

UNIVERZITA KARLOVA
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Geografie
Geografie a kartografie



Šárka Burkytová

**ANALÝZA GEOMORFOLOGICKÝCH PROJEVŮ NEOTEKTONIKY
NA ZLOMECH POHOŘÍ CORDILLERA BLANCA**

**The analysis of geomorphological pronunciation of neotectonics on Cordillera Blanca
faults**

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Praha 2019

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Název práce

Analýza geomorfologických projevů neotektoniky na zlomech pohoří Cordillera Blanca

The analysis of geomorphological pronunciation of neotectonics on Cordillera Blanca faults

Cíle práce

Hlavním cílem práce je inventarizovat, popsat a vyhodnotit tvary, které souvisejí s aktivními tektonickými procesy v pohoří Cordillera Blanca.

Dílčími cíli jsou:

- vymezení a mapování zlomové zóny pohoří
- analýza podélných profilů vodních toků
- analýza podélné stavby pohoří
- vytvoření geomorfologické mapy tvarů reliéfu, které jsou podmíněné tektonikou

Použité metody a zájmové území

Metody: studium odborné literatury, geomorfologické mapování pomocí snímků webové aplikace Google Earth, vytvoření podélných profilů z digitálního modelu terénu

Zájmové území: jihoamerické pohoří Cordillera Blanca

Datum zadání: 21. 12. 2018

Vedoucí práce: prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Podpis vedoucího práce:

Student: Šárka Burkytová

Podpis studenta:

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala samostatně, a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

V Praze dne 10. 5. 2019

.....

podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala všem, kteří mi byli přímo i nepřímo nápomocní při zpracování této bakalářské práce. Předně bych ráda poděkovala svému vedoucímu prof. RNDr. Vítovi Vilímkovi, CSc. za vedení práce, cenné rady, připomínky, trpělivost a ochotu. Dále bych ráda poděkovala panu Christopherovi Gomezovi, PhD. za poskytnutá data digitálního modelu terénu.

Zvláštní poděkování bych ráda vyjádřila své rodině za trpělivost a veškerou podporu, poskytovanou nezištně nejen po dobu zpracovávání této práce.

Abstrakt

Práce se zabývá analýzou geomorfologických projevů neotektonické aktivity podél úpatního zlomu jihoamerického pohoří Cordillera Blanca. Obsahuje základní fyzickogeografickou charakteristiku pohoří s důrazem na geologii, geomorfologii a teoretický koncept týkající se tvarů na zlomových svazích a neotektonické aktivity. V praktické části práce je mapováno vybrané území pohoří pomocí snímků aplikace Google Earth na základě něhož, jsou analyzovány a inventarizovány tvary související s aktivními tektonickými procesy pohoří Cordillera Blanca. Dále jsou z digitálního modelu terénu vytvořeny a analyzovány podélné profily vodních toků, které protékají napříč zlomovou oblastí. Analyzována je i bloková stavba pohoří.

Klíčová slova

Cordillera Blanca, geomorfologie, morfometrie, neotektonika, Peru

Abstract

The study deals with analysis of of geomorphological pronunciation of neotectonics along the based on fault slope in the South American Cordillera Blanca range. It contains research about physical-geographycal characteristic of the mountain range with the focus on geology, geomorphology and the theoretical concept of forms on fault slopes and neotectonic acitivity. In the practical part of the thesis, the selected area of the mountain range was mapped using Google Earth imagery. On the base of created map the forms associated with the active tectonic uplift of the Cordillera Blanca were analyzed and invented. Then the longitudinal profiles of rivers that flow across the fault zone were created and analyzed from the digital terrain model. The block structure of the mountain range was analyzed too.

Keywords

Cordillera Blanca, geomorphology, morphometry, neotectonics, Peru

Obsah

SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, MAP, TABULEK A PŘÍLOH	7
1. ÚVOD	8
1.1 Vymezení zájmového území	9
2. PŘÍRODNÍ POMĚRY POHOŘÍ CORDILLERA BLANCA	11
2.1 Geologické poměry	11
2.2 Geomorfologické poměry	13
2.3 Hydrologické poměry	16
2.4 Klimatické poměry	18
2.5 Pedologické poměry	19
2.6 Biogeografické poměry	20
3. TVARY RELIÉFU NA ZLOMOVÝCH SVAZÍCH	21
3.1 Vrásno-zlomová pohoří	21
3.2 Neotektonické pohyby	22
3.3 Georeliéf zlomových svahů	22
4. METODIKA	25
4.1 Rešerše odborné literatury	25
4.2 Výběr softwaru a mapové podklady	25
4.3 Geomorfologické mapování	25
4.4 Podélné profily toků	26
4.5 Analýza blokové stavby pohoří	26
5. VÝSLEDKY	27
5.1 Geomorfologická analýza	27
5.1.1 Popis mapovaných tvarů	28
5.1.2 Analýza tvarů reliéfu na zlomových svazích	33
5.2 Analýza podélných profilů říčních toků	37
5.3 Analýza blokové stavby pohoří	45
6. DISKUZE METODIKY A VÝSLEDKŮ	49
7. ZÁVĚR	50
8. POUŽITÁ LITERATURA	52

SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, MAP, TABULEK A PŘÍLOH

Seznam obrázků

Obrázek 1: Geologická mapa oblasti pohoří Cordillera Blanca a Cordillera Negra	11
Obrázek 2: Zlomová zóna pohoří Cordillera Blanca.....	15
Obrázek 3: Srážky a teplota vzduchu podle měsíců v pohoří Cordillera Blanca.	18
Obrázek 4: Puya Raimondi.....	20
Obrázek 5: Erozní fáze vrásno-zlomových pohoří (chronologicky zleva doprava)	21
Obrázek 6: Erozní hrana podél linie vodního toku.....	28
Obrázek 7: Erozní svahy v údolí řeky Llaca	29
Obrázek 8: Rozvětvené linie zlomu na čele facety.....	30
Obrázek 9: Zlomový svah. Ve spodní části kryty kvarterními sedimenty	30
Obrázek 10: Kar pod vrcholem hory Churup	31
Obrázek 11: Boční morény u řeky Chojup	32
Obrázek 12: Fluvio-glaciální sediment nacházející se pod úpatím zlomového svahu	32
Obrázek 13: Deluvium se zde nachází pod erozními svahy na okrajích údolního dna	33
Obrázek 14: Schématická mapa řek využitých na vytvoření podélných profilů	37

Seznam grafů

Graf 1: Podélný profil řeky Los Cedros	40
Graf 2: Podélný profil řeky Santa Cruz.....	40
Graf 3: Podélný profil řeky Llullan	41
Graf 4: Podélný profil řeky Rio Ancash.....	41
Graf 5: Podélný profil řeky Rio Ranrahirca	41
Graf 6: Podélný profil řeky Ulta.....	42
Graf 7: Podélný profil řeky Honda.....	42
Graf 8: Podélný profil řeky Akilpo	42
Graf 9: Podélný profil řeky Rio Paltay	43
Graf 10: Podélný profil řeky Llaca.....	43
Graf 11: Podélný profil řeky Cojup.....	43
Graf 12: Podélný profil řeky Rio Quilcay	44
Graf 13: Podélný profil řeky Rajucolta	44

Seznam map

Mapa 1: Vymezení mapované oblasti	27
Mapa 2: Schématická mapa linie zlomu a seismicky aktivních oblastí části pohoří Cordillera Blanca	48

Seznam tabulek

Tabulka 1: Vzdálenost současného projevu vertikálního stupně od současné polohy zlomové zóny... ..	39
Tabulka 2: Hodnoty indexu sinusoidy pro vybrané oblasti.....	47

Seznam příloh

Příloha 1: Cordillera Blanca – geomorfologická mapa okolí řek Cojup a Llaca a) měřítko 1 : 25 000 b) měřítko 1 : 25 000 na podkladu družicového snímku	
--	--

1. ÚVOD

Tématem předkládané bakalářské práce je analýza geomorfologických projevů neotektoniky v pohoří Cordillera Blanca, které se nachází v jihoamerickém Peru. Tato oblast je velmi mladá a tektonicky aktivní. Vyskytují se zde recentní pohyby, které v minulosti významně ovlivnily dnešní reliéf. Při úpatí západních svahů pohoří Cordillera Blanca se rozkládá výrazná přibližně 210 km dlouhá zlomová zóna, která je také hlavním předmětem zkoumání této práce.

Hlavním cílem práce je inventarizovat, popsat a vyhodnotit tvary související s aktivními tektonickými procesy v pohoří Cordillera Blanca. Dílčím cílem této práce je analýza podélných profilů říčních toků, které protékají pohořím a jsou orientované kolmo na oblast zlomové zóny. Dalším cílem práce je vymezení a mapování nejaktivnějšího úseku zlomové zóny (Siame et al. 2006). Dále je cílem vytvořit geomorfologickou mapu tvarů reliéfu, které jsou podmíněné tektonikou. Práce je členěna do 8 kapitol obsahující rešerši odborné literatury, metodiku, analýzy výsledků a metodiky, diskuzi, závěr a zdroje literatury.

Předkládaná práce se skládá ze dvou hlavních částí. První část je rešeršní, která se zaměřuje na komplexní fyzicko-geografickou charakteristiku území, dále pak na tvary a rysy na zlomových svazích. Druhá část je praktická, pro kterou bylo potřeba vytvoření geomorfologických map a podélných profilů řek, ze kterých se vychází při další analýze území.

Hlavní výzkumnou otázkou práce je analyzovat, na jakých tvarech se v oblasti Cordillera Blanca projevují neotektonické pohyby a jaký mají charakter. V práci je využito geomorfologické mapování oblasti pomocí dálkového průzkumu Země, konkrétně pomocí snímků Google Earth, díky němuž jsou popsány a zhodnoceny tvary vyskytující se na zlomové zóně. Výsledná mapa je porovnávána s dříve vytvořenou mapou Vilímka a Zapaty (1998) této oblasti. Dále pomocí podrobného digitálního modelu terénu (DMT) jsou vytvořeny podélné profily vodních toků jdoucí napříč úpatním zlomovým pásmem. Dále byla vytvořena další mapa zobrazující nejaktivnější část zlomové zóny, do které byly schematicky zakresleny oblasti epicenter zemětřesení. Rešeršní literatury jsou popsány přírodní poměry pohoří Cordillera Blanca a definovány existující typy zlomů a geomorfologické tvary, které se obvykle vyskytují na zlomové zóně, ty jsou porovnávány se zlomy a tvary v této oblasti.

1.1 Vymezení zájmového území

Andské pohoří (španělsky také nazýváno Cordillera de los Andes) je horský systém Jižní Ameriky a jeden z významných a výrazných přírodních útvarů na Zemi. Patří k nejmladším pohořím na Zemi, lemuje v poměrně úzkém pásu jihoamerický světadíl v délce přes 8 500 km (Chalupa et al. 2001). Nachází se v něm mnoho náhorních plošin a vysokých vrcholů a odděluje úzké západní pobřeží od zbytku kontinentu. Nacházejí se zde nejvyšší vrcholy západní polokoule, z nichž nejvyšší je Mount Aconcagua (6 959 m n. m.), nacházející se na hranici Argentiny a Chile (Velásquez et al. 2017).

Andy jsou rozdělovány zlomovým systémem na několik paralelních hřbetů, které mají poledníkový směr. Ty jsou oddělené sníženinami, a tím vzniká další dílčí členění na jednotlivá menší horstva. Dle podélného členění jsou Andy rozdělovány do několika paralelně probíhajících hřbetů a to: Západní Kordillera (Cordillera Occidental), Střední Kordillera (Cordillera Central) a Východní Kordillera (Cordillera Oriental). Ovšem toto trojí členění není vyvinuto ve všech částech And (Chalupa et al. 2001). V Cordillera Occidental se kolem 10° jižní šířky nachází hluboce zařízlé údolí, kterým protéká řeka Santa, oddělující dvě horská pásma. Na východní straně leží Cordillera Blanca a na západní straně Cordillera Negra (Velásquez et al. 2017).

Pohoří Cordillera Blanca se rozkládá mezi 8° a 10° jižní šířky a kolem 77° západní délky. Je to nejvíce zaledněné pohoří v tropické oblasti a tyto ledovce tvoří přibližně 71 % všech tropických ledovců (Vuille et al. 2008). Celkem se jedná o 722 ledovců, které celkem zabírají plochu o velikosti 723,4 km². Většinou jde o horské ledovce (91 %), které jsou obecně krátké se strmými svahy (USGS 2014). Ty se dále dělí na svahové a údolní. Svahových ledovců je většina a průměrný sklon takových svahů je 23°. Nachází se zde i několik málo údolních ledovců, které jsou však často pokryté sutí a jejich rozloha zaujímá pouhé 3 % plochy všech ledovců v této oblasti (Racoviteanu et al. 2008). V Peru se jedná o největší zaledněné pohoří a tvoří zde jednu čtvrtinu celkové zaledněné plochy (Vuille et al. 2008; Kaser, Georges 1999).

Pohoří je protáhlé a přibližně 180 km dlouhé a 30 km široké. Nachází se zde více než 200 vrcholů přesahujících výšku 5 000 m, z toho jich je 27 vyšších než 6 000 m. Příkladem může být Huascarán Sur (6 768 m n. m.), což je nejvyšší hora pohoří Cordillera Blanca, státu Peru a čtvrtý nejvyšší vrchol Jižní Ameriky. Tvar a uspořádání dělá z pohoří Cordillera Blanca výraznou překážku pro dominantní atmosférické proudění a rozděluje oblast na suchou oblast Pacifiku a vlhkou stranu Amazonie (Juřicová, Fratianni 2018). Kromě toho je součástí hlavního kontinentálního rozvodí mezi povodím řeky Santy, odvádějícím vodu do Tichého oceánu, povodím řeky Maraňon, která ústí do Amazonky a odvádí vodu do Atlantského oceánu, a mezi

povodím řeky Pativilcy, která odvádí vodu z jižní části pohoří do Tichého oceánu (Vilímek, Klimeš, Červená 2016).

Pohoří Cordillera Blanca je na své západní straně ohraničeno výraznou zlomovou zónou. Celková délka této poruchy je přibližně 210 km a vyskytují se zde geomorfologické důkazy pokračujících pleistocénních a holocénních pohybů. Průzkumy oblasti a mapování zlomových svahů mohou poskytnout důležité informace této andské neotektoniky (Schwartz 1988).

Předkládaná bakalářská práce je zaměřena na zlomovou zónu v pohoří Cordillera Blanca a snaží se analyzovat tvary reliéfu, jež doprovázejí aktivní tektonické pohyby. Snahou je vytvořit odpovídající morfometrické charakteristiky tvarů vyskytujících se na zlomové zóně. Výsledné tvary jsou pak dále zhodnoceny pomocí dalších metod, kde jsou využity analýzy podélných profilů vodních toků, které protékají danou oblastí a ústí do řeky Santa.

Dle Paula (1980) lze z geologického hlediska pohoří rozdělit do následujících čtyř částí: (1) granodiority a další intruzivní horniny tvořící vrcholové části pohoří, (2) složené sedimentární mezozoické útvary (např. Chicama, Chimu, Santa) a menší vulkanity, které jsou pravděpodobně spojené se dvěma bývalými formacemi, (3) mírně rozrušené vulkanity v okolí Calipuy a rozlehlá vulkanicko-sedimentární oblast Yungay, (4) glaciální a fluviální depozity, které z části překrývají starší podloží.

Intruze batolitu pohoří Cordillera Blanca je paralelní s obrovským Andským pobřežním batolitem, což je i několik přidružených těles a menších forem (například intruzivní žíly). Výrazný úpatní zlom, např. mezi Huarazem a Carasem, vymezuje západní, víceméně přímou hranici batolitu. Podél ní můžeme nalézt granitoidy se zřetelnou foliací, které obsahují lokální reliktu xenolitů, dioritů a pegmatitové žíly. Batolit je tvořen především granity, ovšem na východní straně lze najít i žilce s porfyrickými zrny. Tato východní část batolitu je přerušována řadou porfyrických vrstev a subvulkanických žil, takže výsledná hranice je nepravidelná. Horniny na východní straně batolitu byly tepelně rozrušeny a/nebo přeměněny. Tyto uvedené skutečnosti jasně ukazují na asymetrickou denudaci batolitu. Na západě dochází k intenzivním zdvihům podél zlomových zón, což vedlo k obnažení hlubších částí plutonu, zatímco východní strana musela setrvávat v poměrně mělké zóně (Paulo 1980).

Západní část batolitu omezená zlomem začala být aktivní pravděpodobně od svrchního miocénu. Její celkový vertikální rozsah může mít až tisíc metrů. Batolit a přidružená tělesa se skládají převážně z granodioritu s menším podílem granitů, ryolitů, dioritů. Dle Bodenlose a Ericksena (1995) se hrástě a intruzivní žíly skládají převážně z ryolitů, granodioritů, granitů a andezitů.

Formace Chicama zahrnuje tmavě šedé jílovité, na uhlík bohaté břidlice a šedé až bílé křemencové pískovce. Jejich mocnost přesahuje 1000 m. V blízkosti batolitu byly přeměněny na různé druhy rohovce, který se třídí na skvrnitě břidlice. Na mnoha místech obsahují peribatholitické výchozy formace Chicama sulfidové žíly Pb, Zn, Cu a Ag rud. Formace Chimu se skládá ze 100 až 800 metrů mocné sekvence křemičitého pískovce a šedé břidlice protknuté uhelnými žílami. Forma Santa se skládá z vápencových či mramorových vrstev, které jsou střídány vrstvami metamorfovaných jílovitých břidlic. Formaci Carhuas tvoří skvrnitě břidlice a pískovce vázané na vápence, tufity a sádrovce o celkové mocnosti až 1300 m. Střední křídové útvary se skládají převážně z vápence a dolomitů, které se nachází hlavně v jižní části pohoří Cordillera Blanca a místy i v údolí Rio Santa (Bodenlos, Ericksen 1995).

2.2 Geomorfologické poměry

Pohoří Cordillera Blanca je ohraničené stejnojmennou zlomovou oblastí, která se nachází při úpatí jihozápadních svahů (Machare et al. 2003). Obecně lze vývoj reliéfu těchto jihozápadních svahů charakterizovat jako výsledek spolupůsobení dvou hlavních procesů. Jedná se o kombinaci neotektonického zdvihu pohoří a kvartérního zalednění. Eroze a svahové procesy nejsou při utváření zlomových svahů tak výrazné a jedná se spíše o sekundární procesy (Vilímek, Zapata 1998).

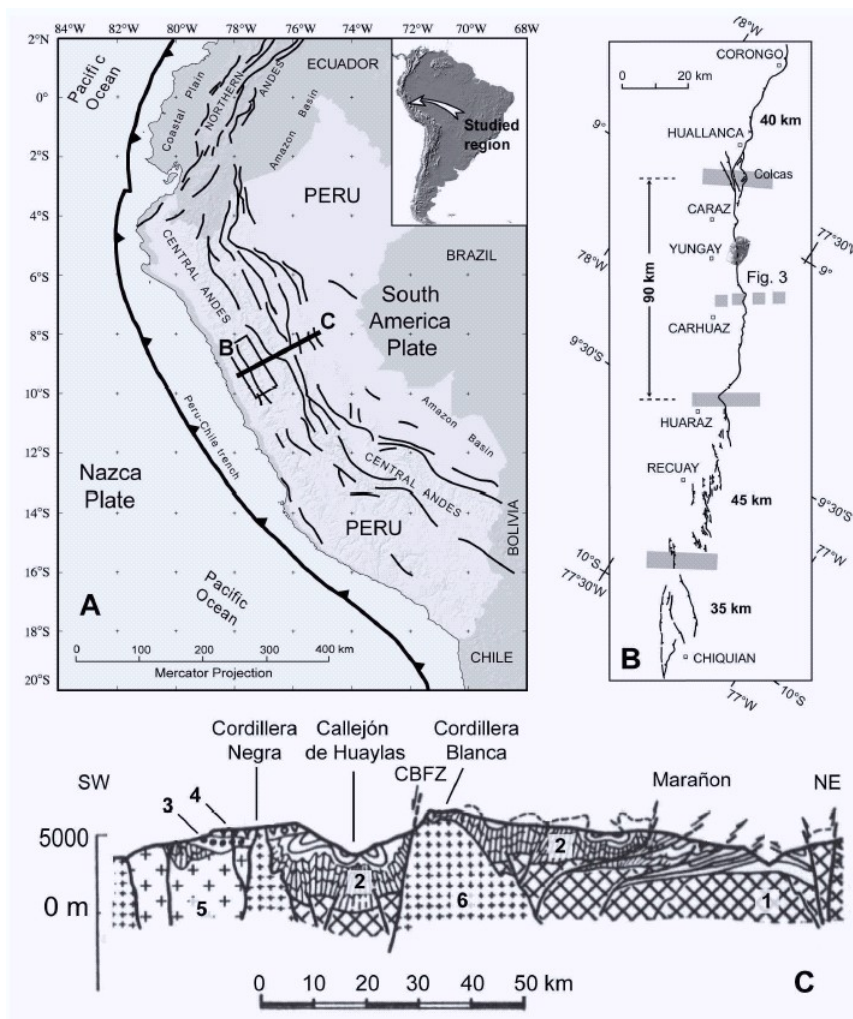
Oblast studovaného pohoří Cordillera Blanca je známá zvýšenou mírou výskytu přírodních ohrožení. Jsou zde časté sesuvy, povodně, laviny, či zemětřesení, která mohou ohrožovat místní obyvatelstvo. V roce 1970 se v Peruánské subdukční zóně vyskytlo zemětřesení s magnitudem 7,7, které zasáhlo i do oblasti pohoří Cordillera Blanca (Siame et al. 2006). To spustilo obrovskou lavinu, která se utrhla ze severní části hory Huascarán a pod kterou zahynulo 18 tisíc obětí. Původní odhady počtů obětí vytvořené krátce po události byly 25, možná až 30 tisíc obětí (Ericksen et al. 1970). Ovšem Evans et al. (2009) ve své práci upravili počet obětí na 18 tisíc. Takové události v této oblasti nejsou neobvyklé, data ze sedimentárních uloženin z okolí naznačují opakování takových přírodních ohrožení v podobném rozsahu. To souvisí s geodynamickou charakteristikou Jižní Ameriky a pozicí litosférických desek, kdy se tektonická deska Nazca podsouvá pod Jihoamerickou desku (Siame et al. 2006).

Pohoří Cordillera Blanca je ohraničené zlomovou zónou, která je jedna z neaktivnějších poruch v Peru (Macharé et al. 2003). Jedná se o tzv. normální zlom (Siame et al. 2006). Vede od Corongo jižním směrem k Chiquian, zde tvoří západní hranici pohoří Cordillera Blanca a prochází údolím Callejón de Huaylas (Bonnot, Sébrier, Mercier 1988; Schwartz 1988; Macharé et al. 2003). Zlomová zóna je dlouhá 210 km a po většinu své délky vytváří předěl mezi miocenními granity a granodiority s podložím tvořeným břidlicemi či pískovci a mezi pliocenními tufy a detrity. Vytváří rovněž hranici mezi pohořím Cordillera Blanca a údolím Callejón de Huaylas (údolí řeky Santy), ve kterém se nachází vrstva pliocenního materiálu (např. čedičové tufy) o mocnosti přibližně 2000 m (Bonnot, Sébrier, Mercier 1988). Nad bazaltickými tufy se nachází segment pliocenních sedimentů různé hrubosti, od nejjemnějších po hrubší, obsahující fanglomeráty. Nejsvrchnější část je pak tvořena klasty, na nichž je zřetelný glaciální transport. Dohromady toto složení sedimentů indikuje, že topografie vytvořená zlomem byla ve svrchním pliocénu již dostatečně vyvinutá, aby umožnila vývoj glaciálního prostředí. Nad pliocenní vrstvou leží kvartérní vrstva složená z glaciálních sedimentů o mocnosti 300 m a dejekčních kuželů (Bonnot, Sébrier, Mercier 1988). Z tvarů glaciálního původu se zde vyskytují morény, sesuvy, bahnotoky, proglaciální jezera, dále také recentní

ledovce nebo firmové pole. Většina ledovců v této oblasti je ustupujících. V ústí hlavních údolí se morény vyskytují ve výškách 3 200 až 3 400 m n. m. (Paulo 1980). Z detailního rozlišení vrstev sedimentů, které se nahromadily v údolí Callejón de Huaylas Bonnot et al. (1988) usuzují, že z pohoří Cordillera Blanca bylo denudováno přibližně 5 km materiálu během posledních 5 mil. let, což vedlo k pozvolnému zdvihu oblasti kolem 1 mm/rok.

Zlomová zóna je v severní části tvořená většinou jednou zlomovou linií a výška facet se zde pohybuje kolem 1 000 m. Na rozdíl od jižní části, kde je zlomová zóna tvořená několika dílčími zlomy (většinou dva až tři) a někde vytváří strukturu en échelon (Deverchère et al. 1989). Některé zlomy jsou relikty starších struktur a jsou dlouhou dobu neaktivní. Nejmladší recentní zlomy byly aktivní během svrchního kvartéru, některé jsou aktivní dodnes (Vilímek, Zapata 1998). Dnešní pohyb odhaduje Schwartz (1988) ve své práci na 0,86 až 1,1 mm za rok. Přesná čísla se u různých autorů liší. Např. Siame et al. (2006) uvádí rychlost současného pohybu na $2,4 \pm 0,8$ mm/rok a Farber et al. (2005) uvádí 1,3 až 1,8 mm/rok.

Přestože dle Schwartz (1988) důkazy naznačují nepřetržité, opakující se pleistocénní a holocénní pohyby na zlomu, oblast zlomové zóny Cordillera Blanca nezaznamenala v novodobé historii žádné výrazné pohyby, alespoň od roku 1500 (Silgado 1978). Po celé délce zlomu můžeme najít pleistocénní a holocénní poruchy ukazující na mladší aktivitu viditelnou na morénách, na fluvialních sedimentech, dále také náplavových kuželech a blokovo-bahenních proudech (Schwartz 1988). V blízkosti Colcas byly kulturou před Inky postaveny zavlažovací kanály napříč zlomovým svahem. Schwartz (1988) ve své práci využil tyto pozůstatky staveb jako indikátory poruch na zlomové zóně. Naznačil, že tato stavba byla postavena těsně před poslední nejnovější událostí (pohybu na zlomu), tedy přibližně před 1600 až 2200 lety. Podle toho rozdělil zlom na čtyři až pět hlavních segmentů, dle jejich struktury a geometrie (obr. 2).



Obrázek 2: Zlomová zóna pohoří Cordillera Blanca

A – Schématická strukturní mapa severního Peru, umístění zlomové zóny podél pohoří Cordillera Blanca mezi ostatními aktivními zlomy, *B* - Mapa segmentů hlavního zlomu dle Schwartz (1988), *C* –Příčný profil s geologickým složením dle Mégarda (1987). Legenda: 1 – prekambričké až spodně paleozoické horniny, 2 – svrchně paleozoické až mezozoické vrstvy, 3 – svrchně křídové až eocénní souvrství, 4 – oligocénní až mio-pliocénní vulkanity, 5 – křídové až spodně oligocénní granodiority, 6 – středně oligocénní až pliocénní granodiority

Zdroj: Siame et al. (2006)

Obecně se linie zlomu nachází převážně na západně orientovaných svazích, především při úpatí kvartérního zlomového svahu. Ovšem v zónách, které mohou být dlouhé od několika desítek až po několik stovek metrů, se mohou vyskytovat příkopové propadliny, ukloněné povrchy a přilehlé protilehlé zlomové svahy (Bonnot, Sébrier, Mercier 1988; Schwartz 1988). Tyto podélné tvary jsou dobře patrné zejména v jižním úseku zlomové oblasti. Tento úsek začíná severně od města Huaraz a pokračuje dále na jih (obr. 2). Další segment zlomové linie, má délku okolo 90 km a rozprostírá se od výrazného skalního výběžku, který se nachází asi

10 km severně od Huarazu, až po ruiny Colacasu. Tento úsek je tvořen poměrně jednotnou, nerozvětvenou zlomovou linií. Podél tohoto úseku je zlom tvořený jedním specifickým zdvihem. Spolupůsobení exhumace pohoří v důsledku dlouhodobé aktivity zlomu a existence řady kvartérních ledovcových údolí vedla k vytvoření dobře vyvinutých trojúhelníkovitých facet, které jsou vysoké okolo 1 000 m a které jsou výsledkem nashromážděných kvartérních deformací. Ve srovnání s jinými segmenty zlomové linie, se vertikální odchylky zaznamenané v pozdně pleistocenních morénách zdají být větší. Tyto odchylky jsou umístěné podél segmentu zlomové linie a většinou jsou v intervalu od 30 do 40 m. V některých případech může být maximální rozsah až 60 m (Bonnot, Sébrier, Mercier 1988). Naopak vertikální odchylky zaznamenané v pozdně pleistocenních morénách v jižním segmentu jsou pouze v rozmezí 12 až 15 m (Schwartz 1988). K vzhledem k těmto geomorfologickým charakteristikám se zdá, že 90 km dlouhý segment zlomové linie je neaktivnější částí z celé zlomové linie (Siame et al. 2006).

2.3 Hydrologické poměry

Pohořím Cordillera Blanca prochází hlavní jihoamerické rozvodí, kdy jsou západní zaledněné svahy odvodňovány řekou Santa, která teče na sever údolím Callejon de Huaylas, dále přes poušť Sechura až do Tichého oceánu, zatímco východní svahy jsou v povodí řeky Marañón, která ústí do Amazonky a odvádí vodu do Atlantského oceánu (Bury et al. 2011; USGS 2014). Jižní okraj pohoří spadá do povodí řeky Pativilcy, která ústí rovněž do Tichého oceánu (Vilímek et al. 2016). Řeka Santa je dlouhá přes 300 km a plocha jejího povodí je přibližně 12 200 km. Její průtok je jeden z nejregulovanějších v této oblasti (Mark, Seltzer 2003). Hlavním zdrojem vodnosti řek pohoří Cordillera Blanca jsou srážky během období dešťů, které zde panuje od října do dubna. Během období sucha jsou zdrojem vody tající ledovce a podzemní vody (Burns, Nolin 2014).

Řeka Santa je nejhlavnější řeka odvádějící vodu z této oblasti do Tichého oceánu. Odvodňuje pohoří Cordillera Blanca, které je nejvíce zaledněným pohořím v tropech (Kaser, Osmaston 2002). Přibližně 70 % ledovců je odčerpáváno do řeky Santy. Poslední práce peruánské hydrologické a geologické služby (UGRH) ukazuje, že se zde nachází 755 ledovců (v roce 2003) a jejich odtok zásobuje řeku Santu 10 až 20 % veškeré vody za rok. Během období sucha se ledovce podílejí až 66 % na vodnosti řeky. Řeka Santa teče severním směrem paralelně s pohořím Cordillera Blanca, až dosáhne Cañón del Pato, kde se stočí na západ, kde prudce klesá k oceánu (Carey et al. 2013). Horní části širokého údolí pod západními svahy pohoří

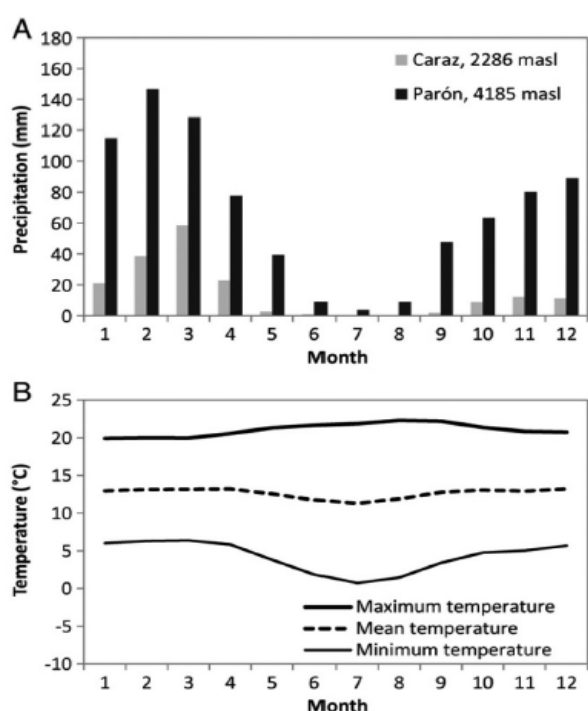
Cordillera Blanca jsou z většiny obydlené. Toto údolí nese známější název Callejón de Huaylas a žije zde přibližně 267 000 obyvatel (Bury et al. 2011). Řeka Santa je v této oblasti důležitým zdrojem, jelikož je zde využívána k zemědělství, při těžbě, zavlažování, k výrobě pitné vody, nebo v hydroelektrárnách, které produkují přibližně 10 % elektrické energie v Peru (Bebbington, Bury 2009). Populace v povodí Santy a v přilehlých oblastech v posledních letech výrazně vzrostla. Díky tomu se také zvyšují nároky na množství odebírané vody (Carey et al. 2013).

Většina ledovců v pohoří Cordillera Blanca se nachází na jihozápadním svahu pohoří směrem k řece Santě (Mark et al. 2010). Na rozdíl od ledovců ve středních až vysokých zeměpisných šířkách umožňuje nepřítomnost tepelné sezónnosti v tropech nepřetržitou ablací ledovců po celý rok (Kaser, Georges 1999). Podle průzkumů zalednění z 70. let se zde nachází celkem 722 ledovců, které dohromady tvoří podle rozlohy 35 % a podle objemu 40 % všech ledovců v Peru (Ames et al. 1989). I zde je velkým problémem dlouhodobý úbytek zalednění. Dle výzkumů pohoří ztratilo přibližně jednu třetinu zaledněné plochy od dob maximálního zalednění v 19. století, s jasným vlivem významných klimatických změn ve 20. století (Vuille et al. 2008). Další studie poukazují v procesu tání ledovců na nutnost změny klimatu a upozorňují na hydrologické dopady změn objemu ledovců (Mark 2008).

V pohoří Cordillera Blanca se nachází mnoho jezer, která jsou většinou ledovcového původu. Vilímek et al. (2016) ve své práci vytvořili databázi všech jezer v národním parku Huascarán a jenom zde se nachází celkem 2 370 jezer. Z těchto jezer je 24,5 % jezer hrazených skalním podložím a 24,8 % jezer je hrazených morénou. Provedli také další hodnocení jezer z hlediska možného ohrožení. Emmer et al. (2016) v této oblasti popsali a klasifikovali 882 větších jezer, u kterých zkoumali ohrožení protržením hráze a následných záplav. Většinu z nich (35,2 %) tvoří jezera hrazená morénou. Ve své studii také většinu jezer v pohoří Cordillera Blanca rozdělili na dva typy. Na jezera s potenciálně nestabilními hrázemi (hrazená např. morénami, sesuvy, či ledovci) a jezera se stabilními hrázemi. Nestabilně zahrazená jezera představují potenciální nebezpečí, jelikož jejich zánik může mít katastrofální následky způsobené protržením hráze a následnými záplavami. U vysokohorských jezer, která se nacházejí v počátečních fázích teplejších period, je tento proces považován za běžný (Clague, Evans 2002). Od počátku 18. století byly v této oblasti dokumentovány desítky takových ničivých povodních způsobených protržením hráze (Zapata 2002). Největší hrozbu mohou vzhledem k potenciálním budoucím změnám představovat mladá, často proglaciální jezera hrazená skalním podložím (bedrock-dammed) a velká jezera hrazená morénou (Emmer et al. 2016).

2.4 Klimatické poměry

Tato oblast je součástí vnějších tropů, které mají během období dešťů tropický charakter a během období sucha charakter subtropický (Kaser 2001). Období dešťů, které je ovlivňováno intertropickou zónou konvergence (ITCZ), se vyskytuje během Austrálního léta, tedy od října do dubna. Během něho se koncentruje 80 až 90 % veškerých ročních srážek, což je patrné na obr. 3 (Juřicová, Fratianni 2018). Tyto srážky pocházejí především z východní advekce vlhkého vzduchu z Amazonské nížiny a lokálně indukovaných konvektivních částic (Kaser, Georges 1999). Období sucha, ovlivněné pasáty, nastává mezi květnem a zářím a srážky jsou v tomto období minimální, především v dolní části údolí (Schauwecker et al. 2014)



Obrázek 3: Srážky a teplota vzduchu podle měsíců v pohoří Cordillera Blanca.

A – Dlouhodobé měsíční průměry srážek v letech 1953-1995. Pozorování zaznamenané v údolí u města Caraz (šedá) a v blízkosti jezera Parón (černá).

B – Dlouhodobé měsíční průměry denní minimální, maximální a průměrné teploty v letech 1980-2011 pro měřicí stanici Recuay (3 444 m n.m.).

Zdroj: Schauwecker et al. (2014)

Na rozdíl od velkých diferencí v ročním chodu srážek je roční chod teploty málo rozdílný (Vuille et al. 2008). Klima v pohoří Cordillera Blanca je charakterizováno pro tuto tropickou oblast typicky větším rozsahem denního chodu teplot, než rozsahem ročního chodu (Baraer et al. 2015). Průměrné roční teploty vzduchu se pohybují obecně mezi 0 °C a 9 °C, v závislosti na nadmořské výšce. Výše položené oblasti mají relativně vlhké klima ve srovnání s extrémně suchými pobřežními nížinami západně od pohoří Cordillera Blanca (Burns, Nolin 2014). Podnebí je určováno střídáním období sucha a dešťů, kdy během období dešťů může spadnout v úhrnu přibližně 400 až 800 mm srážek, zatímco během období sucha spadne obvykle pouze 100 až 200 mm (Bueechi et al. 2019). Tvar a uspořádání pohoří Cordillera Blanca z něj činí výraznou překážku pro atmosférické proudění a odděluje suchou stranu Pacifické oblasti od humidní, vlhké strany Amazonie. Vyskytuje se zde výrazná srážková

sezónnost. Výsledkem tohoto nastavení je existence mnoha odlišných návětrných a závětrných oblastí v pohoří Cordillera Blanca (Kaser, Georges 1999).

V tomto pohoří bylo prováděno mnoho výzkumů ohledně vývoje klimatu v souvislosti s ústupem současného zalednění. K tání ledovců v této oblasti také přispívá výskyt zásadně odlišných režimů. Během období dešťů se zde nacházejí oblasti s téměř ideálními humidními tropickými podmínkami a během období sucha oblasti se subtropickými podmínkami (Kaser, Georges 1999). To vše na poměrně malém území. Kaser, Georges (1997) dle svých výzkumů ukázali, že pouze z jedné třetiny může za ústup ledovců zvýšení teploty a hlavním důvodem ústupu zalednění je především pokles vlhkosti vzduchu a další komplexní změny veličin, které jsou na změnu vlhkosti vázané.

Již zmiňovaná období sucha a dešťů v této oblasti mohou být pozměňována během období El Niño a La Niña. Jižní oscilace El Niño (ENSO) se stává významným činitelem klimatické proměnlivosti v tomto regionu (Maussion et al. 2015). Silný vliv El Niña byl zaznamenán na celém severním pobřeží Peru a popsán v práci Wells (1987). Ta ve své práci zkoumala vrstvy povodňových naplavenin z období holocénu a pozdního pleistocénu a našla v nich doložení existence vlivu El Niña (přes 30 událostí). Epizodická období vlivu El Niño přináší více srážek a obvykle způsobují přívalové záplavy. Vzhledem k velikosti oblasti údolí Callejón de Huaylas se vliv jevu El Niño dá předpokládat i zde (Vilímek et al. 2000; Wells 1987).

2.5 Pedologické poměry

Pedologické poměry jsou důležitým aspektem pro sesuvy, které v této oblasti patří k významným přírodním ohrožením (Bueechi et al. 2019). Pohoří se z velké části skládá z oblastí bez vyvinutých půd (1 381 km²) a zaledněných povrchů. Zbytek tvoří většinou strmé svahy, které mají sklon v průměru kolem 23°.

Široké rozpětí nadmořských výšek vede k vyšší variabilitě půd. Některé půdy mají celkovou mocnost přes 2 m, zatímco ve vyšších polohách se půdy nenacházejí vůbec. Kromě mocnosti se liší i konkrétní typy půd, které zde můžeme najít (Bueechi et al. 2019). Jedná se hlavně o haplické nebo folické umbrisoly, leptosoly, regosoly, či oglejené fluvisoly (Portes et al. 2016). Podnebí je určováno střídáním období sucha a období dešťů. Tato kombinace strmých svahů, extrémních srážek a dalších faktorů, jako např. zemětřesení, může vést a vedla k mnoha sesuvům. Tato přírodní hrozba je důležitá i z hlediska vysoké hustoty zalidnění ve spodních částech svahů a v údolích (Bueechi et al. 2019).

2.6 Biogeografické poměry

Téměř celé území pohoří Cordillera Blanca je chráněno v rámci národního parku Huascarán, který je také na seznamu světového dědictví UNESCO. V této oblasti se fauna a flóra přizpůsobily výškové zonalitě a specifickému klimatu, a díky tomu vytvořily unikátní společenstva. Nachází se zde mnoho vzácných a ohrožených druhů rostlin a živočichů jako např. kondor andský, medvěd brýlatý, či liška andská. Místní flóra je velmi diverzifikovaná a vyskytuje se zde v sedmi úrovních výškové stupňovitosti. Z chráněných druhů se zde nachází Puya Raimondi (obr. 4), polylepis, či komule. Chráněné území je však vystavováno řadě hrozeb. Mezi nejvýznamnější patří desertifikace, přítomnost hospodářských zvířat z lokálního zemědělství, cestovní ruch, těžba, pytláctví, či globální oteplování a s ním spojené tání ledovců (National Park Huascarán 2019).



Obrázek 4: *Puya Raimondi*

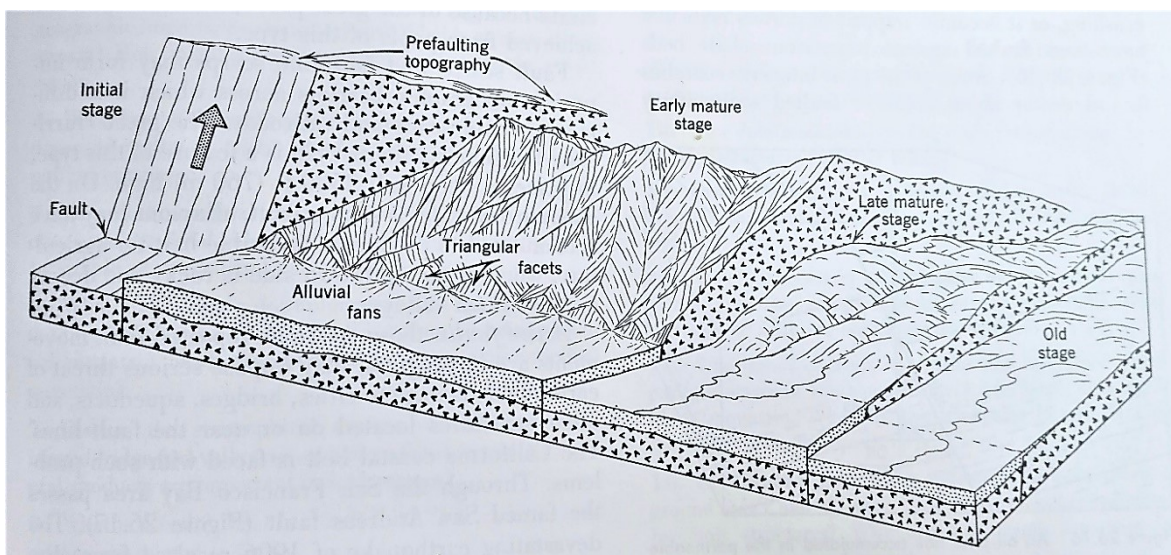
Zdroj: *Míček (2016)*

3. TVARY RELIÉFU NA ZLOMOVÝCH SVAZÍCH

3.1 Vrásno-zlomová pohoří

Vrásno-zlomová pohoří vznikají vlivem napětí, které působí současně s plastickými ohyby vrstev. Během těchto ohybů vrstev vznikají i zlomy, podél kterých dochází k pohybu horninových ker. Zlomy jsou v pozdějších fázích vývoje opět aktivovány. Tyto typ pohoří vzniká orogenetickými pohyby. Vznikají zde dva až tři regionální zarovnané povrchy, které později přemění vrásové a příkrovové morfostruktury. Tyto zarovnané povrchy jsou dále deformovány neotektonickými pohyby, které je také často rozdělí na jednotlivé kry (Demek, Zeman 1979). Ve vrásno-zlomových pohořích se dle Demka a Zemana (1979) vyskytují následující typy oblastí. Jaderná pohoří s kernou morfostrukturou, dále oblast zlomově porušených vrás, kleneb a příkrovů (zde jsou časté mezihorské sníženiny vyplněné mladšími sedimenty). Polední oblast tvoří vnější zóny, které jsou tvořeny flyšovými či molasovými sedimenty. Ty jsou také rozrušeny zlomy.

Vrásno-zlomová pohoří leží i v oblastech současných intenzivních tektonických pohybů. Proto je zde určitý potenciál přírodních rizik. Vyskytují se zde značné výškové členitosti a časté svahové pohyby, hlavně gravitační rozrušení svahů hlubokých údolí. Jsou to také oblasti častých zemětřesení, která mají příčinu vzniku v pohybu ker a vyrovnávání napětí na zlomech bloků, které jsou posouvány tektonickými pohyby. Nedílnou součástí těchto pohoří je i aktivní vulkanismus (Demek, Zeman 1979).



Obrázek 5: Erozní fáze vrásno-zlomových pohoří (chronologicky zleva doprava)

Zdroj: Strahler (1966)

3.2 Neotektonické pohyby

Neotektonické období je považováno za nejmladší období tektonického vývoje a zasahuje až do současnosti. Neotektonické pohyby odkazují hlavně na tektonické pohyby v geologickém období od neogénu po kvartér, které způsobují deformace zemské kůry (Jiang et al. 2015). Tyto pohyby hrají hlavní roli při utváření a vzniku hlavních rysů dnešního reliéfu, který je podmíněný tektonikou (Demek 1987). Celá oblast pohoří Cordillera Blanca je velmi aktivní z hlediska neotektonických zdvihových pohybů a seismicity (Stemberk et al. 2003).

3.3 Georeliéf zlomových svahů

Zlom je porucha vytvořená obvykle v křehkých horninách zemské kůry jako výsledek nerovnoměrného napětí. Podél zlomové plochy dochází ke zdvihovým pohybům, které mohou být doprovázeny skluzy nebo sesuvy. Zlomy mají často velký horizontální rozsah a zlomová zóna může být na povrchu dlouhá mnoho kilometrů. V některých případech až přes 160 km. Mnohem méně je toho známo o zlomech v hloubkách, ovšem předpokládá se, že nejhlubší zlom může mít přes tisíc kilometrů (Strahler 1966).

Geomorfologické systémy, které se vyvinou v neotektonických oblastech jsou často velmi dynamické (Brunsdén 1987). Dle Demka (1987) morfostruktury tohoto typu vznikají při zvyšujícím se napětí, které způsobuje porušení celistvosti hornin, tj. jejich tříštění. Tříštivé struktury lze rozlišit na pukliny a zlomy. Zlomy jsou geomorfologicky významnější, jelikož u nich dochází k vzájemným posunům částí zemské kůry. Tyto části zemské kůry, které jsou omezené zlomy, nazýváme kry. Ty bývají zpravidla omezeny několika zlomovými systémy.

Vznik zlomů se ve větší či menší míře projevuje v georeliéfu, protože rozlámání může zvednout, snížit, uklonit, či vodorovně posunout kry zemské kůry a tvary nacházející se na nich. Dále může dojít k vytvoření drcené zóny, nebo k diferencovanému odnosu, který je podmíněn vzájemným kontaktem odlišně odolných hornin. Při pohybech ker zemské kůry vznikají zlomové svahy, což jsou terénní stupně vytvořené přímo pohyby podél zlomů. V terénu na zlomových svazích zpravidla pozorujeme lichoběžníkové či trojúhelníkové plochy (facety), jejichž sklon bývá kolem 34° (Demek 1987).

V pohoří Cordillera Blanca se nachází zlomový svah vzniklý přímo tektonickými pohyby ker, proto se dále budeme zaměřovat na tvary, které se nacházejí na tomto typu zlomového svahu. Demek (1987) v Obecné geomorfologii rozlišuje následující typy zlomových svahů a geomorfologické rysy, které se na nich vyskytují.

Typy zlomových svahů:

- a) zlomové svahy vzniklé přímo aktivními tektonickými pohyby ker (zlom při úpatí pohoří Cordillera Blanca)
- b) svahy na zlomové čáře;
- c) složené zlomové svahy; svahy složené z a) i b)

Tvary reliéfu, které se nachází na všech typech svahů vázaných na zlomy:

- a) poměrně značný sklon svahu; tento rys se také může nacházet u strukturních svahů (stupeň odolnějších hornin)
- b) zlom při úpatí
- c) lichoběžníkové či trojúhelníkové facety na konci rozsoch mezi údolními rozřezávajícími svah, nejsou to však zbytky původní zlomové plochy
- d) hluboko zaříznutá údolí ve tvaru V se skalními dny, která sahají až ke zlomu
- e) zvětšení sklonu dna údolí poblíž zlomu; zejména u aktivních zlomových svahů se zvětšuje spád vodního toku a údolí se zužují
- f) údolí, která nesahají až k úpatí svahu, ale jejich dna končí stupňovitě neboli visuté nad úpatím svahu (visutá údolí)
- g) řady pramenů při úpatí svahů
- h) výlevy lávy podél zlomů při úpatí

Další rysy reliéfu, které se často vyskytují u svahů, vázaných na zlomy, i když nejsou nutně důkazem zlomů:

- a) časté sesuvy; sesuvy jsou relativně rychlé, krátkodobé klouzavé pohyby hmot na svahu podle jedné nebo více smykových ploch, které jsou vyvolány působením zemské tíhy
- b) výskyt výklenků, sedel a lomů spádu ve hřbetech bez zřetelné strukturní kontroly, tj. bez zřetelné závislosti na odolnosti hornin,
- c) dlouhé, přímé a rovnoběžné úseky vodních toků, které probíhají přes horniny různé odolnosti,
- d) pravoúhlé ohyby vodních toků; v místech ohybu vodní tok nečástečně přibírá přítok tekoucí v původním směru hlavního toku, jindy za rozvodím vzniká nový vodní tok, tekoucí ve směru hlavního vodního toku v sousedním povodí.

Tvary reliéfu, které se nachází pouze u zlomových svahů vzniklých aktivními tektonickými pohyby ker:

- a) nezávislost svahu na geomorfologické odolnosti hornin; např. jestliže jsou na svahu méně odolné horniny než v nižším terénu nebo jsou-li jak na svahu, tak i v nižším terénu nekonsolidované horniny, můžeme plným právem pokládat terénní stupeň za zlomový svah
- b) výskyt malých prolomů při úpatí svahu; *prolomy* jsou tektonické sníženiny omezené zlomy
- c) výskyt jezer v místech, kde zlomový svah protíná údolí
- d) častá silná zemětřesení
- e) rozlámání staršího topografického povrchu, zejména můžeme-li dokázat, že stupeň porušil tvary nacházející se jak na vyzdviženém, tak i na pokleslém území, takže vznikla např. opuštěná údolí bez vodních toků
- f) rozlámání a deformace říčních teras

4. METODIKA

4.1 Rešerše odborné literatury

Rešeršní část je zaměřená na prohledávání existujících prací týkajících se fyzicko-geografických charakteristik studované oblasti pohoří Cordillera Blanca. Největší důraz je kladen na oblasti geologie a geomorfologie se zaměřením na důkladný popis aktivní zlomové zóny. Dále se zabývá hydrologií a klimatologií a okrajově popisuje i pedologii a biogeografii zájmové oblasti. V rešerši je zahrnuto i popsání georeliéfu zlomových oblastí a definování konkrétních tvarů vyskytujících se na daných typech terénních stupňů. Nejčastější zdroje byly odborné články a studie z různých vědeckých časopisů z databáze Web of Science (Journal of Geophysical Research, Earth-Science Reviews, Geology atd.). Drtivá většina těchto odborných zdrojů byla psána v anglickém jazyce. Použity byly i některé elektronické zdroje, např. oficiální stránky národního parku.

4.2 Výběr softwaru a mapové podklady

Pro zhotovení map pro tuto práci byl použit program ArcGIS 10.4, do kterého byly nahrány družicové a letecké snímky World Imagery (2019) jako podklad pro vektorizaci objektů v souřadnicovém systému WGS-84 UTM 18S. Pro lepší rozpoznávání tvarů byly použity mapové portály jako Google Earth (2019) a Mapy.cz (2019), které umožňují prohlížet zemský povrch pomocí kombinace družicových a leteckých snímků, a to ve velkém rozlišení. Dále je možné v těchto mapových portálech reliéf uklonit pomocí funkce 3D a pozorovat reliéf z více úhlů, díky čemuž lze lépe rozpoznat jednotlivé geomorfologické tvary a struktury. Pro vytvoření podélných profilů toku byl použit digitální model terénu s rozlišením 30 m. Ten byl poskytnut Christopherem Gomezem, PhD. z Kobe University v Japonsku, kterému bych tímto ráda poděkovala za poskytnutá data.

4.3 Geomorfologické mapování

Hlavní metodou analýzy geomorfologických projevů neotektoniky bylo velmi podrobné mapování vybraného území. Toto území zabírá plochu přibližně 60 km² a tvoří velmi malou část celkové zlomové zóny. Nicméně mapování je velmi podrobné a vzniklé mapy jsou v měřítku 1 : 25 000 (viz příloha). V těchto mapách byl kladen důraz na vykreslení průběhu zlomu, zaznamenání tvarů vyskytujících se na této zlomové zóně a vymezení zlomových svahů. Podkladem těchto map je kromě výše zmíněných družicových snímků mapa, kterou vytvořili Vilímek a Zapata (1998) a která se z části územně shoduje s mnou vytvořenou mapou. Všechny

tyto podklady byly porovnávány s aktuálnějšími zdroji snímků a map. Nejvíce bylo čerpáno z družicových a leteckých snímků aplikace Google Earth (2019), které byly pořízeny 13. 8. 2018, dále pak z portálu Mapy.cz (2019). Díky možnosti prohlížení reliéfu pomocí 3D pohledu v aplikaci Google Earth bylo možno odhalit a přesněji definovat geomorfologické tvary, především ty vertikální. Výsledkem mapování jsou tedy předkládané mapy (viz příloha), které ještě nejsou důkazem existující neotektonické aktivity. Slouží pouze jako podklad pro další interpretace.

4.4 Podélné profily toků

Další metodou podporující možnost existence tektonického zdvihu je analýza povrchových projevů vodních toků, které tečou napříč zlomovou zónou. Dle Demka (1987) při pohybech ker zemské kůry vznikají zlomové svahy, do nichž se vlivem eroze zařezávají říční toky. Pro vytvoření podélných profilů byly vybrány takové toky, které protékají zlomovou zónou. Všechny toky jsou pravými přítoky řeky Santy. Pro lepší odečtení nadmořských výšek byly řeky nejdříve zvektorizovány z dříve zmiňovaných leteckých a satelitních snímků převzatých z ArsGIS online. Tyto mnou zvektorizované řeky lépe odpovídají skutečnému umístění, než např. vrstva řek z Open street map. Vybraným řekám byly následně přiřazeny hodnoty nadmořských výšek z podrobného digitálního modelu terénu, které má rozlišení 30 m. To bylo provedeno pomocí funkce Interpolate Shape v programu ArcGIS. Dále byly z linie řek vytvořeny grafy, ve kterých je znázorněna nadmořská výška v souvislosti s celkovou délkou řek. Grafy byly dále upravovány v programu Microsoft Excel. Součástí každého grafu je také červená čára zobrazující místo zlomu a modrá šipka znázorňující předpokládanou dnešní polohu projevu vertikálního stupně. Celkem bylo takto vytvořeno 13 grafů, které byly vybrány, tak aby rovnoměrně pokryly centrální část pohoří.

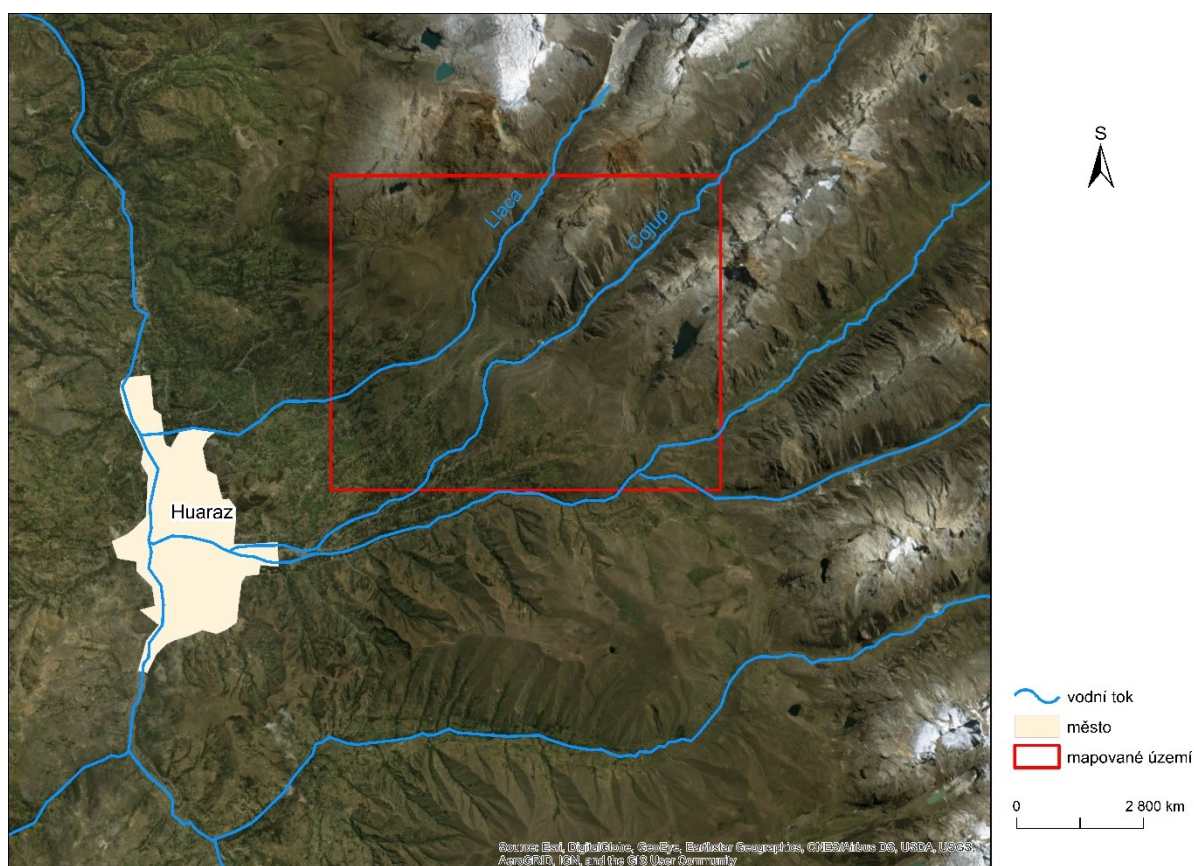
4.5 Analýza blokové stavby pohoří

Pro následující metodu byla vytvořena detailní mapa (mapa 2) průběhu zlomové linie a vodních toků, které vymezují jednotlivé bloky pohoří. Jako podklady sloužily opět družicové a letecké snímky World Imaginery společnosti ArcGis online, na nichž byly vektorizovány linie zlomu. Pro zlepšení identifikace linie zlomů byly použity mapové portály Google Earth a Mapy.cz. Z těch také byly odečteny nadmořské výšky jednotlivých vrcholů. Dále byly z práce Deverchère et al. (1989) převzaty pásma vysoké seismické aktivity a epicenter zemětřesení, které byly schematicky převedeny do výsledné mapy.

5. VÝSLEDKY

5.1 Geomorfologická analýza

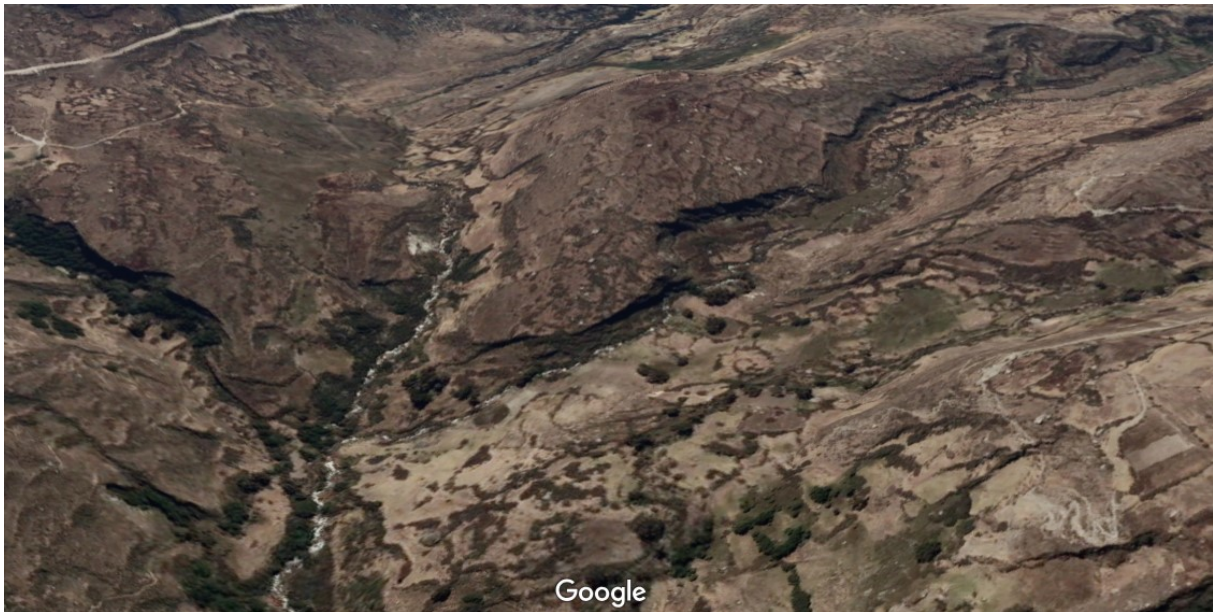
Výsledná geomorfologická mapa je součástí příloh. Je v ní mapováno území zlomové zóny pohoří Cordillera Blanca a bylo vybráno území, kde zlomovou zónu protínají údolí řek Cojup a Llaqa. Mapované území zabírá plochu přibližně 60 km² a nachází se v blízkosti města Huaráz. Jeho poloha je vyznačena červeným obdélníkem (mapa 1). Největší důraz během mapování byl kladen na mapování a polohu samotné zlomové linie a tvarů s ní souvisejících. Mapováno však bylo kompletně celé území včetně údolních den a sedimentů, které se nacházejí pod zlomovou oblastí. Tato mapa vychází z mapy, kterou zpracovávali Vilímek, Zapata (1998) a která zabírá podobné území. V mojí mapě je však dvakrát větší území a nově vzniklé tvary, které měly možnost vzniknout během uplynulých dvou desetiletích. Příkladem mohou být sesuvy, skalní říční, bahnotoky apod.



Mapa 1: Vymezení mapované oblasti

5.1.1 Popis mapovaných tvarů

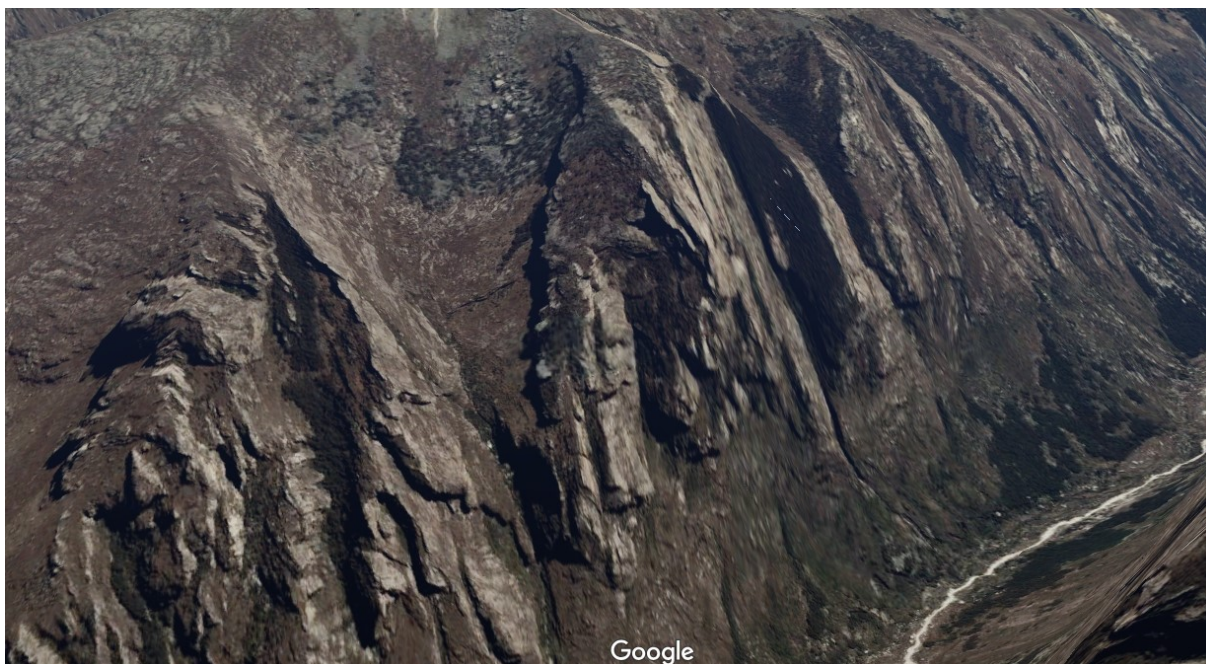
erozní hrana – je hranice pod kterou již došlo k odloučení a odnosu materiálu erozí, tato hrana je v reliéfu i na snímcích (obr. 6) výrazná a poměrně dobře rozpoznatelná. Nachází se v blízkosti vodních toků a dá se tedy předpokládat, že v této oblasti vzniká v důsledku vodní eroze.



Obrázek 6: Erozní hrana podél linie vodního toku

Zdroj: Google Earth (2019)

erozní svahy – mají většinou sklon vyšší než 15° , na jejich utváření se podílí především fluviální hloubková eroze v podobě zahlubování údolí a boční eroze, tedy podsekávání svahů (Soukupová 2008). Erozní svahy studované oblasti jsou dle mých výpočtů z digitálního modelu velmi strmé se sklonem často přes 40° . Nacházejí se především na svazích údolí řek a jsou dobře identifikovatelné (obr. 7).

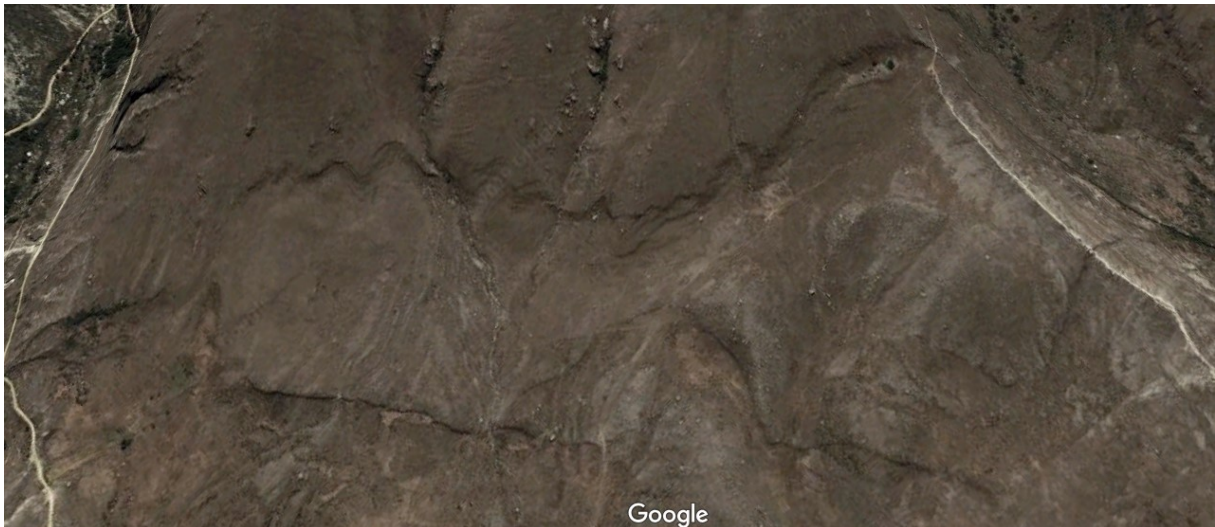


Obrázek 7: Erozní svahy v údolí řeky Llaca

Zdroj: Google Earth (2019)

zlom – někdy označován také jako dislokace, je porucha v hornině, podél které vznikl pohyb. Bývá pozorovatelný a obvykle je výrazně ukloněný (Petránek et al. 2016). **Nejistý zlom** v mapě většinou navazuje na zlom, ale není jistý jeho přesný průběh, nelze ho tak snadno identifikovat. Na rozdíl od zlomu nemá tak ostré rysy v reliéfu, nebo může být překryt sutí a dalšími sedimenty.

Ve studované oblasti se nachází celkem jasná linie zlomu, která je umístěna na čele facet. V některých místech, jako např. na obr. 8 je rozdělená do několika větví, které bývají paralelní. Průběh mapované linie zlomu není spojitý, protože např. v údolích nemá příliš zřetelný průběh nebo může být překryt sedimenty. Celková délka mapovaného zlomu činí přibližně 8 km.



Obrázek 8: Rozvětvené linie zlomu na čele facety

Zdroj: Google Earth (2019)

zlomový svah – v mapované oblasti jsou zlomové svahy poměrně zachované, především ve formě facet (obr. 9). Jejich sklon je dle digitálního modelu terénu mírnější oproti erozním svahům a pohybuje se v rozmezí mezi 20 až 40°. V mapě je rozlišován ještě **zlomový svah krytý kvartérními sedimenty**, který se od zlomového svahu liší vrstvou sedimentárního pokryvu. Nekrytý zlomový svah je tvořen skalním podložím odolnějších hornin. Zlomových svahů by se ve studované oblasti mohlo nacházet pět, budeme-li zlomové svahy brát jako nespojité plochy rozdělené erozními prvky. Na délku zde mohou dosahovat až 1 000 m.



Obrázek 9: Zlomový svah. Ve spodní části kryty kvarterními sedimenty

Zdroj: Google Earth (2019)

kar – je okrouhlá, mísovitá deprese v závěru horských údolí, v níž se hromadí sníh, postupně se měnící ve firn až led. Kar je dále prohlubován mrazovým zvětráváním a samotným ledovcem, po jehož roztání může být kar vyplněn jezerem (Petránek et al. 2016). Kar se v mapované oblasti nachází pouze jeden, jelikož se mapovaná oblast zaměřuje na nižší polohy pohoří a většina karů se zde nachází spíše ve vyšších polohách. Tento kar se nachází na jihozápadním svahu hory Churup (obr. 10). V pohoří Cordillera Blanca se však nachází mnoho karů, jelikož pohoří bylo v minulosti celé pokryté ledovcem. Ledovce se zde nacházejí ve větší míře i dnes.



Obrázek 10: Kar pod vrcholem hory Churup

Zdroj: Google Earth (2019)

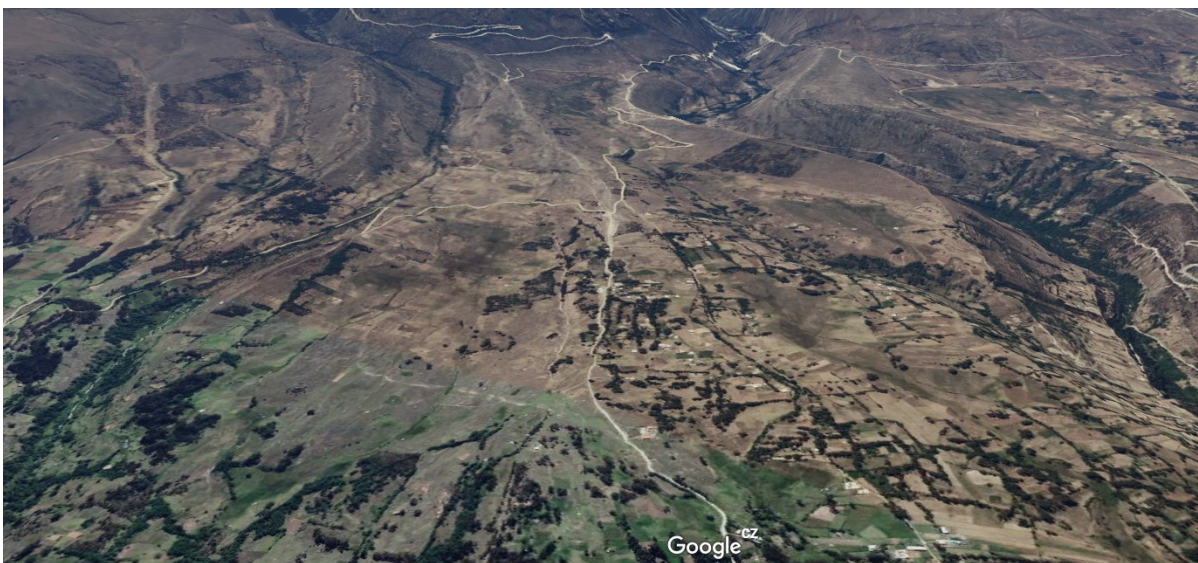
moréna – je tvořena akumulací klastického materiálu, který unáší nebo unášel ledovec. Obvykle se vyskytuje ve formě valů, či pahorků. Tento horninový materiál je unášený na povrchu, uvnitř, nebo ve spodu ledovce (Petránek et al. 2016). V mapované oblasti se nacházejí nejvíce boční morény podél dnešních řek především v místech, kde řeky opouštějí velká ledovcová údolí (obr. 11). Ty jsou poměrně rozsáhlé a snadno rozpoznatelné. Vyskytují se zde i některé menší a jedna z částí hradí menší jezero. Zbytek jezer mapované oblasti je hrazený skalním podložím.



Obrázek 11: Boční morény u řeky Chojup

Zdroj: Google Earth (2019)

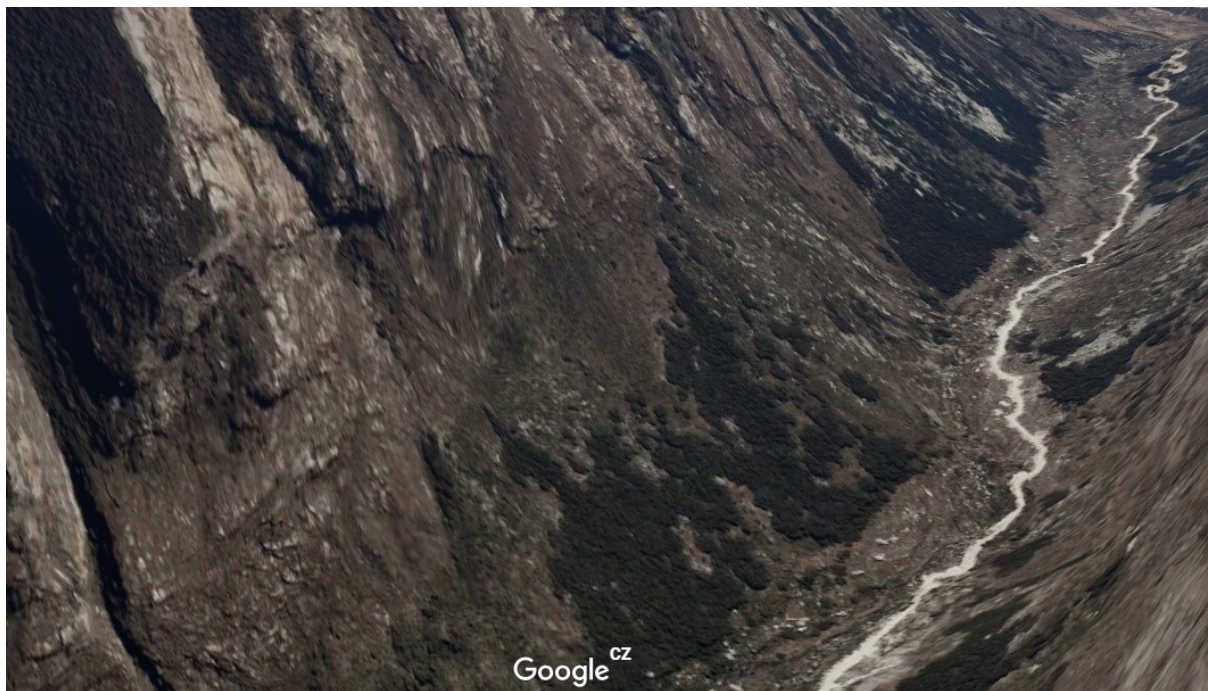
fluvio-glaciální sedimenty – jsou usazeniny, drobné části hornin přenesené působením ledovců, tavných vod z ledovců a vodních toků (obr. 12). Jedná se horniny z vyšších poloh pohoří. Pokrývají většinu oblasti pod zlomovými svahy, které jsou mírné a mají sklon většinou do 20°. Směrem dál od zlomové zóny se nacházejí starší sedimenty. Dnes jsou často přetvořené na menší pole. V pohoří Cordillera Blanca se nacházejí i vulkanické sedimenty, ale podle geologických map se tyto sedimenty v této konkrétní oblasti nevyskytují. V rámci fluvio-glaciálních sedimentů můžeme najít různé **sesuvy**, **dejekční kužele**, **bahnotok**, nebo např. **polygenetické sedimenty**. U polygenetických sedimentů se na transportu podílejí krom výše zmíněných i další pochody.



Obrázek 12: Fluvio-glaciální sediment nacházející se pod úpatím zlomového svahu

Zdroj: Google Earth (2019)

deluvium – nebo také koluvium jsou svahové sedimenty vzniklé gravitačními pohyby zvětralých hornin na svazích za pomoci solifukce, ronů, nebo sesuvů (Petránek et al. 2016). V mapované oblasti se nacházejí především na okrajích údolních dn pod erozními svahy (obr. 13). Vyznačují se nánosy a haldami materiálu, někdy již porostlého vegetací v závislosti na stáří svahových pochodů.



Obrázek 13: Deluvium se zde nachází pod erozními svahy na okrajích údolního dna

Zdroj: Google Earth (2019)

5.1.2 Analýza tvarů reliéfu na zlomových svazích

Podél celého úpatního zlomu v pohoří Cordillera Blanca se nachází zlomový svah. Ten vzniká pohybem ker podél zlomů. Zde se jedná konkrétně o zlomový svah přímo vzniklý pohybem tektonických ker. Dle Demka (1987) se na většině zlomových svahů (včetně zlomových svahů na zlomové čáře a složených zlomových svahů) vyskytují následující rysy.

Poměrně značný sklon svahu – tento rys se však může nacházet i u strukturních svahů. Ve studované oblasti se sklon zlomových svahů pohybuje v průměru kolem 30°, což je rozhodně víc, než má většina reliéfu v okolí. Větší sklonitost mají hlavně erozní svahy, které mají sklon v průměru přes 40°.

Zlom při úpatí – zlom je v mapované oblasti opravdu dobře viditelný a dobře rozpoznatelný. Stejně jako po většinu jeho celkové délky, která dosahuje 210 km. Zlom je v mnoha místech rozdělený do několika paralelních větví, většinou do dvou, maximálně do tří.

Lichoběžníkové nebo trojúhelníkové facety – jedná se o svahovou plochu vzniklou erozním rozčleněním zlomových svahů (Strahler 1966). Facety procházejí svým vývojem podle stupně rozrušení erozí a míry odnosu. Jejich sklon je menší než původní sklon zlomové plochy (Demek 1987). V mapované oblasti jsou facety spíše trojúhelníkového tvaru, často v pokročilejším stádiu rozrušení erozí. To je vidět na přítomnosti mnoha menších erozních rýh a svahů, ale také na množství sedimentů, které se nachází přímo pod zlomovými svahy.

Hluboko zaříznutá údolí ve tvaru V se skalními dny – většina velkých údolí v pohoří Cordillera Blanca byla přemodelována kvarterními ledovcovými splazy (Vilímek, Zapata 1998). Údolí v mapované oblasti jsou poměrně hluboko zaříznutá a vyplněná sedimenty fluvialního a glaciálního původu a deluviem. V mapované oblasti se však žádné typické údolí ve tvaru V nenachází, což bude způsobeno zmiňovanou ledovcovou remodelací. Ve studované oblasti můžeme tato údolí vidět na leteckých snímcích např. v okolí řeky Santa Cruz.

Zvětšení sklonu dna údolí poblíž zlomu – této problematice je věnována větší pozornost v další kapitole. Pro zjištění této informace byly vytvořeny podélné profily vodních toků z digitálního modelu terénu. Z profilů je patrné, že v oblasti zlomové zóny mají vodní toky vyšší spád, a tedy i sklon dna.

Údolí, která nesahají až k úpatí svahu a jejich dna končí stupňovitě – v mapované oblasti se nenachází žádné vodopády, nebo to alespoň ze snímků není znát. Možná se vyskytují u některých menších erozních rýh, ale rozhodně ne u větších údolí. Ta byla přemodelována ledovci v kvartéru a je možné, že tento rys zahladily unášenými materiály. Stejně jako erozní činnost vodních toků. Ve studované oblasti se však několik vodopádů nachází.

Mnoho pramenů při úpatí svahu – dle Vilímka a Zapaty (1998) v pohoří Cordillera Blanca vyvěrá mnoho pramenů, které jsou prakticky zarovnané do jedné linie. Ta je rovnoběžná s oblastí zlomových svahů, které se nacházejí blíže k řece Santa. Tyto prameny se tedy nacházejí z většiny nad úpatím zlomových svahů. Ve vytvořené mapě (příloha 1) můžeme vidět několik vodních toků, které začínají v blízkosti zlomové linie. Jejich přesný tok nebo pramen nelze z leteckých a družicových snímků správně upřesnit. Další potíží může být fakt, že se v této oblasti střídají období sucha a období dešťů. Předkládaná mapa byla vytvářena pomocí aplikace Google Earth, ve které jsou snímky dostupné ze srpna 2018. To je zde poměrně suché období, a některé toky tak mohly být momentálně vyschlé. V mapě jsem vycházela také z erozních rýh, které jsou dobře viditelné. Mapovaným územím prochází několik větších toků, které však pramení mnohem výše a na jejichž vodnosti se podílejí ledovce.

Výlevy lávy podél zlomů při úpatí – vulkanické horniny se podle geologických map nacházejí většinou na levém břehu řeky Santa směrem k pohoří Cordillera Negra. Podle

Giovanni et al. (2010) jsou vrstvy ukloněné směrem k zlomu, a tudíž se i v oblasti zlomu pod mladšími sedimenty nacházejí vulkanické horniny formace Calipuy. Ty však nejsou relikty vulkanické činnosti podél zlomu. Byly sem přeneseny z nedaleké oblasti Cordillera Negra. V mapované oblasti nejsou na dnešním povrchu viditelné žádné známky vulkanických projevů.

Z devíti rysů, které se vyskytují u většiny zlomových svahů a jsou tak důkazem existence zlomu, se přímo v mapované oblasti podařilo najít šest rysů. Ostatní rysy kromě výlevů lávy podél zlomu však byly prokázány ve zbytku studované oblasti pohoří Cordillera Blanca. To potvrzuje, že se zde jedná o zlomové svahy.

Rysy, které se v mapované oblasti nevyskytují, nebo jejich existence nejde prokázat, jsou hluboko zaříznutá údolí ve tvaru V se skalními dny, která se zde pravděpodobně v minulosti vyskytovala, ale byla přemodelována kvarterní ledovcovou činností. Dále k těmto rysům patří údolí, která nesahají až k úpatí svahu a jejichž dna končí stupňovitě. To v mapované oblasti nelze prokázat u větších vodních toků, kde proběhla již zmiňovaná remodelace, která zapříčinila zahlazení možných stupňů. A posledním neprokázaným rysem v mapované oblasti jsou vývěry lávy podél zlomů při úpatí. Ve zbytku pohoří se však tyto rysy nacházejí. Krom vulkanických hornin, které se sice v oblasti nacházejí, ale nejsou pozůstatky aktivní vulkanické činnosti.

Dále se zaměřím na rysy, které se dle Demka (1987) vyskytují pouze u zlomových svahů vzniklých aktivními tektonickými pohyby ker. Jedná se o:

Nezávislost svahu na geomorfologické odolnosti hornin – např. jestliže jsou na svahu méně odolné horniny než v nižším terénu nebo jsou-li jak na svahu, tak i v nižším terénu nekonsolidované horniny, můžeme plným právem pokládat terénní stupeň za zlomový svah (Demek 1987). Vrcholové a vyšší oblasti pohoří Cordillera Blanca jsou tvořeny granodiority a dalšími intruzivními horninami (Paulo 1980). Podle geologických map se nad oblastí zlomu nacházejí odolnější horniny než v oblasti pod zlomem, která je v dnešní době krytá sedimenty. Když se však podíváme do geologických map a průřezů, zjistíme, že pod sedimentárním pokryvem se nachází opět granodioritové horniny stejného původu jako ty z vrcholových částí.

Výskyt malých prolomů při úpatí svahu – prolomy jsou tektonické sníženiny omezené zlomy. V mapovaném území se opět žádný viditelný nenachází. Mohou však být zakryty sedimenty. Prolomy a další tektonické sníženiny se častěji vyskytují v jižních částech zlomové zóny.

Výskyt jezer v místech, kde zlomový svah protíná údolí – v mapované oblasti se taková jezera nevyskytují. Nacházejí se zde pouze ledovcová jezera, která jsou hrazená buď

morénami, nebo skalním podložím. Nicméně podél zlomové oblasti pohoří Cordillera Blanca se taková jezera nachází. Příkladem může být jezero Keushu, které se nachází při úpatí zlomového svahu v blízkosti řeky Rio Ranharica.

Častá silná zemětřesení – tato oblast je velmi známá pro svou vysokou seismickou aktivitou. Dle Schwartz (1988) byl tento zlomový systém několikrát reaktivován zemětřeseními během posledních tisíců let. Tento systém skýtá mnohá nebezpečí i do budoucna, protože je schopen vytvořit zemětřesení o velikosti 7 -7,5 M s epicentrem v této oblasti.

Rozlámání staršího topografického povrchu – zejména můžeme-li dokázat, že stupeň porušil tvary nacházející se jak na vyzdviženém, tak i na pokleslém území, takže vznikla např. opuštěná údolí bez vodních toků. Opuštěná údolí se v mapované oblasti nenachází. Ale na většině území včetně mapované oblasti zlomová linie protíná tvary reliéfu jako např. morény, dejekční kužele a sedimentární pokryv. Z toho lze usoudit, že zlomová linie vznikla později než tyto tvary a došlo k rozlámání staršího topografického povrchu.

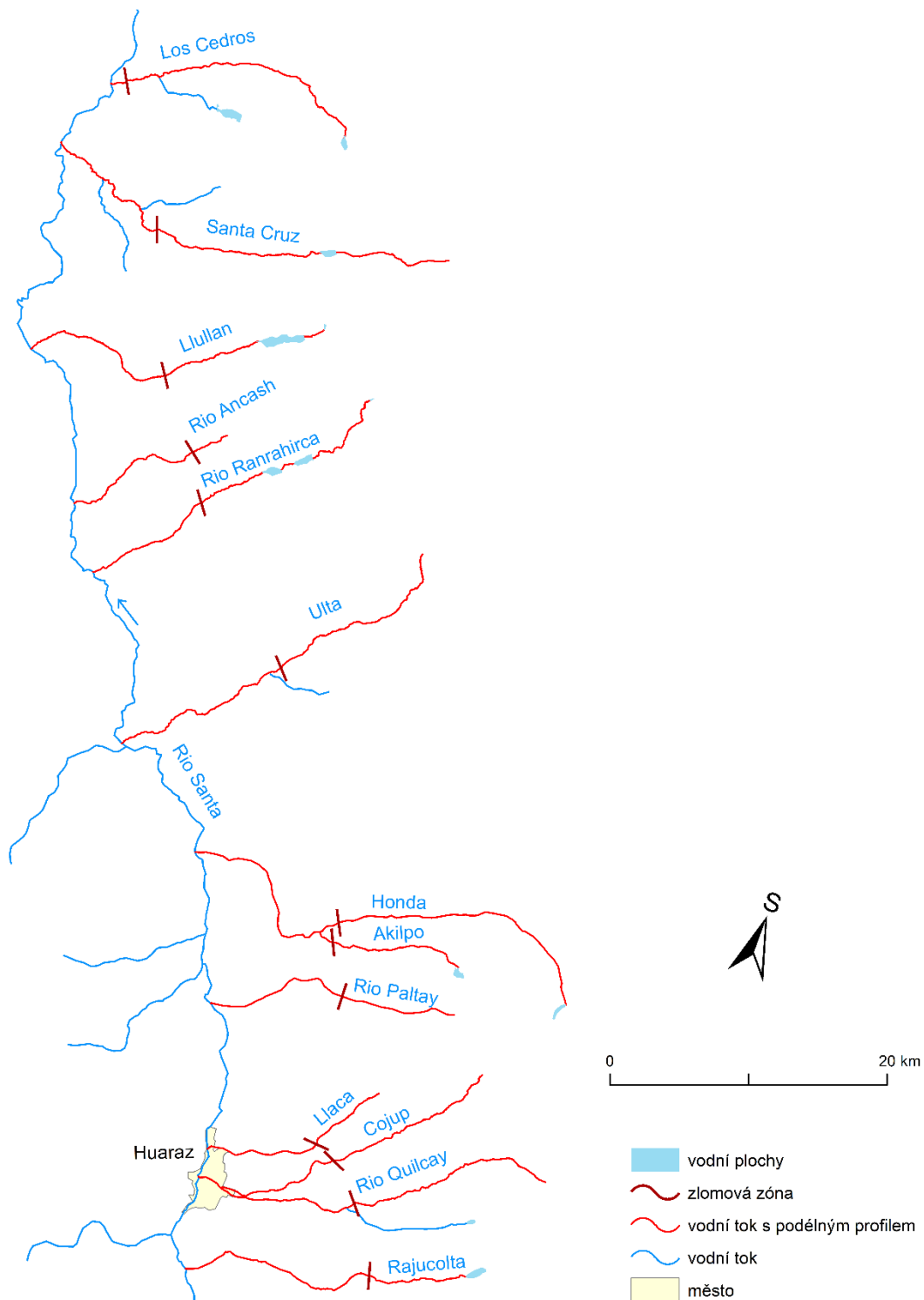
Rozlámání a deformace říčních teras – ani tento rys v mapované oblasti není příliš patrný. Je však pravda, že říční terasy se zde vyskytují minimálně, jelikož na okrajích vodních toků se nacházejí především morény.

Z uvedených šesti rysů lze v mapované oblasti přímo prokázat dva rysy, a to nezávislost svahu na geomorfologické odolnosti hornin a rozlámání staršího topografického povrchu. Všechny ostatní rysy však lze nalézt či prokázat ve zbytku studované oblasti, v pohoří Cordillera Blanca. Lze tedy konstatovat, že se zde jedná o zlomové svahy vzniklé aktivními tektonickými pohyby ker. Nejvíce viditelné prvky, které tomu nasvědčují, jsou: dobře viditelná linie zlomu, trojúhelníkové facety, sklon svahu a přítomnost výše uvedených rysů ve zbytku pohoří.

Za neotektonické pohyby jsou považované tektonické pohyby od neogénu po současnost (Jiang et al. 2015). Neogén je geologické období, jehož počátek je datován před 23 milióny lety. Pro dokázání neotektonické aktivity musí být zlomy a pohyby na zlomech mladší. Siame et al. (2006) ve své práci datoval glaciální morény ve stejné oblasti jako probíhalo mapování v této práci, tedy v okolí řek Cojup a Llaca. Podle jeho výsledků jsou tyto morény staré přibližně 19 tisíc let. Z mapy je však patrné, že zlomová linie prochází skrz morény. Dle Farbera et al. (2005) je zde vertikální posun odhadován na 25 až 35 m a průměrný roční posun na 1,3 až 1,8 mm. Dá se tedy předpokládat, že vertikální stupně jsou mladší než morény, které protínají.

5.2 Analýza podélných profilů říčních toků

Pro následující analýzu bylo vybráno 13 vodních toků, které protékají napříč zlomovou zónou. Na obr. 14 jsou červeně označené vybrané toky, u kterých byly vytvořeny podélné profily (grafy 1 až 13). Tmavě červenou barvou je pak znázorněné místo, kde vybraný tok protíná zlomovou zónu. Všechny toky se nachází na západních svazích a patří do povodí řeky Santy. U všech grafů se jedná o linie celé délky toku včetně jezer, kterými řeky protékají.



Obrázek 14: Schématická mapa řek využitých k vytvoření podélných profilů

Hartvich (2005) ve své práci rozlišuje následujících pět typů profilů podle tvaru spádových křivek, do kterých jsem se na základě vlastního úsudku pokusila rozřadit i vytvořené podélné profily.

- **Normální profil** – odpovídá idealizovanému, pravidelnému tvaru profilu, který má strmý začátek a tento sklon postupně klesá směrem k ústí. Křivka se asymptoticky blíží k ose x. Do této kategorie nebyl zařazen ani jeden profil.
- **Steep-end profil** – má podobný tvar křivky jako předchozí profil a ke konci se vyskytuje bod zlomu (breakpoint) od něhož křivka pokračuje celkem strmě směrem k soutoku. Do této skupiny patří profily řek Los Cedros, Santa Cruz, Rio Ancash, Rio Quilcay.
- **Lineární profil** – v horní části je sklon velmi mírný či téměř rovný bez typického konkávního prohnutí, což splňují řeky Rio Paltay, a Rajucolta.
- **Lineární profil se stupněm** – má podobný průběh jako lineární profil, ale má poměrně výrazný breakpoint, ve kterém dochází k zakřivení. Dále pokračuje celkem přímým průběhem s minimálním sklonem. Sem by se daly zařadit řeky Llullan, Llaca, Cojup.
- **Profil s více výraznými stupni** – sem patří zbytek profilů, které nespadají do žádné výše zmíněné kategorie. Křivka je nepravidelná s viditelnými stupni a dalšími anomáliemi, které jsou tak velké, že deformují celkový tvar. Do této skupiny byly zařazeny řeky Rio Ranahirca, Ulta, Honda, Akilpo.

První skupina toků se vyznačuje konvexním průběhem začátku křivky, což odpovídá reliéfu, kde řeky pramení. Následně je přerušena výraznějším zlomem křivky tzv. breakpointem, před nímž se sklon zmírňuje, avšak po tomto zlomu se spád směrem k ústí opět mírně snižuje. Tento profil odpovídá typu steep-end. Ukázkové profily jsou především u řek Rio Ancash a Rio Quilcay, kde je dobře viditelné místo zlomu a po němž křivka pokračuje celkem strmým průběhem k ústí.

Další skupinou jsou vodní toky s lineárním profilem či lineárním profilem se stupněm. Tyto profily mají mírně konvexní přímý průběh linie. Sklon je v celém průběhu mírný a výrazně se nemění. Linie profilu není přerušena žádným velkým stupněm či anomálií. Jedná se zde převážně o větší a vodnatější toky, které mají více zařzlá a přímá údolí. Lze zde předpokládat větší míru hloubkové eroze, která způsobuje zahlazení, a to se zřejmě projevuje na jejich lineárním průběhu.

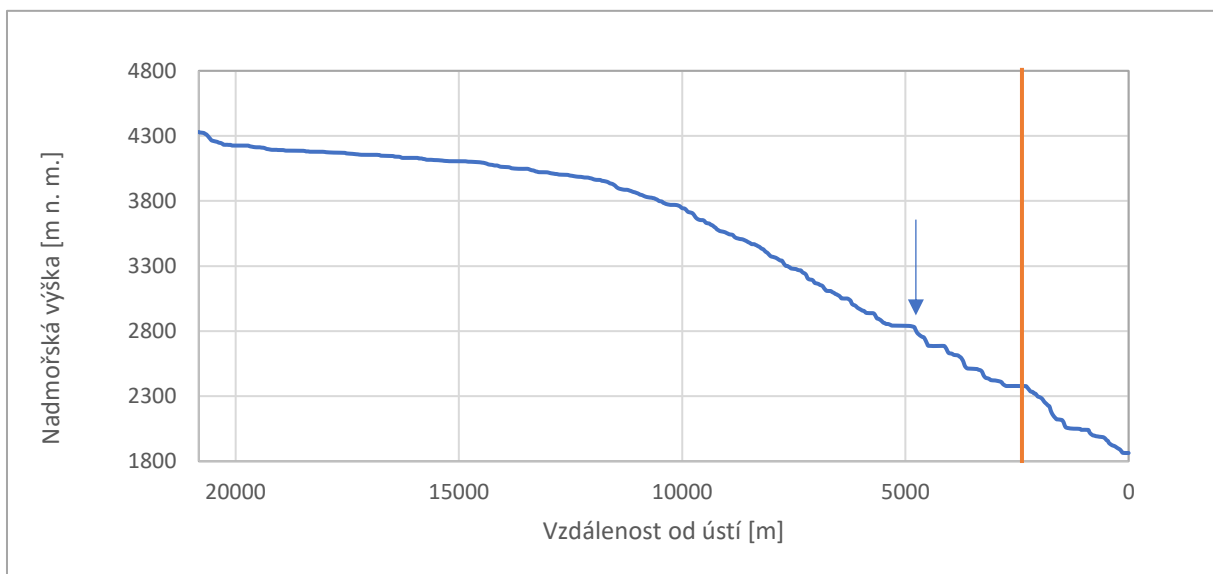
Řeky, které patří do skupiny profilů s více výraznými stupni, mají celkem nepravidelný průběh, který neodpovídá žádné předchozí skupině. Jedná se o čtyři řeky s poměrně strmým průběhem začátku křivky. V průběhu se nachází více větších stupňů.

Všechny toky procházejí zlomovou zónou a dá se předpokládat, že v místě, kde vodní tok protíná úpatí svahu, by se měl nacházet tzv. knickpoint vytvořený určitým vertikálním stupněm. Tento stupeň však není patrný na žádném podélném profilu v oblasti výskytu současného zlomu, který je v grafech naznačen svislou červenou čarou, snad kromě profilu řeky Rio Quilcay. To může být dáno erozí a zpětným postupem toků. Když se však podíváme na letecké a družicové snímky, není žádný výrazný stupeň viditelný ani zde. To je pravděpodobně způsobeno sérií erozních a akumulčních procesů, a tedy postupným zahlazováním stupně v očekávaném místě. V grafech podélných profilů je modrou šipkou naznačené možné místo dnešního projevu vertikálního stupně, který se posunul vlivem jak současného vodního toku, tak ledovcovou činností, což jsou činitelé hloubkové eroze. Tato vzdálenost je popsána v následující tabulce (viz tabulka 1). Průměrně se tato vzdálenost pohybuje mezi 1 až 4 km.

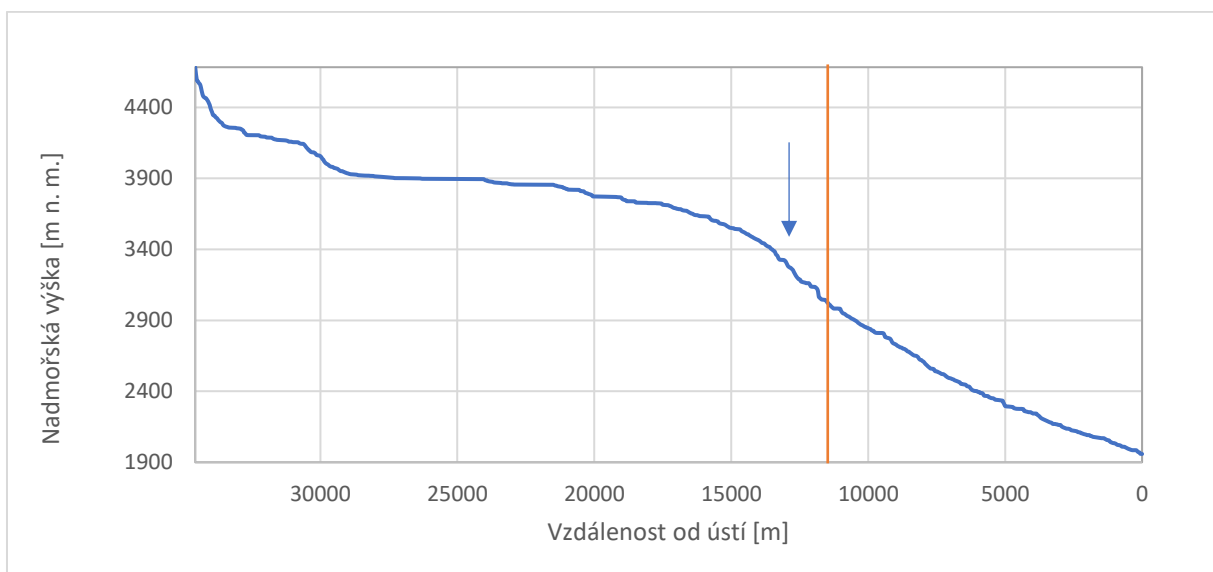
Tabulka 1: Vzdálenost současného projevu vertikálního stupně od současné polohy zlomové zóny

vodní tok	vzdálenost od současné zlomové zóny [m]
Los Cedros	2 503
Santa Cruz	1 530
Llullan	2 898
Rio Ancash	1 104
Rio Ranrahirca	4 865
Ulta	3 453
Honda	3 415
Akilpo	986
Paltay	880
Llaca	2 480
Cojup	3 509
Rio Quilcay	1 692
Rajucolta	1 451

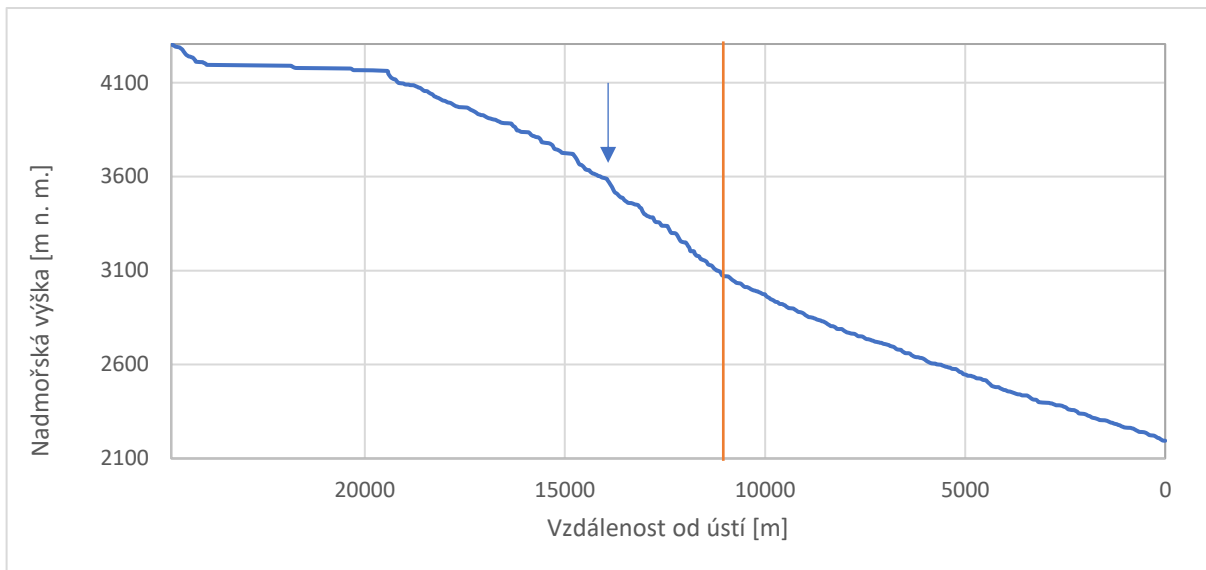
Teoreticky by tato vzdálenost měla být podobná u většiny vodních toků. Její polohu však může ovlivnit vodnost toku, odolnost hornin, nebo členitost příčných zlomů. Nejvíce se zde projevuje vodnost toků, která je vidět na proměnlivosti vzdáleností a také poloha toku vůči zlomové oblasti a celková délka toku. Příkladem umístění toku může být řeka Akilpo, která má ústí těsně pod zlomovou oblastí, nebo řeka Rio Ancash, která má předpokládaný dnešní zlom pod zlomovou zónou. Když se podíváme na letecké snímky, tak zjistíme, že tento tok je velmi krátký a za zlomovou zónou je úsek, kdy tok protéká morénou. Ta mohla projevy zlomu posunout.



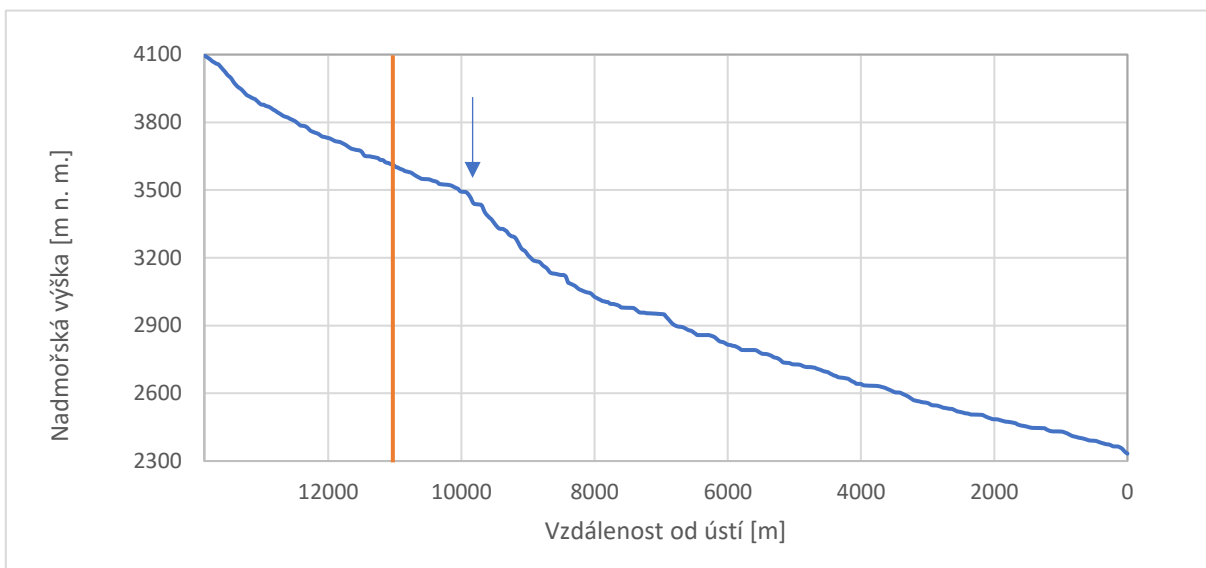
Graf 1: Podélný profil řeky Los Cedros



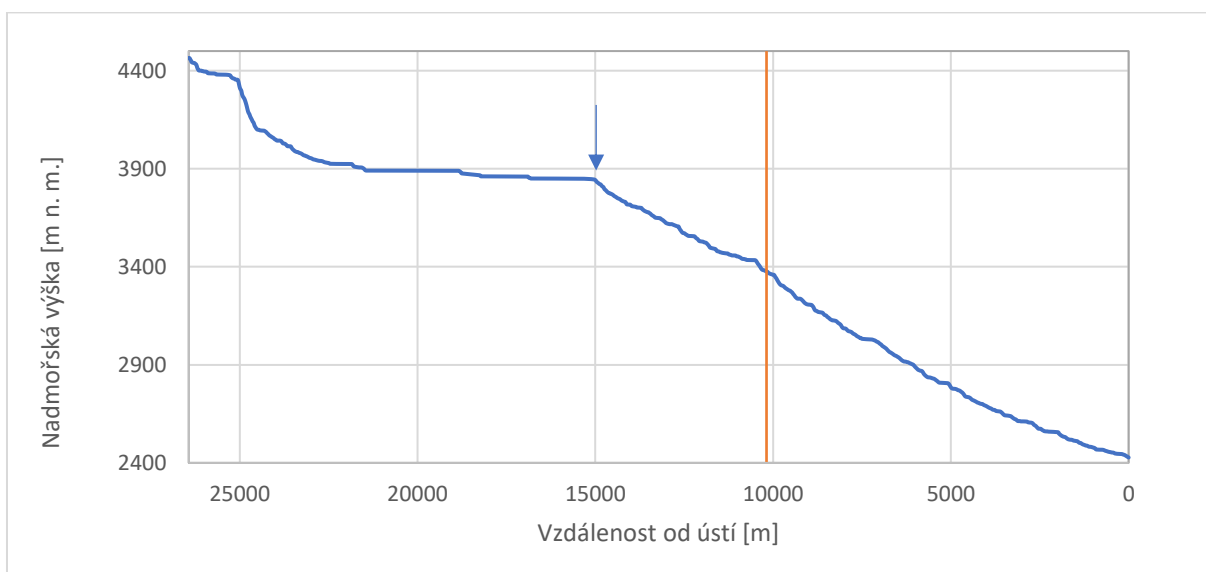
Graf 2: Podélný profil řeky Santa Cruz



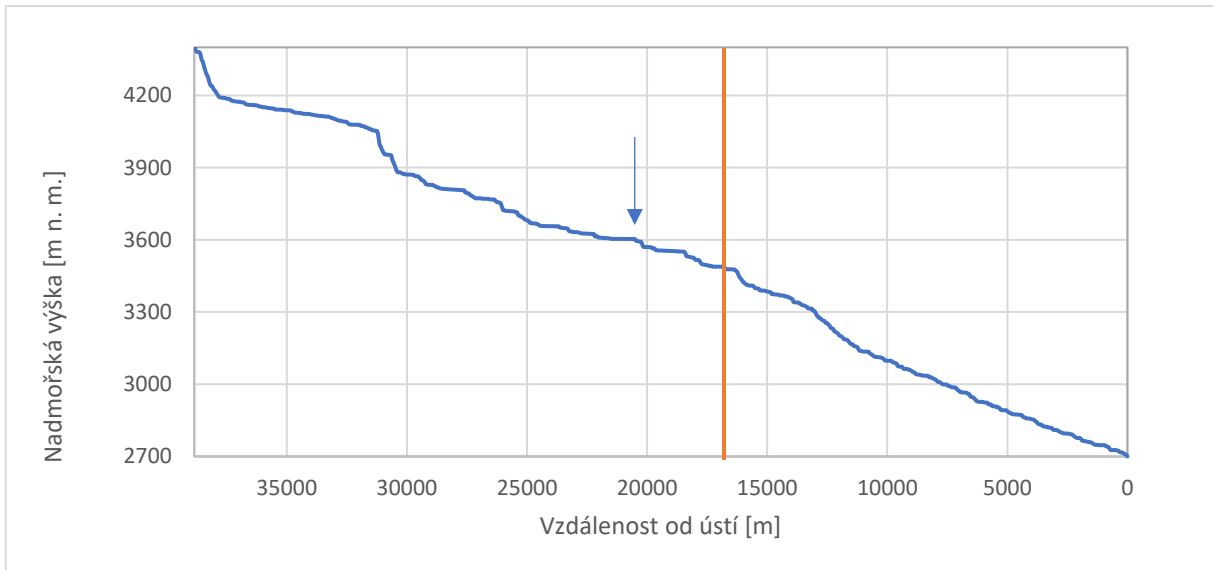
Graf 3: Podélný profil řeky Lhullan



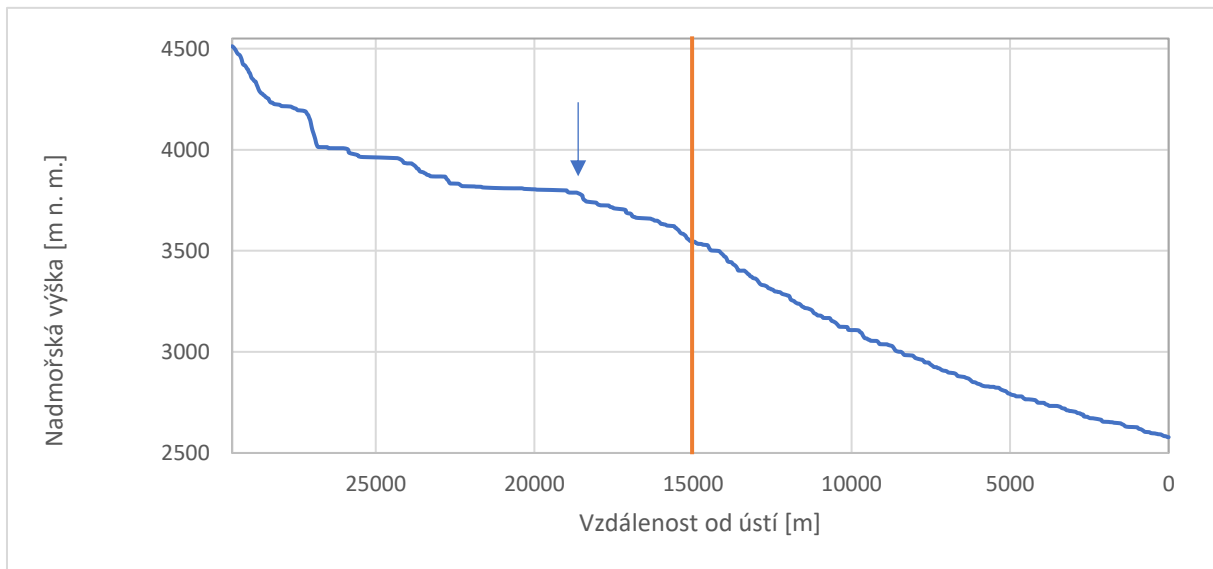
Graf 4: Podélný profil řeky Rio Ancash



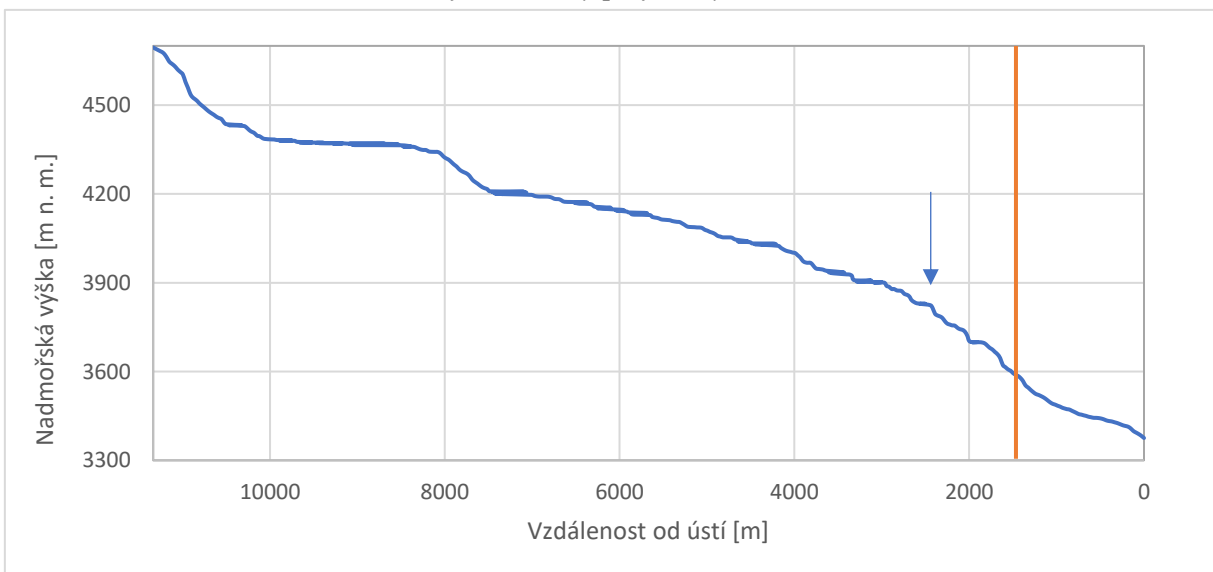
Graf 5: Podélný profil řeky Rio Ranrahirca



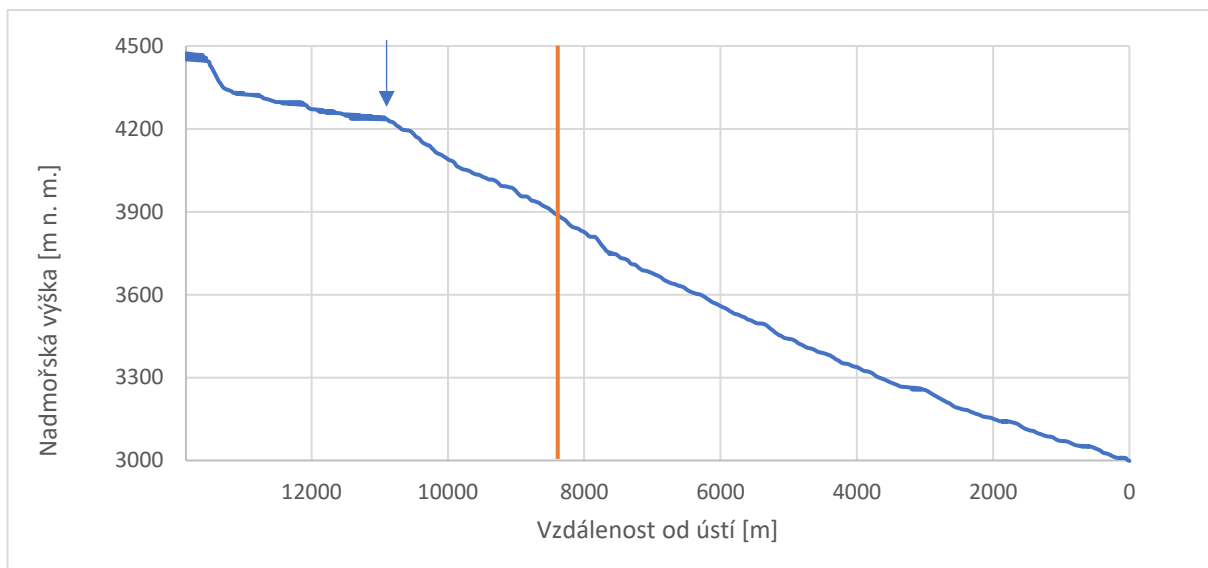
Graf 6: Podélný profil řeky Ulta



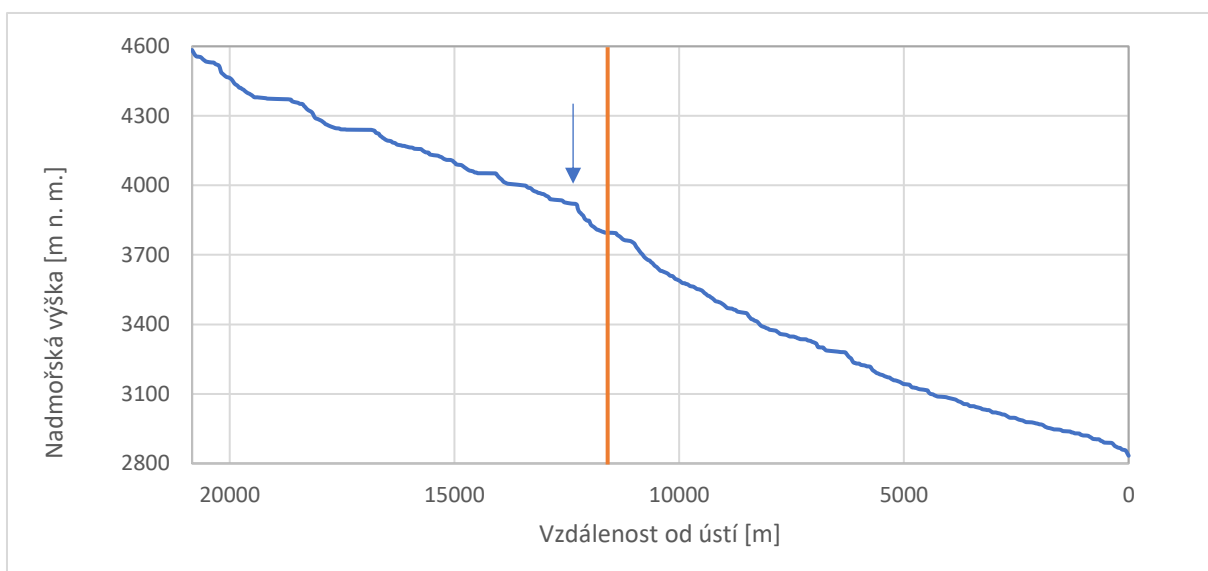
Graf 7: Podélný profil řeky Honda



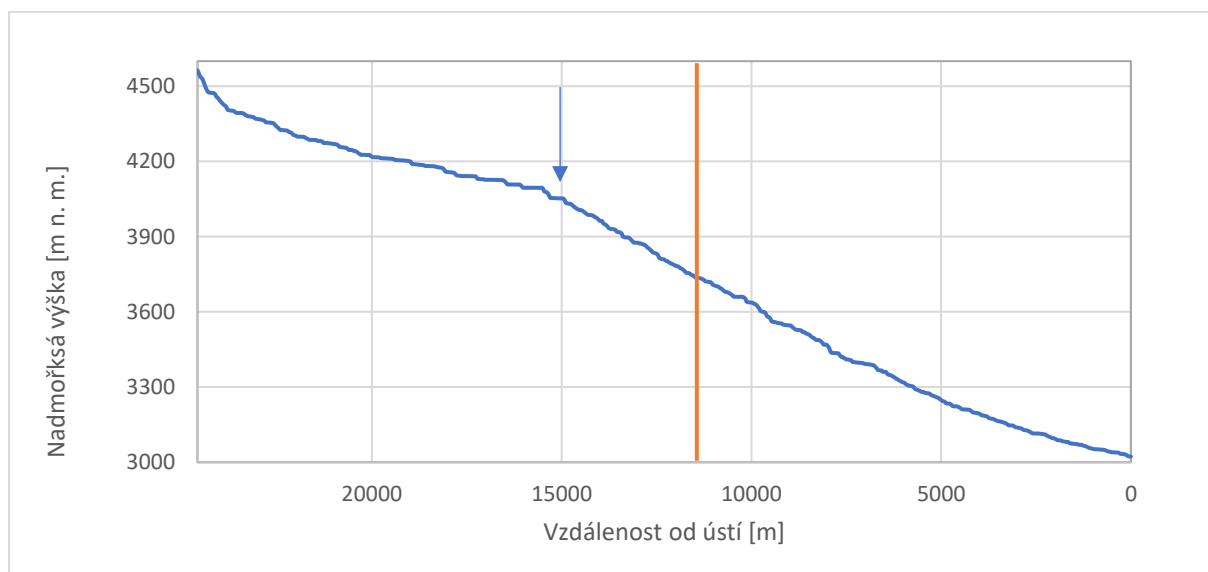
Graf 8: Podélný profil řeky Akilpo



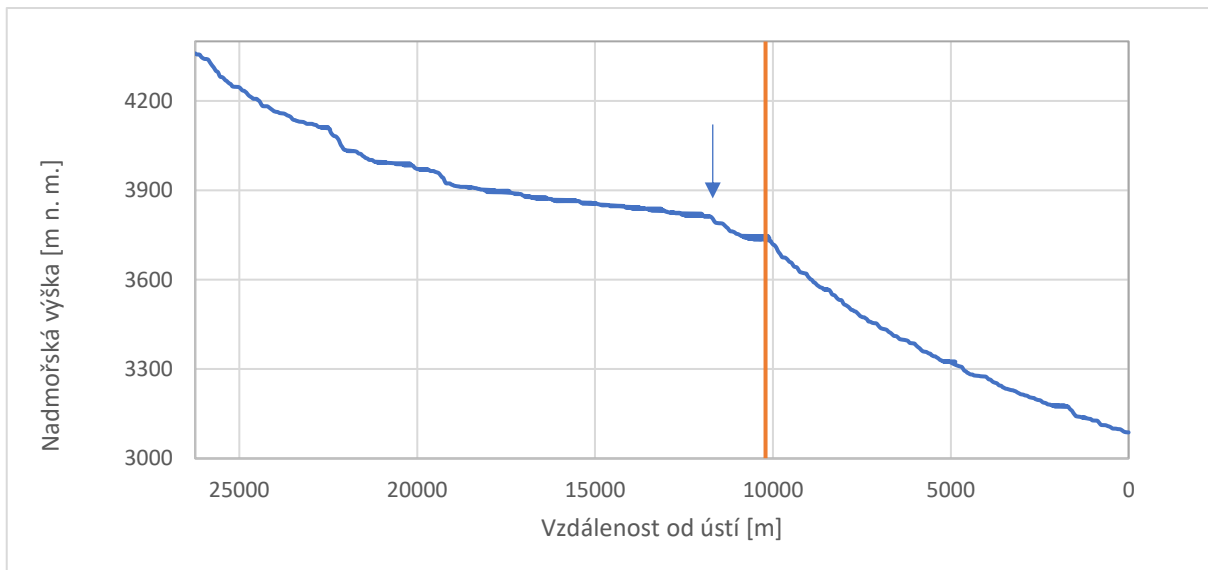
Graf 9: Podélný profil řeky Rio Paltay



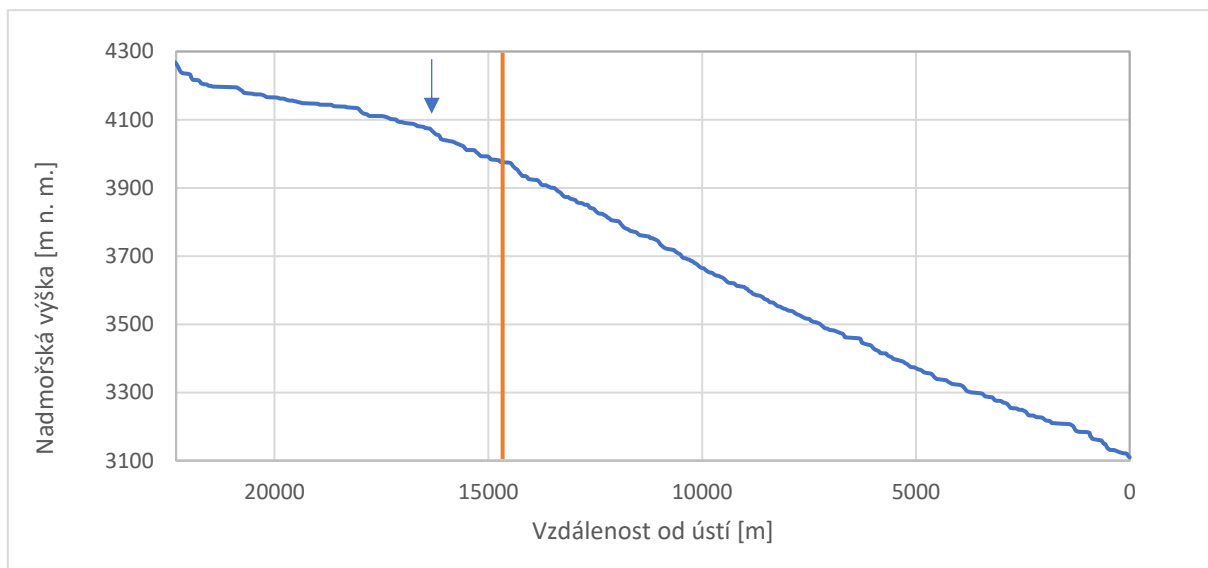
Graf 10: Podélný profil řeky Llaca



Graf 11: Podélný profil řeky Cojup



Graf 12: Podélný profil řeky Rio Quilcay



Graf 13: Podélný profil řeky Rajucolta

5.3 Analýza blokové stavby pohoří

Tato část práce se zaměřuje na analýzu blokové stavby části pohoří podél zlomové linie. Jedná se o úsek dlouhý přibližně 90 km, který je dle Siame et al. (2006) nejaktivnější z celé úpatní zlomové zóny. Jeho severní hranice se nachází 10 km na jih od osady Huallanca v blízkosti zřícenin Colcas a jižní hranice je vymezena vesnicí Quillash, která se nachází přibližně 10 km severně od města Huaraz. Tato část je ohraničena západně orientovaným srázem a po celé délce zlomu se nacházejí nízké zlomové svahy s trojúhelníkovými facetami (Siame et al. 2006). Četnost opakování seismických jevů je zde mezi 1500 a 3000 lety. Rychlost posunů na zlomu je od 1 mm/rok až 5 mm/rok (Macharé et al. 2003).

V rámci této práce bylo provedeno mapování průběhu linie zlomů ve zlomové oblasti tohoto segmentu. Mapování bylo prováděno vektorizací z leteckých a družicových snímků a jsou zde zaznamenány především linie zlomu. Ten má v reliéfu dobře rozpoznatelné tvary a dá se dobře identifikovat. Většinou se nachází při úpatí zlomových svahů, na morénách a dejekčních kuzelech. V mapě č. 2 se nachází i nejasný zlom, což je pojmenování pro linii zlomu, která ale nemá v reliéfu zřetelný projev. Poloha linie je v těchto místech přepokládána. V oblastech křížení zlomové oblasti s vodními toky je linie zlomu skrytá pod sedimenty fluvialního či glaciálního původu.

V mapě č. 2 lze vidět, že horské pásmo je rozděleno na několik částí neboli bloků. Ty jsou nejčastěji odděleny vodními toky, které jsou kolmé na zlomové pásmo a které mají poměrně přímý průběh. Jedná se o vodnatější toky, které se nacházejí na západním svahu pohoří a všechny jsou v povodí řeky Santa. Je zde předpoklad, že tyto jednotlivé bloky jsou od sebe odděleny příčnými zlomy, kterými protékají vodní toky daného údolí. Podélné profily těchto řek (viz grafy č.: 1, 2, 5, 6, 7) mohou tedy sloužit jako profily samotných příčných zlomů. Pro porovnání těchto příčných zlomů budeme brát pouze část podélného profilu, a to do místa průchodu zlomovou linií.

První oblast (I.) se nachází mezi řekou Los Cedros a řekou Santa Cruz. Podélné profily obou řek mají (dle grafů č. 1 a 2) v části nad zlomovou zónou podobný tvar. Na začátku má křivka mírný sklon, dále konkávní prohnutí, po němž následuje prudší klesání s několika vertikálními stupni. Nejvyšší horou je zde vrchol Santa Cruz, který má 6 259 m n. m. Ostatní vrcholy jsou např. Alpamayo (5 947 m), Quitaraju (6 040 m) a Pumapampa (5 582 m). Linie zlomu má v tomto bloku velmi nejasný průběh. Může to být způsobeno překrytím sutin a svahových sedimentů. Kvůli absenci viditelnosti linie není ani možné říci, jestli se v této oblasti výrazně větví.

Druhá oblast (II.) je ohraničená řekami Santa Cruz a Rio Ranrahirca. Obě řeky mají podobný průběh v blízkosti pramenné oblasti. Ten je charakterizován strmým průběhem. Řeka Ranrahirca má oproti řece Santa Cruz více přímý, lineární a trochu konvexní průběh. Tento blok je ve tvaru obráceného písmene U, v jehož středu se nachází jezero Parón, které je hrazeno boční morénou. Z tohoto jezera vytéká řeka Llullan, která rozděluje tento blok na půl. Je možné, že se zde nachází další menší příčný zlom. Nejvyšší horou je zde Nevados Hunadoy s nadmořskou výškou 6 360 m. Dalšími významnými vrcholy jsou Chacaraju (6 108 m), Artesonraju (6 025 m) a Aguja (5 840 m). Tento blok je tedy mnohem větší než předchozí první oblast. Linie zlomu je zde mnohem lépe viditelná a můžeme vidět i její dělení na většinou dvě paralelní linie. V blízkosti řeky Ancash se navíc nachází přízlomové jezero Keushu Cocha. Přízlomová jezera jsou dle Demka (1987) důkazem rysu, který se nachází na svazích podmíněných tektonikou.

Třetí oblast (III.) se rozprostírá mezi řekami Rio Ranrahirca a Ulta. Tento blok je ze všech nejvyšší a také nejmenší jak na délku linie zlomu, tak na rozlohu. Nachází se zde nejvyšší hora celého pohoří Cordillera Blanca i státu Peru. V Jižní Americe jde o čtvrtou nevyšší horu. Jedná se o horu Huascarán, která má dva vrcholy. Vyšší je Huascarán Sur, která je jižněji a měří 6 768 m n. m. Druhá je Huascarán Norte, která je více na severu a měří 6 652 m. Dalším vrcholem v tomto bloku je Copicalqui s výškou 6 354 m. Zlomová linie je zde dobře viditelná a celkem souvislá.

Čtvrtá oblast (IV.) se nachází mezi řekami Ulta a Honda. Tyto dvě řeky mají velmi podobný průběh podélného profilu. I se stejným tvarem výraznějšího vertikálního stupně. Na základě toho by se dalo usuzovat, že tento blok byl vyzdvihnut později než sousední bloky. Ovšem při pohledu na polohu těchto toků (mapa 2) je vidět, že řeky mají odlišnou délku, tvar a průběh. Tento segment blokové stavby je nejdelší a nejrozsáhlejší. Nachází se zde také více vrcholů, z nichž nejvyšší je hora Copa (6 188 m). Dalšími vrcholy jsou např. Hualcán (6 122 m), Nevado Paccharaju (5 744 m) a Poroquina (5 732 m). Jde o třetí nejvýše vyzdviženou oblast. Zlomová linie je v některých místech nejasná a neidentifikovatelná. V dalších se zase větví na více paralelních větví.

Pátá oblast (V.) se nachází na jih od řeky Honda, její jižní hranici lze však hůře určit, jelikož je protkaná mnoha velkými řekami, a netvoří tak jednolitý blok jako u předchozích oblastí. Navíc se nachází jižněji, než je hranice zmiňované nejaktivnější zlomové oblasti. Nejvyšší horou je zde Palcaraji Este s výškou 6 180 m a její západnější část Palcaraji Oeste (6 110). Dalšími vrcholy jsou Ranrapalca (6 162 m), Tocllarahu (6 034 m) a Urus (5 495 m).

Zlomová linie je zde asi nejsouvislejší, přerušena pouze vodními toky. Také se zde příliš nevětví.

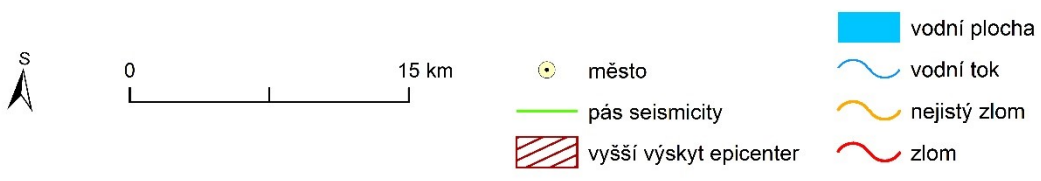
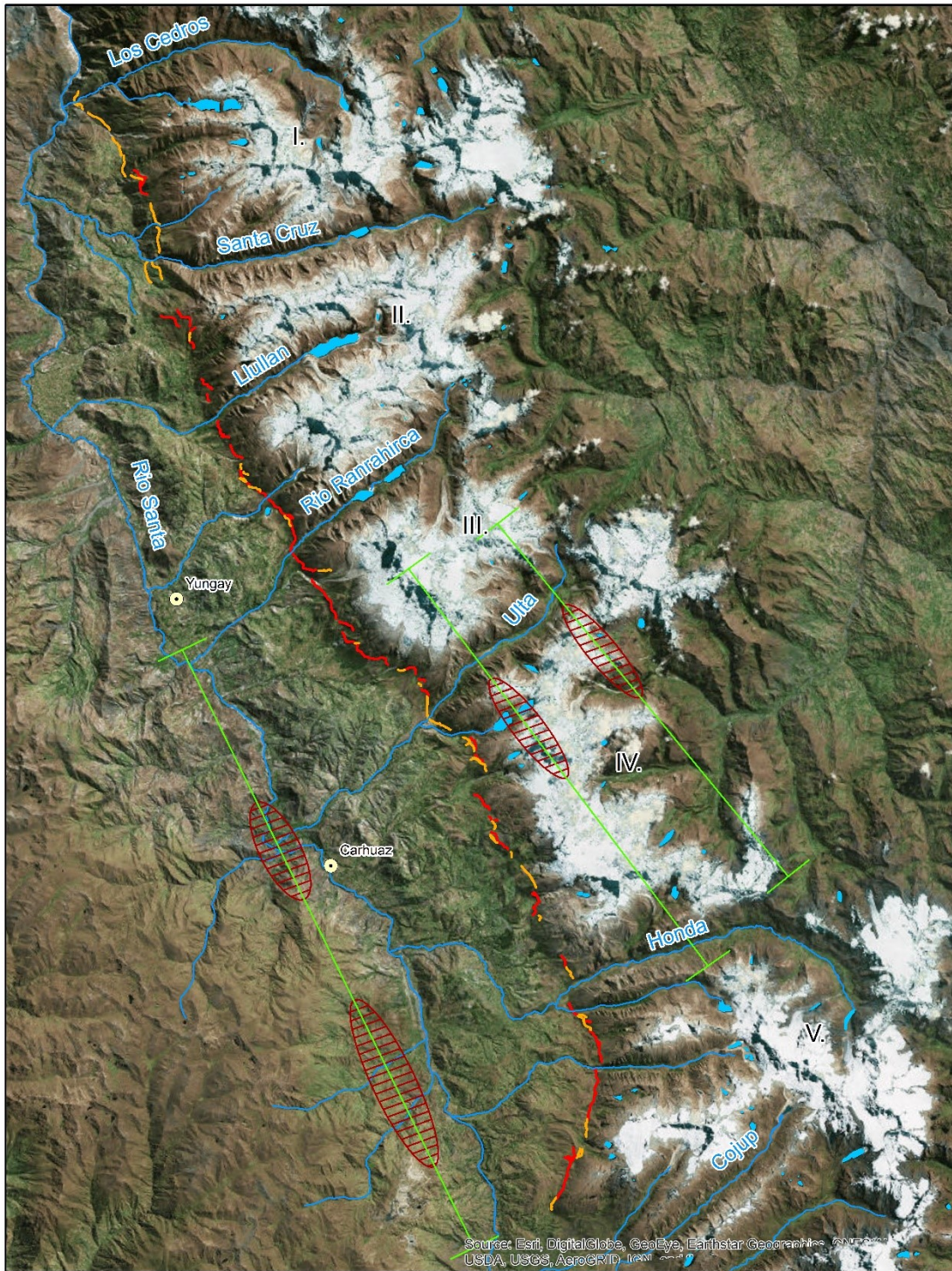
Deverchère et al. (1989) ve své práci sledoval seismickou aktivitu pohoří Cordillera Blanca pomocí 11 přístrojů nepřetržitě po dobu 34 dnů. Během svého měření naměřil celkem 150 otřesů. Na základě tohoto měření vytyčil tři hlavní pásy dlouhé 30 km, kde je nejvíce soustředěná seismická aktivita. Tyto pásy jsou paralelní se zlomovou oblastí a nacházejí se z části ve *třetí*, ale převážně ve *čtvrté* oblasti blokové stavby. Pásy kopírují nejprímější úsek zlomové linie a největší aktivita je přibližně uprostřed pásu, což je v mapě vyznačeno tmavě červenými elipsami (viz mapa 2). Je zde předpoklad, že seismická klesá se změnou směru zlomu. Hloubka většiny ohnisek zemětřesení se pohybuje mezi 5 a 10 km, jedná se tedy převážně o mělká zemětřesení. Seismická aktivita je v jižních částech pohoří méně častá a více rozprostřená. V severních částech severně od města Yungay je seismická aktivita slabá nebo žádná (Deverchère et al. 1989).

Masák (2012) ve své práci počítal index sinusoidy pro podobné části zlomové zóny, které jsou popsány zde jako jednotlivé oblasti. Tyto výsledky indexu jsou názorně shrnuty v tabulce 2. Indexem sinusoidy lze vyjádřit míru přímosti úpatí svahu a platí, že čím je výsledná hodnota blíže hodnotě 1, tím je úpatí přímější. Odpovídá totiž jedné z kategorií, které vymezil ve své práci Bull (2007). Jedná se o vysoce aktivní úpatí (1,0 – 1,5), takže lze říct, že čím blíže k hodnotě 1, tím je úsek více aktivní. Svahy, které jsou vázané na aktivní tektonický zlom, by měly mít přímý průběh (Bull 2007).

Tabulka 2: Hodnoty indexu sinusoidy pro vybrané oblasti

úsek (oblast)	hodnota indexu sinusoidy
I.	1,08
II.	1,13
III.	1,1
IV.	1,23
V.	1,33

Dle této tabulky má *první* segment hodnotu nejbližší k číslu jedna, a měl by tedy být nejprímější a nejméně aktivní. Nízkou hodnotu indexu má i *třetí* segment, který by podle výše zmíněných faktorů měl patřit spolu s *čtvrtým* segmentem k nejvíce aktivním. *Čtvrtý* segment má mírně vyšší hodnotu, než by se u něj předpokládalo. To může být způsobeno různými chybami v procesu vytváření hodnot. Všechny výsledné hodnoty však spadají do kategorie vysoce aktivních úpatí (1,0 – 1,5), což potvrzuje předpokládanou aktivitu sledované zlomové zóny.



Mapa 2: Schématická mapa linie zlomu a seismicky aktivních oblastí části pohoří Cordillera Blanca

6. DISKUZE METODIKY A VÝSLEDKŮ

Analýza geomorfologických projevů neotektoniky v pohoří Cordillera Blanca byla provedena mimo jiné pomocí mapování a inventarizace tvarů. Mapování bylo provedeno pomocí snímků z mapových portálů, především z Google Earth (2019) a dále z Mapy.cz (2019). U této metody můžeme narazit na problém nedostatečné kvality snímků, což je problém především údolních oblastí. Údolí jsou zde hluboko zaříznutá, a tudíž i špatně zachytitelná metodami dálkového průzkumu. U webu Mapy.cz (2019) byl tento problém větší a snímky méně kvalitnější. Díky špatné kvalitě mohou být tvary špatně určeny nebo nepřesně umístěny. U inventarizace tvarů a porovnávání bylo vycházeno z klasifikace Demka (1987), ve které se nacházely i tvary nebo projevy, které nelze prokázat pouze prozkoumáním družicových a leteckých snímků.

Další metodou bylo vytvoření podélných profilů vodních toků, u kterých bylo dosaženo velké podrobnosti díky digitálnímu modelu terénu s rozlišením 30 m. Analyzovány tak byly toky v celé délce svého toku na rozdíl od diplomové práce Masáka (2012), který kvůli absenci dat udělal profily jen části řek. Také neměl k dispozici tak podrobný DMT, tudíž jeho podélné profily jsou méně přesné. Problém může také nastat u zařazení profilů do jednotlivých kategorií dle Hartvicha (2005), jelikož výsledné profily jsou velmi různorodé a zařazení proběhlo pouze podle mé úvahy. Mohly se také vyskytnout chyby způsobené špatným přiřazením hodnot nadmořských výšek liniím toků v programu ArcGIS. U polohy dnešního vertikálního stupně mohlo dojít k nepřesnému určení této polohy vlivem menší kvality snímků v údolní oblasti a špatné rozlišitelnosti vertikálního stupně.

U analýzy blokové stavby pohoří mohlo dojít k nepřesnému zvektorování linií zlomů vlivem kvality snímků, vegetačnímu pokryvu, či chybějícím projevem zlomové linie.

Z výsledných analýz tvarů lze konstatovat, že se v případě pohoří Cordillera Blanca jedná o oblast neotektonické aktivity, což ve své práci usuzují i Vilímek a Zapata (1998). Dle Stemberka et al. (2003) je celá oblast pohoří Cordillera Blanca velmi aktivní z hlediska neotektonických zdvihových pohybů a seismicity. Seismickou aktivitu potvrdil také Deverchère et al. (1989). Výsledné hodnoty sklonu zlomového svahu se v mapované oblasti pohybují mezi 20 a 40°. To potvrzuje i práce Vilímka a Zapaty (1998), kteří zkoumali sklon přímo v oblasti řeky Chojup a podle nich je tento mezi 30 a 35°. Potvrzují zde také přítomnosti vertikálních stupňů, které zde sečou morény.

7. ZÁVĚR

Předmětem této práce byla analýza tvarů vyskytujících se ve zlomové oblasti peruánského pohoří Cordillera Blanca. Pro účely tohoto výzkumu byla vytvořena geomorfologická mapa (příloha 1), která je součástí příloh, a některé další mapy. Dále byly vytvořené podélné profily vodních toků (grafy 1–13), které procházejí zlomovou oblastí, a mapa jednotlivých bloků vybrané části pohoří (mapa 2).

Z vytvořených geomorfologických map byly porovnávány tvary a rysy, které se nachází na zlomových svazích. Ty byly dále srovnány s uspořádáním podle literatury. Z typů reliéfu, které se nachází na zlomových svazích, se v mapovaném území nacházely prokazatelně čtyři typy rysů, ovšem v celé studované oblasti byly prokázány všechny typy rysů. Jedinou výjimku tvoří výlevy lávy, které se v oblasti nevyskytují. Z tvarů reliéfu, které se vyskytují pouze u aktivně vzniklých zlomových svahů, se přímo v mapované oblasti nenachází žádný. Ve studované oblasti se však dají pomocí snímků nebo literatury prokázat všechny uvedené tvary reliéfu.

Významnou roli v pohoří Cordillera Blanca hrála tektonika, ovšem během kvarterního zalednění bylo mnoho projevů tektoniky překryto nebo zahlazeno. Tektonika je však aktivní dodnes, jelikož přes tvary nacházející se v mapované oblasti probíhá zlomová linie, která tedy musí být mladší než samotné tvary. Ta seče mnoho tvarů vzniklých během kvarterního zalednění, z čehož se dá usuzovat, že některé tektonické projevy jsou v této oblasti mladší.

U analýzy podélných profilů byly jednotlivé profily rozděleny do celkem čtyř skupin podle průběhu spádové křivky. Předpokladem těchto profilů byl výskyt výraznějšího vertikálního stupně v místě křížení toku se zlomovou oblastí. Ten se sice neprojevil přímo v oblasti dnešní zlomové zóny, nicméně v podélných profilech se většinou nachází zřetelné místo posunutého projevu vertikálního stupně. Ten se posunul zřejmě vlivem erozních procesů v oblasti. Tento posun je u většiny toků mezi 800 m až 4 km, což je poměrně široký interval.

Analýza blokové stavby pohoří podél devadesátakilometrové nejaktivnější části zlomové oblasti ukázala, že tuto část pohoří lze rozdělit do pěti bloků. Ty jsou od sebe pravděpodobně odděleny příčnými zlomy, které jsou vymezeny liniemi vodních toků. Na území třetího bloku (III.) se nachází i nejvyšší hora celého pohoří. Tento blok je rozlohou nejmenší. Zlomová oblast podél těchto bloků byla zmapována a popsána u každého z bloků. Seismicky nejaktivnější je oblast v okolí třetího a čtvrtého bloku. Naopak nižší seismická aktivita je v oblastech severně od města Yungay a v jižních částech pohoří Cordillera Blanca. Největší

koncentrace epicenter zemětřesení se nachází v blízkosti řeky Uly ve čtvrtém segmentu (IV.), což by mohlo znamenat, že tento příčný zlom je velmi aktivní. Nejnižší hodnotu indexu sinusoidy má první úsek (I.), ale i všechny ostatní úseky mají velmi nízké hodnoty, které patří do kategorie vysoce aktivních úpatí (1,0 – 1,5). Dá se tedy předpokládat, že díky zvýšené seismické aktivitě a nejvyšším nadmořským výškám patří třetí (III.) a čtvrtá (IV.) oblast blokové stavby pohoří k neaktivnějším.

Na základě provedených analýz lze konstatovat, že byly nalezeny některé přímé i nepřímé důkazy svědčící o neotektonické aktivitě zlomového systému pohoří Cordillera Blanca.

8. POUŽITÁ LITERATURA

AMES, A., DOLORES, S., VALVERDE, A., EVANGELISTA, P., JAVIER, D., GAVNINI, W., ZUNIGA, J., GOMÉZ, V. (1989): Glacier inventory of Peru, Part 1. Hidrandina, Huaraz.

BARAER, M., MCKENZIE, J., MARK, B. G., GORDON, R., BURY, J., CONDOM, T., KNOX, S., FORTNER, S. K., GOMEZ, J. (2015): Contribution of groundwater to the outflow from ungauged glacierized catchments: a multi-site study in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Processes*, 11, 29, 2561–2581.

BEBBINGTON, A. J., BURY, J. T. (2009): Institutional challenges for mining and sustainability in Peru. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 41, 106, 17296–17301.

BODENLOS, A. J., ERICKSEN, G. E. (1995): Lead-Zinc Deposits of Cordillera Blanca and Northern Cordillera Huayhuash, Peru.

BONNOT, D., SÉBRIER, M., MERCIER, J. (1988): Evolution géodynamique plio-quadernaire du bassin intra-cordillérain du Callejon de Huaylas et de la Cordillère Blanche, Perou. *Geodynamique*, 3, 57–83.

BRUNSDEN, D. (1987): Principles of hazard assessment in neotectonic terrains. *Memoir of the Geological Society of China*, 6, 305–334.

BUEECHI, E., KLIMEŠ, J., FREY, H., COCHACHIN, A., STROZZI, T., HUGGEL, C. (2019): Regional-scale landslide susceptibility modelling in the Cordillera Blanca, Peru—a comparison of different approaches. *Landslides*, December 2017, 16, 395–407.

BULL, W. B. (2007): *Tectonic Geomorphology of Mountains*. Blackwell.

BURNS, P., NOLIN, A. (2014): Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, 140, 165–178.

BURY, J. T., MARK, B. G., MCKENZIE, J. M., FRENCH, A., BARAER, M., HUH, K. I., ZAPATA LUYO, M. A., GÓMEZ LÓPEZ, R. J. (2011): Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. *Climatic Change*, 1, 105, 179–206.

CAREY, M., BURY, J., BARAER, M., MARK, B. G., FRENCH, A., YOUNG, K. R., MCKENZIE, J. M. (2013): Toward hydro-social modeling: Merging human variables and the social sciences with climate-glacier runoff models (Santa River, Peru). *Journal of Hydrology*, 518, 60–70.

- CHALUPA, P., VILÍMKOVÁ, O., VILÍMEK, V. (2001): *Minulost a přítomnost Mexika a Peru*. MU, Brno.
- CLAGUE, J., EVANS, S. G. (2002): A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 17–18, 19, 1763–1783.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- DEMEK, J., ZEMAN, J. (1979): *Typy reliéfu Země*. Academia, Praha.
- DEVERCHÈRE, J., DORBATH, C., DORBATH, L. (1989): Extensional related to a high topography: results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 2, 281–292.
- EMMER, A., KLIMEŠ, J., MERGILI, M., VILÍMEK, V., COCHACHIN, A. (2016): 882 lakes of the Cordillera Blanca: An inventory, classification, evolution and assessment of susceptibility to outburst floods. *Catena*, 147, 269–279.
- ERICKSEN, G. E., PLAFKER, G., CONCHA, J. F. (1970): Preliminary Report on the Geologic Events Associated With the May 31, 1970, Peru Earthquake.
- EVANS, S. G., BISHOP, N. F., FIDEL SMOLL, L., VALDERRAMA MURILLO, P., DELANEY, K. B., OLIVER-SMITH, A. (2009): A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970. *Engineering Geology*, 1–2, 108, 96–118.
- FARBER, D. L., HANCOCK, G. S., FINKEL, R. C., RODBELL, D. T. (2005): The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 7–8, 20, 759–776.
- GIOVANNI, M. K., HORTON, B. K., GARZIONE, C. N., MCNULTY, B., GROVE, M. (2010): Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland. *Tectonics*, 6, 29, 1–21.
- GOOGLE EARTH (2019): Peru, <https://earth.google.com/web/@0.00000583,-3.63210417,2684.18126368a,22249069.83470679d,35y,0h,0t,0r> (cit. 3. 2. 2019).
- HARTVICH, F. (2005): Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. *Miscellanea geographica*, 11, 13–30.

JIANG, Z., HUANG, S., DU, H., LI, Y., WANG, B., CAO, Y., ZHANG, Y. (2015): The characteristics of the neotectonic movement and their effects on the formation of gas reservoirs in the marginal depressions of Tarim basin, NW China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 22, 503–514.

JUŘICOVÁ, A., FRATIANNI, S. (2018): Climate change and its relation to the fluctuation in glacier mass balance in the Cordillera Blanca, Peru: A review. *Auc Geographica*, 1, 53, 106–118.

KASER, G. (2001): Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology*, 157, 47, 195–204.

KASER, G., GEORGES, C. (1997): Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344–349.

KASER, G., GEORGES, C. (1999): On the Mass Balance of Low Latitude Glaciers With Particular Consideration of. *Geografiska Annaler*, 4, 81, 643–651.

KASER, G., OSMASTON, H. (2002): *Tropical glaciers*. Cambridge University Press.

MACHARÉ, J., FENTON, C. H., MACHETTE, M. N., COSTA, C., DART, R. L. (2003): Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Perú and its Offshore Region, *Výzkumná zpráva*, U. S. Geological Survey, U.S. Department of the Interior.

MAPY.CZ (2019): Peru,
<https://mapy.cz/zakladni?x=77.6107726&y=9.3668982&z=10&m3d=1&height=68017&yaw=0&pitch=-90&l=0&base=ophoto&q=peru> (cit. 3. 2. 2019).

MARK, B. G. (2008): Tracing tropical Andean glaciers over space and time: Some lessons and transdisciplinary implications. *Global and Planetary Change*, 1, 60, 101–114.

MARK, B. G., BURY, J., MCKENZIE, J. M., FRENCH, A., BARAER, M. (2010): Climate change and tropical Andean Glacier recession: Evaluating hydrologic changes and livelihood vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of the Association of American Geographers*, 4, 100, 794–805.

MARK, B., SELTZER, G. O. (2003): Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: A case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*, 49, 271–281.

MASÁK, O. (2012): Geomorfologické projevy neotektonické aktivity podél úatního zlomu pohoří Cordillera Blanca, Peru. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha.

MAUSSION, F., GURGISER, W., GROSSHAUSER, M., KASER, G., MARZEION, B. (2015): ENSO influence on surface energy and mass balance at Shallap Glacier, Cordillera Blanca, Peru. *Cryosphere*, 4, 9, 1663–1683.

MCNULTY, B. A., FARBER, D. L., WALLACE, G. S., LOPEZ, R., PALACIOS, O. (1998): Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology*, 9, 26, 827–830.

MÍČEK, T. (2016): PORTFOLIO PUYA RAIMONDII PERU 2016, <http://tomasmicek.com/portfolio/gallery/portfolio/puya-raimondii-peru-2016> (cit. 20. 3. 2019).

NATIONAL PARK HUASCARÁN (2019): Summary, <https://www.parkswatch.org/parkprofile.php?l=eng&country=per&park=hunp&page=sum> (cit. 18. 3. 2019).

PAULO, A. (1980): Geology of Cordillera Blanca and source rocks for finegrained material accumulated within Broggi glacier. *Prace Mineralogiczne*, 64, 15–26.

PETRÁNEK, J., BŘEZINA, J., BŘÍZOVÁ, E., CHÁB, J., LOUN, J., ZELENKA, P. (2016): *Encyklopedie geologie. Česká geologická služba, Praha.*

PORTES, R. de C., SPINOLA, D. N., REIS, J. S., KER, J. C., COSTA, L. M. da, FERNANDES FILHO, E. I., KÜHN, P., SCHAEFER, C. E. G. R. (2016): Pedogenesis across a climatic gradient in tropical high mountains, Cordillera Blanca — Peruvian Andes. *Catena*, 147, 441–452.

RACOVITEANU, A. E., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. W., ORDOÑEZ, J. (2008): Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, 186, 54, 499–510.

SCHAUWECKER, S., ROHRER, M., ACUÑA, D., COCHACHIN, A., DÁVILA, L., FREY, H., GIRÁLDEZ, C., GÓMEZ, J., HUGGEL, C., JACQUES-COPER, M., LOARTE, E., SALZMANN, N., VUILLE, M. (2014): Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, 85–97.

SCHWARTZ, D. P. (1988): Paleoseismicity and Neotectonics of the Cordillera Blanca Fault Zone, Northern Peruvian Andes Paleoseismicity and Neotectonics of the Cordillera Blanca Fault Zone , the American Geophysical fault developed ages (Figure. *Journal of Geophysical Research*, 93, 4712–4730.

SIAME, L. L., SÉBRIER, M., BELLIER, O., BOURLES, D. (2006): Can cosmic ray exposure dating reveal the normal faulting activity of the Cordillera Blanca fault, Peru. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4, 61, 536–544.

- SILGADO, E. (1978): Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Perú (1513-1974). Instituto de Geología y Minería, Lima.
- SOUKUPOVÁ, L. (2008): Geomorfologie hřebenů v Brdech. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha.
- STEMBERK, J., KOSTAK, B., VILÍMEK, V. (2003): 3D monitoring of active tectonic structures. 36, 103–112.
- STRAHLER, A. N. (1966): Introduction to physical geography. J. Wiley & Sons, New York.
- USGS (2014): Peruvian Cordilleras, <https://pubs.usgs.gov/prof/p1386i/peru/occident.html> (cit. 18. 3. 2019).
- VELÁSQUEZ, M. T., DENEVAN, W. M., STEWART, N. R. (2017): Andes Mountains, <https://www.britannica.com/place/Andes-Mountains> (cit. 13. 3. 2019).
- VILÍMEK, V., KLIMEŠ, J., ČERVENÁ, L. (2016): Glacier-related landforms and glacial lakes in Huascarán National Park, Peru. *Journal of Maps*, 1, 12, 193–202.
- VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L. (1998): Geomorphological Response of Neotectonic Activity Along the Cordillera Blanca Fault Zone, Peru. In: J. Kalvoda, Ch. Rosenfeld eds., *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*. Springer, Dordrecht, 245–262.
- VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L., STEMBERK, J. (2000): Slope movements in Callejón de Huaylas, Peru. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica, SUPPL.*, 35, 39–51.
- VUILLE, M., KASER, G., WAGNON, P., FRANCOU, B., MARK, B. G., JUEN, I., BRADLEY, R. S. (2008): Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 3–4, 89, 79–96.
- WELLS, L. E. (1987): An Alluvial Record of El Nino Events from Northern Coastal Peru. *Journal of Geophysical Research*, 92, 14,414–463.
- WORLD IMAGERY (2019): Map Service ArcGIS, <http://services.arcgisonline.com/arcgis/services> (cit. 31. 1. 2019).
- ZAPATA, M. L. (2002): La dinámica glaciaria en lagunas de la Cordillera Blanca. *Acta Montana*, 19, 37–60.