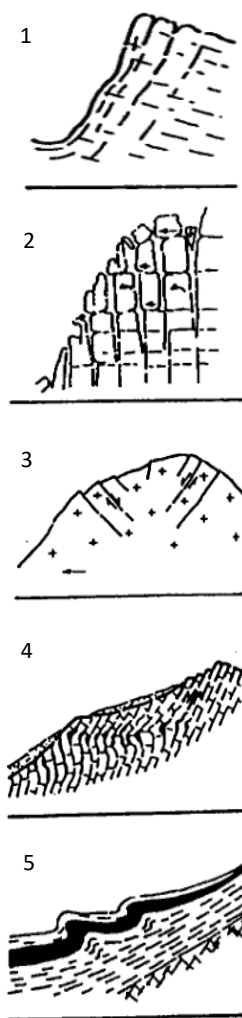
1 - Rozvolňování skalního svahu vznikem puklin lemujících tvary svahu a dna erozivního údolí je nejčastěji vysvětlováno jako projev uvolnění napjatosti při změně teplot (tání ledu, mrznutí), či uvolnění napětí (tání sněhu, eroze). Je to typický projev především pro skalní horniny jako jsou granity.

2 - Rozvolňování svahu otevíráním tahových trhlin v jeho horní části je počáteční stádium narušené stability svahu. Dochází k otevírání trhlin a pootáčení bloků v jeho horní části.

3,4 - Deformace vysokých horských svahů provázené roztrháním horských hřbetů a stupňovitými poklesy svahů, vznikají tzv. zdvojené hřbety. Ovšem ve střední a dolní části svahu jsou deformace nepatrné. V horninách s rozvinutou břidličnatostí nebo foliací může docházet k plastickým deformacím do hloubek, jež se projevují ohýbáním vrstev.

Gravitační vrásnění

5 - Shrnování vrstev podél okrajů pánví, se projevuje výraznými vrásami v hnědouhelných slojích či sedimentárních souvrstvích.



obr. 1.1 Ploužení
(upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

6 - Vytlačování měkkých hornin ve dně údolí dává vzniknout údolním antiklinálám, následkem působení váhy na měkké podloží. Vznikají zvláště v periglaciálních oblastech (oblasti vyskytující se v blízkém okolí ledovců), kde se uplatňují mechanické vlastnosti materiálů. Při pokračujícím zahlubování se charakter posunu mění na blokové pohyby po plastickém podloží.



7

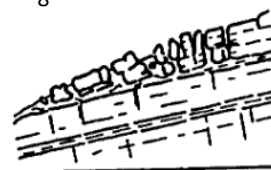
Blokové pohyby

7 - Blokové pohyby po plastickém podloží vznikají v prostředí skalních nadloží odlamujících se bloků, které se posouvají po plastickém podloží jílovitých hornin. Vznikají tak bloková pole nebo blokové rozsedliny. Skalní nadloží může dosahovat až stovek metrů.



8

8 - Blokové pohyby podél předurčené plochy vznikají posouváním bloků po rovinné ploše. Na rozdíl od předchozího příkladu nedochází k pootáčení ani zabořování bloků.



9

Povrchové dlouhodobé pohyby

9 - Projevují se v podobě povrchového ploužení. Ploužení vzniká na mírnějších svazích při dlouhodobém působení gravitace a změny klimatu. Dochází tak ke slézání sutí a ohýbání vrstev tzv. hákování, vlivem změny pevnosti a objemu materiálů. Jedná se o periodické přemísťování sutí po svahu při sezónních změnách teplot a vlhkosti. Ploužení se významně projevuje v periglaciálních oblastech, kde se vyvíjí soliflukce nebo kamenné ledovce.



obr. 1.2 Ploužení
(upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

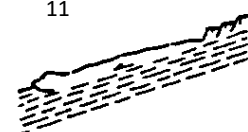
3.1.2 Sesouvání

Dalším typem svahových pohybů o vyšší rychlosti v řádu několika m/den až m/hod je sesouvání. Jedná se o relativně krátkodobý jev, kde dochází ke klouzání hmot po jedné či více smykových plochách. Část hmot se při sesouvání nasune na původní terén. Zároveň může docházet k pomalému ploužení ve větších hloubkách pod povrchem. Jednotlivé typy a charakteristiky jsou znázorněny na obrázku (obr. 1.3 a obr.1.4).

10



11



Sesouvání podél rotační smykové plochy

10 - Vytváří se v jílovitých horninách, pahorkatinách, nížinách v oblasti řek a také na násypech lomů.

Sesouvání podél rovinné smykové plochy

11 - Sesouvání zemin podél předurčené rovinné smykové plochy, která probíhá souběžně se svahem. Jedná se o vrstevní plochu,

obr. 1.3 Sesouvání
(upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

břidličnatost nebo tektonickou poruchu. K sesouvání dochází převážně v oblastech zvětrávání sedimentárních souvrství.

12 - Sesouvání skalních hornin podél rovinné smykové plochy, probíhá souběžně se svahem. Opět při předurčené ploše dané litologií svahu. Typicky dochází k sesuvům v pískovcích, vápencích a slepencích.

Sesouvání podél složené smykové plochy

13 - Sesouvání podél složené, zakřivené a rovinné smykové plochy podmiňuje vzniku rotačně planárního sesuvu v horizontálně uložených horninách.

14 - Sesouvání horizontální nebo mírně ukloněné smykové plochy, která vystupuje v patě svahu má odlišné mechanické vlastnosti od hornin v nadloží. Vznikají tak laterální sesuvy, které se vyskytují na rovině omezené plochy nespojitosti. V odlučné oblasti dochází ke vzniku příkopu a část svahu se odděluje jako souvislý blok. Vrstva, která podmiňuje sesouvání svahu je tvořena jílovitými nebo prachovitými horninami s výrazně nižší smykovou pevností v porovnání s nadložím.

3.1.3 Stékání

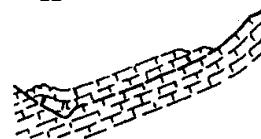
Jedná se o typ pohybu, při kterém dochází k rychlému pohybu ve viskózním stavu. Obsah pevných částí ve stékající směsi musí být vyšší než obsah vody. Pokud to tak není, děj se neoznačuje za svahový pohyb. Při krátkodobém pohybu dochází k ostrému oddělení hmot od podloží a vzniklý proud se přemístí na velké vzdálenosti z odlučné oblasti. Nejčastější typy jsou znázorněny na obrázku (obr. 1.5 a obr. 1.6).

Stékání svahových uloženin

15 - Stékání jílovitých a hlinitopísčitých zemin v podobě zemních a bahnitých proudů nastává ve vodou nasycených jílovitých, hlinitých až písčitých materiálech. Svahy jsou velmi často mírně ukloněné a dosahují maximální rychlosti v řádech několika km/hod až několik desítek km/hod.

16 - Stékání hlinitých a úlomkovitých zemin je zapříčiněno především působením přívalových vod za vzniku kamenitých, hlinitokamenitých, hlinitých a bahnitých přívalových proudů. Uložení vznikají na strmých svazích vysokých pohoří z odlučných jam. V jámách se usazují zvětralé horniny a balvany, jež následně přívalové vody strhávají. Jev ztrácí charakter gravitačního svahového pohybu a přechází do vodního transportu v rychlostech desítek km/hod. Kamenité přívalové proudy lze nazvat také "mury" a v anglické terminologii

12



13

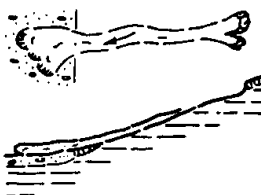


14

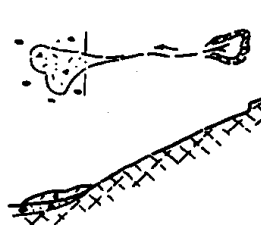


obr. 1.4 Sesouvání (upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

15



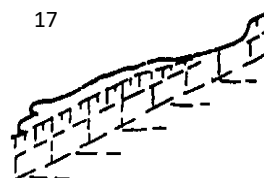
16



obr. 1.5 Stékání (upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

“debris flow“ či pro bahnité proudy “mud flow“. Tyto přívalové kamenité proudy jsou zaznamenány v horských oblastech, a to zejména v okolí ledovců jako jedny z nejčastějších projevů svahových pohybů společně se skalním řícením. U Italské hory Monte Rosa viz strana 19 (6.1) došlo souběžně ke skalnímu řícení, kamenitým přívalovým proudům a ledové lavině. Samostatné kamenité přívalové proudy vznikly u řeky Aksu v Kyrgystánu viz strana 24 (6.3) a k zavalení Kardamonské rokliny viz strana 21 (6.2) došlo vznikem hlinitobahnitých přívalových proudů.

17 - Stékání povrchových partií pokryvných útvarů v období tání nebo po nadměrných srážkách. Výsledné jevy jsou známé jako “flowage“ nebo “splyvy“, postihující povrchové vrstvy svahů, v podobě nepravidelných lalokovitých ploch. K tomuto jevu došlo např. v Himalájské oblasti Uttarakhand viz strana 28 (6.5), který vznikl následkem intenzivních dešťů a rychlého tání sněhové pokrývky.



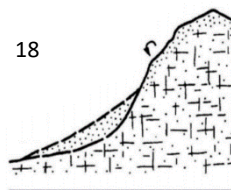
obr. 1.6 Stékání (upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

3.1.4 Řícení

Poslední typ svahových pohybů vzniká náhle na strmých svazích. Postižené horniny se rozvolní a ztratí kontakt s podložím. Následně pak nastává volný pád neboli řícení. Uvolněné objemy hmot mohou být přemístěny na velké vzdálenosti. Při pohybu dochází k volnému pádu, zároveň ale v podloží může docházet k ploužení. Nejčastější typy řícení jsou znázorněny na obrázku (obr. 1.7).

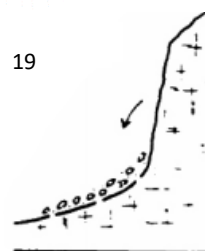
Sesypávání

18 - Přemístování drobných úlomků poloskalních hornin až zemin kutálením a valením po svahu v podobě drobení a sesypávání. Vyskytují se v tektonicky mladých oblastech bez vegetačního pokryvu. Na úpatí svahu vytváří nestabilní, neulehlé hromady sedimentárních úlomků.



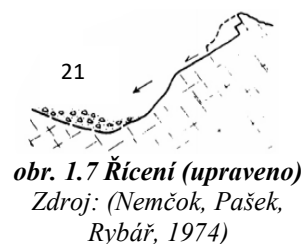
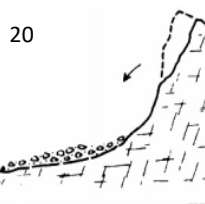
Odpadávání úlomků

19 - Náhlé přemístění úlomků skalních hornin volným pádem, poté valením a posouváním po svahu v podobě opadových kuželů, suťových kuželů, hald, ospů a kamenných moří. V oblastech vysokých hor s výrazným pokrytím sutí dochází k tomuto jevu často v menších objemech např. v Monte Rosa v Itálii na straně 19 (6.1) v kanálu Jägerhorn.



Odvalové řícení

20 - Náhlé přemístění skalních stěn, převážně volným pádem, v podobě skalního řícení, odvalového řícení a odvalů. Nejdříve dochází k separování bloků masivu podle systému tektonických ploch či vznikajících trhlin. Poté dojde k volnému pádu doprovázeného ohlušujícím efektem a tlakovou vlnou.



obr. 1.7 Řícení (upraveno) Zdroj: (Nemčok, Pašek, Rybář, 1974)

Planární řízení

21 - Náhlé přemístění skalních stěn, přičemž se kombinuje kluzný pohyb po předurčené smykové ploše s volným pádem v podobě sesutí, planárních skalních řízení a skalních řízení kombinovaných se sjížděním.

3.2 Dělení svahových pohybů dle Varnes, 1978

Ze zahraničních dělení byla využita klasifikace Varnes dle (Highland L.M., 2004; Cruden D.M. & Varnes D. 1996), která je v dnešní době celosvětově nejrozšířenější a nejpoužívanější. Používá se zde přesnější popis jednotlivých druhů sesuvů. Klasifikace je rozšířena o velice malé pohyby a podrobněji popsány vliv mrznutí a rozmrazování. Mezi kritéria svahových pohybů se řadí: druh materiálu, rychlost sesuvu, geometrie porušení, druh příčiny, struktura atd. Klasifikace se dělí na 5 hlavních skupin (řízení, překlápění, rotační a translační sesuv, rozvolňování svahu, stékání). Šestá skupina zahrnující kombinaci dvou a více z nich, se v terénu vyskytuje nejčastěji. Dílčí druhy jsou znázorněny na obrázku (obr. 2.1 a obr. 2.2).

3.2.1 Řízení / Rock fall

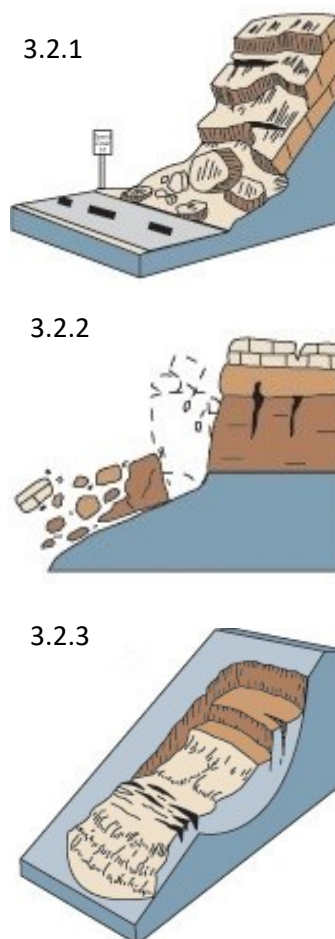
Při řízení dochází k náhlým pohybům hornin v podobě skalních stěn a balvanů, které se oddělují od stěn a strmých svahů. K oddělení dochází podél zón nespojitosti puklin a diskontinuit. K řízení dochází volným pádem, který je silně ovlivněn gravitací. Náhylnější horniny na řízení jsou postiženy mechanickým zvětráváním či přítomností vody v puklinách či průlinách. Výsledné pohyby jsou velmi rychlé a mohou jim předcházet pomalejší svahové pohyby. Dále se dělí na skalní řízení (rock fall), řízení úlomků (debris fall) a řízení zemních stěn (earth fall).

3.2.2 Překlápění / Topple

Při překlápění dochází k rotačnímu pohybu hornin kolem otočného bodu při působení gravitace a síly vyvíjené kapalinami v puklinách nebo průlinách. Dělí se na překlápění skalních stěn (rock topple), překlápění úlomkových stěn (debris topple) a překlápění zemních stěn (earth topple).

3.2.3 Rotační sesuv / Rotational slump

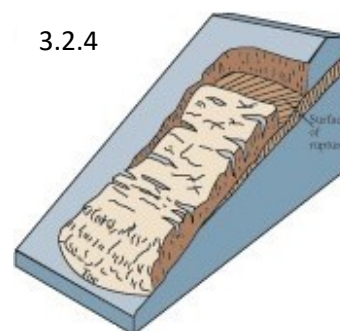
Při rotačním sesuvu dochází k uvolnění materiálu od pevného stabilního podloží. Dochází ke skluzu, který se pohybuje rotačně kolem osy, která je rovnoběžná se zemským povrchem. Dělí se na skalní rotační pokles (rock slump), úlomkový rotační pokles (debris slump) a zemní rotační pokles (earth slump).



obr. 2.1 Varnes-hlavní typy sesuvů (upraveno) Zdroj: (Highland L.M., 2004)

3.2.4 Translační sesuv / Translational slide

Během translačního skluzu dochází k pohybu hornin podél rovinného povrchu, rovnoběžně se svahem. Posuvná část může být od stabilního podloží oddělena podél vertikální trhliny. Obvykle se jedná o velmi rychlé pohyby. Vyskytují se ve vrstvených sedimentárních a metamorfních horninách. Dělí se na skalní translační sesuv (rock block slide), translační sesuv v úlomcích (debris slide) a zemní translační sesuv (earth block slide).



3.2.4

3.2.5 Laterální rozvolňování / Lateral spread

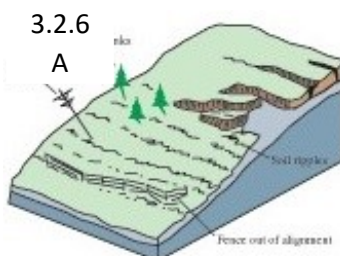
K laterálnímu rozvolňování dochází na velmi mírných svazích. Jako dominantní posun zde působí ploužení doprovázené trhlinami. K rozvolňování dochází následkem změny hladiny podzemní vody, při které dochází k nasycení sedimentů. U pevných hornin může být rozvolňování vyvoláno zemětřesením. (earth lateral spread)



3.2.5

3.2.6 Stékání/flow

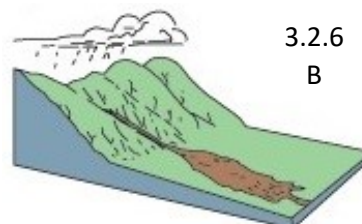
Stékání se dělí na pět základních kategorií, které se od sebe mohou navzájem zásadně lišit.



3.2.6

A - Ploužení (deep creep)

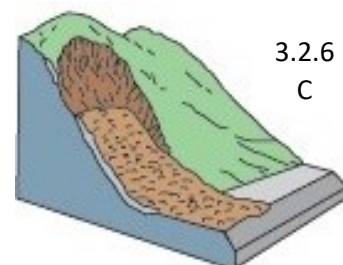
Ploužení je extrémně pomalý pohyb, který se vyskytuje ve skalních stěnách nebo svazích. Pohyb je způsoben nízkým smykovým napětím, jež ovlivňují sezónní pohyby vlivem změn půdní vlhkosti. Dále vzniká kontinuální ploužení při působení nízkého smykového napětí. V terénu se projevuje například zakřivenými kmeny stromů.



3.2.6
B

B - Přívalové proudy úlomků (debris flow)

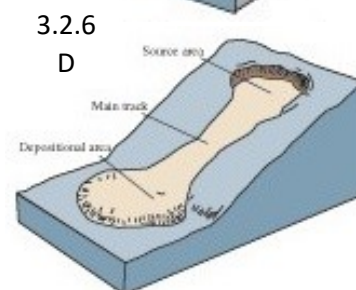
Jedná se o rychlý pohyb hmot, při kterém dochází k uvolnění sypkých hornin a materiálů s obsahem vzduchu, vody a suspenze. Tok obsahuje více než 50 % úlomků a nečistot. Tyto proudy úlomků jsou způsobené intenzivními srážkami nebo intenzivním táním ledu a sněhu. Nezpevněné úlomky se akumulují při proudění po svahu.



3.2.6
C

C - Laviny úlomků (debris avalanche)

Při tomto jevu dochází k velmi rychlým proudům nečistot a úlomků.



3.2.6

D

obr. 2.2 Varnes-hlavní typy sesuvů (upraveno) Zdroj: (Highland L.M., 2004)

D - Zemní přívalové proudy (earth flow)

Při stékání zemních proudů dochází k vyššímu nasycení materiálu a v horní části sesuvu u odlučné oblasti k tvorbě prohlubní. K saturaci dochází v jemnozrnných materiálech s obsahem jílu. Svahové pohyby vytváří tvar tzv. přesýpacích hodin. Může však docházet i k proudění suchých zemin.

Hlinité přívalové proudy (mud flow)

Hlinité přívalové proudy se skládají z dostatečně saturovaného materiálu, který obsahuje alespoň 50 % jílu, písku či bahna.

3.2.7 Komplexní, kombinace dvou a více druhů

Jedná se o kombinaci dvou nebo více hlavních typových pohybů. Později byl tento typ z formální klasifikace vyřazen.

3.3 Využití klasifikací pro bakalářskou práci

V této práci bylo využito popisu československé a nejpoužívanější zahraniční klasifikace. Popis byl zaměřen zejména na svahové pohyby typu stékání, řícení a ploužení, jež se na vysokohorských svazích vyskytují nejčastěji. Obě klasifikace jsou založeny na jiném principu dělení, proto zde můžeme spatřovat rozdíly v zařazení do jednotlivých skupin.

Československá klasifikace je zaměřena na mírný pás severní polokoule, zejména na oblast Českého masivu a slovenských Karpat. Klasifikace podle Varnese je nejrozšířenější světová klasifikace s rozšířeným popisem svahových pohybů. Metoda se více zaobírá účinky mrazu, které mají významný vliv ve vysokých pohořích. Dále metoda přihlíží k dílčím okolnostem jako jsou například velikost, druh materiálu atd. Svahové pohyby jsou rozděleny do skupin dle typu materiálu (rock – skála, debris – úlomky, earth - zemina).

Rozdíly v klasifikacích lze spatřovat například při zařazení pohybu ploužení (creep). Tento jev je v klasifikaci dle Varnese zařazen do skupiny stékání a charakterizován jako velmi pomalý či extrémně pomalý pohyb způsoben malým smykovým napětím. Naopak česká klasifikace pohyb ploužení zařazuje do pomalých pohybů skupiny ploužení a pojem stékání definuje jako rychlý pohyb ve viskózním stavu.

Všechny oblasti vysokých pohoří jsou tvořeny horninovými masivy, a proto se v této bakalářské práci nejčastěji popisuje skalní řícení jež vzniká nejčastěji při snížení stability skalních stěn. K nestabilitě dochází působením zemětřesení nebo následkem degradace permafrostu. Ve skalních stěnách dále dochází k výskytu skalních a ledovcových lavin, jež jsou charakterizované odlišným průběhem a mechanismem oddělení a to výskytem skalních sesuvů a řícení.

Významnou roli mají v těchto oblastech také kamenité a hlinitobahnité přívalové proudy. Náchylné na vznik jsou zejména svahy pokryté sutinami či zvětralým povrchem. Další významné riziko představují ledovcová jezera, jež jsou citlivá na kolaps, díky sesuvům,

skalnímu řízení nebo telení ledovce. Při těchto proudech má pro vznik primární vliv zvýšená přítomnost vody. Voda může být dodána intenzivními dešti, táním ledové či sněhové pokrývky nebo následkem protržení ledovcových jezer.

V menší míře zde můžeme sledovat prvotní fáze ploužení a odlučných trhlin, jež detekují sníženou stabilitu svahu ať už skalních stěn, či morénových přehrad. Například na hoře Monte Rosa viz strana 19 (6.1) se vytvořily zřetelné trhliny ve výšce kolem 3500 m n.m., které jsou přímo spojovány s úbytkem ploch ledovců a degradací permafrostu (Fischer et al., 2006).

4. Příčiny svahových pohybů

Při posuzování svahových pohybů je důležité určení jejich podmínek a faktorů, které usnadní pochopení vývoje a schopnosti tyto události předvídat. Shrnuté podmínky a faktory jsou přehledně popsány v české literatuře (Ondrášik R., Rybář J., 1991). V zahraničních člancích a literatuře se pak setkáváme s pojmem „trigger“, který je definován jako hlavní „spouštěč“.

4.1 Podmínky

Podmínky svahových pohybů působí na svah dlouhodobě, postupně narušují jeho stav, ale sami o sobě svahové pohyby nevyvolávají. Mezi podmínky řadíme přírodní poměry území jako jsou dle (Ondrášik R., Rybář J., 1991) rozdělené na geologické, geomorfologické, hydrologické a klimatické.

Geologické poměry: jsou rozhodující podmínkou pro povahu svahových pohybů v různém horninovém prostředí. Některá horninová prostředí a jejich vzájemné uspořádání jsou výrazně náchylnější. Významný vliv má zejména propojení s ostatními podmínkami.

Rozdělují se na povrchové struktury ovlivněné sezónními změnami klimatu, kde vznikají svahové poruchy o délce několika metrů, do hloubek desítek metrů. Dále je svah narušován podpovrchovými strukturami, jež jsou ovlivněny dlouhodobými změnami prostředí. Mohou vznikat ve skalních horninách s orientací dominujících diskontinuit nebo ve dvou strukturách horninového prostředí s různou pevností hornin. Tvořeny mohou být například svrchu rigidními horninami jako jsou andezity, čediče a vápence. Naproti tomu plastické horniny jako jsou jíly a slínovce se vyskytují ve spodních vrstvách.

Geomorfologické poměry: reflektují působení podmínek a faktorů s významným vlivem geologické stavby předkvartérních a kvartérních hornin. Vliv litologických a strukturních poměrů závisí na druhu prostředí a zejména na vlivu aktivní deskové tektoniky. Většina svahových pohybů vzniká v oblastech, kde už ke svahovým pohybům došlo. Dobrá charakteristika morfologie oblastí pak může předpovídat náchylnost terénu.

Hydrogeologické poměry: jsou vázané na geologické poměry území a stavbu svahu. Významný vliv na stabilitu svahu má stupeň saturace, který je závislý na klimatických podmínkách (intenzita dešťů, tání sněhu či ledu a s tím spojená změna hladiny podzemní vody). Spousta sesuvů je také soustředěna v oblastech vývěřů podzemních vod.

Klimatické poměry: jsou proměnné v závislosti na vlivu a zonálnosti klimatických poměrů v jednotlivých zemských pásmech. V různých pásmech a rozložení na kontinentu vznikají různé podmínky charakteristické pro danou oblast. Intenzita vlivem klimatických podmínek je též vázána na typ a hloubkový dosah poruch. Na základě toho se odvíjí vliv dlouhodobých a sezónních klimatických výkyvů. Mezi nejvýznamnější vlivy řadíme dlouhodobé intenzivní srážky, které přímo ovlivňují saturaci skalních masivů a svahů.

Například dlouhodobé klimatické změny ve vysokých pohořích jsou klíčovou podmínkou pro degradaci permafrostu. A to zejména velké sezónní výkyvy teplot během zimy a léta, nebo s dlouhodobě se zvyšujícími teplotami.

Při řízení mají primární vliv na horninové masivy změny teplot. Vlivem sezónních změn teplot dochází k deformacím v povrchové zóně masivu a následnému řízení. Zejména při působení mrazu dochází k promrznání povrchových zón stěn a omezení odtoku vody z masivu. Za vzniklou nepropustnou zábranou dochází k výzdvihu podzemní vody do puklin a průlin v masivu, což může mít za následek porušení stability svahu.

4.2 Faktory

Podle Ondrášika a Rybáře (1991) jsou faktory svahových pohybů charakterizovány antropogenními nebo přírodními procesy, které ovlivňují změny přírodních podmínek nebo pohyby přímo vyvolávají. Faktory mohou ve svahu působit vratné a nezvratné změny při cyklických či ojedinělých interakcích. Může docházet ke střídání stability vlivem změny obsahu vody, činnosti mrazu či antropogenními zásahy. U různých svahových pohybů dochází vždy ke kombinaci různých podmínek a faktorů.

Mezi významné faktory řadíme především změnu sklonu svahu, změnu výšky svahu, přetížení násypy, přirozené otřesy, změny obsahu vody, působení proudění podzemní vody, činnost mrazu, zvětrávání nebo změnu vegetačního pokryvu. Ve vysokých pohořích se jedná hlavně o zvýšení pórového tlaku v horninovém masivu, seismické otřesy, monzunové deště nebo tání ledovců a degradace permafrostu.

Při existenci stékání jsou označovány jako primární faktory saturace svahu způsobená intenzivními srážkami, táním sněhové pokrývky či změně hladiny podzemní vody. V případě snížení stability svahu podél přehrady, jezer a nádrží, se jako faktor charakterizuje změna vodní hladiny, změna hladiny podzemní vody a eroze svahu.

V oblastech vysokých pohoří slouží jako transportní médium led, voda a sníh. V některých případech mohou saturovat svah a vyvolávat tak svahové pohyby v podobě stékání.

4.3 Trigger

Hlavní „spouštěč“ sesuvu, je podle (Wieczorek G.F., 1996) definován jako tzv. „trigger“. Svahové pohyby mohou mít mnoho příčin, ovšem jen jeden spouštěč. Wieczorek (1996) definoval podnět jež zahájí vznik sesuvu zemin, jako jsou intenzivní srážky, intenzivní sněžení, změny hladiny podzemní vody, sopečná činnost nebo zemětřesení. Ve svahu vyvolávají zvýšené napětí nebo sníženou pevnost hornin, jež vyústí ve svahové pohyby.

Intenzivní deště: jsou spouštěčem pro mnohé mělké sesuvy. Zahrnují krátké i dlouhé intenzivní dešťové srážky. Jejich intenzita je pro vznik svahových pohybů podmíněna geomorfologickými, hydrogeologickými a klimatickými podmínkami oblasti.

Například vlivem rychlé infiltrace dešťových srážek je způsobena saturace svahů a tím vzestup pórových tlaků, jež vyvolává mělké sesuvy. Nebo následkem intenzivních dešťů mohou v některých oblastech vznikat kamenité a hlinitobahnité přívalové proudy. Citlivé jsou zvětralé horniny, svahy pokryté úlomky a balvany.

Rychlé tání sněhu: je způsobeno rychlým oteplením nebo intenzivními srážkami. Při procesu tání dochází ke zvýšené saturaci půdy. Voda může vyplňovat pukliny a průliny v horninovém masivu a zvyšovat tak pórové tlaky. K sesuvům dochází při nevymizení pórových tlaků, které snižují stabilitu svahu.

Změny hladiny podzemní vody: náhlé snížení nebo náhlé zvýšení oproti svahu může vyvolávat sesuvy půdy. K sesuvům může docházet na svazích, v přehradách, podél pobřeží, řek a jezer. K rychlému poklesu dochází při snížení průtoku řek, následně jsou vyvolány změny pórových tlaků a při nevymizení dochází k potenciální nestabilitě.

Vulkanická erupce: způsobuje usazování sopečných popílků na svazích. Na svazích dochází ke zrychlené erozi a následkem dešťů ke vzniku bahnitých proudů. Při vyšších srážkách může docházet k hromadění úlomků a sedimentů, což způsobuje snížení stability stěn a svahů. Při snížené stabilitě stěn či svahů může docházet k aktivaci sesuvů.

Zemětřesení: způsobuje zemské otřesy a vyvolává tak sesuvy, jež vznikají v různých topografických a geologických predispozicích. Citlivé jsou oblasti, kde ke vzniku sesuvu již došlo.

Antropogenní faktory: vliv činností a narušením přirozených přírodních poměrů území člověkem. Dochází ke změnám stability vlivem změny úhlu a sklonu svahu v podobě vyhloubených zářezů, lomů, kanálů, čerpáním z jezer a nádrží, odstraněním materiálů z hrází a pat sesuvů, odlesňováním, zavlažováním nebo uměle vyvolanými vibracemi.

5. Charakteristika jednotlivých pohoří

Charakteristika jednotlivých pohoří poslouží k základní informovanosti o poloze, výškách a jejich rozloze. Tyto informace by měly poukázat na rozlišné geomorfologické, geologické a hydrogeologické podmínky.

5.1 Alpy

Alpy vytváří rozsáhlé pohoří střední Evropy (obr. 3.1) dosahující šířky 260 km a délky 1200 km. Její nejvyšší vrcholky dosahují výšek přes 4000 m n.m.. Dělí se na Západní a Východní Alpy, jejichž hranici představuje údolí řeky Rýn a Liro. Téměř většina čtyř tisícových vrcholů se nachází v Západních Alpách.

Vznik: Alpy jsou tvořeny složitým příkrovovým systémem, který se začal vytvářet v pozdních třetihorách. Alpy vznikaly na konvergentním rozhraní při natlačování Africké desky na Euroasijskou. Při zániku oceánu Thetys se začala vrásnit a zvedat pánev při alpínské orogenezi (před 35 mil. let) a vzniklo tak několik vrásno násunových struktur. V paleogénu byly Alpské příkrovy natlačeny na své předpolí (Evropskou tabuli), což byl vrchol orogeneze. Pohoří je stále seismicky aktivní zejména v okolí zlomových oblastí.

Podnebí: Alpy vytváří rozhraní středoevropského a aridního podnebí. V horách ovlivňuje teplotu nadmořská výška a vliv návětrných stran. Setkáme se zde se všemi klimatickými oblastmi.

Ledovce: Dnešní oblasti ledovců představují výrazně menší zalednění než v pleistocénu. Mezi největší ledovce Alp řadíme Velký Aletschský ledovec, Gornergletscher nebo Mer de Glace v délkách prvních desítek km.



obr. 3.1 Pohoří Alpy (upraveno) Zdroj: (Worldatlas)

5.2 Kavkaz

Pohoří Kavkazských hor leží v jihozápadní Asii (obr. 3.2) a odděluje od sebe Kaspické a Černé moře. Někdy je toto pohoří považováno za rozhraní Asie a Evropy. Dělí se na Velký Kavkaz, který se táhne od severozápadu k jihovýchodu a jeho vrcholy dosahují výšek nad 5000 m n.m. Malý Kavkaz, se táhne východně až jihovýchodně od Černého moře. Propojení Malého a Velkého Kavkazu představuje příčný Suramský hřeben.

Vznik: Kavkazské pohoří se začalo formovat v pozdním Triasu (před 250 mil. let) během kimérské orogeneze, při zániku oceánu Thetys. Následkem kolize Arabské a Euroasijské desky se začalo zvedat a vrásnit horstvo. Aktivní sopečná činnost je dnes viditelná zejména na Malém Kavkazu, který je tvořen pleistocenními sopkami. Celá oblast Kavkazu je dodnes pravidelně postihována zemětřeseními, které mají ničivé dopady.

Podnebí: Kavkazské pohoří způsobuje pro blízkou oblast výrazný klimatický předěl mezi mírným a subtropickým pásmem. To způsobuje rozdíly zimních teplot v předkavkazské a zakavkazské oblasti až o 8° C. Ve vyšších oblastech se průměrné roční teploty pohybují pod hranicí 0°.

Ledovce: V oblasti zejména severních svahů se nachází velké množství ledovců o rozloze více než 1000 km².



obr. 3.2 Pohoří Kavkaz (upraveno) Zdroj: (Worldatlas)

5.3 Tien-Shan

Tien-Shan je rozsáhlé pohoří v oblasti střední Asie (obr. 3.3), které dosahuje délky 1500 km a šířky 300-600 km. Pohoří pokrývá rozsáhlou oblast různorodého reliéfu zarovnaných plání i vysokých hor. Dle geografického dělení se člení na západní, centrální a východní část s odlišnou geomorfologií. Vrcholky centrální části Tien-Shanu dosahují výšek okolo 7000 m n.m., západní část je vertikálně členitá a dosahuje výšky 5000 m n.m.. Východní Tien-Shan tvoří izolované hřbety ve výškách 5000 m n.m..

Vznik: Při kaledonské orogenezi (před 400 mil. lety) se vytvořila vrásnozломová severní část a při hercynské orogenezi (před 350 mil. let) jižní část pohoří Tien-Shan. Následně při Kimérské a Alpínské (před 35 mil. let) orogenezi došlo k výzdvihu celého pohoří. Oblast je stále seismicky aktivní v okolí jednotlivých zlomů a na okrajích pohoří.



obr. 3.3 Pohoří Tien-Shan (upraveno) Zdroj: (Worldatlas)

Podnebí: Oblast Tien-Shan se nachází mezi subtropickým a mírným pásmem. Klima je v kontinentální oblasti aridní, proto zde nastávají velké výchylky teplot v různém ročním období. V zimním období na severu působí chladné Sibiřské proudy a nastává tak zvýšená

teplotní inverze. V oblasti hor se nachází místa, kde zimní teploty nedosahují průměrů, a naopak oblasti vysokých vrcholů dosahují vysokých teplot oproti údolím.

Ledovce: Vrcholky pohoří Tien-Shan jsou intenzivně zaledněny a zahalují téměř všechny hřbety. V centrální oblasti dochází k ústupu většiny ledovců a vzniká tak velký počet ledovcových jezer.

5.4 Himaláje

Pohoří Himalájí se nachází ve střední Asii (obr. 3.4) a dosahuje výšek až 8000 m n.m. Pohoří odděluje Indický subkontinent a Tibetskou náhorní plošinu. Severní část pohoří je oddělena od Tibetské plošiny tektonickým údolím o šířce 50-60 km. Z jižní části je ohraničeno Indoganžskou rovinou.

Vznik: K počátku kolize konvergentního rozhraní dvou pevninských bloků došlo v době alpinského vrásnění (před 35 mil. let). Himaláje vznikly následkem vyvíjení tlaku při podsouvání Indické desky pod Euroasijskou. Tento tlak postupně vytvářel a v dnešní době ještě dotváří horské pásmo, které postupuje řádově 6 cm/rok. Horské pásmo vytváří oblouk (SZ-JV) o délce 2400 km. Horská oblast Himalájí je v dnešní době jedna z nejmladších a stále geologicky aktivních oblastí s výskytem zemětřesení. Skládá se převážně ze sedimentárních a metamorfovaných hornin jako jsou krystalické břidlice či ruly.

Podnebí: Pohoří má významný vliv na klima okolní oblasti. Pomáhá udržet monzunové deště na indické pláni a omezit srážky na Tibetské náhorní plošině. Zabraňuje arktickým větrům vanout na jih, díky čemuž je v Asii teplejší klima než v jiných oblastech mírného pásma. Toto omezení vlivu proudění vzduchu může způsobovat vytvoření středoasijských pouští nebo výskyt sněhu v severní Indii snížením teploty následkem průniku studených proudů.

Ledovce: Pohoří se nachází v blízkosti obratníku Raka, proto se zde nachází trvalá sněhová pokrývka od 5 500 m n.m. V posledních letech byl zaznamenán zvýšený ústup ledovců, který lze spojovat s globálními změnami klimatu.



obr. 3.4 Pohoří Himaláj (upraveno) Zdroj: (Worldatlas)

5.5 Andy

Andy znázorněny na obrázku (obr. 3.5) vytváří pás velehor který se táhne podél západního pobřeží přes celou Jižní Ameriku v délce téměř 8000 km. Pás je dělen na několik souběžných hřbetů o průměrné výšce kolem 4000 m n.m., s vrcholky dosahujících do výšky nad 6000 m n.m. Jde o pásemné pohoří zlomově vrásového typu. Zlomové systémy je rozdělují do řady paralelních jednotek, v nichž se střídají vyvýšeniny s paralelními sníženinami a údolními nebo příkopovými propadlinami a náhorními plošinami.

Vznik: Pás And se začal formovat v období Křídý (před 138-65 mil. let). Andy vznikaly vrásněním, následkem nasouvání Tichomořské oceánské litosférické desky pod Jihoamerickou pevninskou. Během výzdvihu pohoří došlo k nárazu několika mikro kontinentů doprovázených vysokou vulkanickou aktivitou. Historie vzniku je bohatá díky stáří pohoří, během vzniku došlo k vytvoření pánví, výzdvihu pásem či změně dynamiky subdukce. V dnešní době je v Andách stále aktivní tektonická činnost v podobě zemětřesení či aktivních sopek. Andy jsou tvořeny z velké části metamorfovanými flyšovými sedimenty (sedimenty vzniklé v tektonickém neklidu).

Podnebí: je různé v závislosti na nadmořské výšce, vzdálenosti od moře a šířce pohoří. V jižních částech se objevuje častý déšť a panuje zde chladnější klima. V centrální části převažuje suché a na severu teplé vlhké klima. Hory mají velký vliv na klima a srážky v okolních oblastech. Sněžná čára se vyskytuje v polohách od 4500-4800 m n.m., vlivem různorodosti terénu a oblasti není konstantní.

Ledovce: V Andách se nachází ledovce v různé nadmořské výšce a v různých oblastech. Ve výškách od 4500 m n.m. se nachází v tropickém Ekvádoru, Kolumbii, Venezuele, Peru a Chile. Několik horských ledovců dosahuje úrovně mořské hladiny. V jižní části And se nachází v oblasti jihopatagonského a severopatagonského ledovcového pole.



obr. 3.5 Pohoří Andy (upraveno) Zdroj: (Worldatlas)

6. Jednotlivé příklady

6.1 Ústup ledovců a degradace permafrostu, jako faktor snižující stabilitu svahů Alpské Monte Rosa v Itálii

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti:

V Alpách na hranicích mezi Itálií a Švýcarskem leží jedna z nejvyšších hor zvaná Monte Rosa. Hora je tvořena zejména ortorulami a pararulami. Tyto dvě litologie se na svahu střídají a lze pozorovat jejich přechodné zóny. Vrcholky této hory dosahují proměnlivé výšky od 2200 do 4500 m n.m.. Stěny jsou zejména na východním svahu z velké části pokryty strmými visícími ledovci. Východní svah je pokryt masivním ledovcem Belvedere. V úpatí ledovce Belveder se vytvořilo v roce 2000-2001 supraglaciální jezero. Jezero bylo tvořeno úlomky a sutěmi po skalních sesuvech a skalních lavinách (rock avalanche).

Historie událostí v oblasti:

Na východním svahu Monte Rosa se nachází aktivní oblast, která se táhne od Parete Innominata k brázdě Innominata a Imseng. V této oblasti dochází ke skalnímu řízení a občasnému odpadávaní úlomků. Podobné pády vznikají i v blízkosti brázdy Jägerjoch. K těmto skalním řícím, odpadávaním úlomků, odvalovému řízení a přívalovým proudům dochází opakovaně v jarních a letních měsících v různých intenzitách a objemech. V zimních měsících se zde projevují gravitační pohyby ploužení, jež naznačují sníženou stabilitu podloží vlivem působení mrazu.

Rekonstrukce události:

Degradace permafrostu a ústup ledovců na východním svahu Monte Rosa popisuje (Fischer et al., 2006). Je zaznamenáno, že během posledních dvou desetiletí dochází ke zvýšené aktivitě svahových pohybů. Jako záznamy jsou v publikaci uvedeny pozorování v terénu mezi lety 2003 a 2004, zprávy místních obyvatel a letecké fotografie od roku 1885. Od roku 1990 lze pozorovat výrazné ubývání ledovců. Souběžně s tím dochází ke zmenšování plochy permafrostu dle (Harris et al., 2003) ve všech vysokých evropských pohořích.

Při pracích v terénu bylo pozorováno, že hlavní svahové pohyby ve východní části Monte Rosa se projevují jako skalní řízení, kamenité přívalové proudy a ledové laviny. Na skalních stěnách v oblasti nad 3500 m n.m. jsou vytvořeny viditelné odlučné trhliny, které jsou rozloženy po celé východní straně. Tyto trhliny jsou prvotní fází pro vznik řízení viz strana 8 (3.1.4 Řízení). Následně vzniklé úlomky jsou akumulovány v brázdách Imseng, Marinelli a Zappoli. V letních měsících při zvýšeném přísunu vody dochází ke kamenitým přívalovým proudům již uložených sutin. V roce 2003 při terénních pracích docházelo k těmto proudům obsahující úlomky ledu a sutin denně.

Vliv tání ledovců a sněhu se projevil na ledovci Belvedere mezi léty 1999-2001. Během těchto let docházelo k ledovcovým lavinám čímž došlo v brázdě Imseng ke zkrácení ledovce o 350 m. Mezi léty 2000 a 2001 byl zaznamenán prudký pohyb ledovce, který se projevoval na změnách výšky ledovcového povrchu. Na úpatí Monte Rosa došlo dále vlivem deprese ke snížení mocnosti ledovce o 15-35 m. Následkem tohoto jevu došlo k vytvoření jezera Effimero (obr. 4) po dvě léta. Deprese na místě bývalého jezera je nyní kontinuálně vyplňována sutinami a lavinami.



**obr. 4 Jezero Effimero lokalizované na povrchu ledovce Belvedere
29. června 2002 Zdroj: (Corti, S., et al., 2009)**

Charakteristika jevu:

Charakteristika vytvoření deprese a jezera Effimero není v tomto článku výrazněji popsána. Záměrem článku byla informace o probíhajícím oteplování a ústupu ledovců.

Příčiny vzniku události:

Hlavní vliv na tyto události má již zmíněné tání ledovců a degradace permafrostu (Harris et al., 2003). Dolní hranice lokálního permafrostu se nachází od 3000 m n.m. a odhadovaného souvislého permafrostu od 3500 m n.m.. Během posledních dvou desetiletí také došlo ke zvýšenému vzniku odlučných trhlin, které se nachází právě v hraniční oblasti souvislého permafrostu.

Stěny svahů jsou tvořeny přechodovými litologickými zónami, jež mohou být rozhodující podmínkou pro vznik svahových pohybů. Vlivem střídání teplot během letních a zimních měsíců dochází ke snížení pevnosti horninových masivů viz strana 13 (4.3 Trigger).

Tato interakce podmínek a faktorů má stěžejní vliv na snížení stability skalních stěn a následný vznik odlučných trhlin, jež podmiňuje odvalového říčení.

Následky:

Během svahových pohybů na východní části Monte Rosa nedošlo k větší katastrofické události, ale objevují se zde v menším měřítku a ve větší míře.

Otázka rizika opakování do budoucna:

Podobné události lze v oblasti předpokládat i nadále. Vzhledem k závěrům sledování, které přímo upozorňují na závislost mezi nestabilitou svahů a atmosférickým oteplováním s následkem degradace permafrostu, by se měla očekávat zvýšená míra skalních řícení a kamenitých přívalových proudů. Do budoucna by se dal předpokládat vznik řetězových reakcí v blízkosti ledovcových jezer v podobě GLOFs či destruktivních sesuvů nebo kamenitých přívalových proudů. Měl by být kladen větší důraz na monitorování osídlených oblastí, pro předpoklad vzniku možného rizika a zabránění katastrof.

6.2 Zavalení Karmadonské rokliny v Kavkazu 2002

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti:

V Gruzii na hranicích se Severní Osetií, leží v oblasti Velkého Kavkazu hora Kazbek. Kazbek je činná sopka nacházející se v současné době v období klidu. Nazývána je také Mkinvari, v překladu ledová hora, kvůli svému mohutnému zalednění. V okolí hory se nachází početné geotermální zóny a vývěry síry. Mezi vrcholem Kazbek a Dzhimarai se rozpíná ledovec Kolka. Odlučná oblast Dzhimarai-Khokhu je ve složitém stavu, relativně chladném permafrostu v kombinaci s výskytem horkých sopečných pramenů.

Historie událostí v oblasti:

V Kavkazské oblasti Kardamonské rokliny se v historii stalo několik událostí s podobným průběhem. V roce 1835 byla za nejasných okolností zničena oblast Genaldon nad Kardamonskou roklinou.

V roce 1902 došlo v údolí Karmadon ke dvěma skalním sesuvům s úlomky ledu, Themikau a Werkhni Karmadon. Ve Werkhni Karmadon se nacházely chatky, které byly postaveny na zdroji síry o teplotách 44-55°C. Dle (Poggenpohl, N. 1903/05 cit: Haeberli et al., 2002), se masy z tohoto sesuvu dostaly do vzdálenosti až 12 km jako kompaktně uložené sutě ledu a skal. K sesuvu došlo pohybem ledovce Maili o rychlosti až 180 km/hod. Další ledovce se posunuly o dva dny později, čímž došlo k iniciaci ještě většího sesuvu, následkem čehož byly jednotlivé bloky vyzdviženy do výšky 140 m nad patu protějšího svahu. Při této události došlo ke ztrátám na lidských životech z důvodu zasažení obydlené oblasti sesuvem.

V roce 1969-1970 došlo po ztrátě kontaktu s podložní horninou k sesuvu silně popraskaného ledovce v řádu m/den na vzdálenost 4,5 km. Tato událost se rychlostí výrazně odlišovala od ostatních.

Během let před událostí byl svah pokryt řadou visutých ledovců. Několik týdnů před událostí docházelo k pokrývání ledovce Kolky na úpatí stěny zeminou, skalními a ledovcovými sutěmi.

Rekonstrukce události:

Podle Haeberliho et al. (2002) došlo 20. září 2002 v severní Osetii ke skalnímu sesuvu a hlinitobahnitým přívalovým proudům. Přívalové proudy, které vážně zasáhly údolí Genaldon (Karmadon) pocházely ze severovýchodní stěny Dzhimarai-Khokh (4780 m n.m.). Dzhimarai-Khokh je tvořena strmě nakloněnými metamorfovanými horninami, ze kterých odpadal led z visutých ledovců. K menšímu odpadávání docházelo již v předešlých týdnech, což mělo za následek výskyt kamenitých proudů s úlomky ledu. Během dne 20. září došlo k odlomení kusu ledovce, který před sebou tlačil till, led a sníh. Ledovec se pohyboval do vzdálenosti 18 km směrem do údolí Genaldon, u kterého se nachází vesnice Karmadon. Následkem toho došlo v údolí ke vzniku kamenitých a hlinitobahnitých přívalových proudů, které pokračovaly dalších 15 km přes roklí Genaldon do údolí Giseldon. Lidé žijící poblíž popsali danou událost slovy „přišel bílý mrak přes temnotu“. Další osoba uvedla vládě, že slyšela „hluk jako těžký stavební stroj“ (Haeberli et al., 2002). Sesuv (compressed slide) přehradil řeku a vytvořilo se tak několik dílčích jezer. Jedno z nově vytvořených jezer později zaplavilo obec Gornaia Saniba (obr. 5).



obr. 5 Zavalená část vesnice Gornaia Saniba Zdroj: (Haeberli et al., 2002)

Charakteristika jevu:

Odlučná oblast (pod vrcholem Dzhimarai-Khokh) se nachází ve výšce okolo 3500 – 4300 m n.m.. Na ledovci docházelo k hromadění uloženin odpadaného ledu, což zvětšilo jeho mocnost o 10 % a vytvořilo tak geometrii typu rampy na přechodu z horské stěny na ledovec. Skalní stěna pokrytá vrstvou ledu byla do hloubky 40 m oddělena od strmého svahu. Pravděpodobně došlo k saturaci podloží a následnému pádu ledovce (icefall),

jelikož bylo zaznamenáno výrazné zrychlení pohybu. Po pádu ledovce došlo k jeho rozpadu zhruba ze 70 % a také k výraznému poškození paty stěny. Rychlost a energie, kterou skluz a pád nabral, sunuly úlomky k boční moréně, která jej odklonila k hlavnímu údolí. Rychlost proudu se odhaduje na 20-30 m/s (70-120 km/h). Hlavní masy ledovcových úlomků přehradily rokli Genaldon. Saturace daných zemin vodou vyvolala kamenité a hlinitobahnité přívalové proudy, které byly transportovány dalších 15 km. Hloubka hlinitobahnitého přívalového proudu byla odhadnuta na 5-15 m. Jedná se však pouze o jednu z teorií mobilizace ledovce a průběhu události dle (Haeberli et al., 2002).

Příčiny vzniku události:

Na příkladu u události v rokli Genaldon lze sledovat podobnou charakteristiku jako u menších událostí zaznamenaných v minulosti. Jako hlavní podmínka vzniku události se udává nestabilita skalního svahu a geologických struktur společně s komplexními geotermálními účinky (termální výpary síry, který dosahují teplot 44-55 °C) v oblasti počáteční souvislé zóny permafrostu. Stabilita podloží v kombinaci s degradujícím permafrostem je zejména v letním období náchylná na změny teplot, jež působí na skalní stěny a snižují tak jejich pevnost. Dlouhodobé výkyvy teplot působících na permafrost můžou způsobovat poškození i v oblastech velkých hloubek horninových masivů. Znamky nárůstu, nebo mimořádného chování ledovce Kolky však nebylo v minulosti zaznamenáno.

Následky:

Při zavalení hlinitobahnitými přívalovými proudy došlo ke zničení několika budov (obytné domy, čistička odpadních vod, zařízení pro zpracování a plnění minerálních vod atd.) a staveb veřejné infrastruktury (komunikace, mosty atd.). (obr. 6) Celková škoda na majetku byla tehdy odhadována na 547 milionů rublu (zhruba 195 mil. korun). Tato



obr. 6 Kamenité přívalové proudy ve vesnici Kardamon Zdroj: (Haeberli et al., 2002)

katastrofa si dle místních úřadů vyžádala na 120 lidských obětí. Tento počet však nemusí být zcela přesný, jelikož se v oblasti nacházeli také neregistrovaní uprchlíci z Jižní Osetie.

Hydrogeologická služba měřila v roce 2006 hladinu přehradního jezera Gornaia Saniba jež zaplavila stejnojmennou obec. Došlo k rozhodnutí vypuštění řek Kauridon, Fardon a Genaldon, které proudí do oblasti přehrady, aby se snížilo riziko opakování potencionálního nebezpečí GLOF.

Dochází ke snaze zrekonstruovat událost ze satelitních snímků Landsat-7 Enhanced, pomocí rozlišení infračerveného pásma, které podporuje rozpoznání důležitých ukazatelů (laviny, nepřímá trajektorie, ledové trhlinky), nebo pomocí satelitu ASTER, jež je vhodný pro posouzení ledovcového nebezpečí.

Otázka rizika opakování do budoucna:

V oblasti údolí Genaldon došlo v historii ke dvěma podobným událostem. Tento jev je sám o sobě nepředvídatelný. Mělo by dojít ke zdokumentování již nastalých událostí a na základě toho by měl být vytvořený plán včasného varování obyvatelstva. Existuje zde možnost opakování podobné události, pokud pod ledovci dochází k degradaci permafrostu a tím snižování stability horninových masivů. Další riziko představují nově vytvořená ledovcová jezera, která mohou znamenat potencionální nebezpečí vlivem místních sesuvů a s tím spojených kolapsů v podobě GLOF.

6.3 Velké skalní sesuvy v Kyrgystánu, Tien-Shan

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti

Tien-Shan je pohoří, které se nachází ve střední Asii mezi Tarimskou pánví a Kazašským štítem. Pohoří je tvořeno komplexním systémem poruch a diskontinuit. Rozkládá se na délce téměř 1500 km a jeho nejvyšší vrchol dosahuje do výšky 7400 m n.m.. Systémy regionálních poruch jsou situovány podél velkých horských hřbetů. Většina hlavních říčních toků se shoduje s tektonickými depresiemi, jež jsou propojeny hlubokými roklinami. Pohoří je členěno četnými soutěskami, které dosahují hloubky až 2 km. V severovýchodní části Kyrgyzstánu se nachází oblast Issyk-Kul. Oblast je pojmenována podle stejnojmenného jezera, které je druhé největší slané jezero na světě. Nejvyšší vrcholky Tien Shan v oblasti Issyk-Kul se nachází v nejzápadnější části oblasti.

V publikaci (Erokhin et al., 2018) bylo zdokumentováno téměř deset skalních sesuvů, jež měly objem hornin větší než 1 km³. Všechny postižené oblasti se nacházejí západně od oblasti Issyk-Kul. Při většině těchto sesuvů došlo k přehrazení údolí hlavních řek, v blízkosti aktivních poruch. Díky přehrazení údolí vznikají v těchto místech jezera, která jsou náchylná na porušení. Stálé jezero nadále zachovává jen oblast Sarychelek.

1.Sesuv u řeky Aksu

Geomorfologie: Údolí v okolí řeky Aksu je tvořeno žulovým masivem pokrytým kvartérními uloženinami. Nad řekou stoupají příkré stěny až do výšek 4000 m n.m..

Rekonstrukce události:

V roce 1885 došlo v oblasti Issyk-Ata k zemětřesení Belovodsk, které dosahovalo stupně 7 RichtEROVY stupnice. K velkému skalnímu sesuvu došlo 15 km od epicentra zemětřesení. Skalní sesuv přehradil údolí a řeku Aksu. V oblasti byly patrné viditelné svahové deformace jako ukazatel otřesů.

Charakteristika události v oblasti:

Odlučná oblast představovala akumulaci 1,5 km³ hornin a úlomků, sesunutých v pravém břehu řeky. Odlučná stěna dosahovala výšky 1,8 km. Skalní sesuv vytvořil kompaktní přehradní hráz vysokou 400 m, rozprostírající se do šířky 2,5 km. Hráz je proříznuta 300 m hlubokou roklí za níž se vytvářejí sezónní jezera. Jezero vytvořené v roce 1885 vyvolalo při porušení kamenité přívalové proudy.

V roce 1992 došlo 25 km jižně k zemětřesení Suusamyr o velikosti 7 RichtEROVY stupnice, jež po sobě zanechalo následky v podobě menších skalních sesuvů.

2. Skalní sesuv v oblasti Beshkiol

Geomorfologie:

Údolí řeky Naryn kříží ze západu hřeben Akshiyriak. V oblasti je vytvořena akumulace sutí. Sutě se skládají z bloků pískovců a křemenců.

Rekonstrukce události:

Při sesuvu Beshkiol došlo k zaplnění údolí řeky Naryn neogenními uloženinami. Došlo k vytvoření vysoké terasy na pravém břehu řeky. Zbylé vodorovné terasy na březích řeky se považují za zbytky jezera, jež zaplňovalo celou oblast. Dnes se v této oblasti vyskytuje jezero Beshkiol a několik dalších vodních ploch.

Charakteristika události v oblasti:

V oblasti Beshkiol došlo k sekundárnímu skalnímu sesuvu, při působení silného zemětřesení. Během sesuvu se uvolnilo 10 km³ neogenních hornin. Sesuv zaplnil 7 km dlouhé údolí a vytvořil tak 300 m vysokou terasu. Odlučná oblast je v horní části skalní stěny 1 km vysoká. Sesuv sahá do vzdálenosti 8-10 km od odlučné zóny a je vysoký zhruba 2,6 km.

Příčiny vzniku události:

V těchto oblastech bylo hlavním spouštěčem zejména silné zemětřesení na citlivých svazích. K mnoha těmto sesuvům došlo v blízkosti aktivní seismické oblasti do vzdálenosti 20 km. V oblasti dochází k četným zemětřesením o velikosti 7 RichtEROVY stupnice. Ovšem není jisté, zda svahy nebyly dříve narušovány jinými faktory či podmínkami.

V oblasti Tien-Shan se nachází kontinuální permafrost od výšky 3800 m n.m.. Přítomnost permafrostu tudíž mohla vést ke snížení pevnosti hornin. Všechny sesuvy se totiž

nacházejí v nadmořské výšce mezi 3000-4000 m n.m.. To může indikovat, že citlivost svahů, ve kterých sesuvy vznikly, mohly být podmíněny degradujícím permafrostem.

Otázka možnosti opakování do budoucna

Nemělo by být podceňováno riziko podobně velkých svahových pohybů. Není jisté, zda všechny citlivé svahy prošly v minulosti svahovými pohyby nebo v nich mohou v budoucnu nastat. Možné propojení degradace permafrostu na snížení stability skalních stěn a následné sesuvy vzniklé zemětřesením mohou v obydlených oblastech způsobovat katastrofické následky.

6.4 Rychlý nárůst a vznik GLOFs východního jezera Zyndan v Tien-shan

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti:

V Kyrgystánu v okrese Tong Ysyk-Kul se nachází termokrasové ledovcové jezero Zyndan (3761 m n.m.). Jezero je sezónní, podle satelitních snímků Landstat 7 vzniklo během 2,5 měsíce. Jezero je v oblasti pravého břehu v přímém kontaktu s ledovcem. Mocnost ledovce pokrývajícího břeh se pohybuje v průměru okolo 60 cm.

Historie událostí v oblasti:

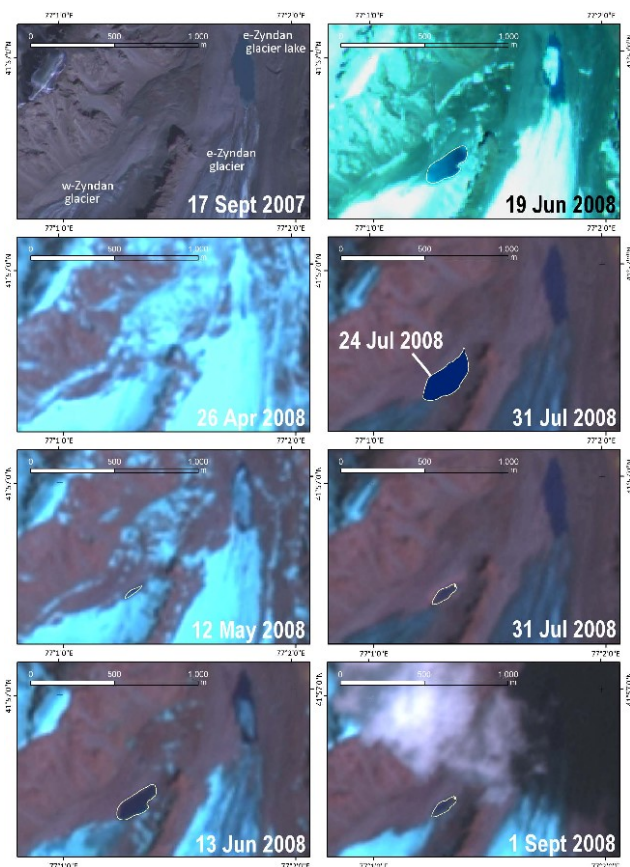
Obzvláště velké množství GLOF událostí bylo hlášeno v severní části Tien-Shan během padesátých a sedmdesátých let dvacátého století (Kubrushko a Staviski, 1978; cit. v Narama et al., 2010).

V oblasti Ile Ala-Tau v severním Tien-Shanu došlo 15. července 1973 ke kolapsu jezera a následně ke vzniku přívalových proudů.

V oblasti Gissar-Alay došlo 7. července 1998 ke kolapsu jezera Alay. Vyvolané přívalové proudy měly na svědomí smrt více než 100 obyvatel z přilehlé obce Shahimardan na území Uzbekistánu. K podobné události došlo rovněž 7. srpna 2002 v obci Dasht v Tádžikistánu, kde došlo ke kolapsu ledovcového jezera a následnému přehrazení koryta řeky.

Rekonstrukce události:

Ledovcové jezero Zyndan, se dle (Narama et al., 2010) na základě satelitních snímků (obr.7) začalo vytvářet



obr.7 Vývoj vniku jezera Zyndan v Tien-Shan Zdroj: (Narama et al., 2010)

26. dubna 2008 na povrchu ledovce v podobě malé vodní plochy. Vodní plocha se během května a června zvětšovala a těsně před událostí GLOFs se jeho velikost zdvojnásobila na konečný objem 437 000 m³ vody. Těsně před kolapsem jezer se vodní hladina zvedala v průměru o 30 cm/den.

Dne 24. července 2008 došlo ke kolapsu ledovcového jezera Zyndan. Kolaps byl dle popisu místních obyvatel doprovázen hlasitým výbuchem. Vzniklá vlna zaplavila po proudu domy, silnice a pole. Ve svrchní části proud protékal přes údolí plné mrtvého ledu (led bez známek pohybu). S narůstajícím gradientem údolí začalo docházet ke zvýšené erozi a vytvoření kamenitého přívalového proudu. Přívalový proud zanechal v korytě a v aluviálním výplachovém vějíři balvany o velikosti 1-2 m. Trosky a úlomky byly pozorovány ve vzdálenosti 15 km od jezera. Největší akumulace byla vytvořena v aluviálním vějíři v oblasti do 10 km od jezera.

Charakteristika jevu:

Východní jezero Zyndan zvětšilo svou rozlohu na celkovou délku 380 m a šířku 155 m. Následkem GLOFs klesla hladina jezera zhruba o 21 m. Ke kolapsu jezera došlo nejspíše uzavřením odtokového kanálu kusy ledu. Stopy vytvořeného kanálu přes termální morénu naznačují, že krátce před ucpáním odtokového kanálu ledem docházelo k přetékání vody přes přelivnou hranou hráze. Aktuálně se termální moréna nachází 20-25 m nad vodní hladinou. Po kolapsu se jezero zmenšilo z původních rozměrů přibližně na poloviční plochu s celkovou délkou 180 m a šířkou 65 m.

Příčiny vzniku události:

Vlivem vysokých teplot došlo během deseti dnů k extrémně rychlému nárůstu objemu vody východního jezera Zyndan. Pro porovnání, k takovéto akumulaci vody docházelo u západního jezera Zyndan v předchozích letech v průběhu zhruba jednoho roku.

V období od dubna do září dochází v této oblasti k tání ledovců, sněhu a mrtvého ledu. Během tohoto období je dle měření (Narama et al., 2010) ledovce Aylampa zaznamenán zvýšený odtok ledovců. Dále byly v tomto období naměřeny vyšší teploty než v jiných letech. Tento fenomén spojený s atmosférickým oteplováním lze dle (Aizen a kol., 2006; cit: Narama et al., 2009) pozorovat v poslední době především na množství a velikostech ledovcových jezer.

Ke kolapsu jezera došlo vlivem několika faktorů. Prvním z nich je vznik velké deprese na povrchu ledovce a tím vzniku jezera. Následně ke kolapsu přispělo zamezení odtoku vody z jezera v kombinaci s vysokými teplotami a zvýšeným táním ledu.

Následky:

Povodně si vyžádaly několik lidských obětí, poškození staveb a veřejné infrastruktury.

Otázka rizika opakování do budoucna:

V období od roku 1999 do roku 2008 je zaznamenán zvýšený nárůst ledovcových jezer. Ovšem takovéto rychle se rozvíjející jezero s krátkou životností představuje velký

problém, jelikož není snadné v takto krátkém časovém horizontu pomocí satelitních snímků kontrolovat a aktualizovat mapové podklady. K podobně rychlému nárůstu ledovcového jezera došlo také v případě ledovce Belvedere v Alpách viz strana 19 (6.1).

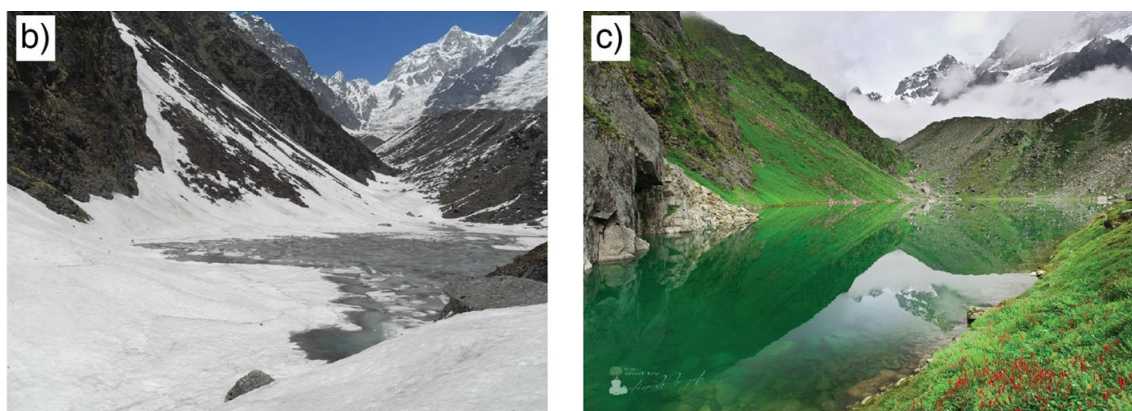
Je zřejmé že existence jezer vzniklých takovýmto způsobem představuje pro dotčenou lokalitu značné riziko. Při řešení otázek, jak takovýmto událostem předcházet by mělo zároveň primárně docházet k opatřením v podobě včasného varování obyvatel či například zahrnutí nebezpečných oblastí do územního plánování.

6.5 Zápavy jezera Chorabari v Kedarnathu v Himalájích

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti

V Himalájích v Indickém státě Uttarakhand leží obec Kedarnath. Obec se nachází na úpatí údolí řeky Mandakiny na glacio-fluviální výplachové plošině ledovců Chorabari a Companinon (3580 m n.m.). Ledovce jsou od sebe odděleny mediální morénou a je zřejmé, že dříve tvořily jeden celek. V oblasti se nachází nejvyšší vrcholky Bhartkhunta (6578 m n.m.) a Kedarnath (6940 m n.m.). Z geologického hlediska zde nalezneme biotitové greiseny, žulové a pegmatitové žíly.

V depresi vnějšího okraje postranní morény ledovce Chorabari se vytváří stejnojmenné sezónní jezero (obr. 8), které je přibližně 400 m dlouhé, 200 m široké a dosahuje maximální hloubky 15 m. Jezero je napájeno výhradně dešťovými srážkami a táním sněhu.



obr. 8 Jezero Chorabari b) v jarním období c) v letním období 2014 Zdroj: (Christensen et al., 2013)

Historie událostí v oblasti:

V oblasti nebyly dříve zaznamenané žádné podobné katastrofické události.

Nedávná měření dle (Allen, S.K., Rastner, P, 2015) z roku 1962-2010 ukazují že se komplex ledovců zmenšil o 11 % z celkové původní plochy. Především pak z období mezi lety 2003-2010 je patrná výrazně vyšší ztráta rozlohy než v předchozích letech.

Rekonstrukce události:

Silné dešťové srážky 16. a 17. června 2013 zapříčinily v oblasti Uttarakhand velké množství svahových pohybů. Došlo k porušení jezera, což mělo za následek vyvolání kamenitých přívalových proudů a následnou devastaci vesnic Kedarnah, Rambara a Gaurikund. Událost v Kedarnath je událostí s nejvyšším počtem úmrtí, ke které v Himalájských státech došlo.

Dne 16. června obyvatelé vesnic zaznamenali povrchové záplavy po dvoudenních intenzivních srážkách. Ke kamenitým přívalovým proudům došlo na strmých svazích kolem 7. hodiny večerní. Proud byl tvořen úlomky sutin, sněhovými, ledovými lavinami a morénovým materiálem. Došlo k zavalení vesnice Kedarnath z její západní strany. Přívalové kamenité proudy pak dále postupovaly po proudu řeky a zaplavily i osadu Rambara.

Dne 17. června došlo k druhému intenzivnějšímu toku, jež přišel v ranních hodinách v podobě kamenitých přívalových proudů z porušeného sezónního jezera Chorabari. V jezeře došlo k sesuvu laterální morény a vlivem rostoucí hladiny také k porušení na nejnižší části přehradu a úplné destrukci morénové hráze. Vznikl tak proud vody, ve kterém se postupně akumulovaly úlomky a vznikly tak kamenité přívalové proudy. Hlavní proud se dále rozdělil na tři dílčí proudy (obr. 9). Nejmenší proud stékal přímo na vesnici Kedarnath. Další proud stékal přes kanál v mediální moréně a pokračoval podél řeky Sharaswati k vesnici. Poslední proud stékal mezi hlavními cestami zbylých kamenitých přívalových proudů. Zbytek úlomků pak pokračoval dalších 20 km směrem do údolí řeky Mandakini.



obr. 9 Kamenité přívalové proudy nad vesnicí Kedarnath 2013 Zdroj: (Christensen et al., 2013)

Charakteristika jevu:

Po proudu ze 17. června je odhadovaný objem zemin 400 tisíc m³. Následkem proudu vznikla viditelná eroze. Svahy ledovce Companion (4250 m n.m.), ze kterých došlo k sesuvu zemin měly sklon 25-35°.

Příčiny vzniku události:

Předpokládá se, že k porušení přehrady došlo zejména nárůstem monzunových dešťů, po neobvyklých čtyř týdnech rychlého tání sněhové pokrývky. Od poloviny května došlo ke snížení sněhové pokrývky zhruba o 50 %. Tání sněhu vyvolalo zvýšené proudění povrchových vod a rychlejší saturaci svahu.

Dál byl zaznamenán od 15. do 17. června vysoký úhrn srážek (325 mm) při deštích, což je pro toto období roku neobvyklé. Předchozí srážky 10. a 11. června (těžké monzunové deště) přichází zpravidla o 2-3 týdny déle a v historii nedosahovaly takovéto intenzity. V posledních 50 letech sledujeme nárůst intenzivních dešťových srážek spojený s indickým monzunovým deštěm, jak uvedl (Christensen et al., 2013). Další prokazatelný vliv na událost mělo neobvykle rozsáhlé tání sněhové pokrývky.

Jako rozhodující faktor se u této události udávají silné srážky s nástupem monzunových dešťů a vyčerpání sněhové pokrývky.

Následky

Rychlé záplavy vzniklé přímo porušením jezera a následným vznikem přívalových proudů, které zasáhly vesnici Kedarnath měly za následek smrt více než 6000 lidí (Christensen et al., 2013). Bylo poškozeno nesčetné množství silnic, mostů, nejméně 30 vodních elektráren bylo vážně zničeno nebo poškozeno. V oblasti uvízlo kolem sta tisíc poutníků a turistů, dokud nedošlo k evakuaci. Tato událost je považována v oblasti Himalájí za nejtragičtější s ohledem na počty lidských obětí.

Otázka rizika opakování do budoucna:

Příklad kolapsu jezera Chorabari, kde byly spouštěčem hydrometeorologické události vytváří iniciativu zabývat se více tímto problémem. Doposud se při určování vzniku GLOF věnovala pozornost spuštění kolapsu pouze skalním řícením nebo ledovcovým lavinám. Hydrometeorologické události jako spouštěč jsou ovšem predikovatelné pouze velice obtížně z důvodu pouze nízké přesnosti dlouhodobých klimatických předpovědí.

6.6 Sesuv v moréně, jako spouštěč záplav ledovcového jezera Palcacocha v Peru

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti:

V peruánských Andách se nachází 180 km dlouhé pohoří Cordillera Blanca, které vytváří pásemné pohoří o šířce 21 km. Vrcholky hor zde dosahují výšky nad 5500 m n.m.. Zároveň se zde nachází nejvyšší vrchol Peru, Huascarán (6768 m n.m.).

Morénové jezero Palcacocha (4562 m n.m.) je jedno z 600 jezer pohoří Cordillera Blanca nacházející se v horní části ledovcového údolí Cojup (obr.10). Čelní moréna jezera sahá do výšky 146 m. Jezero je součástí národního parku Huascarán. Kaňonovité údolí Cojup se směrem do údolí zplošťuje a vytváří vějířovitý aluviální kužel, na kterém leží město Huaráz.



obr.10 Jezero Palcacocha 2019 Zdroj: (Palmer J.,2019, The Dangers of Glacial Lake Floods: Pioneering and Capitulation)

Historie událostí v oblasti:

Již v roce 1941 došlo při naplnění morénové hráze vodou k porušení a následnému protržení hráze doprovázeného GLOF, což vedlo k tvorbě svahových proudů. Před kolapsem přehrady nebylo zaznamenáno žádné zemětřesení, proto se jako spouštěcí faktor označuje telení ledovce, nebo sesuv morény. Po kolapsu bylo jezero přehrazeno širokou morénou s nízkým reliéfem pro zvýšení stability stěn. V 70. letech došlo k vybudování dvou betonových stěn s odtokovým kanálem, pro udržování konstantní výšky hladiny, protože od roku 1970 ustupují ledovcové jazyky a dochází ke zvýšenému přítoku vody do jezera.

Rekonstrukce události:

V roce 1941 došlo k náhlému porušení morénové přehradu jezera Palcacocha a vyvolání masivní vlny, která vyústila v proud vody a úlomků. Proud zasáhl 23 km vzdálené město Huaráz.

19. března 2003 došlo ke kolapsu ledovcového jezera, následkem sesuvu boční morény do jezera. K sesuvu došlo nejspíše saturací boční morény při intenzivních deštích. Hmoty morénového materiálu, které se sesunuly do jezera vytvořily přívalovou vlnu. Vlna dosahovala výšky přes 8 m a přetekla přes přelivnou hranu hráze. Vyvolaný proud s obsahem sedimentů a úlomků směřoval k údolí Cojup, nečistoty a úlomky zcela vyřadily z provozu čističku odpadních vod pro město Huaráz.

Charakteristika jevu:

V roce 1941 došlo k porušení morénové přehradu erozí do hloubky 56 m. Podle odhadů (Mergili et al., 2018) obsahoval výsledný proud 9,4 milionů m³ vody a 2 miliony m³

sedimentů z přehrady. Dále tok porušil jezero Jircacocha a následně vyvolal erozi průtočného kanálu.

Ke kolapsu morénového jezera v roce 2003 došlo aktivací dočasně uklidněného sesuvu ve vnitřní laterální moréně. Sesuv byl tvořen smykovou odlučnou plochou o délce 400 m, z čehož 150 m tvořilo akumulární ložisko dna jezera. Sklon vnějších svahů jezera se pohybuje kolem 35° a na vnitřní straně morény okolo 50°. Ve vnitřních svazích se vyskytuje většina sesuvů, oproti vnějším svahům morény, kde k výraznějším sesuvům nikdy nedošlo.

Příčiny vzniku události:

Ke kolapsu jezera v roce 1941 došlo nejspíše pádem ledovcové laviny do jezera, jež způsobila porušení morénové hráze (Wikipedia, 2019).

K sesuvu v roce 2003 došlo saturací laterální morény intenzivním deštěm. Vlivem saturace klesla stabilita svahu, jelikož zhruba 50 % materiálu nad odlučnou oblastí bylo plně nasyceno. Dřívější poznatky naznačovaly že ústup ledovce, který po roce 1980 zesílil, přispěl k iniciaci sesuvu a možným zvýšením saturace morén.

Z výsledků Iberova modelu (Klimeš et al., 2016) byl využit odhadovaný objem sesuvu pro výpočty zpětného odhadu výšky vlny a rychlosti sesuvu. Předpokládá se, že došlo k sesuvu o rychlosti 7 m/s. Při výpočtech stability svahu se zjistilo, že laterální svahy morén jsou citlivé na nasycení vodou, vykazují nízký stupeň stability. Z výsledků plyne zjištění, že GLOFs vyvolané sesuvem morén jsou mnohem menší než sesuvy vyvolané skalním řícením nebo pádem skalních lavin vlivem krátké dráhy a nízké rychlosti sesuvu.

Ukazuje se zde, že místně specifické podmínky související se saturací vody jsou důležitými faktory pro existenci sesuvů na vnitřních svazích potencionálně nebezpečných morén.

Následky:

V roce 1941 bylo zničeno město Huaráz a došlo k úmrtí více než 1800 lidí. Poznatky z této události později sloužily pro lepší pochopení událostí GLOFs.

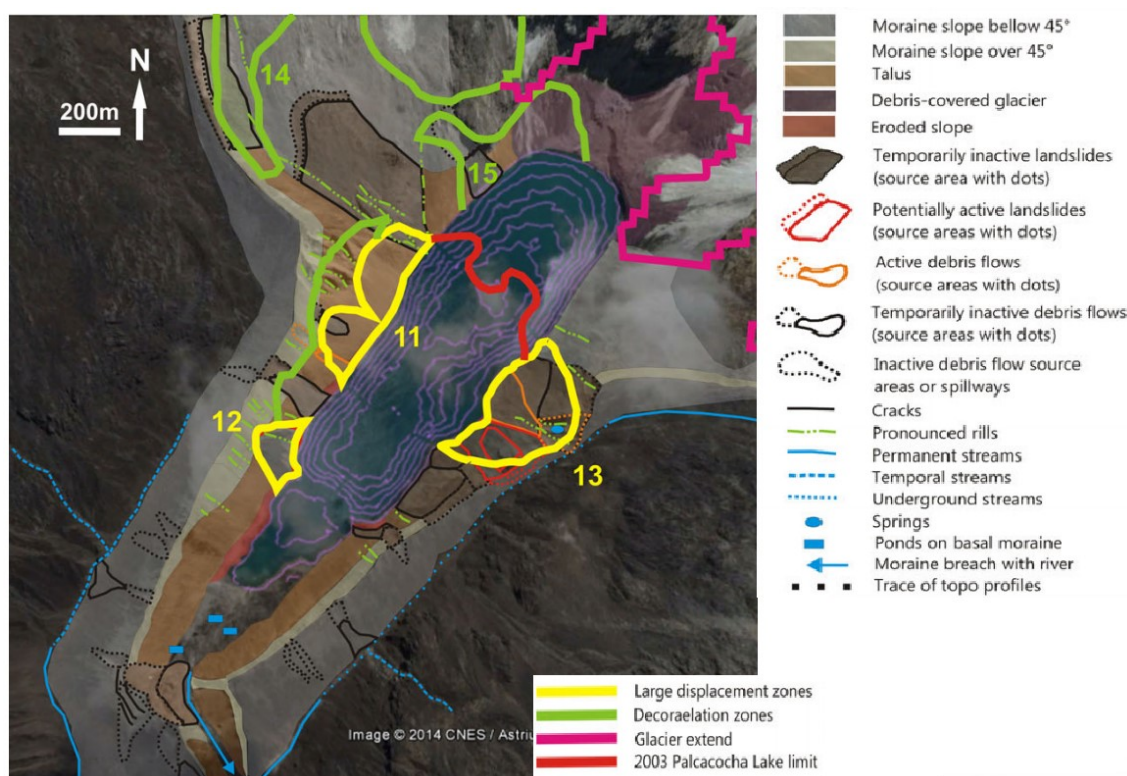
Následkem proudu z roku 2003 s obsahem sedimentů a úlomků došlo k odstavení přívodu pitné vody do města Huaráz po dobu jednoho týdne.

Otázka rizika opakování do budoucna:

Při mapování (Klimeš et al., 2016) (obr.11) byla potvrzena nízká stabilita svahu, která indikuje opakované lokální sesuvy. Další detekované sesuvy se nachází jihozápadně od dočasně uklidněného kamenitého přívalového proudu. Jedná se o menší sekundární sesuv na strmém svahu (trhlina sahající do hloubky 3 m), nad hlubším a větším sesuvem. Na vnitřní severozápadní moréně se vyznačily další mělké pohyby a trhliny, které mohou značit potencionálně nebezpečné sesuvy. U odtokového kanálu byl identifikován hlubší sesuv půdy, jež mohl vzniknout jako následek porušení morény v roce 1941.

V roce 2015 byla hladina vody snížena o 3,4 m aby se předešlo GLOF při dalších sesuvech podobného objemu. Jezero Palcacocha je jedno z jezer, jež má příznivé podmínky na spuštění GLOFs sesuvem morény. Dle (Klimeš et al., 2016) se jen v oblasti Cordillera Blanca nachází několik dalších jezer, jako například Jancarurish, Arhueycocha, Allicocha nebo Tullpacocha, které mohou být náchylné k podobným událostem. Do budoucna by bylo nebezpečné podceňovat tento způsob svahových pohybů. Pokud by došlo k dalším svahovým pohybům o větších objemech, mohlo by dojít k vyvolání katastrofálních přívalových proudů.

Změny klimatu a tím vyvolané tání ledovců související s degradací permafrostu může zapříčinit vznik sesuvů vlivem saturace vnitřních morén a zvýšit jejich citlivost. Citlivé morény jsou pak náchylné na zemětřesení nebo výraznou změnu klimatu, které mohou mobilizovat větší objemy materiálů. Proto je vhodné dálkové snímkování a monitorování terénu, pro předpoklad možného nebezpečí.



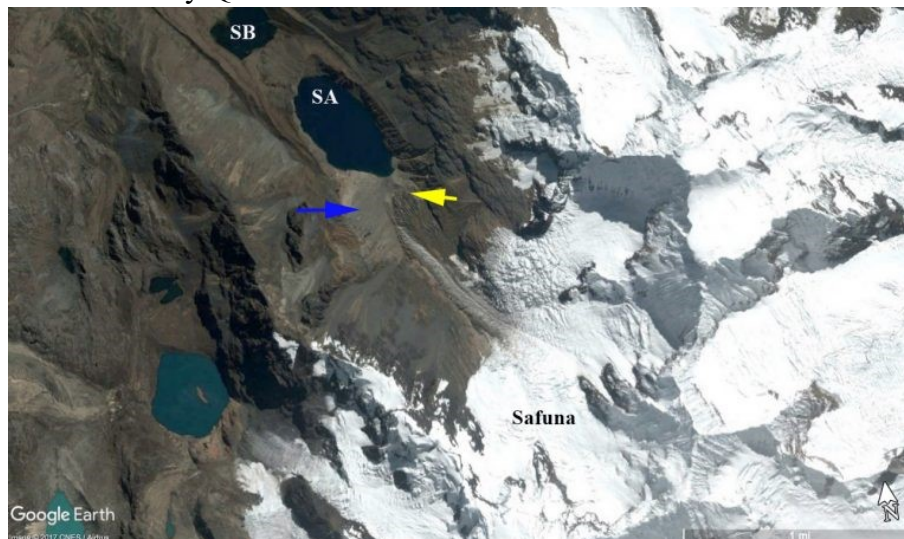
obr. 11 Oblast detekovaných sesuvů v morénovém jezeře Palcacocha Zdroj: (Klimeš et al., 2016)

6.7 Skální laviny jako spouštěč povodně v Laguně Safuna Alta v Peru

Geomorfologicko-geologická charakteristika oblasti

V severní oblasti pohoří And v oblasti Cordillera Blanca se nachází dvě ledovcová jezera (obr.12). Horní (Laguna Safuna Alta) a dolní (Laguna Safuna Baja). Jezero Laguna Safuna Alta je napojeno na ledovec Pucajirca, kterým je napájeno. Laguna Safuna Alta je s ledovcem bezprostředně v kontaktu, v nadmořské výšce 4355 m. Laguna Safuna Baja se nachází půl kilometru po proudu o 80 m níže. Jezera jsou oddělena vysokou morénovou

hrází, která se vytvořila postupně při propojování a oddělování jezer. Boční morény jezera Laguna Safuna Alta dosahují výšky 60 m. Jezera jsou odvodňována do říčky, která po proudu ústí do soutěsky Quitaracsa.



obr. 12 Jezero Laguna Safuna Alta(SA) a Laguna Safuna Baja (SB) 2017
Zdroj: (Mauri P., 2018, Safuna & Arhuey Glacier, Peru Retreat from Lake

Historie událostí v oblasti:

Díky leteckému snímkování od roku 1950 lze sledovat vývoj rozsahu ledovce Pucarijca, jezer Safuna Alta a Safuna Baja. Snímky z roku 1963 (Hubbard et al., 2005) dokazují propojení supraglaciálních vodních ploch v jezero. Toto jezero se pojmenovalo Laguna Safuna Alta a vlivem propojení se rozšířilo do celé šíře ledovcového příkrovu. Hladina v té době dosahovala asi o 25 m vyšší hladiny.

Za účelem omezení nárůstu hladiny nechal Peruánský národní institut přírodních zdrojů (INRENA) přes morénu vyhloubit tunel. Brzy po dokončení díla v roce 1970 byl však tunel poškozen zemětřesením. Zemětřesení zároveň způsobilo pokles hladiny vody o 25 m (zřejmě vlivem zvýšené propustnosti morénové přehrady).

V roce 1978 došlo k znovuvybudování tunelu, jež byl vyvrtán pro omezení nárůstu vodní hladiny.

Rekonstrukce události:

Dne 22. dubna 2002 došlo ke skalnímu řícení, charakteru “rock avalanche“ odkrytých skalních svahů, které následně vyvolalo kolaps Laguny Safuna Alta. Skalní a ledovcová lavina byla zřetelně viditelná a vyvolala vysokou vlnu, která postupovala podél vodní plochy jezera a přetekla přes morénovou hráz jezera. Opakovaným měřením se zjistilo, že bylo do jezera sesunuto kolem 8 milionů m³ materiálu. Toto množství materiálu vyvolalo vlnu, která musela dosahovat výšky 100 m.

Charakteristika jevu:

Jezero bylo dle průzkumu z roku 2001 zhruba 1200 m dlouhé a 50 m hluboké (v nejhlubší části). Dle interpretace (Hubbard et al., 2005) došlo k vylomení skalních sloupů, oddělných nespojitostmi (trhlinami). Hlavní trhlina se nachází ve výšce 4720 m n.m. a stoupá až do výšky 4745 m n.m.. Polním mapováním byla odlučná oblast odhadnuta na 400 m vysokou, 400 m širokou a 50-100 m hlubokou. Menší trhliny jsou viditelné od výšky 4700 m n.m. do výšky 4800 m n.m., jež značí vysoké narušení oblasti. Jihovýchodní část jezera, která sousedila s ledovcem byla zcela zaplněna lavinovým materiálem, který se uložil podél boční morény a snížil tak šířku jezera. Materiál vyvolal vlnu, která postupovala k přehradě jezera, což naznačuje že alespoň jedna vyvolaná vlna musela být vyšší než 100 m aby došlo k přetečení přelivné hrany hráze. Vlivem proudění jezerních vln současně docházelo k erozi distální stěny morény. Vzniklá směs vody s obsahem úlomků, způsobila erozi v oblasti odtoku tunelu z roku 1978.

Příčiny vzniku události:

Primární příčina vyvolání GLOFs jezera Laguna Safuna Alta, byla vyvolána lavinou a akumulací lavinového materiálu.

Vznik sesuvu by mohl ovlivňovat ústup ledovce a snížení stability stěn. Z terénních průzkumů jsou viditelné trhliny, jež přímo dokazují vysoké narušení oblasti.

Následky

Při přetečení morénové hráze jezera Laguna Safuna Alta došlo k zabránění vzniku přívalových proudů, existencí dolního jezera. Jezero Laguna Safuna Baja absorbovalo materiál, který byl při přetečení vyplaven. Došlo pouze k dočasnému nárůstu vodní hladiny o 2,5 m.

Otázka rizika opakování do budoucna:

Stabilita morénové hráze byla vlivem této události snížena, proto zde existuje možnost kolapsu jezera menším sesuvem. Současná ustálená hladina se však nachází v dolní hranici předpokládaného selhání, čímž by se mělo předejít vzniku ničivých proudů. Existence spodního jezera by měla v případě kolapsu sloužit jako zábrana proti šíření materiálů či proudů, jako tomu bylo v roce 2002.

Pro zvýšení stability morénové hráze by mohlo dojít k předběžným opatřením jako posílení přehrady opravou přepadových kanálů nebo novým přepadovým kanálem, jenž by měl zvýšit vyrovnávací hladinu vody.

7. Závěr

Cílem této práce bylo na vybraných příkladech shrnout informace z daného tématu nestability svahů v okolí ledovců vysokých pohoří světa a charakteristiky svahových pohybů, které v těchto oblastech mohou nastat. Záměrem bylo upozornit na problémy, jež se vyskytují v globálním měřítku a zároveň do budoucna představují zvyšující se ohrožení obydlených oblastí. Díky publikacím zabývajících se jednotlivými událostmi, jsem shrnula některé případy svahových pohybů, ke kterým v těchto oblastech dochází nejčastěji. Dále jsem využila odbornou literaturu zahraničních a českých autorů.

Záměrem úvodní části bylo přiblížit dané problémy, které mohou na vysokých pohořích nastat. Hlavní ovlivňující příčinou se zdá být globální oteplování související s degradací permafrostu a s tím spojenými jevy jako např.: vznik nestabilních svahů a ledovcových jezer. Z jednotlivých příkladů bylo zjevné, že většina těchto podmínek a faktorů pro vznik svahových sesuvů probíhá souběžně. Dále jsem se snažila charakterizovat nejpoužívanější klasifikace svahových pohybů, pro pochopení dějů, které při událostech nastávají a pochopení jejich příčin a podmínek. V další části jsem stručně charakterizovala jednotlivá pohoří, jejich rozdílné zeměpisné umístění a různou morfologickou stavbu.

Druhá část sestávala z řady vybraných příkladů svahových pohybů na vysokých pohořích. Cílem bylo vybrat odpovídající zástupce, u kterých se jako hlavní příčina charakterizoval jiný faktor než v předchozích událostech. Příklady také představují zastoupení z různých pohoří, pro představu globálního rozšíření.

Ze závěrů této práce by mělo plynout větší povědomí o nebezpečích, kterým jsou do budoucna oblasti vysokých pohoří vystaveny. Primárně se jedná o globální oteplování, díky kterému dochází k degradaci permafrostu, snižující se ledové pokrývky a zvyšujícímu se počtu ledovcových jezer. Při degradaci permafrostu dochází ke snižování stability horských svahů a dochází tak snáze k jejich porušení, zejména pak v kombinaci s vlivem zemětřesení. Dále vznikají ledovcová jezera, která mohou být sezónní i dlouhodobá. V jezerech dochází ke GLOF následkem sesuvu morén, skalních sesuvů, tlení ledovců či vlivem intenzivních srážek. Všechny tyto události již v minulosti způsobily mnoho katastrofických událostí po celém světě, proto je důležité toto riziko nepodceňovat.

Velká pozornost by měla být věnována oblastem a jednotlivým svahům, které již dříve svahové pohyby prodělaly. Zejména tyto lokality jsou mnohem více náchylné k podobným událostem. Primárně by bylo vhodné přistoupit k opatřením v obydlených oblastech. Částečným řešením by ve vhodných lokalitách mohlo být vybudování odtoků jezer, odtokových tunelů nebo umělých přehrad s otevřeným odtokem. Dále by měl být kladen důraz na zlepšení připravenosti a informovanosti osob při možných přívalových proudech pomocí systému včasného varování.

Literatura

AIZEN, V. B., KUZMICHENOK, V. A., SURAZAKOV, A. B., and AIZEN, E.M., 2006, *Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data*, *Ann. Glaciol.*, 43, 202–213, Dostupné z: <https://www.cambridge.org/core/services/aop-cambridge-core/content/view/38C3AD513B6DFF97CBB39DCCBEA7264C/S026030550026196Xa.pdf/div-class-title-glacier-changes-in-the-central-and-northern-tien-shan-during-the-last-140-years-based-on-surface-and-remote-sensing-data-div.pdf>

ALLEN S.K., RASTNER P., ARORA M., HUGGEL C., STOFFEL M. 2015, *Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological* Dostupné z: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-015-0584-3>

CORTI, S., DECESARI, S., FIERLI, F., FUZZI, S., PROVENZALE, A. et al., 2009, *Clima, cambiamenti climatici globali e loro impatto sul territorio nazionale*, Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/323317619_Clima_cambiamenti_climatici_globali_e_loro_impatto_sul_territorio_nazionale

CRUDEN D.M. & VARNES D. 1996, *Landslide types and processes, Landslides- Investigation and Mitigation*, Ed AK Turner and RL Schuster, Transportation Research Board Special Report 247, National Research Council, USA, pp 36-75 Dostupné z: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr247/sr247-003.pdf>

EROKHIN S.A., ZAGINAEV V.V., MELESHKO A.A. et al, 2018, *Debris flows triggered from non-stationary glacier lake outbursts: the case of the Teztor Lake complex (Northern Tian shan, Kyrgyzstan)*. *Landslides* 15(1):83–98 Dostupné z: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs10346-017-0862-3.pdf>

FALÁTKOVA, K. 2016, *Temporal analysis of GLOFs in high-mountain regions of Asia and assessment of their causes*, *AUC Geogr.*, 51, 145–154 Dostupné z: <http://aucgeographica.cz/index.php/aucg/article/view/53>

FISCHER L., KÄÄB A., HUGGEL C., NOETZLI J. 2006, *Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high mountain rock wall: the Monte Rosa east face*. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6: 761–772 Dostupné z: <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/6/761/2006/nhess-6-761-2006.pdf>

HAEBERLI, W., HUGGEL, C., KÄÄB, A., OSWALD, S., POLVOJ, A., ZOTIKOV, “ I., and OSOKIN, N. 2005, *The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 – an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia (Russian Caucasus)*, *J. Glaciol.*, in press Dostupné z: https://www.cambridge.org/core/services/aop-cambridge-core/content/view/7FA91EBF980A35D0235A3A32B13A4FA7/S0022143000215311a.pdf/kolkakarmadon_rockice_slide_of_20_september_2002_an_extraordinary_event_of_historical_dimensions_in_north_ossetia_russian_caucasus.pdf

- HARRIS, C. and HAEBERLI, W.: WARMING, 2003, *Permafrost in the mountains of Europe*, World Meteorological Organization Bulletin, 52(3), 252–257 Dostupné z: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818106001573>
- HIGHLAND, L.M. 2004, *Landslide types and processes*, US Geological Survey Fact Sheet 2004-3072, 4 p. Dostupné z: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr29/29-003.pdf>
- HRDLIČKOVÁ M., 2009, Zeměřesení jako geologický děj a jeho následky 2009, 36 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Praha. Vedoucí práce Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc. Dostupné z: <https://is.cuni.cz/webapps/zzp/download/130222344>
- HUBBARD B., HEALD A., REYNOLDS J.M., QUIENCEY D., RICHARDSON S.D., ZAPATA M., SANTILLAN N., HAMBRE M.J. 2005, *Impact of a rock avalanche on a morainedammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru*, Earth Surface Processes and Landforms 30, 1251–1264. Dostupné z: <http://catalogoelectronico.ana.gob.pe/bitstream/handle/ANA/3337/ANA0001829.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- CHRISTENSEN J.H., KRISHNA KUMAR K., ALDRIAN E. et al, 2013, *Climate phenomena and their relevance for future regional climate change*. In: Stocker TF et al (eds) *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 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 1217–1308 Dostupné z: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_Chapter14_FINAL.pdf
- KLIMEŠ, J., NOVOTNÝ, J., NOVOTNÁ, I., JORDÁN DE URRIES, B., VILÍMEK, V., EMMER, A., STROZZI, T., KUSÁK, M., COCHACHIN RAPRE, A., HARTVICH, F., and FREY, H., 2016, *Landslides in moraines as triggers of glacial lake outburst floods: example from Palcacocha Lake (Cordillera Blanca, Peru)*, Landslides, 13, 1461–1477 Dostupné z: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs10346-016-0724-4.pdf>
- KUBRUSKHO, S. S. and STAVISKIY, Y. S., 1978, *Glacier lakes of Kyrgyz and their role in mudflow formation*, Data of glaciological studies, 32, 59–62
- MERGILI, M., FREY, H., EMMER, A., FISCHER, J.T., COACHIN, A., PUDASAINY, S.P. (2018) Revisiting the catastrophic 1941 outburst flood of Lake Palcacocha (Cordillera Blanca, Peru) Geophysical Research Abstracts, Vol. 20, EGU2018-7569, 2018 Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-7569.pdf>
- NARAMA, C., DUISHONAKUNOV, M., KÄÄB, A., DAIYROV, M. & ABDRAKHMATOV, K., 2010, *The 24 July 2008 outburst flood at the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan*. Nat. Hazards Earth Syst. 10, 647–659, Dostupné z: <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/647/2010/nhess-10-647-2010.pdf>

NELSON, F.E., O.A. ANISIMOV, and N.I. SHIKLOMANOV, 2001, *Subsidence risk from thawing permafrost*. Nature, 410, 889–890 Dostupné z: https://www.researchgate.net/profile/Tingjun_Zhang2/publication/272792548_Observations_Changes_in_Snow_Ice_and_Frozen_Ground_In_Climate_Change_2007_The_Physical_Science_Basis_Contribution_of_Working_Group_I_to_the_Fourth_Assessment_Report_of_the_Intergovernmental_Panel_on_C/links/54eea28c0cf25238f93adae5.pdf

NEMČOK, A., J. PAŠEK a J. RYBÁŘ, 1974. *Dělení svahových pohybů*. In: *Sborník geologických věd: Hydrogeologie*, Praha, s. 77-97

ONDRAŠÍK R. a J. RYBÁŘ, 1991. *Dynamická inžinierska geológia: Vysokoškolská učebnica pre Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského*. 1. vyd. Bratislava: Slov. pedagog. nakl., s. 267. ISBN 80-08-00366-9.

PALMER, J. (2019), *The dangers of glacial lake floods: Pioneering and capitulation*, Eos, 100, Published on 01 March 2019 Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2019EO116807>.

POGGENPOHL, N. 1903/05. (About the northern valleys of the Kazbek massif and the first ascent of the Maili Kok.) *Ezhegodnik Russkovo Gornovo Ob-va*, vyp., 3(1993)

STROM, A. L., and O. KORUP, 2006, *Extremely large rockslides and rock avalanches in the Tien Shan Mountains, Kyrgyzstan*, Landslides, 3, 125–136. Dostupné z: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs10346-005-0027-7.pdf>

THOMPSON, L. G. et al. 2003, *Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales*. Clim. Change 59, 137–155 Dostupné z: https://www.researchgate.net/profile/Mary_Davis6/publication/200033641_Tropical_Glacier_and_Ice_Core_Evidence_of_Climate_Change_on_Annual_to_Millennial_Time_Scales/links/0c9605239ce2467044000000/Tropical-Glacier-and-Ice-Core-Evidence-of-Climate-Change-on-Annual-to-Millennial-Time-Scales.pdf

VILÍMEK, V., EMMER A., HUGGEL C., SCHAUB Y., WURMLI S. 2013, *Database of glacial lake outburst floods (GLOFs)–IPL project No. 179*. Landslides 11:161–165 Dostupné z: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs10346-013-0448-7.pdf>

WIECZOREK, G.F. 1996, *Investigation and mitigation. Chapter 4 - Landslide Triggering Mechanism*, Landslides, pp 76-90 Dostupné z: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr247/sr247-004.pdf>

WORLDTLAS, Continents, Dostupné z: <https://www.worldatlas.com/>

YANG, ZP., OU, YH., XU, XL., ZHAO, L., SONG, MH., ZHOU, CP. 2010, *Effects of permafrost degradation on ecosystems*. Acta Ecol Sin 30:33e9 Dostupné z: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1872203209000882>

WIKIPEDIA: THE FREE ENCYKLOPEDIA (last edited: 19.3.2019) Dostupné z: https://en.wikipedia.org/wiki/Lake_Palcacocha