

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a kartografie



Markéta Chotěborová

INVENTARIZACE A ANALÝZA RIZIKOVÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH  
PROCESŮ V CHILSKÉ ČÁSTI PATAGONIE S VYUŽITÍM DPZ

INVENTORY AND ANALYSIS OF RISK GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE CHILEAN  
PART OF PATAGONIA USING RS

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Praha 2016

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

## **Zadání bakalářské práce**

### **Název práce**

Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů v chilské části Patagonie s využitím DPZ

### **Cíle práce**

Hlavním cílem této práce je inventarizovat rizikové geomorfologické procesy ve vymezeném regionu a analyzovat konkrétní události těchto procesů. Dílčími cíli práce jsou vymezení daného regionu a vytvoření jeho fyzicko-geografické charakteristiky, obecný popis jednotlivých procesů, nastínění možného využití dat dálkového průzkumu země a vlastní zhodnocení těchto rizikových geomorfologických procesů.

### **Metodika**

Základním zdrojem pro inventarizaci je odborný článek *Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile* od Adriana Cecioniho a Verónicy Pinedy, jenž je také součástí knihy *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America* z roku 2010. Pro obecný popis jednotlivých procesů bude využita převážně česká literatura, pro popis jednotlivých událostí poslouží jako zdroj informací rešerše anglicky nebo španělsky psané odborné články.

Datum zadání: 21.01.2016

Jméno studenta: Markéta Chotěborová

Podpis studentky:

Jméno vedoucího práce: doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Podpis vedoucího práce:

**Prohlášení:**

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

V Praze,

dne.....

.....

## **ABSTRAKT**

Zájmovou oblastí této práce je chilská část Patagonie. Ta se rozprostírá přes chilské regiony Los Lagos, Aysén a Magallanes. Místní krajinu tvoří průzračně modrá jezera, ledovce, fjordy a zasněžené vrcholky hor. Na vytváření této krajiny se podílí mnoho vnitřních i vnějších geomorfologických procesů. Tyto procesy probíhají na Zemi již miliony let, některé z nich se ovšem ve chvíli, kdy se v okruhu jejich působnosti usadil člověk, staly rizikovými. Mezi tyto rizikové geomorfologické procesy v zájmovém zemi patří zemětřesení a s ním spojené vlny tsunami, vulkanismus, svahové pohyby a specifický druh povodní, vznikající náhlým uvolněním tavné vody z glaciálního jezera, známý pod anglickou zkratkou GLOF. Práce obsahuje také kapitulu o dálkovém průzkumu země a jeho možném uplatnění při předcházení vzniku rizikových procesů nebo při jejich monitorování. Práci uzavře kapitola s vlastním hodnocením těchto procesů. Metodika práce je založena na rešerši na rešerši zahraniční literatury.

***Klíčová slova:** rizikové geomorfologické procesy, Patagonie, zemětřesení, tsunami, vulkanismus, sesuvy, GLOF, dálkový průzkum*

## **ABSTRACT**

Area of interest of this bachelor thesis is part of Chilean Patagonia. It is spread through the Chilean regions of Los Lagos, Aysén and Magallanes. The local landscape consists of crystal blue lakes, glaciers, fjords and snow-capped mountains. Creating this landscape is involved in many endogenous and exogenous geomorphological processes. These processes take place on earth for millions of years, some of them, become to be risky when people began settling in this territory. Among these risk geomorphological processes in the countries of interest include earthquake, tsunami, volcanic activity, landslides and Glacial Lake Outburst Flood. The bachelor thesis also contains a chapter on remote sensing and its possible application in the prevention of risk processes or monitoring. The bachelor thesis is closed by a chapter with author's own assessment of these processes. The methodology of work is based on a review of foreign literature.

***Keywords:** risk geomorphological processes, Patagonia, earthquake, tsunami, volcanism, landslides, GLOF, Remote Sensing*

## OBSAH

Seznam obrázků.....	6
1. Úvod.....	7
2. Vymezení zkoumané oblasti a její fyzicko-geografická charakteristika .....	8
2.1. Geologické poměry .....	10
2.2. Reliéf.....	13
2.3. Klima.....	14
2.4. Hydrologie .....	16
2.5. Pedologie.....	17
2.6. Biogeografie.....	19
3. Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů .....	21
3.1 Zemětřesení.....	22
3.1.1 Aysén.....	23
3.1.2 Ohňová země.....	24
3.2 Tsunami.....	26
3.2.1 Valdivia .....	28
3.3 Sopečná činnost.....	29
3.3.1 Chaitén Volcano .....	31
3.3.2 Hudson Volcano .....	34
3.4 Sesuvy .....	36
3.4.1 Aysén fjord.....	39
3.4.2 Hornopirén .....	41
3.5 GLOF .....	43
3.5.1 Severopatagonské ledovcové pole .....	44
4. Využití dálkového průzkumu při předvídání a hodnocení rizikových geomorfologických procesů.....	48
5. Zhodnocení rizikových geomorfologických procesů .....	51
6. Závěr .....	54
7. Zdroje.....	55
7.1 Seznam použité literatury.....	55
7.2 Seznam použitých internetových zdrojů .....	60

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1: Vymezení Patagonie.....	9
Obrázek 2: Subdukce litosférických desek v oblasti Chile.....	10
Obrázek 3: Geologická mapa chilské Patagonie.....	12
Obrázek 4: Profil území Patagonie na 41. a 54. rovnoběžce .....	13
Obrázek 5: Klimadiagramy stanic Puerto Montt, Puerto Aysén a Punta Arenas .....	15
Obrázek 6: Půdy v Patagonii .....	18
Obrázek 7: Biogeografická mapa chilské Patagonie .....	20
Obrázek 8: Zlomový systém Magallanes-Fagnano a zemětřesení z r. 1949 .....	26
Obrázek 9: Mapa Jižní Ameriky s vyznačením SVZ a AVZ .....	31
Obrázek 10: Erupce sopky Chaitén v roce 2008.....	33
Obrázek 11: Šíření pyroklastického materiálu při erupci Hudsonu v roce 1991.....	36
Obrázek 12: Vyobrazení části fjordu Aysén a sesuvů vzniklých při zemětřesení.....	40
Obrázek 13: Průběh sesuvu, vznik tsunami a svahy po sesuvu .....	41
Obrázek 14: Mapa náchylnosti k sesuvům v okolí Hornopirénu.....	42
Obrázek 15: Vypuštěné jezero Cachet2 .....	47

## 1. Úvod

Když se řekne Chile, každému se jistě vybaví něco z tamějších přírodních krás, ať už to je vyprahlá atacamská poušť, vysoké andské hřebeny, chilské vinice, některý z mnoha místních národních parků nebo Patagonie. Právě Patagonie, jež se kromě Chile rozprostírá i v jižní části Argentiny, představuje zájmové území této práce. Místní krajinu tvoří průzračně modrá jezera, ledovce, fjordy a zasněžené vrcholky hor. Na vytváření této krajiny, jejíž fyzicko-geografická charakteristika je popsána v první kapitole, se podílí mnoho vnitřních i vnějších geomorfologických procesů. Tyto procesy probíhají na Zemi již miliony let, některé z nich se ovšem ve chvíli, kdy se v okruhu jejich působnosti usadil člověk, staly rizikovými. Mezi tyto rizikové geomorfologické procesy v zájmovém území patří zemětřesení a s ním spojené vlny tsunami, vulkanismus, svahové pohyby a specifický druh povodní, vznikající náhlým uvolněním tavné vody z glaciálního jezera, známý pod anglickou zkratkou GLOF. Právě tyto procesy budou v dalších kapitolách popsány a doplněny o analýzu konkrétních událostí.

V podkapitolách 3.1 a 3.2 bude popsáno, čím je zemětřesení způsobeno, jak se měří, co ovlivňuje vznik zemětřesení v Chile, a detailněji budou představeny dvě zemětřesné události, jedna z regionu Aysén, druhá z oblasti jižní Patagonie. Princip vzniku bude popsán i u ničivých vln tsunami. Dále bude následovat kapitola o vulkanismu, což je druhý endogenní činitel utvářející místní reliéf. Analyzována bude erupce sopky Chaitén z roku 2008 i erupce stratovulkánu Hudson, která je označována za druhou největší ve 20. století. Další podkapitolou tvoří téma sesuvů. Je zde popsáno, co svahové pohyby způsobuje, nebo do jakých skupin se rozdělují. Budou zmíněny významné chilské sesuvy posledních desetiletí a také dva případy sesuvů, jeden z oblasti Aysén, druhý z okolí městečka Hornopirén v severní Patagonii. Poslední podkapitolu tvoří GLOF, rizikový proces, který je stejně jako ten předchozí vázán na horské regiony. Jsou zde popsány typy jezer, kde může GLOF vzniknout a příčiny jeho vzniku. Za poslední století bylo v chilské části Patagonie zaznamenáno více jako 50 těchto událostí.

Následovat bude kapitola věnovaná dálkovému průzkumu země (DPZ) a jeho možnému uplatnění při předcházení vzniku rizikových procesů nebo při jejich monitorování. Práci uzavře kapitola s vlastním hodnocením těchto procesů, představujících riziko pro místní přírodu, obyvatelstvo a jeho majetek.

## **2. Vymezení zkoumané oblasti a její fyzicko-geografická charakteristika**

Chile, oficiálním názvem República de Chile, je přímořský stát ležící na západním pobřeží Jižní Ameriky, ve kterém žije více než 17,7 mil. obyvatel (Instituto nacional de estadísticas, 2015). Rozloha kontinentální i ostrovních částí je necelých 757.000 km<sup>2</sup>, chilské území v Antarktidě má rozlohu více jak 1.250.000 km<sup>2</sup>. Kromě pevniny a Antarktidy patří k Chile ještě ostrovy v Tichém oceánu, a to souostroví Juan Fernández a Islas de los Desventurados, neobydlený ostrov Sala y Gomez a Velikonční ostrov. Tvar této andské země je velmi netypický, na délku, tzn. od nejsevernějšího bodu země až k jižnímu Mysu Horn je to vzdušnou čarou téměř 4.300 km. Naopak na šířku země nedosahuje v průměru ani 200 km. V nejužším místě má na šířku pouze 15 km (Landovský, 1975). To vše je způsobeno umístěním Chile mezi Tichým oceánem na západě a pohořím Andy na východě, které tvoří přirozenou hranici mezi Chile a Bolívií a Chile a Argentinou. Jsou to právě charakteristický tvar země a Andy, které ovlivňují přírodní podmínky na celém území.

Pro vymezení Patagonie, jejíž území je rozděleno mezi Chile a Argentinu, byla jako základ využita mapa z měsíčníku National Geographic (viz Obrázek 1). Ten zahrnuje do vymezení Patagonie na chilském území i hřeben And v regionu Bío-Bío, La Araucanía a Los Ríos. Pro snadnější orientaci bude v dalších kapitolách pracováno s vymezením chilské části Patagonie jako s regiony Los Lagos, Aysén a Magallanes. Fyzicko-geografická charakteristika daného regionu je popsána v následujících kapitolách.

Obrázek 1: Vymezení Patagonie



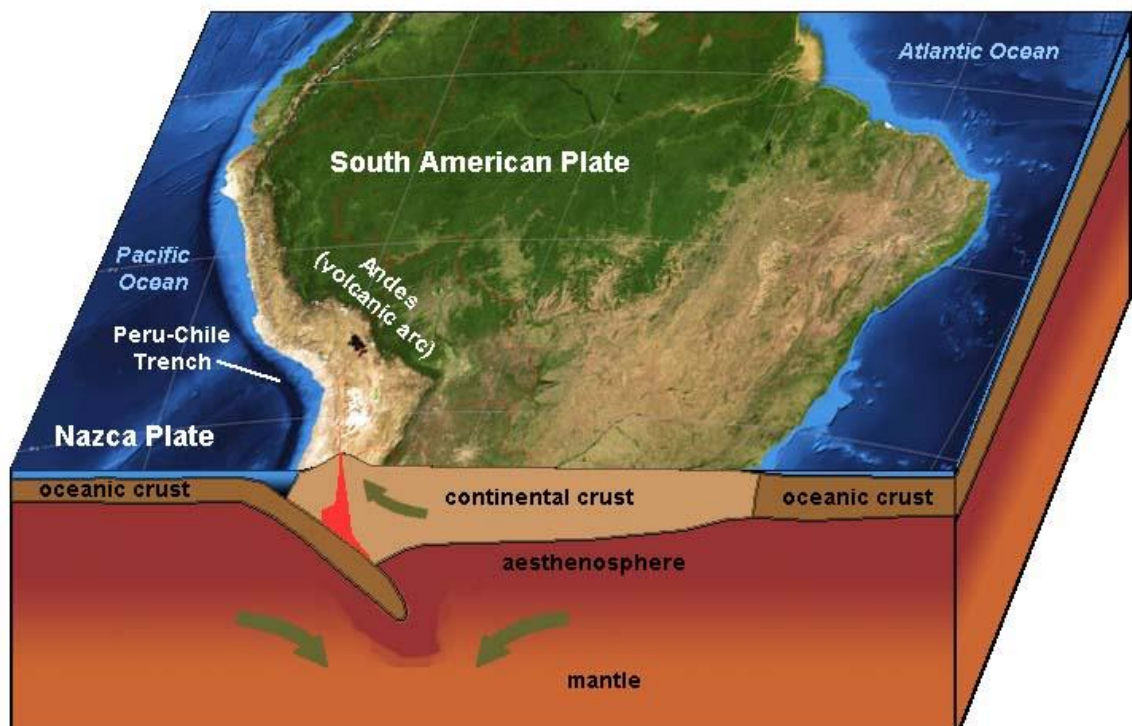
zdroj: National Geographic Magazine, 2016 (upraveno)

## 2.1 Geologické poměry

Chilské území, ať už kontinentální, ostrovní nebo antarktická část, se rozkládá celkem na 4 hlavních tektonických deskách. Jedná se o Jihoamerickou a Antarktickou desku a o desky Nazca a Scotia. Pohyby těchto desek (zejména Jihoamerické a Nazca) byly a stále jsou rozhodující pro utváření reliéfu v Chile. Tyto pohyby způsobují také vulkanickou činnost a zemětřesení.

Na Jihoamerické desce, tvořené kontinentální kůrou, leží celý kontinent Jižní Ameriky. Východní okraj desky tvoří Středoatlantský hřbet. Západní okraj desky je kopírován hranicí jihoamerické pevniny. Deska se pohybuje směrem na západ, rychlostí cca 30 mm/rok. Naopak deska Nazca, tvořená oceánskou kůrou, se pohybuje rychlostí cca 70-90 mm/rok směrem na východ, proti Jihoamerické desce. Na kontaktu těchto dvou desek vzniká konvergentní rozhraní a dochází k subdukce (viz Obrázek 2), při které se deska Nazca podsouvá pod úhlem 20-30° pod tu Jihoamerickou (Major a Lara, 2015). Tato subdukce má 3 hlavní následky - vznik Peruánsko-chilského příkopu, stále probíhající horotvorné procesy v Andách a vulkanismus.

**Obrázek 2:** Subdukce litosférických desek v oblasti Chile



zdroj: geologycafe.com

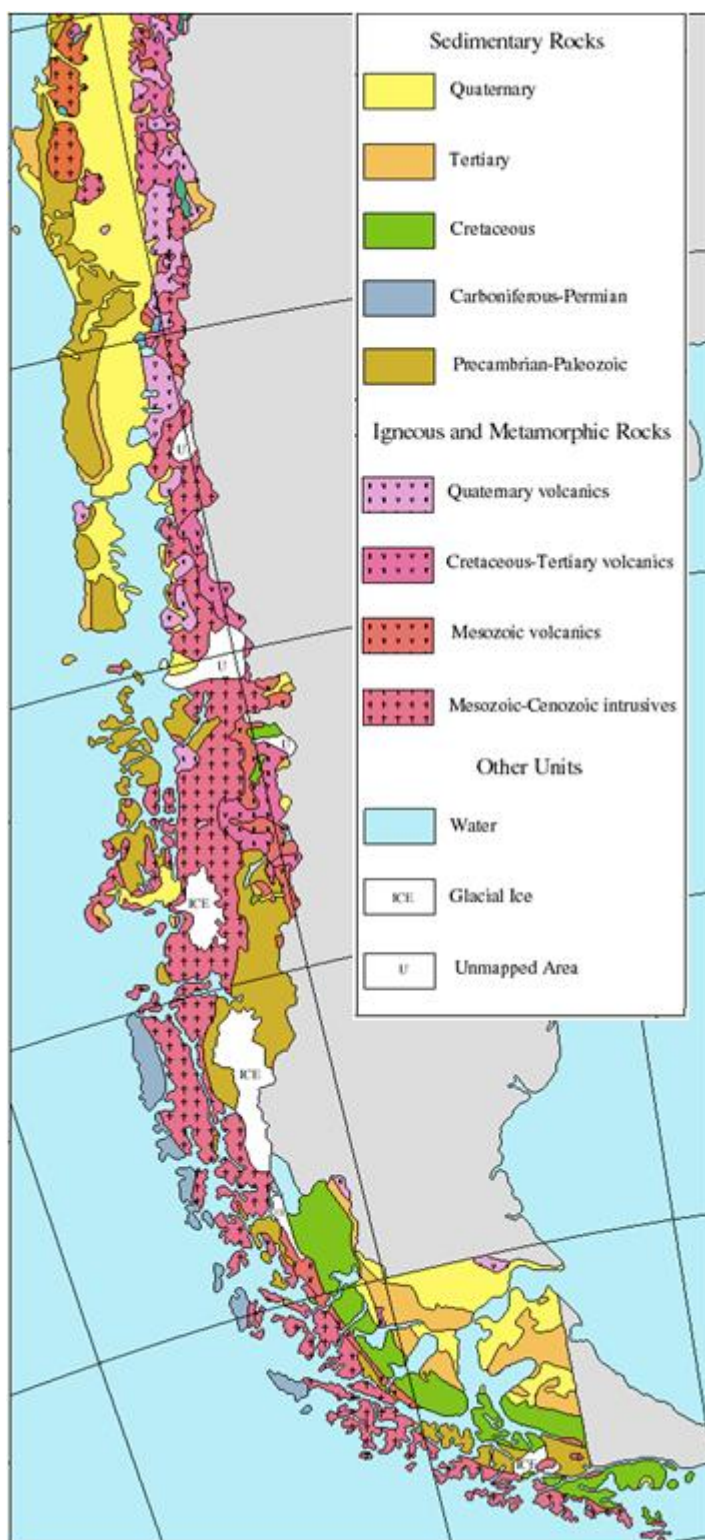
Peruánsko-chilský příkop (také známý pod názvem Atacamský) se nachází ve vzdálenosti zhruba 160 km od pobřeží Peru a Chile. Na délku měří 5.600 km a na šířku přibližně 60 km. Největší naměřená hloubka je 8.605 m, a to v místě zvaném Richards Deep, zhruba na úrovni města Antofagasta (Encyclopædia Britannica, 2016).

Pásmové pohoří Andy můžeme primárně rozdělit v severo-j jižním směru na tři části: Severní (Kolumbijsko-venezuelské), Centrální (Chilsko-peruánské) a Patagonské Andy. V západo-východním směru je pak můžeme rozdělit na Cordilleru de la Costa (tzn. Pobřežní Cordillera) a Západní a Východní Cordilleru. Vývoj And začal již v období křídy, v jednotlivých částech ovšem probíhal odlišně. Současná etapa vývoje začala v miocénu, na začátku kvartéru začal zesilovat vulkanismus (Fňukal a Šebesta, 2013).

Dnešní vulkanismus představuje jen zlomek vulkanické činnosti z období konce třetihor a začátku čtvrtohor. V Andách je registrováno na 50 činných a 40 vyhaslých sopek (Bičík, 2007). Tyto sopky jsou součástí tzv. Ohnivého kruhu. Jako nejvýznamnějšího zástupce andských sopek můžeme jmenovat sopku Nevado Ojos del Salado v regionu Atacama, která je se svými 6.891 m nejvyšší aktivní sopkou světa, současně je také druhou nejvyšší horou západní polokoule (Turrel a Velasco, 2007). O vulkanismu více v kapitole 3.3 Sopečná činnost.

Co se týče hornin, najdeme v Chile zástupce všech 3 hlavních kategorií (viz Obrázek 3), tzn. sedimentární, vyvřelé i metamorfované horniny. Střední část Chile tvoří na východě třetihorní a čtvrtohorní vyvřeliny, na západě sedimenty z počátku prvohor a podloží Velkého údolí vyplňují kvartérní sedimenty. V okolí měst Osorno a Valdivia byla objevena ložiska uranové rudy (Landovský, 1975). V severní části Patagonie jsou zaznamenány prvohorní sedimenty a metamorfované horniny z přelomu druhohor a třetihor. Hlavní geologickou strukturou je tzv. Patagonský batolit, který se rozprostírá od Puerto Montt (region Los Lagos) až na jih ke Cabo de Hornos, je tvořen mnoha intruzivními horninami jako jsou granity, granodiority, diority, tonality nebo gabro (Naranjo a kol., 2013). Na několika místech východního pobřeží jsou sedimenty z konce prvohor. Střední část Ohňové země je tvořena sedimentárními horninami z přelomu jury a křídy, severní část pak mladšími sedimenty z období kenozoika (Alden, 2016). V okolí města Aysén se těží měď, v Ohňové zemi pak najdeme ložiska ropy a zemního plynu (Landovský, 1975).

**Obrázek 3:** Geologická mapa chilské Patagonie

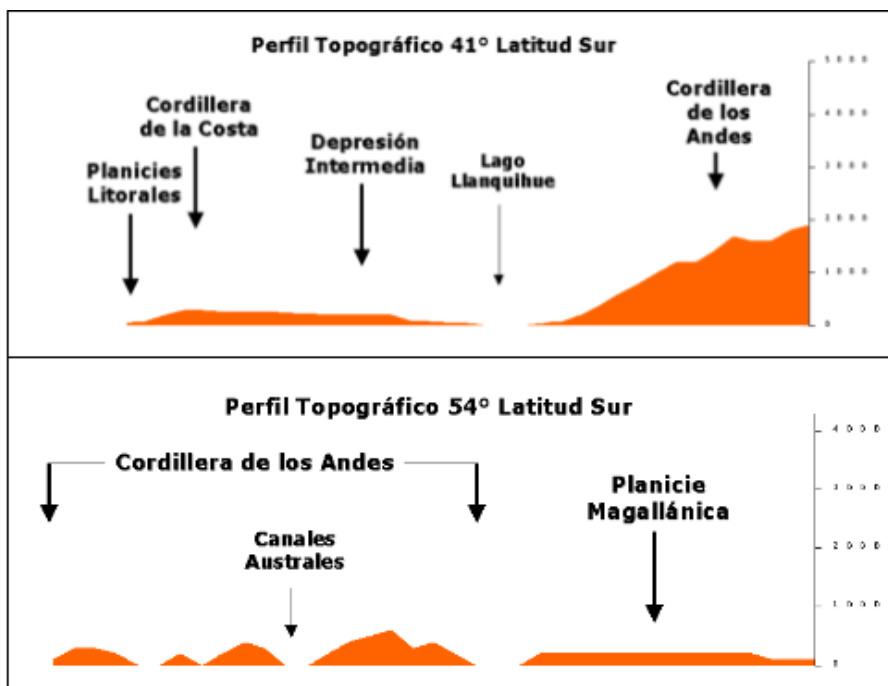


zdroj: Alden, 2016 (upraveno)

## 2.2 Reliéf

V regionu Los Lagos se Pobřežní Cordillera začíná “rozpadat“ na ostrovy, prvním z nich je největší chilský ostrov Chiloé. Velké údolí je zatopeno a úpatí And dosahuje pobřeží, kde vznikají fjordy (např. Reloncaví). V této oblasti Andy dosahují průměrně 2.500 m, přičemž směrem na jih tato hodnota dále klesá (Kolář a kol., 1980). Pro pobřežní oblast Patagonie (regiony jižně od Los Lagos) jsou charakteristické stovky fjordů, které vznikly již ve čtvrtohorách glaciální modelací. Zdejší krajina je natolik unikátní, že zde byly mimo jiné vyhlášeny i národní parky jako např. Bernardo O’Higgins nebo Torres del Paine. Nejjižnější částí Chile je Ohňová země, kterou v roce 1520 jako první Evropan objevil Fernão de Magalhães (Encyclopædia Britannica 2016). Od pevniny je oddělena Magalhãesovým průlivem, můžeme ji rozdělit na dvě části. Jihozápadní část tvoří mnoho menších ostrovů s členitým pobřežím. Severovýchodní část Ohňové země tvoří velký ostrov Isla Grande de Tierra del Fuego, převážná část jeho povrch je rovinatá, místy lehce kopcovitá. Západní cíp ostrova je tvořen ledovcem pokrytým pohořím Cordillera Darwin, s nejvyšší horou Monte Shipton (nebo také Monte Darwin či Monte Agostini-Darwin) vysokou 2.469 m (Encyclopædia Britannica, 2016). Pro porovnání změny reliéfu se zeměpisnou šířkou je přiložen Obrázek 4.

Obrázek 4: Profil území Patagonie na 41. a 54. rovníčce



zdroj: Geografia de Chile, 2014 (upraveno)

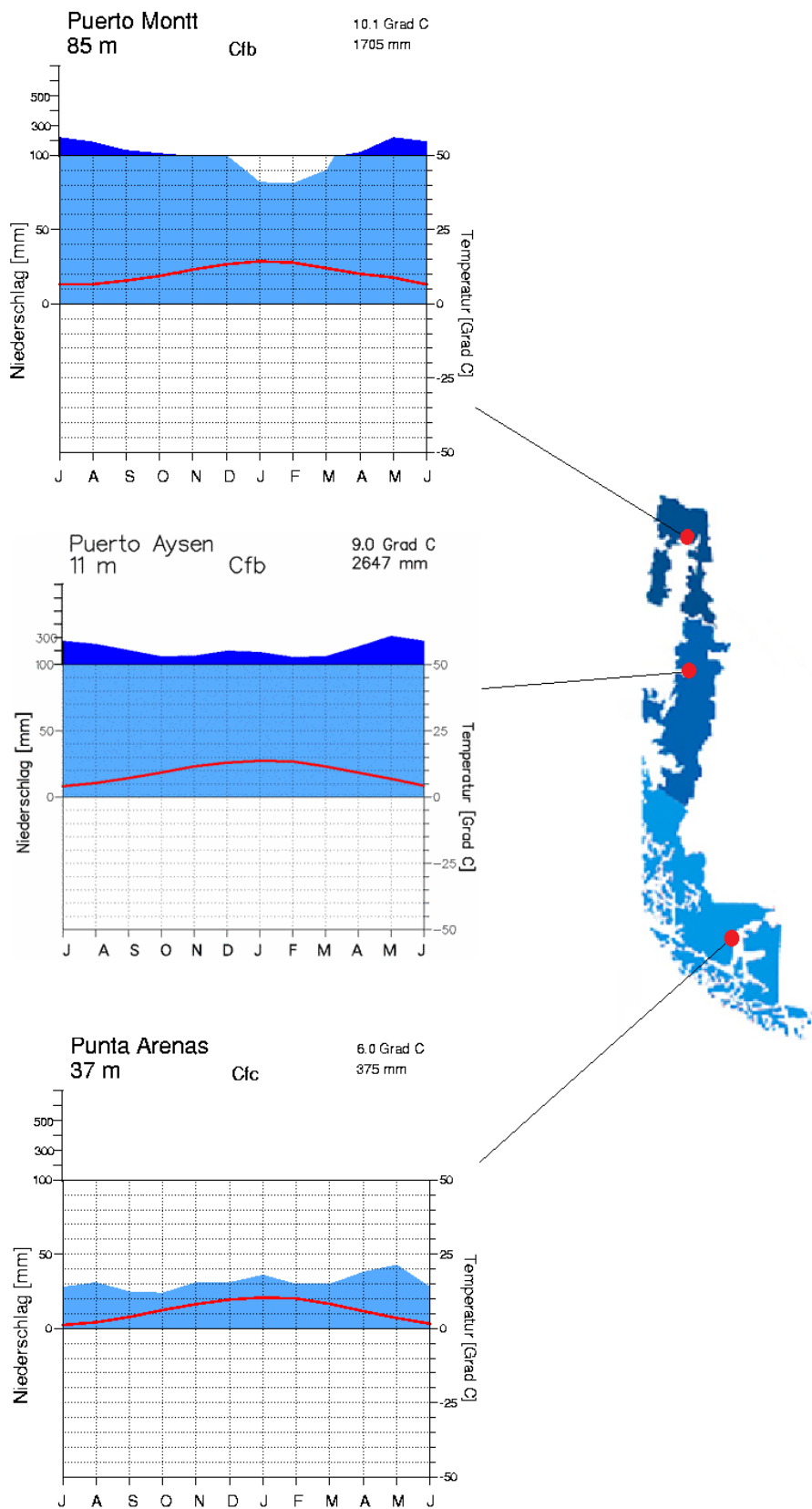
## 2.3 Klima

Podnebí Chile je velmi různorodé, což je ovlivněno zvláštním protáhlým tvarem jeho území, nejsevernější bod je na 17,5° j.š. a nejjižnější bod na 56° j.š. (kontinentální část bez Antarktidy). V Chile najdeme jak pouštní oblasti, tak třeba opadavé lesy nebo oblast ledovců v jižní Patagonii. Obecně můžeme v Chile vymezit 4 hlavní klimatické oblasti - severní část Chile, střední část Chile, jižní Chile a Ohňová země. Chilská Patagonie spadá po posledních dvou jmenovaných.

Jižní Chile se rozprostírá na jih od 38. rovnoběžky. Převládá zde, dle Köppena, mírné oceánické podnebí (Cfb), které může připomínat středoevropský ráz. Průměrné roční teploty dosahují 9-11°C. V okolí měst Valdivia a Osorno spadne 2.000, resp. 1.300 mm/rok, směrem na jih se intenzita srážek zvyšuje. V Puerto Aysén, které již leží ve fjordovité části jižního Chile, spadne více jak 2.600 mm/rok a srážky jsou již rovnoměrně rozloženy do celého roku (není zde patrný letní výkyv). Do této třetí oblasti spadá také zájmový region Los Lagos.

Druhou oblast, Ohňovou zemi, můžeme rozdělit na tři oblasti - vnitrozemskou, pobřežní a jižní oblast. První dvě můžeme zařadit do kategorie subpolárního oceánického podnebí (Cfc) (klimadiagramme.de, 2016). Vnitrozemská část je ve srážkovém stínu, v oblasti Punta Arenas (Magalhãesův průliv) dosahují průměrné roční teploty 6°C a spadne zde 375 mm/rok (viz Obrázek 5). V pobřežní oblasti jsou teploty podobné, ovšem množství srážek je několikanásobně vyšší, v extrémních obdobích zde může napršet až 7.000 mm/rok. Nejjižnější části Chile, například souostroví Diego Ramírez, které se nachází v Drakeově průlivu zhruba 100 km od mysu Horn, již spadá do polárního podnebí (ET) (klimadiagramme.de, 2016).

Obrázek 5: Klimadiagrammy stanic Puerto Montt, Puerto Aysén a Punta Arenas



zdroj: klimadigramme.de

## 2.3 Hydrologie

Stejně jako chilské podnebí, jsou i místní řeky ovlivněny reliéfem. Většina je odvodňována do Tichého oceánu. Chile nemá žádné velké mocné řeky, nejdelší z nich je s 440 km řeka Loa v severní části země (Chalupa, 2006). Druhou významnou řekou je Coapiapú. Ostatní řeky v této oblasti, tzv. *queuabras* neboli úžlabiny, v létě vysychají. Ve střední části Chile už roste jak počet řek, tak jejich vodnost. Řeky zde dosahují největších průtoků na začátku léta, kdy dochází k tání sněhu v Andách (Kolář a kol., 1980). Jako zástupce této oblasti můžeme jmenovat řeku Bio-Bío, která je díky své šířce na dolní části toku splavná. Směrem na jih jsou řeky prudší a kratší.

Mnoho jezer najdeme, jak již napovídá název, zejména v regionu Los Lagos. Na severu najdeme jezero Puyehue, kterým prochází hranice s regionem Los Ríos. Jižním směrem najdeme jezera Rupanco, Todos Los Santos, Llanquihue (což je největší jezero regionu) a Chapo. Největší řekou regionu je Río Bueno, která tvoří přírodní hranici s regionem Los Ríos a ústí do Tichého oceánu. Další významnou řekou je 85 km dlouhá Maullín, která vytéká z jezera Llanquihue a má estuáriové ústí. Pevninu a severní část ostrova Chiloé odděluje průliv Chacao. Chiloé a pevninu na východě vyplňují zálivy Ancud (severní část) a Corcovado (jižní část).

V patagonské části And najdeme jezera ledovcového původu nebo jezera hrazená. Zástupcem první skupiny je nejhlubší jihoamerické jezero General Carrera na hranicích s Argentinou, jehož argentinské jméno je Buenos Aires (McCarthy, 2013). Se svojí rozlohou 2.100 km<sup>2</sup> je druhým největším jezerem Jižní Ameriky (Landovský, 1975). Právě z jezera General Carrera vytéká nejvodnatější řeka jižní části Chile - řeka Baker, její průměrný průtok dosahuje 870 m<sup>3</sup>/s (Wikipedia: La enciclopedia libre, 2016). Pro jižní Chile jsou typické ledovce, dvě rozlohou největší zaledněná území najdeme v západní části Patagonie. Prvním z nich je Severopatagonské ledovcové pole (španělsky Campo de hielo Patagónico Norte), jehož rozloha je přibližně 4.200 km<sup>2</sup>. Druhým je Jihopatagonské ledovcové pole (španělsky Campo de hielo Patagónico Sur), vzniklé spojením 19 ledovců, které z 15 % zasahuje na území Argentiny, kde najdeme i známý ledovec Perito Moreno (McCarthy, 2013). Na chilském území můžeme jmenovat ledovce Pío XI. nebo O'Higgins (Luhr, 2004). Na jihu Ohňové země najdeme ještě ledovcové pole v pohoří Darwin. Pro celé jihovýchodní pobřeží Chile jsou charakteristické fjordy, které byly vytvořeny glaciální modelací.

## 2.4 Pedogeografie

Chilské půdy jsou ovlivněny jak vegetačním pokryvem, tak zejména místním klimatem. Vegetace má vliv na výpar, vsak a tvorbu humusu (vliv na úrodnost). Klima působí na půdy zejména skrz teplotu a množství srážek (Fňukal a Šebesta, 2013). Terminologicky dle americké půdní taxonomie najdeme v chilské části Patagonie andisoly, aridisoly, entisoly, histosoly, inceptisoly, molisoly a spodosoly (viz Obrázek 6).

Hlavním rysem andisolů je tvorba půdy na vulkanických vyvěřelinách nebo měkkých materiálech vulkanického původu. Andisoly mohou mít různé teplotní i vlhkostní režimy a jejich výskyt není omezen nadmořskou výškou. Vzhledem ke spojitosti s vulkanismem je jejich výskyt v Patagonii vázán na Jižní vulkanickou zónu (více v kapitole 3.3 Sopečná činnost).

Aridisoly najdeme v jižní části země. Jak již napovídá název, jedná se o půdy, kde je značný nedostatek vody. Pro aridisoly je též charakteristický vysoký obsah soli. Tyto dvě skutečnosti mají za následek to, že zde roste jen velmi málo rostlin a možnost využití takové půdy pro zemědělství je nízká.

Entisoly jsou v Chile vázány na oblast fjordů. Pro tento typ půd je charakteristická téměř úplná absence horizontů. Často se entisoly nacházejí na strmých erodujících svazích nebo v místech, kde se vylévá voda z ledovců. Entisoly mohou vykazovat různé teplotní nebo vlhkostní režimy, nikdy zde ale nevznikne permafrost.

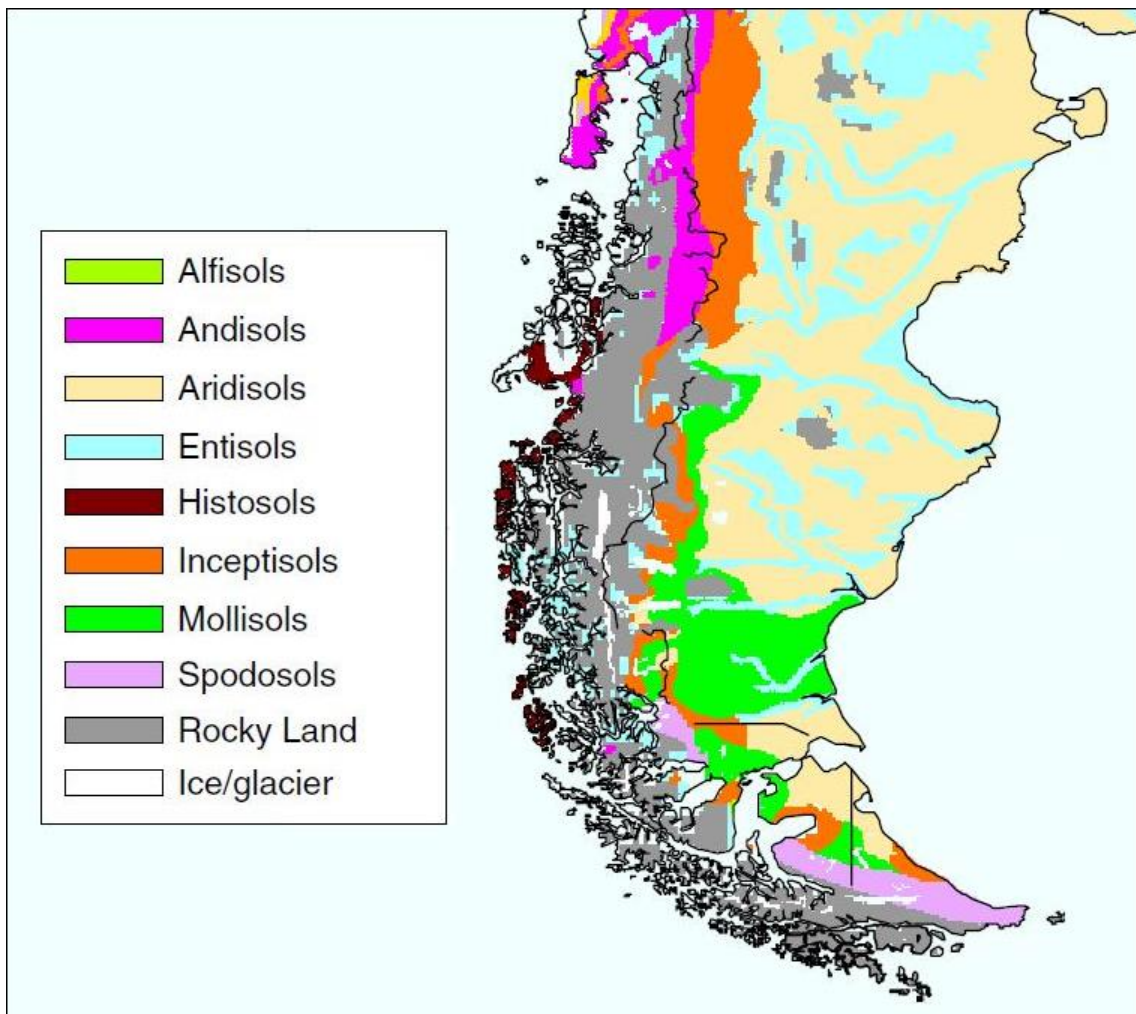
Dalším typem půdy, který najdeme v oblasti fjordů, jsou histosoly. Jsou to půdy tvořené organickými půdními materiály, které často spočívají na skalnatém podloží.

Inceptisoly se na zemi vyskytují od rovníku až po oblast tundry. Mají velký počet druhů horizontů a zahrnují půdy s nízkým i vysokým stupněm odvodnění. V Patagonii je najdeme v oblasti Severopatagonského ledovcového pole a v Ohňové zemi.

Pro molisoly, které najdeme v jižní části Patagonie, je typický výskyt v polovlhkých a polosuchých oblastech. Jsou to minerální půdy, které často vznikaly v oblastech, které byly dříve zalesněné.

Posledním chilskopatagonským typem půdy jsou spodosoly. Jak již název napovídá, charakteristickým rysem je přítomnost spodického horizontu. Chemicky a fyzikálně je tento typ půd podobný andisolům. Je zde ovšem přítomnost organického materiálu, hliníku a často i železa (United States Department of Agriculture, 1999).

Obrázek 6: Půdy v Patagonii



zdroj: United States Department of Agriculture, 1999 (upraveno)

## 2.5 Biogeografie

Chilské vegetační poměry jsou úzce spojeny s místním podnebím, zejména se srážkami. Chile spadá z biogeografického hlediska do neotropické oblasti, která zahrnuje území od Mexika až po severní část Patagonie. Jižní část Patagonie můžeme zařadit do antarktické oblasti (Horník a Netopil, 1986). Chilské území můžeme rozdělit na 6 hlavních podoblastí - andskou, xeromorfní, mezomorfní, hydromorfní, patagonskou a polární oblast (educarchile.cl). V chilské Patagonii najdeme zónu hydromorfní a patagonskou (viz Obrázek 7).

Hydromorfní oblast začíná přibližně na území regionu Araukánie a končí až na patagonských ostrovech na jihu území. Zde převládá typ fauny, pro který je voda životně důležitá. Většina jižního Chile je pokryta lesy. Na severu oblasti najdeme buky, duby, ve vyšších polohách araukárie (česky blahočet chilský), které daly jméno jednomu z regionů a v nižších polohách patagonský cypřiš (Kolář a kol., 1980). Najdeme zde i největší deštný les mírného pásu. Mezi ostrovem Chiloé a Cautinem byl kdysi skutečný prales, který byl ale postupně vypalován pro potřeby zemědělství a pastvy (Landovský, 1975). V jezerní oblasti, na ostrově Chiloé a v severní části regionu Aysén roste Nalca, největší bylina světa. Typickými zvířecími obyvateli jsou lišky, pumy, jelínek pudů nebo datel. V Ohňové zemi byli kvůli kožešině uměle vysazeni kanadští bobři a norci, kteří se ale v poslední době přemnožili a způsobují rozsáhlé škody (McCarthy, 2013).

Druhou zónou je patagonská pampa (jihoamerické označení pro step), kterou najdeme v části andského pohoří v regionu Aysén a v oblasti na sever a na východ od města Punta Arenas. Rostou zde keře a zakrslé dřeviny, mezi kterými žijí např. pásovci, pštros ñandú, lama guanaco nebo jelen huemul (educarchile.cl).



### 3. Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů

Geomorfologické procesy probíhající na naší planetě můžeme rozdělit na dvě základní skupiny, a to endogenní a exogenní procesy. Jde o dva druhy procesů, které antagonisticky působí na vznik a vývoj reliéfu. Výslednou podobu jednotlivých tvarů zemského povrchu ovlivňuje mnoho faktorů, jako např. místní klima, geologická struktura nebo vlastnosti hornin. Vnitřní i vnější procesy na Zemi probíhají již miliony let, rizikovými se však staly až ve chvíli, kdy začaly zasahovat do prostředí člověka a ohrožovat tak nejen jeho majetek, ale i samotný život.

Mezi endogenní, tedy vnitřní, procesy patří pomalé horotvorné a pevninotvorné procesy a mezi ty rychlé procesy vulkanismus a zemětřesení. Všechny tyto procesy jsou vyvolány vnitřními pochody naší planety a mají původ v zemské kůře a svrchním plášti. Jsou často vázány na určitá místa (jako např. okraje litosférických desek) a zejména vulkanismus a zemětřesení se vyznačují nepravidelností a nepředvídatelností.

Oproti tomu exogenní procesy jsou nepřetržité a probíhají s různou intenzitou na povrchu nebo těsně pod ním. Jsou zapříčiněny především mimozemskými faktory a také zemskou gravitací. Základním činitelem je sluneční záření, které ovlivňuje ovzduší (zejména teplotu) a umožňuje život na naší planetě (Horník a Netopil, 1986). Mezi další činitele, kterých obvykle působí více najednou, patří voda, led, vítr, činnost živých organismů včetně člověka a přitažlivost dalších těles sluneční soustavy. Tyto činitele, mající chemický nebo mechanický charakter, jsou pak příčinou zvětrávání, pohybů a modelace (Chábera, 1996). Dochází tak (např. pomocí glaciálních nebo svahových procesů) k odstraňování nerovností povrchu, jenž byl utvořen endogenními procesy. Výsledným produktem jsou různé typy reliéfu (např. krasový, říční nebo ledovcový), kde najdeme erozní a akumulární tvary, mezi kterými probíhá transport (Buzek a Havrlant, 1977).

V chilské části Patagonie narazíme na velký počet zástupců rizikových procesů, do této skupiny patří zemětřesení a s ním spojené vlny tsunami, vulkanismus, svahové procesy a záplavy typu GLOF. Tyto rizikové geomorfologické procesy budou popsány v následujících kapitolách.

### 3.1 Zemětřesení

Vzhledem k tomu, že ani v dnešní moderní době nelze s dostatečným předstihem spolehlivě předpovědět příchod zemětřesení, jedná se o nejnebezpečnější rizikový jev. Přesto se člověk snaží “jít proti přírodě“ a staví svá sídla v nebezpečných oblastech. Dle Poledneho (2000) žijí v seismicky aktivních oblastech zhruba 2 miliardy lidí. Mezi tyto oblasti můžeme zařadit např. Japonsko nebo Kalifornii (Luhr, 2004). Jedním z nejhroženějších měst na světě je právě kalifornské San Francisco, které leží na velmi aktivním zlomu San Andreas (Poledne, 2000).

Zemětřesení můžeme definovat jako otřesy zemského povrchu, které mají původ pod povrchem země (Ondrášik a kol., 2011). Tektonické pohyby a vnitřní síly Země vyvolávají a hromadí napětí. To se nejvíce hromadí v konvergentních zónách, kde dochází ke kolizi nebo podsouvání litosférických desek. Rychlým uvolněním tohoto napětí vznikne seismická energie, která se začne šířit do okolí v podobě seismických vln (Jakeš, 2005).

Většina zemětřesení má původ v hloubce 25 km (Ondrášik a kol., 2011). Ta nejsilnější pak vznikají v hloubce do 50 km (Jakeš, 2005). Do 70 km hloubky označujeme zemětřesení jako mělká, od 70 do 300 km jako středně hluboká a do 700 km jako hluboká. Jejich původ může být přírodní, technický nebo indukovaný (Ondrášik a kol., 2011). Zemětřesení s přírodním původem můžeme dále rozdělit na říťivá, vulkanická nebo tektonická. Právě tektonická zemětřesení jsou nejnebezpečnější a taky nejčastější (95 % přírodních otřesů). Místo vzniku zemětřesení (v zemské kůře nebo plášti) se nazývá hypocentrum nebo ohnisko. To nemá povahu bodu, obvykle je to zlom. Svisle nad hypocentrem, na povrchu země, je pak epicentrum. V epicentru mívají otřesy nejničivější účinek. U slabých zemětřesení proběhne obvykle pouze jeden otřes, u těch silnějších jich je více a také již několik dní předem dochází k tzv. předtřesům (foreshocks) a po hlavním otřesu mohou následovat v řádu několika dní i měsíců tzv. dotřesy neboli aftershocks (Jakeš, 2005).

Zemětřesení můžeme charakterizovat pomocí RichtEROVY škály, Mercalliho stupnice nebo magnituda. RichtEROVU škálu nebo také stupnici navrhl americký seismolog Charles Richter společně s Beno Gutenbergem. Stupnice začíná nulou a nemá horní hranici, každý stupeň představuje 30násobné zvýšení energie uvolnění při zemětřesení. Původně byla určena pouze pro Kalifornii, rozšířila se ale do celého světa (Luhr, 2004). Mercalliho stupnice, na rozdíl od RichtEROVY škály, neměří velikost, ale

intenzitu zemětřesení podle jeho účinku na zemský povrch. Stupnice dosahuje hodnot od 1 do 12 (Rubin, 2007). Pro vědeckou seismologii má ovšem největší vypovídající hodnotu magnitudo. To vyjadřuje seismickou energii přesněji, než Richteroва stupnice. Jedná se o bezrozměrnou veličinu.

Chile má se zemětřeseními bohaté zkušenosti. Díky subdukcí litosférické desky Nazca pod desku Jihoamerickou. Tato subdukce měla na svědomí zemětřesení, které zasáhlo Chile 22. května 1960. Jeho epicentrum bylo v blízkosti města Lumaco a velikost tohoto zemětřesení, které trvalo téměř 10 minut, dosáhla magnituda 9,5 (Luhr, 2004). Zemětřesení vyvolalo vlnu tsunami, která kromě pobřeží Chile zasáhla i státy kolem Tichého oceánu.

Co se týká chilské Patagonie, zde hrají velkou roli při genezi zemětřesení zlomové zóny. V severní části se jedná o zlomovou zónu Liquiñe-Ofqui, v jižní části pak o zlomovou zónu Magallanes-Fagnano. V následujících dvou kapitolách budou popsána dvě zemětřesení, která mají spojitost právě s aktivitou těchto zón.

### **3.1.1 Aysén**

Fjord Aysén je 65 km dlouhý fjord, který najdeme v severní části stejnojmenného regionu a který představuje vodní přístupovou cestu k hlavnímu městu regionu Puerto Aysén a přístavu Puerto Chacabuco. Tato oblast byla obydlena až na konci 20. století, kdy bylo založeno Puerto Aysén, jakožto rybářský a dřevařský přístav. Dohromady mají 18 tisíc obyvatel (Naranjo a kol., 2009). Tato oblast leží nad aktivní, 1200 km dlouhou, zlomovou zónou Liquiñe-Ofqui (LOFZ; 38°-47° j.š.), jejíž hlavní větve vede napříč fjordem. Seismicita a vulkanismus v regionu jsou spojeny právě s tektonikou podél LOFZ (Sepúlveda a kol., 2011). Tak jako tomu bylo např. na konci roku 2006 při zemětřesení v regionu Bío-Bío (5,7 M) nebo při erupci Chaiténu v roce 2008 (Sepúlveda a kol., 2011).

Aktivita zlomu Liquiñe-Ofqui má na svědomí i zemětřesení z roku 2007. Od ledna do června 2007 proběhlo v okolí fjordu Aysén více jak 7200 zemětřesení, tzn. zemětřesný roj, který trval téměř půl roku, což je dle Legranda a kol. (2011) neobvykle dlouhá doba. Všechna zemětřesení v roji byla mělká, hloubka hypocenter nepřesáhla 10 km (Sepúlveda a kol., 2010). První zemětřesení přišlo 27. ledna a jeho magnitudo dosahovalo hodnoty 5,3. Následovalo dalších 5 větších zemětřesení s magnitudem od

5,2 do 6,2. Dvě největší nastaly 2. dubna (6,1 M) a 27. dubna (6,2 M). To poslední způsobilo sesuvy, které vytvořily vlnu tsunami (více viz kapitola 3.4.1 Fjord Aysén), následkem čehož zde zahynulo 10 osob (Legrand a kol., 2011).

Lokální síť seismometrů byla nainstalována bezprostředně při prvním zemětřesení z 27. ledna. Výpočty z globálních sítí totiž, které zde mezi lety 1977 a 2007 zaznamenaly více jak 40 zemětřesení (nejnižší magnitudo 4,1), obsahovaly chyby ve výpočtech hypocentra v řádech kilometrů až desítek kilometrů. Například při zemětřesení z 19. dubna vypočítala globální zemětřesná síť hloubku hypocentra na 59 km, dle lokální sítě ale žádné zemětřesení v roce 2007 nepřesáhlo hloubku 8,5 km. Zemětřesení v této oblasti neodpovídá klasickému časovému rozložení, ani rozložení velikosti magnituda. Mnoho událostí stejného magnituda bylo chaoticky rozmístěno a jejich magnitudo se vzhledem k času nezmenšovalo. Dle Legranda a kol. (2011) není obvyklé, aby se dvě zemětřesení (duben 2007) podobného magnituda vyskytovaly tak krátce po sobě. To vše nasvědčuje tomu, že zemětřesení v Aysénu nemělo původ čistě v tektonické seismicitě. V této lokalitě bylo identifikováno šest vulkanických kuželů, z toho dva přímo ve fjordu, což ukazuje na prostorové propojení LOFZ a vulkanické aktivity, s čímž souhlasí i Sepúlveda a kol. (2010), podle kterého je zde vysoká prostorová korelace mezi LOFZ a místními stratovulkány. Legrand a kol. (2011) se též domnívají, že tento zemětřesný roj může prozrazovat stoupající magma, které ještě nedosáhlo povrchu. Je zde tedy vysoká pravděpodobnost, že podél místního zlomu budou v budoucnu vznikat další zemětřesení, jejichž hodnota magnituda by se mohla pohybovat mezi 6,5 a 7 (Legrand a kol., 2011).

### **3.1.2 Ohňová země**

Zlom Liquiñe-Ofqui není jediným zemětřesení způsobujícím zlomem na jihu Chile. V jižní Patagonii podobnou “funkci“ zastává zlom Magallanes-Fagnano. Zlomový systém, který získal název po místním průlivu a jezeru, tvoří transformní hranici mezi Jihoamerickou litosférickou deskou a deskou Scotia. Tento zlom je považován za významný zdroj zemětřesení v Ohňové zemi. Historické záznamy o jihopatagonských zemětřeseních pokrývají jen velmi krátký časový interval, protože tato oblast dlouho dobu nebyla považována za region, kde by se mělo zemětřesení

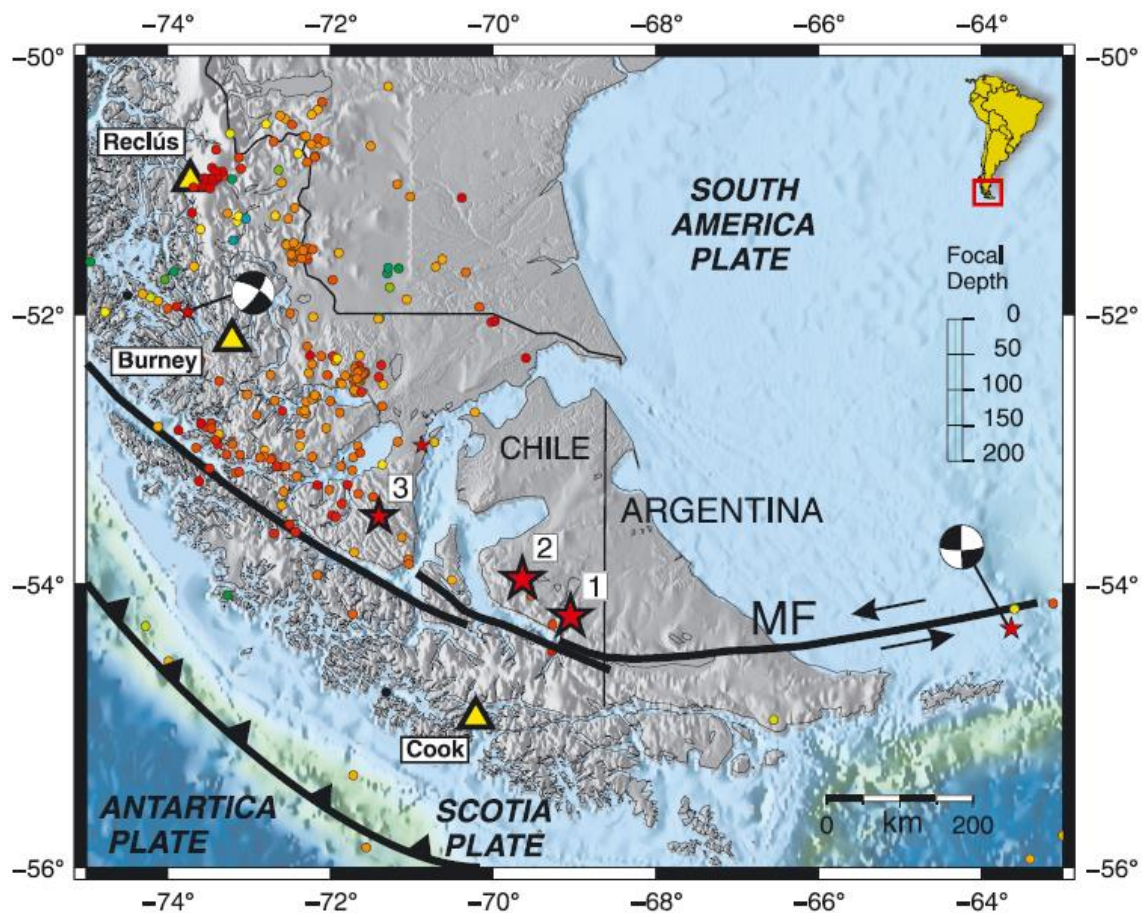
podrobně sledovat. Je zde také velmi malé množství trvale umístěných seismických stanic. Vliv na to má zejména malá hustota zalidnění.

Zlomový systém Magallanes-Fagnano je dle Perrucy a kol. (2015) v současnosti považován za významný zdroj zemětřesení v oblasti. Zlom začíná ve fjordové oblasti na západním pobřeží, přibližně na 52. rovnoběžce, kopíruje západní část Magalhãesova průlivu, dále pokračuje do zálivu Almirantazgo a přes ostrov Ohňová země, procházejíc jezerem Fagnano pokračuje až do Atlantského oceánu. Jeho celková délka je 600 km. Přístroje na obou stranách zlomu zaznamenaly průměrný pohyb 6,6-9,6 mm/rok.

S historickými tektonickými událostmi v Magallanes-Fagnano zlomu je spojeno finální oddělení Antarktického poloostrova od jihoamerického kontinentu. Tak jako je zlomová zóna Liquiñe-Ofqui spojena s Jižní vulkanickou zónou (SVZ), tak je zlom Magallanes-Fagnano spojen s vulkanickou zónou Austral (AVZ). Z hlediska potenciálního rizika nejsou sopky této zóny dlouhodobě monitorovány, jelikož se nacházejí v dostatečné vzdálenosti od hustě obydlených center.

Největší přístroji zaznamenaná seismicita v tomto regionu spadá do roku 1949. V prosinci tohoto roku udeřily během jednoho dne hned dvě zemětřesení, jedno brzy ráno a druhé odpoledne. Intenzita tohoto zemětřesení bylo odhadnuto na 7,5-7,8 M. Během dalších měsíců následovalo několik dotřesů, největší z nich nastal na konci ledna 1950, 130 km od původních zemětřesení (viz Obrázek 8). Sporadické historické záznamy naznačují, že mohla, zřejmě následkem sesuvu, vzniknout i lokální vlna tsunami na západní straně ostrova Ohňová země. Toto zemětřesení také způsobilo dramatickou změnu výšky hladiny v jezeru Fagnano. Celá událost si vyžádala 3 mrtvé (Perruca a kol., 2015).

Obrázek 8: Zlomový systém Magallanes-Fagnano a zemětřesení z r. 1949



pozn.: červené hvězdy označují prosincová zemětřesení (1,2) a lednový dotřes (3)

zdroj: Perruca a kol., 2015

### 3.2 Tsunami

Dlouhá vlna v přístavu. Tak zní dle Poledneho (2000) japonský překlad slova tsunami, vzniklého složeninou slov “cu“ (přístav) a “nami“ (dlouhá vlna). Právě Japonsko se s tsunami potýká nejčastěji, u jeho břehů vzniká až 17 % všech světových tsunami. Následuje ho Jižní Amerika s 15 % a Střední Amerika s 10 %.

Většina tsunami se tvoří v subdukčních zónách, stejně jako podmořská zemětřesení, která jsou nejčastější příčinou vzniku ničivých vln. Dalšími příčinami jsou náhlý sesuv velké masy mořských sedimentů nebo výbuch sopky. Jak již bylo řečeno, v subdukčních zónách dochází k podsouvání jedné litosférické desky pod druhou. Tento proces ale není hladký a spojitý, dochází zde ke tření a hromadění napětí. Když dojde k náhlému uvolnění, část mořského dna se vyzdvihne nebo poklesne. Masa vody se dá

díky gravitaci do pohybu a tsunami se začne šířit do všech stran, hlavně ale kolmo na zlom. Na rozdíl od běžných vln se u tsunami pohybuje celý vodní sloupec (Jakeš, 2005). Rychlost vlny závisí na hloubce, čím větší hloubka, tím vyšší počáteční rychlost vlny (Hýbal a Hýbalová, 1989). Průměrná rychlost se pohybuje mezi 400 a 500 km/h (Poledne, 2000). Počáteční rychlost však může dosáhnout až 1000 km/h (Jakeš, 2005). Ohroženy jsou tak zejména ty oblasti, které hraničí s hlubokými vodami (Crummenerl, 2008). Výška vlny na volném moři se pohybuje okolo 0,5 m, lidé na lodích dále od pobřeží ji proto vůbec nemusí zaznamenat (Poledne, 2000). Délka vlny, tzn. vzdálenost mezi dvěma hřebeny, se pohybuje v řádu stovek kilometrů. Může dosáhnout až 650 km. Destrukční účinek tsunami spočívá v tom, že když tento vodní sloupec dorazí k pobřeží. Spodní část se začne třít o dno, zpomaluje a kinetická (pohybová) energie vody se mění na potenciální (polohovou). Vlna se začne zvyšovat a roste do průměrné výšky 8-10 m, v extrémním případě (jako například na Aljašce v roce 1953) může dosáhnout až 30 m (Jakeš, 2005). Tsunami pustoší pevninu nejen při cestě do vnitrozemí, ale i při návratu zpět do moře, kdy vracející se trosky poničí to, co při prvním průchodu vlny vydrželo. Obvykle taky nepřichází pouze jedna vlna, ale hned několik, přičemž nejničivější bývá obvykle ta druhá (Hýbal a Hýbalová, 1989).

Na rozdíl od zemětřesení, mají lidé ve většině případů dost času na to, aby před tsunami uprchli do bezpečí. To je ale podmíněno existencí funkčního varovného systému, dobrou mezinárodní spoluprací a lokální komunikací a v neposlední řadě i informovaností místního obyvatelstva. Síť varovných stanic v Pacifiku se začala budovat v návaznosti na tsunami, která zasáhla v roce 1946 Havajské ostrovy, zničila město Hilo a o život připravila 96 lidí (Johnston a kol., 2012). Právě na Havaji, kam přicházejí tsunami z celého Tichého oceánu, byla zřízena centrála programu s názvem Seismic Sea Wave Warning System, přejmenovaného v roce 1965 na Pacific Tsunami Warning System (PTWS). Členem tohoto systému, který v současnosti monitoruje dění od Aljašky až po Nový Zéland, je 26 států kolem Pacifiku. Nechybí zde Japonsko, USA, Rusko nebo třeba Chile. Technicky má tento varovný systém dvě složky (Jakeš, 2005). První částí je síť seismografů, druhou částí je pak síť 2,5 m vysokých bójí. Ty jsou rozmístěné po celém Tichém oceánu, jsou připevněné ke dnu až 6 km dlouhým lanem a jsou vybaveny anténou. Součástí jsou i tlakoměry umístěné na dně (Groman, 2002).

### 3.2.1. Valdivia

Tento systém byl prověřen při tsunami vzniklé u chilských břehů v květnu 1960. Zemětřesení s epicentrem u města Lumaco (region Los Lagos) o velikosti magnituda 9,5 vyvolalo tsunami, která se šířila celým Tichým oceánem. Toto legendární zemětřesení bývá nejčastěji označováno jako “Valdivia 1960“, protože právě města Valdivia bylo zemětřesením nejvíce poničeno. Díky systému PTWS, jehož seismografy zaznamenaly otřesy již 10 vteřin po jejich vzniku, bylo okamžitě vysláno varování do všech potenciálně ohrožených zemí (Hýbal a Hýbalová, 1989). Na Havajské ostrovy dorazila místy až 10 m vysoká vlna během 15 hodin, i přes varování zde zahynulo 61 osob. K japonským břehům se tsunami dostala za 22 hodin od vzniku. I zde byly oběti nejen na majetku, ale i na životech, zahynulo 122 osob. I po tom, co tsunami urazila 17.000 km od místa vzniku, dosahovala vlna výšky 5-6 m (Tsunami Laboratory, 2016). V samotném Chile se ovšem varování nestihlo dostat k místním obyvatelům, protože první vlna přišla k chilským břehům již 5 minut po zemětřesení (Hýbal a Hýbalová, 1989). Na rozdíl od klasického průběhu tsunami, kdy nejprve dojde k ústupu hladiny o stovky metrů, zde se nejdříve hladina zvýšila nad obvyklou mez, poté klesla a pak přišla hlavní osmimetrová vlna, kterou následovaly ještě další dvě (Jakeš, 2005). Oběťmi tohoto neštěstí se jen v Chile stalo více jak 1000 osob (Cecioni a Pineda, 2010).

Nelze ale spoléhat pouze na moderní techniku. Důležité je i povědomí a informovanost místního obyvatelstva. Obyvatelé Chile jsou v tomto ohledu na dobré úrovni. Na rozdíl např. od obyvatel Indonésie a Thajska, kteří se při tsunami v roce 2004, nejtragičtější tsunami v historii lidstva, přišli po ústupu moře podívat na odhalené pobřeží. Zde je ovšem potřeba zmínit, že selhaly i místní orgány, které prakticky ignorovaly varování od Pacific Tsunami Warning System a nevarovaly místní obyvatele a turisty.

V oblasti Patagonie obecně ničivé vlny tsunami nevznikají. Severní část chilské Patagonie by ovšem mohla částečně zasáhnout tsunami, která by vznikla v oblasti středního Chile. V Patagonii se ovšem můžeme setkat s lokálními vlnami tsunami, které mohou vzniknout následkem sesuvu do vodního prostředí. Příkladem takové lokální tsunami je ta vzniklá ve fjordu Aysén v roce 2007 (více v kapitole 3.4.1 Fjord Aysén).

### 3.3 Sopečná činnost

Celý pás chilských sopek je součástí Ohnivého kruhu, zvaného též Cirkumpacifický nebo Tichooceánský pás. Tento pás, jenž má tvar podkovy, začíná u Nového Zélandu, kopíruje hranici mezi Pacifickou a Australskou deskou, od Indonésie a Filipín směřuje na sever, přes Japonsko až ke Kamčatce. Odtud dále přes Aleuty ke břehům Aljašky a podél západního pobřeží celého amerického kontinentu až na jih do Patagonie.

To, že jsou sopky v tomto pásu tak aktivní a hlavně nebezpečné, je způsobeno vyšším obsahem kyseliny křemičité, díky které je magma hustší a plyny se z něho špatně uvolňují. Plyny se tak hromadí, zvyšuje se tím tlak a dochází k explozím. Magma je vymrštěno z kráteru a k zemi padá ve formě sopečného prachu, popela, pum, pěnovce nebo škváry, přibližně 10 % vytéká jako láva. Sopečný materiál a úlomky hornin se mohou spojit s vodou z jezera v kráteru, dešťovými srážkami nebo roztátým sněhem či ledem a vytvořit tak ničivé lahary (bahnotoky), které smetou vše, co jim stojí v cestě. Jako příklad můžeme uvést kolumbijské Armero a 50 km vzdálený vulkán Nevado del Ruiz. Při explozi v roce 1985 se uvolnila a roztála část vrcholového ledovce a vzniklý bahnotok zabil 22.000 obyvatel Armera (Jüng-Huttl, 1994). Z dalších významných erupcí sopek Ohnivého kruhu můžeme z poslední doby jmenovat explozi americké Mount St. Helens v roce 1980 nebo filipínské Pinatubo z června 1991. Z dob dřívějších pak výbuchy indonéských sopek Tambora a Krakatoa v letech 1815, resp. 1883. Pro obě sopky je charakteristický velký objem vyvrženého sopečného materiálu a také desetitisíce přímých i nepřímých obětí (Groman, 2002).

Jak již bylo řečeno, sopečnou aktivitu v Jižní Americe má na svědomí podsouvání oceánské tektonické desky Nazca pod pevninskou Jihoamerickou desku. Existují 4 hlavní jihoamerické vulkanické oblasti. První z nich, severní vulkanická zóna (North Volcanic Zone, NVZ), zahrnuje oblast kolumbijských a ekvádorských And (5°s.š. - 2°j.š.), druhá, tj. střední vulkanická zóna (Central Volcanic Zone, CVZ) se rozprostírá na území jižního Peru, Bolívie, severní Argentiny a severního Chile (14-27°j.š.), třetí zónou je jižní vulkanická zóna (Southern Volcanic Zone, SVZ), pás And od 33. k 46. rovnoběžce a poslední z nich, vulkanická zóna Austral (Austral Volcanic

Zone, AVZ)<sup>1</sup>, se rozprostírá v oblasti jižní Patagonie, od 49. k 55. rovnoběžce (Major a Lara, 2015). V Chile se nachází 10 % všech aktivních sopek světa (McCarthy, 2013).

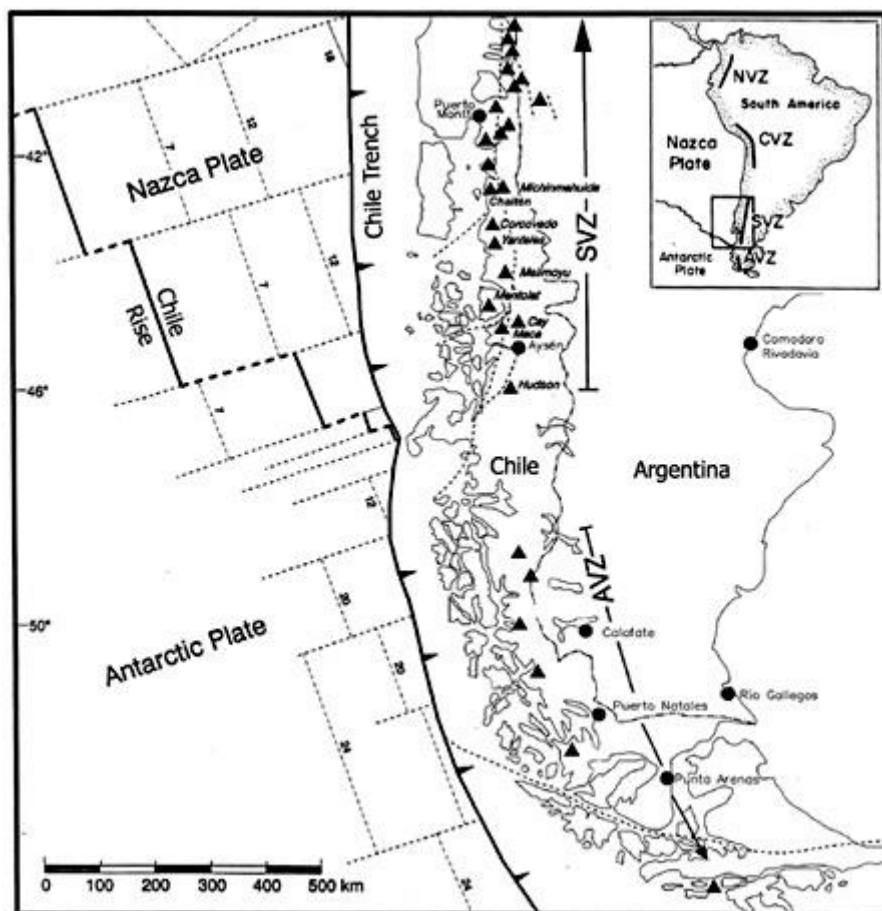
Aktivní je především třetí sopečná oblast, tj. Jižní vulkanická zóna (SVZ). Za posledních léta zde došlo k erupcím hned několika významných sopek. V květnu 2008 to byla erupce sopky Chaitén v regionu Los Lagos, sopečný popel se dostal téměř až k břehům Atlantského oceánu (Watt a kol., 2009). V roce 2011 došlo k erupci sopky Puyehue, jejíž sopečný popel ovlivnil leteckou dopravu nejen v Chile a sousední Argentině, ale i v 2.220 km vzdáleném brazilském Porto Alegre (Elissondo a kol., 2016). Následuje velmi aktivní stratovulkán Copahue a jeho erupce z let 2012, 2015 a 2016. V roce 2015 pak byly zaznamenány erupce stratovulkánů Villarica a Calbuco. Dalším stratovulkánem, který je nedílnou součástí Jižní vulkanické zóny, je Hudson, který se nachází na jejím jižním konci.

Druhou zónou je Austral Volcanic Zone. Vulkán Lautaro je nejsevernějším vulkánem této zóny, navazuje tak na sopečný pás, který byl přerušen v oblasti Severopatagonického ledovcového pole. Dalšími sopkami jsou Aguilera, Viedma, Reclus, Mt. Burney a Cook Island. V porovnání s ostatními jihoamerickými zónami, vulkány AVZ nepředstavují výrazné riziko pro své okolí (Perruca a kol., 2015). Jednak to je jejich nízkou (místy nulovou) aktivitu a jednak tím, že jejich okolí má velmi malou hustotu zalidnění.

---

<sup>1</sup> slovo austral znamená v překladu "jižní", tedy stejně jako u slova southern, proto bude tento termín ponechán bez předkladu, případně bude použita zkratka AVZ

Obrázek 9: Mapa Jižní Ameriky s vyznačením SVZ a AVZ



zdroj: Naranjo a Stern, 2004

### 3.3.1 Chaitén Volcano

Sopka Chaitén se nachází v regionu Los Lagos, v provincii Palena, v comuně Chaitén. Leží 10 km severně od stejnojmenného městečka a 17 km západně od nečinné sopky Michinmahuida. Chaitén Volcano je vysoký 1.122 m a průměr kaldery, což je destruktivní sopečný tvar vzniklý propadem středové části do prázdného magmatického krbu, je necelé 3 km (Carn a kol., 2009). Poslední velká datovaná erupce se udála před cca 9.460 lety. Stáří dómu v kaldeře (před erupcí) se odhadovalo na 5.660 let. K první explozivní erupci (pliniovského typu) dosud opomenutého a hlavně nemonitorovaného vulkánu došlo 2. května 2008. Obyvatelé města, kteří cítili otřesy 24 hodin před erupcí, si nejdříve mysleli, že došlo k erupci sousední, 2.400m vysoké, sopky Michinmahuida (Major a Lara, 2015). Erupce trvala zhruba 6 hodin a sloup sopečného popela dosáhl výšky 21 km. Síla erupce dosáhla stupně č. 4 VEI (Carn a col., 2009). Volcanic Explosivity Index (VEI) neboli Index sopečné aktivity udává měřítko velikosti a síly

erupce. Tento index má logaritmickou škálu, to znamená, že nárůst o 1 bod znamená 10krát větší velikost a sílu. Pro srovnání stejného stupně jako Chaitén dosáhla Mount St. Helens, Krakatoa měla stupeň 7, Tambora pak stupeň 8 (Rubin, 2007). Sernageomin, neboli Národní služba geologie a těžebního průmyslu, rozmístila dva dny po erupci do okolí Chaiténu seismografy, aby mohla situaci dále monitorovat, do té doby byla nejbližší seismografická stanice 300 km daleko. Aktivita Chaiténu se 6. května ještě zvýšila a bylo rozhodnuto o evakuaci více jak 4.600 obyvatel z okolí. K další pliniovske erupci došlo 8. května. Následně se zhoršilo počasí, začalo pršet a město Chaitén zasáhly lahary, které zničily některé domy a komunikace a zanechaly ve městě třímetrovou vrstvu sedimentů. Během explozivní fáze erupce, trvající necelé dva týdny, sopka vyprodukovala přibližně 1 km<sup>3</sup> tefry, tj. pyroklastických sedimentů. Přechod k efuzivní fázi trval přibližně do konce měsíce, samotná efuzivní fáze probíhala ještě následujících 20 měsíců (objem tefry 0,8 km<sup>3</sup>) (Major a Lara, 2015). Na konci února rozhodla chilská vláda o tom, že Chaitén se znovu vybuduje zhruba o 9 km severozápadním směrem, později se od tohoto záměru upustilo. Červený stupeň, který označuje možnost zvýšení aktivity sopky na nebezpečnou úroveň v jakýkoliv čas a bez varování, byl odvolán až po dvou letech od erupce, tzn. v květnu 2010.

Objem vyvrženého materiálu dělá z této erupce největší erupci od roku 1991, kdy explodoval 300 km vzdálený Hudson Volcano (Carn a kol., 2009). Zároveň se jedná o největší ryolitickou erupci od roku 1912, kdy explodovala aljašská sopka Katmai (Major a Lara, 2015). V období od 2. května do konce července chrlila sopka 20-100 m<sup>3</sup> ryolitického magma za sekundu (Carn a kol., 2009). Ryolitické lávy byly velmi viskózní, a to zejména díky vysokému obsahu oxidu křemičitého, v tomto případě 73-76 %.

Následky erupce se projevíly v širokém okolí a v různém časovém horizontu. Kvůli sopečnému popelu, který se dostal až nad Atlantský oceán, musely být zrušeny tisíce letů v Chile i sousední Argentině. V oblasti kolem vulkánu bylo těžce poškozeno nebo zničeno více než 480 km<sup>2</sup> vegetace. U řek Chaitén a Rayas vznikly nové delty. Změnila se biochemie půd, bioty i jezer v regionu. Obnova města Chaitén do původní podoby trvá dodnes (Major a Lara, 2015). Za pozitivní se dá považovat fakt, že mohutná erupce Chaiténu donutila chilskou vládu k zamyšlení a zaměření se na vulkanické riziko, výsledkem bylo vytvoření nového programu pro monitorování vulkanismu v Chile (Carn a kol., 2009).

Obrázek 10: Erupce sopky Chaitén v roce 2008



pozn.: a) šíření pyroklastického materiálu k Atlantskému oceánu; b,c,d) explozivní fáze erupce; A) město Chaitén a okolí po erupci

zdroj: Major a Lara, 2013; Lara, 2009 (upraveno)

### 3.3.2 Hudson Volcano

Druhým významným zástupcem sopečné činnosti v chilské Patagonii je 1905 m vysoký stratovulkán Hudson, který dostal jméno podle nedaleké hory. Najdeme ho v regionu Aysén, jižně od hlavního města regionu Puerto Aysén a severně od Severopatagonského ledovcového pole. Jeho bezprostřední okolí není osídleno.

Současná kaldera na vrchu stratovulkánu vznikla pravděpodobně při erupci v době 4750 př. n. l. (tzn. 6700 BP), má 10 km v průměru, má prakticky kulatý tvar a je vyplněna sněhem a ledem, který odtéká do ledovce Huemules na severní straně kaldery. Hudson je vzdálený od Chile triple junction, tzn. bodu, kde se střetávají 3 tektonické desky, 280 km. Je také nejj jižnějším vulkánem z Jižní vulkanické zóny (Wilson a kol., 2012). Stejně jako další sopky této oblasti, Macá a Cay, i Hudson leží na zlomové zóně Liquiñe-Ofqui (Naranjo a kol., 1993).

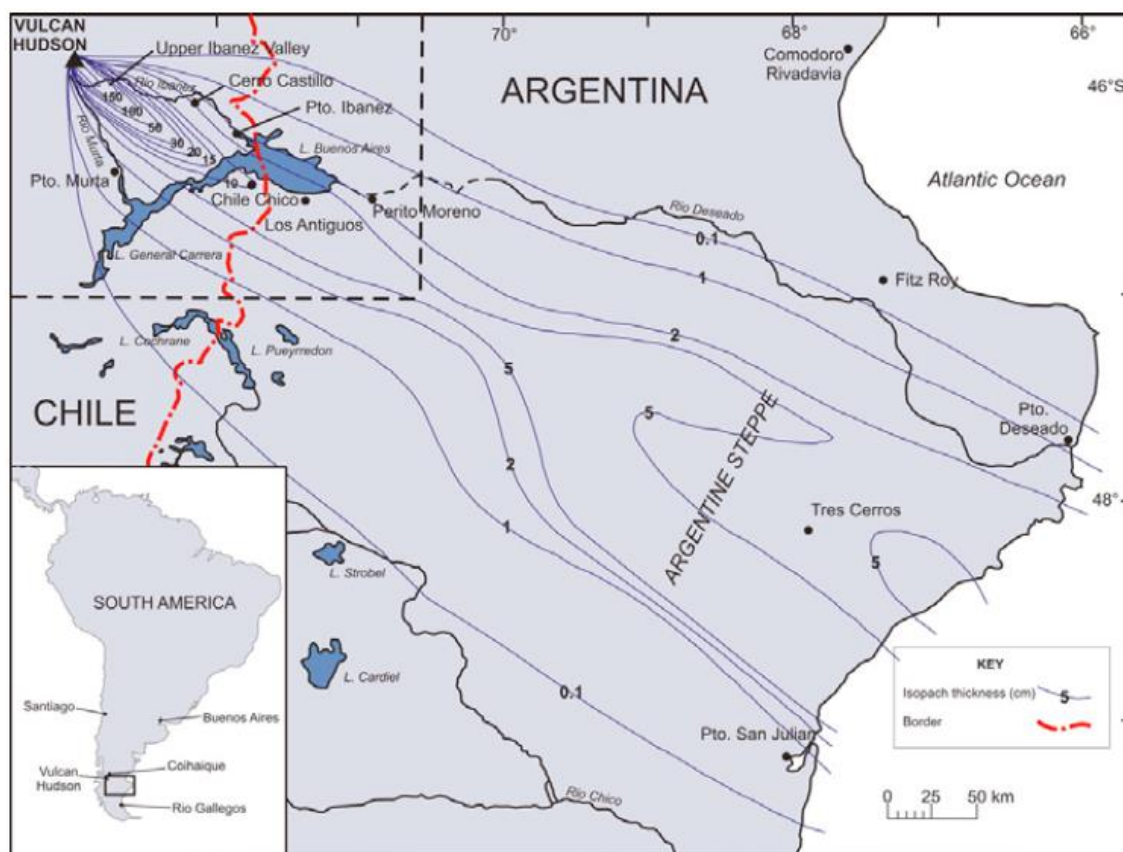
Hudson je aktivní minimálně poslední 1 mil. let, od holocénu proběhlo nejméně 12 erupcí (Wilson a kol., 2012). V posledních desetiletích zde proběhly 3 erupce. První z nich nastala v roce 1971. Až v té době vlastně místní zjistili, že je sopka aktivní. Při této erupci, jejíž Index sopečné aktivity (VEI) se odhaduje na stupeň 3, roztálo nebo bylo zničeno 80 % ledu v kaldeře (Delgado a kol. 2014; Rivera a Bown, 2013).

Druhá erupce, která proběhla v roce 1991, už měla naprosto jiný rozměr. První fáze začala 8. srpna, došlo při ní k výlevům bazaltové lávy a freatomagmatické erupci ze 400 m velké trhliny na severozápadě kaldery (Wilson a kol., 2012). Sopečný sloup vystoupal do výšky 12 km a sopečný materiál, jehož objem byl odhadnut na  $0,2 \text{ km}^3$ , se šířil směrem na sever (Delgado a kol., 2014; Naranjo a kol., 1993). Druhá fáze nastala 12. srpna, kdy došlo k erupci pliniovského typu z 800 m širokého kráteru, vzniklého na jihozápadě kaldery, vzdáleného zhruba 4 km od trhliny z první erupce (Wilson a kol., 2012). Oproti první fázi došlo tentokrát k výlevům andesitové lávy, tzn. lávy s vyšším obsahem  $\text{SiO}_2$  (Delgado a kol., 2014). Wilson a kol. (2012) míní, že stoupající magma z prvního kráteru kontaminovalo spodní část magmatu druhého kráteru, a to zhruba v hloubce 2-3 km pod povrchem. Právě toto smíchání mohlo hrát důležitou roli před vypuknutím druhé fáze. Podobné smíchání zřejmě proběhlo např. i u erupce filipínského Pinatuba v roce 1991. Sopečný sloup z Hudsonu se tentokrát dostal ještě výše, a to do 18 km. Tefra se oproti první fázi erupce šířila na jihovýchod, směrem k Falklandským ostrovům v Atlantském oceánu (viz Obrázek 11). Celkový objem pyroklastického materiálu, vyprodukovaného během čtyřdenní druhé fáze erupce, se odhaduje na  $4,3 \text{ km}^3$  (Wilson a kol., 2012). Dle Wilsona a kol. (2012) pokryl pyroklastický materiál

území o rozloze 100 tis. km<sup>2</sup>, dle Naranja a kol. (1993) dokonce 150 tis. km<sup>2</sup> velké území v Chile a Argentině. Tefra se dostala až do vzdálenosti 550 km od Hudsonu, a to díky silným větrům, které dosahovaly rychlosti více jak 240 km/h. Vrstva sopečného materiálu byla v okolí stratovulkánu 250 cm silná, ve vzdálenosti 120 km dosahovala tloušťky 8 cm. Měření primárního rozšíření bylo složité díky místním větrům, které v dalších dnech mnoho tefry přemístily (Scasso a kol., 1994). Objem sněhu a ledu v kaldeře před srpnovou erupcí se odhadoval na 2,5 km<sup>3</sup>. Při erupci ho ubylo přibližně 60 % a tato rychle uvolněná voda způsobila záplavy typu jökulhlaup (více v kapitole 3.5 GLOF). I přes tuto erupci je na Hudsonu nejvíce ledu ze všech vulkánů Jižní vulkanické zóny (Rivera a Bown, 2013; Wilson a kol. 2012). Ačkoliv je tato erupce označována za druhou největší ve 20. století, nevyžádala si žádné oběti na lidských životech. I tak ovšem silně ovlivnila život v oblasti pokryté sopečným materiálem. Trpěla hlavně hospodářská zvířata, kterým popel znečistil vodní zdroje a potravu, statisíce zvířat v následujících měsících po erupci zahynuly. Bylo také poškozeno mnoho budov, jejichž střechy se pod tíhou popela propadaly, došlo ke škodám na strojích, byla přerušena letecká doprava, zastavila se doprava na jezeře General Carrera a zemědělci měli zničenou úrodu. Místy vznikaly lahary, které ničily silnice a omezovaly tak pozemní dopravu (Naranjo a kol., 1993; Scasso a kol., 1994; Wilson a kol. 2012)

Třetí erupce proběhla v roce 2011, její Index sopečné aktivity ale dosáhl pouze stupně 1-2 a sopečný sloup dosáhl výšky 1,5-2 km. Stejně jako erupce v roce 1971, i tato erupce pochází z menšího ze dvou magmatických krbů stratovulkánu. V údolí řeky Huemules vznikl menší laharový proud. Této erupci předcházelo zemětřesení o velikosti 4,6 M, po kterém následovalo více jak 70 dotřesů (Delgado a kol., 2014). Předpokládá se, a data tomu nasvědčují, že trvá přibližně 20 let, než se systém uvnitř Hudsonu znovu natlakuje (Wilson a kol., 2012).

Obrázek 11: Šíření pyroklastického materiálu při erupci Hudsonu v roce 1991



zdroj: Wilson a kol., 2012

### 3.4 Sesuvy

Dle Horníka a Netopila (1986) zaujímají svahy 90% povrchu souše<sup>2</sup>, a to proto, že se za svah považuje už rozhraní 2° sklonu. Dopady svahových pohybů bývají pouze lokální či regionální, z hlediska rozlohy potenciálně ohroženého území se ale dají svahové pohyby považovat za významný rizikový jev. Ondrášik a kol. (2011) definují svahový pohyb jako přemísťování horninových hmot po svahu vlivem zemské tíže. Dle Demka (1985) je zde snaha dosáhnout rovnovážného stavu ve svahovém geosystému.

Prvotními zdroji energie pro tyto pohyby jsou sluneční radiace a zemská tíže, prvotními zdroji materiálu jsou srážky, skalní podloží a produkty jeho zvětrávání a vegetace (Luhr, 2004). Obecně můžeme svahové pohyby rozdělit dle mechanismu pohybu na 3 typy - ploužení (nebo také plazení či plížení), sesouvání a řícení

<sup>2</sup> Sesuvy neprobíhají pouze na souši, ale také pod vodní hladinou. Můžeme se s nimi setkat na svazích podmořských sopek nebo v málo zpevněných sedimentech v pobřežní zóně oceánů. (Ondrášik a kol., 2011)

(Záruba, 1987). Pro účely této práce budeme dále pracovat zejména s procesy sesouvání a řízení, neboť ploužení není vzhledem k míře rizikovosti tak významné.

Sesuv, resp. sesouvání, je náhlý pohyb hornin, kdy jsou sesouvající se hmoty odděleny od pevného podloží zřetelnou smykovou plochou (Záruba, 1987). Charakteristické je, že se část sesunutého materiálu nasune na původní terén v předpolí (Ondrášek a kol., 2011). Svahy jsou tvořeny pevným skalním podložím a regolitem. Regolit je nekompaktní vrstva zvětralin, která leží na tomto podloží, a je to právě regolit, který se při sesuvu pohybuje po svahu dolů (Přírodní katastrofy a environmentální hazardy, 2016). Sesuv má tři části - odlučnou, akumulární a přechodovou (Ondrášek a kol., 2011). Z hlediska rychlosti patří sesuvy do kategorie rychlých svahových pohybů, obvykle se pohybují rychlostí mm až m za hodinu, v extrémních případech i rychlostí několik km za hodinu (Demek, 1985). Kromě rychlosti můžeme dělit sesuvy z hlediska tvaru smykových ploch, druhu sesutých hornin, tvaru sesuvu nebo příčin vzniku (Hýbal a Hýbalová, 1989).

Existuje několik příčin vzniku sesuvů, můžeme je rozdělit na vnitřní a vnější. Mezi vnitřní příčiny patří hlavně zvětšování sklonu a celkové výšky svahu. Při překonání určité hranice se svah vlivem gravitace sesune. Jedním z nejdůležitějších vnějších činitelů je voda, která má původ zejména v jarním tání sněhu a ledu nebo ve srážkách (zejména v období dešťů), které půdu rychle nasytí. Voda ze svahu vyplavuje částice hornin, vyplňuje v něm póry a slouží jako mazivo, díky kterému se zmenšuje odpor svahu proti sesuvu (Hýbal a Hýbalová, 1989). Mezi další faktory, ovlivňující vznik sesuvu, patří zemětřesení, sopečná erupce, mráz nebo povodeň. Kromě seismicky a vulkanicky aktivních oblastí jsou obecně ohroženy oblasti s velkou výškovou členitostí, kam spadají i chilské Andy. Další kategorii můžeme označit jako kategorii antropogenních vlivů, protože většina sesuvů vzniká právě v oblastech, které jsou ovlivněny lidskou činností (Karásek, 2001). Mezi tyto aktivity patří zejména kácení lesů (které urychluje odtok a erozi), nadměrné spásání vegetace na tenkých vrstvách půd náchylných k erozi, nebo stavební činnost, jako např. výstavba komunikací, vodních děl a celková urbanizace území (Smith, 2013).

V některých oblastech jsou sesuvy výjimečným jevem, jinde jsou naopak velmi hojné. V horských oblastech patří sesuvy k nejrozšířenějším hazardům. Kromě přímých škod způsobují sesuvy i nepřímé škody. Při přímých škodách sesuvy ničí lesní porosty, zemědělskou půdu, komunikace, vodohospodářské stavby, budovy a často také způsobují ztráty na lidských životech. Mezi nepřímé škody můžeme zařadit např.

přehrazení údolí, vytvoření hrazeného jezera (viz kapitola 3.5 GLOF), záplavy nebo vodní vlny na jezerech či v zálivech (Záruba, 1987). Jedna taková událost zapříčiněná sesuvem se odehrála v Itálii v roce 1963. V údolí pod vrcholem Monte Toc byla vystavěna přehrada Vajont s hrází vysokou 265 m. Během noci, které předcházely vydatné srážky, se ze svahu, který se svažoval přímo do nádrže, utrhla masa o velikosti 100 mil. m<sup>3</sup>. Následkem sesuvu vznikla vlna, která na protějším břehu vystoupala až do výše 130 m nad vodní hladinu a současně se přelila přes hráz, aniž by ji porušila. Vlna se rozlila do údolí řeky Piavy a zničila několik vesnic. Zahynulo více jak 2 tisíce lidí. Jako rozhodující se zde ukázal lidský faktor. Prvním a zásadním problémem bylo to, že přehrada byla vystavěna pod svahem, který se skládal z vrstev vápenců, mezi kterými byly vrstvy jílovců a slínovců. Druhým problémem byla ignorace nebo přinejmenším nedostatečná pozornost věnovaná menším posunům svahu v předchozích dnech a týdnech (Poledne, 2000).

Druhou, v České republice velmi známou událostí, je tragédie, která se odehrála pod nejvyšší peruánskou horou Nevado Huascarán. Zde se projevilo hned několik druhů svahových pohybů. Poslední květnový den roku 1970 se z 6.768 m vysokého vrcholu následkem zemětřesení utrhł kus ledovce. Cestou se vytvořila lavina sutě, kamení a tajícího sněhu a ledu, která na sebe cestou po svahu nabalovala další suť a hlínu. Celkový objem této „vlny“, pohybující se rychlostí až 300 km/h, byl 100 mil m<sup>3</sup>. Zničeno bylo území o rozloze 22,5 km<sup>2</sup>, vesnice Yungay a Ranrahircu byly srovnány se zemí a celkově zahynulo přes 21 tis. lidí. Mezi nimi byli i členové československé horolezecké expedice (Poledne, 2000), na jejichž počest se v Jizerských horách každoročně pořádá běžkařský závod Jizerská padesátka.

Sesuvy v Chile jsou vázány především na jeho severní a střední část. Mezi nejvýznamnější patří např. sesuvy v severochilské Antofagastě. Silné deště, ovlivněné působením El Niña, zde v roce 1991 vytvořily blokovobahenní proudy (debris flow), které způsobily smrt více jak 100 lidí. Přemístěno bylo 700-800 tis. m<sup>3</sup> materiálu, který zničil mnoho budov jako např. školu nebo nemocnici. Celkové škody byly vyčísleny na 66 mil. amerických dolarů. Vliv El Niña měl na svědomí i sesuv u Santiaga de Chile v roce 1993. Objem sesuvu, který poničil město, byl odhadnut na téměř 2 mil. m<sup>3</sup>. Zemřelo tehdy 26 osob a 1910 jich bylo zraněno, škody dosáhly 5 mil. dolarů. Třetí velký sesuv proběhl v roce 2006 v přístavním městě Concepción. Zde bahenní a blokovobahenní proudy po dešti zničily část města a přístupové silnice, což vedlo

k izolaci města. Zemřelo 10 osob a téměř 95 tis. jich bylo zraněno. Jak již bylo řečeno, v této části Chile jsou sesuvy v dobré souvztažnosti s výskytem El Niña. Zejména v severním Chile, kde jsou půdy suché, způsobí náhlé silné deště rychlé nasycení půdy, která se tak stane náchylnou k sesuvům. Ve středním Chile je důležitá i akumulace sněhu (Cecioni a Pineda, 2010). V jižním Chile má na vznik sesuvů kromě srážek vliv i zemětřesení, tak jako tomu bylo např. ve fjordu Aysén.

### 3.4.1. Aysén fjord

Fjord Aysén je 65 km dlouhý fjord v regionu Aysén. Fjord má orientaci z východu na západ, kde se napojuje na záliv Moraleda. Do fjordu ústí řeky Pescado, Condor, Cuervo a také Río Aysén, poblíž jejíhož ústí leží hlavní město regionu Puerto Aysén. Na pobřeží fjordu najdeme také malé přístavní městečko Puerto Chacabuco. Tato oblast byla obydlena až na konci 20. století (Naranjo a kol., 2009).

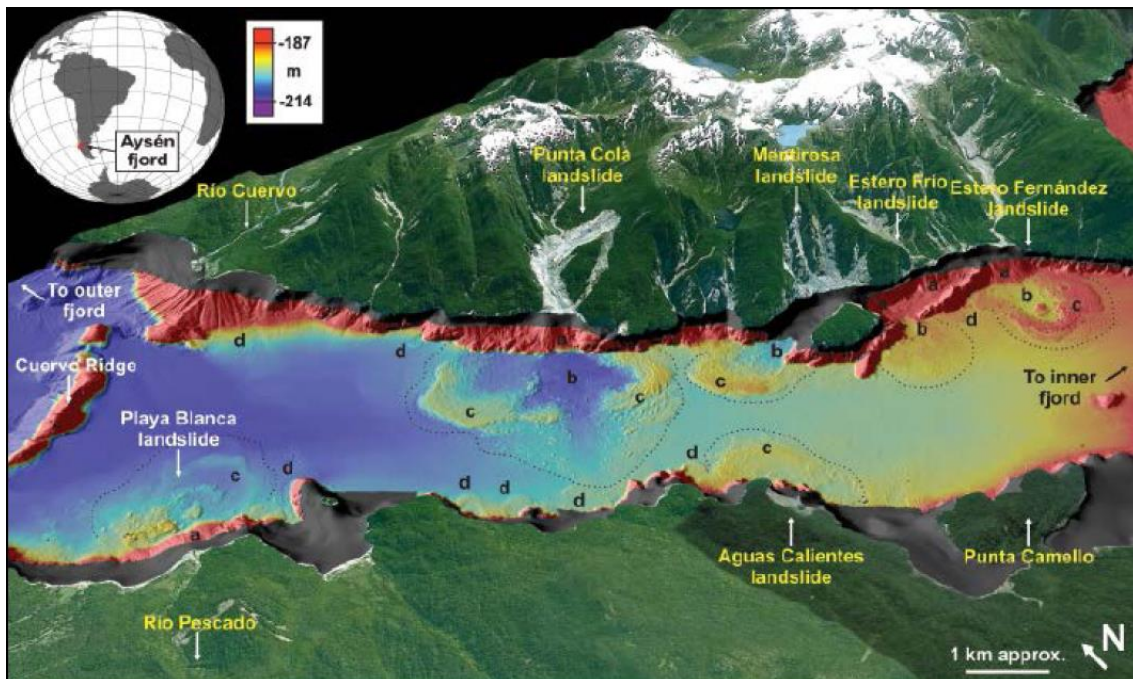
Samotný fjord je pozůstatkem glaciální modelace. V nejhlubším místě dosahuje dno 345 m pod vodní hladinu. Na dvou místech je přehrazen podvodními hřbety (Cuervo Ridge a Colorada Ridge), oba dva jsou vulkanické struktury překryté morénymi vzniklými po ústupu ledovce. V západní části fjordu najdeme pod úrovní hladiny dva monogenetické kužele, které jsou pozůstatkem vulkanické aktivity (Lastras a kol., 2014). Svahy fjordu mají více jak 30° sklon a jsou pokryty mělkými vulkanickými půdami (Sepúlveda a kol., 2010). Sesuvy jsou v oblasti patagonských fjordů způsobeny zemětřesením, silnými dešti či vulkanickou aktivitou (Naranjo a kol., 2009). Ve fjordu Aysén zapůsobilo právě zemětřesení.

V dubnu roku 2007 zde následkem zemětřesení o velikosti 6,2 M došlo k sérii sesuvů, které vyvolaly lokální vlnu tsunami (viz Obrázek 12 a 13). Tato oblast je seismicky aktivní, s novodobým vulkanismem a zlomovými pohyby. Celkem v oblasti fjordu Aysén vzniklo 538 větších i menších sesuvů (Lastras a kol., 2013). Dle Sepúlvedy a kol. (2010) došlo i k dalším sesuvům v okolních kopcích. Na svazích fjordu byly zaznamenány skalní řícení, půdní sesuvy i sesuvy hornin. Vzniklo také několik blokobahenních proudů (Sepúlveda a kol., 2010). Půda je v této oblasti mělká (méně jak 1 m) a svahy jsou pokryty hustou vegetací. Obvykle zde vznikají sesuvy jako následek silných dešťů (Naranjo a kol., 2009). Sesuvy se přednostně vyskytly na svazích s gratinoidními horninami, které jsou součástí tzv. Severopatagonského batolitu.

Největší sesuvy byly u ostrova Mentirosa a v údolí Punta Cola, původní odhady hovořily o objemu 8, resp. 12 mil. m<sup>3</sup>. Pozdější studie Norské geologické služby, která zde provedla výzkum, objem sesuvu v údolí Punta Cola stanovil na 20,9 mil. m<sup>3</sup>. Půlka sesunutého materiálu zůstala na pevnině, půlka skončila pod hladinou. Ukázalo se také, že sesuvy, které se dostaly do vody, ve velkém měřítku deformovaly sedimenty na mořském dně a že způsobovaly další podvodní pohyby hmoty (Lastras a kol., 2013).

Následkem sesunutí velkého množství materiálu do vody zde vznikly 3 vlny. Dvě z nich na severním břehu fjordu u Mentirosy a Punta Coly, třetí vznikla u druhého břehu u Aguas Calientes. Dle Naranja a kol. (2009) byly vysoké 5-10 m a dosáhly rychlosti 150-200 km/h. Dle Lastrase a kol. (2014) byly vlny vysoké až 12 m, přičemž na některých místech svahu se vlna dostala až do výšky 50 m nad hladinu. Následkem této události bylo 10 obětí a několik zničených losových farem. Miliony lososů uplavaly a byl tak značně poškozen lososový průmysl, což je nejdůležitější ekonomická aktivita v regionu (Lastras a kol., 2013). Vlny zničily i několik seismometrů umístěných v okolí (Legrand a kol., 2011). Podobná událost, tzn. vznik sesuvů a následných vln zde pravděpodobně došlo i v roce 1927, tehdy zde ale žilo jen pár desítek lidí a záznamy o události tak nejsou dostatečné (Naranjo a kol., 2009)

Obrázek 12: Vyobrazení části fjordu Aysén a sesuvů vzniklých při zemětřesení



zdroj: Lastras a kol., 2013

Obrázek 13: Průběh sesuvu, vznik tsunami a svahy po sesuvu



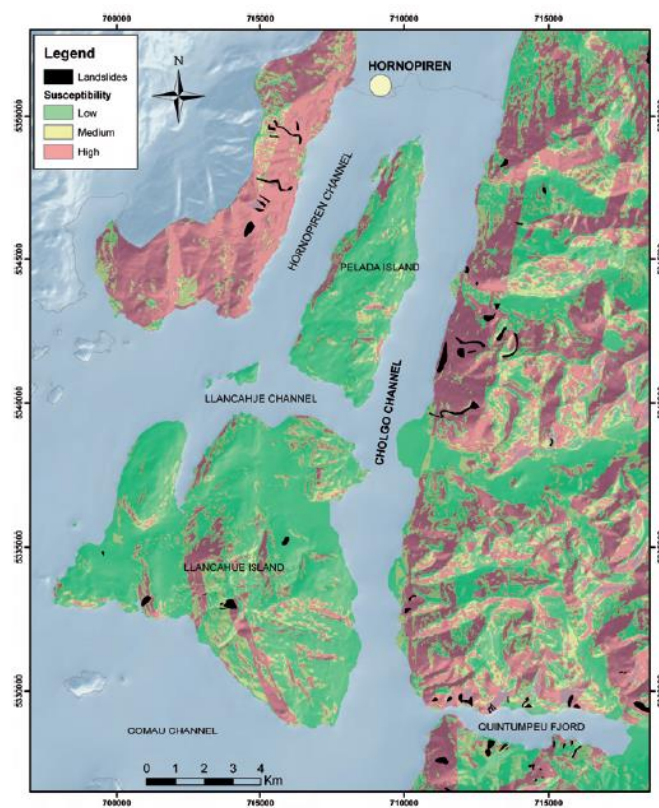
zdroj: Naranjo a kol., 2009 (upraveno)

### 3.4.2 Hornopirén

Druhou zkoumanou oblastí, co se sesuvů týče, je okolí městečka Hornopirén. To se nachází v regionu Los Lagos a žije zde necelých 1300 obyvatel. Nad městečkem, které je důležitým dopravním uzlem oblasti, se tyčí 1572 m vysoký neaktivní stratovulkán Hornopirén. Stejně jako oblastí Aysén, i v okolí Hornopirénu probíhá zlomová zóna Liquiñe-Ofqui, se kterou je spojena tektonická i vulkanická aktivita. Mohou se zde vyskytovat mělké zemětřesené roje, stejně jako zemětřesení velkého magnitudy, jako tomu bylo v roce 1960 (9,5 M). Tím, že osídlování patagonských fjordů začalo až ve 20. století, neexistuje mnoho záznamů o podobných událostech v tomto regionu. Právě skutečnost, že zde panují podobné podmínky jako ve fjordu u Puerto Aysén, Sepúlveda a kol. (2011) předpokládá, že městu, okolní infrastruktuře a lososovým farmám hrozí potenciální riziko vzniku tsunami způsobené sesuvem.

V okolí Hornopirénu najdeme malé fjordy, rozdělené ostrovy. Hlavními fjordy jsou západní Hornopirén a východní Cholgo, mezi kterými je ostrov Pelada. Tento ostrov je od ostrova Llancahue oddělen stejnojmenným kanálem. Jižní stranu ostrova Llancahue pak omývá kanál Comau. Do pevniny se pak ve východní části oblasti zařezává fjord Quintumpeu. Mnohé svahy ve zkoumané oblasti mají sklon více jak 30° a výšku přes 1000 m. Místní ostrovy mají zarovnanější reliéf. Studie Dr. Sepúlvedy se snaží předpovědět místa, která jsou nejvíce náchylná ke vzniku sesuvů. Zkoumal např. místní litologii, sklon svahů nebo vzdálenost k lineamentům. Průzkumu bylo podrobeno také 72 již vzniklých sesuvů, které byly ale podstatně menšího rozměru, než ty ve fjordu Aysén. Výsledky ukázaly, že největší pravděpodobnost sesuvu je na svazích fjordu Quintumpeu, na západním břehu fjordu Hornopirén, kde hrozí sesuv mělkých púd a na východním břehu fjordu Cholgo, kde může dojít ke skalnímu říčení (viz Obrázek 14). Případná vznik vlny tsunami by závisel na objemu a místě sesuvu, přičemž ostrovy by zde mohly fungovat jako clona. Strmé a vysoké svahy v této oblasti jsou v kombinaci s přítomností zlomu příznivé pro vznik sesuvů. V této oblasti převažují sesuvy způsobené silnými srážkami, kdyby ale přišlo velké zemětřesení... (Sepúlveda a kol., 2011).

Obrázek 14: Mapa náchylnosti k sesuvům v okolí Hornopirénu



zdroj: Sepúlveda a kol., 2011

### 3.5 GLOF

Glacial lake outburst flood, zkráceně GLOF, je specifický druh povodní, vznikající z důvodu náhlého uvolnění tavné vody z glaciálních jezer (Dussaillant, 2009). Během krátké doby mohou být uvolněny miliony m<sup>3</sup> vody s výrazným erozivním a transportním potenciálem (Anaconda a kol., 2015). V češtině pro tento termín neexistuje vhodný krátký termín, proto se v další části práce bude pracovat s mezinárodním termínem, resp. zkratkou, GLOF. V odborné literatuře se můžeme setkat i s pojmem jökulhlaup, který pochází z islandštiny.

Stejně jako u předchozího rizikového jevu, je i tento proces vázán na horské regiony. Vysokohorské prostředí je charakteristické pohybem velkých mas a vysokou dynamikou celého systému. To splňují i ledovcové regiony v mnoha částech světa. Mezi oblasti, kde se GLOF vyskytuje, můžeme zařadit zejména Himaláje, kanadskou Cordilleru, peruánské Andy, Island, Alpy a také Patagonii (Wang a kol, 2015; Huggel a kol. 2004).

Vznik GLOF je úzce spjat se změnami klimatu, frekvence jejich výskytu obecně není vysoká, ale v posledních desítkách let, ruku v ruce s globálním oteplováním, frekvence výskytu roste (Wang a kol. 2015). Právě glaciální a periglaciální prostředí je citlivé na změny teploty, i při malém zvýšení teploty dochází k tání povrchového i podpovrchového ledu (Huggel a kol. 2004). Díky tomu, jak většina ledovců ustupuje, dochází ke vzniku nových glaciálních jezer a ke zvětšování těch stávajících. Na druhou stranu ale ústup ledovců snižuje tlak na hrazená jezera (Lamsal a kol., 2016; Koschitzki a kol. 2014).

Glaciální jezera jsou obecně špatně dostupná a čas vzniku GLOF jde předpovědět jen velmi obtížně (Koschitzki a kol. 2014). Jezera můžeme rozdělit na 3 hlavní skupiny, a to ledovcová, morénová a jezera hrazená skalním prahem. Mezi ledovcová jezera můžeme zařadit ta, která se vytvářejí pod povrchem nebo na povrchu ledovce a ta, ve kterých je voda zadržována ledovcovým splazem. Jezera za splazem jsou dle Wang a kol. (2015) relativně stabilní a riziko vzniku GLOF je obecně menší. S GLOF z tohoto typu jezer se můžeme setkat například na Aljašce nebo v pohořích Hindúkuš a Karákoram. Druhým typem, kam patří většina jezer s potenciálem ke vzniku GLOF, jsou jezera morénová. Morénová jezera, jak již název napovídá, jsou hrazena morénou. Vznikají zejména v místech, kde je spodní část ledovce pod úrovní sněhové čáry, sklon terénu je mírný a ledovec již ustoupil do určité vzdálenosti od

jezera. Morénové hráze jsou často složené z nesourodých a nestabilních materiálů, které mohou být náchylné k protržení. Záleží též na poměru šířky a výšky morény nebo na strmosti terénu pod morénou (Lamsal a kol., 2016). Tyto hráze mohou také obsahovat pohřbený led, který může dále snižovat stabilitu hráze, pokud led roztaje, dojde k sesednutí hráze a voda se může přelít před okraj a hráz narušit. Dalšími “narušiteli” mohou být vydatné deště (které zvýší úroveň hladiny), pohyb ledových ker, které mohou ucpat výpusť z jezera nebo vlny způsobené větrem, telením ledovce, sesuvem půdy po zemětřesení, skalním říčením či lavinou spadlou do jezera (Zhang a Liu 2015; Wang a kol. 2015; Lamsal a kol., 2016). GLOF z morénových jezer jsou také často doprovázeny bahnotoky a sesuvy, které jen zvyšují škody na majetku a ztráty na životech (Wang a kol., 2015). Naopak výskyt GLOF u jezer hrazených skalním prahem je ojedinělý, jelikož hráze tohoto původu jsou velmi stabilní.

Kontrola GLOF je obtížná a drahá, v určitých oblastech světa je ale nutná. GLOF představuje riziko nejen pro místní obyvatelstvo, ale i pro infrastrukturu (jako např. vodní elektrárny), zemědělskou půdu, turismus nebo životní prostředí (např. lesy). Mnoho škod při těchto událostech je způsobeno unášením velkého množství suti (Dussaillant a kol. 2009; Lamsal a kol., 2016; Wang a kol., 2015).

V chilské Patagonii bylo od roku 1896 do roku 2010 zaznamenáno 53 případů GLOF (Wang a kol., 2015). Minimálně 16 z nich proběhlo u jezer hrazených morénou. (Anaconda a kol. 2015). Současný ústup ledovců v Chile se kryje s místním zvýšením teplot na konci 70. let minulého století, což je doloženo nejen měřením, ale i dendrochronologickými záznamy. Shodou okolností se GLOF v Chile začaly vykytovat v 80. letech, po téměř 20 letech klidu (Dussaillant a kol., 2009).

### **3.5.1 Severopatagonské ledovcové pole**

Oblastí se zvýšeným výskytem GLOF v Patagonii je i Severopatagonské ledovcové pole. Na následujících řádcích budou detailněji popsány GLOF vzniklé ze tří jezer v této oblasti. Dvě povodně vznikly náhlým uvolněním vody z jezer hrazených morénou, jedna vznikla z jezera hrazeného ledovcem.

Prvním jezerem je Lago Leones. Nachází se na severovýchodě Severopatagonského ledovcového pole a bylo hrazené morénou, před protržením zabíralo plochu 28 tis. m<sup>2</sup>. Začalo vznikat v 70. letech 19. století, kdy začal ustupovat

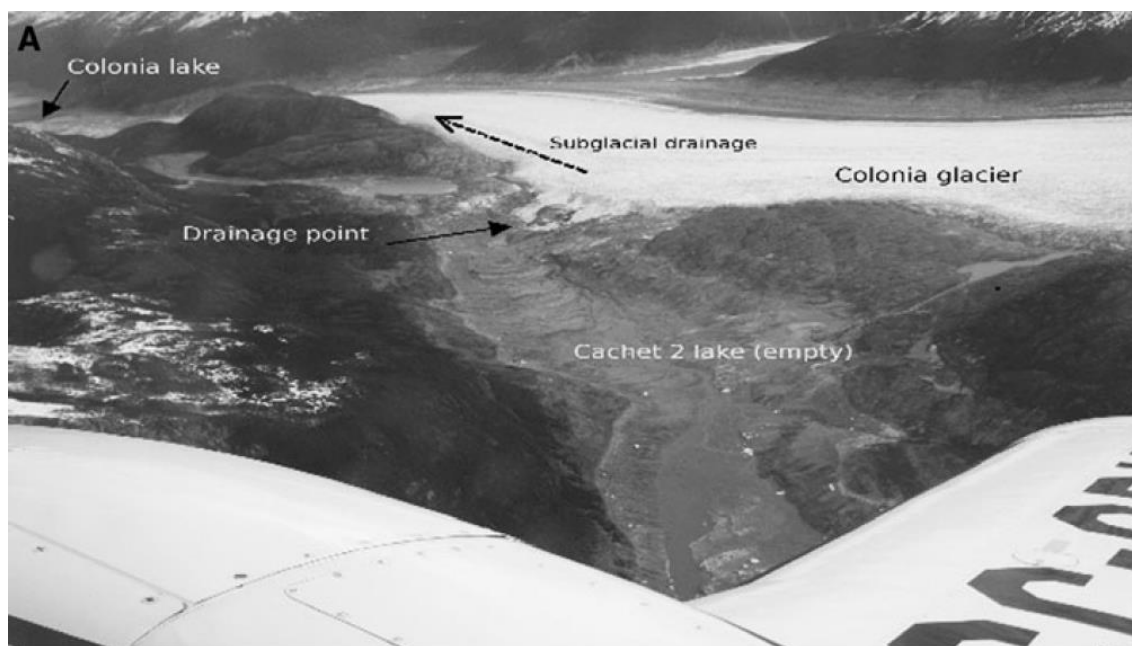
ledovec Calafete. V průběhu roku 2000 došlo ke skalnímu řízení z útesu nad ledovcem, které způsobilo poškození 40 m vysoké hráze jezera a vyvolalo GLOF, která podstatně změnila podobu jezera i morény. V údolí po směru proudu se vytvořila vrstva naplavenin, která byla 800 m dlouhá a téměř 1 km široká, její obsah se odhaduje na 2 mil. m<sup>3</sup>. Tento nános dočasně přehradil a trvale posunul koryto řeky Leones o 50 m na sever. Zničil také většinu vegetace v údolí. V roce 2003 mělo jezero rozlohu 14 km<sup>2</sup> (Harrison a kol., 2006). Jelikož je údolí řeky Leones neobydlené, nevyžádala si událost pravděpodobně žádné ztráty na životech.

Druhým jezerem hrazeným morénou je jezero Engaño, které se nachází zhruba 30 km severně od jezera Leones. Ledovec Engaño, který stejnojmenné jezero vyživuje, již není součástí Severopatagonského ledovcového pole. Stejně jako ostatní ledovce v oblasti i tento ustupoval. Mezi lety 1955 a 1976 se čelo ledovce vzdálilo od morény o 1,5 km. Záplavová vlna z jezera, vzniklého po ústupu ledovce a mající před událostí plochu 1,15 km<sup>2</sup>, zasáhla vesnici Bahía Murta Viejo, která leží na břehu chilsko-argentinského jezera General Carrera, v květnu roku 1977. Vrchy v okolí jezera dosahují výšky až 1950 m n. m. a jsou pokryty ledovci, které klesají až na úroveň 750 m n. m. Svahy kolem jezera jsou náchylné k sesuvům a sněhovým lavinám. Právě sněhová lavina nebo utržení velkého kusu ledovce jsou dvě nejpravděpodobnější příčiny vzniku vlny, která poškodila 50 m vysokou morénovou hráz jezera. Objem vody, která zaplavila údolí řeky Engaño, se odhaduje na 12-13 mil. m<sup>3</sup> s rychlostí výtoku z jezera více jak 10 tis. m<sup>3</sup>/s. Podle svědectví místních obyvatel se výška hladiny řeky v údolí zvýšila o 4 m a ve vesnici Bahía Murta Viejo, která je od jezera vzdálena 26 km, dosáhla výšky 1,5 m. Záplava trvala přibližně 10 hodin. Tato událost si jen díky shodě několika okolností nevyžádala žádné oběti na životech, ale pouze škody na majetku či hospodářských zvířatech. Tou nejdůležitější byla skutečnost, že povodňová vlna dorazila během dne a místní obyvatelé nepřekvapila během spánku. Proud se také pohyboval relativně pomalu, a to přibližně rychlostí 2 m/s. Důležitý byl také nízký počet obyvatel vesnice (údajně 53 dospělých a 73 dětí), díky čemuž mohla evakuace proběhnout rychle. Už před událostí se část původních obyvatel přestěhovala do nově vznikající vesnice Bahía Murta Nuevo, která se nachází o 3 km východněji. Po GLOF se k nim přidal i zbytek původních obyvatel (Anaconda a kol., 2015).

Třetím místem, kde byla zaznamenána GLOF, je z jižní strany ledovcem Colonia hrazené jezero Cachet 2 (viz Obrázek 15). Na jih od ledovce najdeme ještě ledovcem hrazené jezero Arco a před ledovcem Colonia poté morénou hrazené jezero

Cachet. Tato jezera se opět nacházejí na okraji Severopatagonského ledovcového pole, tentokrát na jeho jihovýchodním okraji. Z tohoto komplexu, který je monitorován od roku 1963, vytéká řeka Colonia, která je přítokem řeky Baker. V rozmezí dvou let bylo na jezeře Cachet 2 zaznamenáno celkem 5 povodní typu GLOF, a to v dubnu, říjnu a prosinci 2008 a v březnu a září 2009 (Dussaillant, 2009). Úplné odvodnění jezera při první GLOF trvalo více jak den (Koschitzki a kol., 2014). Při každé GLOF bylo uvolněno přibližně 200 mil. m<sup>3</sup> vody (pouze v prosinci 2008 to bylo jen 125 mil. m<sup>3</sup>). Kulminační průtok je odhadován na více jak 3.000 m<sup>3</sup>/s (v březnu 2009 byl těsně před zničením přístroje naměřen průtok 3.800 m<sup>3</sup>/s). Geomorfologická analýza údolí však ukázala, že v minulosti mohly tyto průtoky dosahovat hodnot až 16.000 m<sup>3</sup>/s. Voda mohla pocházet nejen z jezera Cachet 2, ale i z jezera Arco. Poslední GLOF před touto sérií proběhly naposledy v 60. letech 20. století. Bylo zde tedy 40leté období klidu. O to překvapivější pak tato série byla. Voda se z jezera Cachet 2 dostala do řeky Colonia skrz rozšířenou trhlinu, která pravděpodobně překřížila již existující subglaciální tunel na spodku ledovce, který ústí na jeho čele. Voda musela z jezera až na čelo ledovce urazit vzdálenost 7 km (podle Koschitzkiho (2014) dokonce 8 km). Stejně jako v případě GLOF z jezera Leones, i zde došlo k vysokým škodám na majetku a ke ztrátě hospodářských zvířatech, nedošlo ovšem ke ztrátám na životech lidí (Dussaillant, 2009). Od série GLOF v letech 2008-2009 se jezero Cachet 2 odvodňuje přibližně 1-3krát do roka, proto je potřeba ho pečlivě monitorovat (více v následující kapitole) a včas začít s opatřeními, které sníží potenciální škody v údolí řek Colonia a Baker (Koschitzki, 2014). Chilské úřady uvažují o tom, že by vodnost řeky Baker využily k výrobě elektrické energie v komplexu šesti přehrad, jedna z nich má být postavena nedaleko pod soutokem řeky Barker s Colonií. Stupeň bezpečnosti přehrady má být koncipován na 10.000letou vodu, tedy průtok 5.500-8.000 m<sup>3</sup>/s. V projektu se ovšem nepočítá s velkými nánosy sedimentu, které jsou obvykle přinášeny oběma řekami, a jejichž množství se může při GLOF ještě výrazně zvýšit. To může mít vliv nejen na životnost této přehrady (Dussaillant, 2009).

Obrázek 15: Vypuštěné jezero Cachet2



zdroj: Dussailant, 2010

#### 4. Využití dálkového průzkumu při předvídání a hodnocení rizikových geomorfologických procesů

Dálkový průzkum země, zkráceně DPZ. Kolář (1990) o něm říká, že „*je v mnoha směrech ještě nedozrálým odvětvím, ale není již něčím novým, o čem není jisté, zda se prosadí*“. Dálkový průzkum se skutečně prosadil a to v mnoha oblastech sociální i přírodní sféry. Data DPZ slouží jako podklad pro mapy všeho druhu, najde využití v meteorologii a dalších přírodních vědách. Úspěšně se využívá při detekci vodních ploch, zmapování znečištění moří, odlesňování nebo desertifikace. Své místo má také při monitoringu přírodních katastrof, jako jsou např. lesní požáry. V poslední době neslouží pouze jako monitorovací prostředek, své využití najde i při předpovědích možných katastrof nebo při hodnocení škod, které tyto katastrofy napáchaly.

V současnosti jsou družicové snímky, případně data z leteckého snímkování, důležitou součástí systémů včasného varování. Pořád zde ale existují mezery, jako je tomu v případě zemětřesení a následné vlny tsunami. Vzhledem k tomu, jak tyto nebezpečné procesy přicházejí nečekaně a jak mají rychlý průběh, se musí chilské obyvatelstvo spolehnout na pozemní síť monitorovacích zařízení, jako jsou seismometry a tsunamometry. Dálkový průzkum se v tomto případě obvykle používá až po katastrofě k vyhodnocení škod. Například u tsunami můžeme pomocí dálkového průzkumu detekovat zatopené území díky nízké spektrální odrazivosti vody.

Využití DPZ v oblasti vulkanismu nemůže být v Chile opomenuto. Jako příklad může posloužit stratovulkán Hudson a jeho erupce v roce 2011. Mnoho sopek vykazuje před erupcí určitou aktivitu (Reath a kol., 2016). Ta může být zaznamenána právě na satelitních snímcích, kterých se v tomto případě využilo i kvůli špatné dostupnosti sopky. Konkrétně byl použit radar InSAR (Interferometric synthetic aperture radar) a termální snímky. S pomocí tohoto radaru se sledovaly deformace terénu Hudsonu, které by mohly určit, kde se nachází magma. V letech 2004 až 2010 se určitá místa zvětšovala o 2-3 cm/rok. To je přibližně polovina toho, o kolik část sopky rostla v letech 1993-1999 po velké erupci z roku 1991. Tato deformace povrchu proběhla na jiném místě a měla menší objem, než tomu bylo v 90. letech. Z těchto dat vyplynulo, že deformace vznikala minimálně 6 let před erupcí. Při analýze termálních snímků bylo zjištěno, že termální anomálie na povrchu Hudsonu se začaly projevovat minimálně 6 měsíců před

samotnou explozí. Ačkoliv využití satelitních nebo leteckých snímků u tohoto stratovulkánu stěžuje přítomnost sněhu, ledu a vegetace, jeví se použití těchto snímků, v kombinaci s daty se seismografických stanic, jako vhodná pozorovací metoda, která by mohla přispět k předpovězení další erupce na Hudsonu i na dalších sopek po celém světě (Delgado a kol., 2014). Dle Reatha a kol. (2016) je také vhodná kombinace dat z ASTERu, které mají velké prostorové a malé časové rozlišení, a AVHRRu, jehož snímky mají naopak malé prostorové a velké časové rozlišení.

Sesuvy jsou jedním z rizikových procesů, kde se data dálkového průzkumu používají ve velké míře. V 70. a 80. letech se družicové snímky používaly pouze okrajově, např. jako podklad pro mapy, v současné době se ale bez dat tohoto typu neobejde téměř žádná studie z environmentálního prostředí (Oštir a kol., 2003). Dálkový průzkum se využívá k detekci, mapování, hodnocení a kontrole sesuvů. Využívány jsou zdroje jako např. program Landsat, ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) nebo QuickBird, které poskytují snímky s vysokým prostorovým rozlišením. Dříve byla dostupnost těchto snímků finančně náročná, v současnosti je však situace jiná, některé jsou dostupné za menší poplatek, některé, jako např. Google Earth, který je zdarma přístupný široké veřejnosti (Pathak, 2016).

Satelitní snímky, které nemusejí být pouze v pravých barvách, se obvykle používají v kombinaci s daty z Geografického informačního systému (GIS), který může poskytnout informace o sklonu svahu, místních geologických poměrech nebo lokální infrastruktuře. Odborníci pak mohou "na dálku" vypracovat komplexní analýzu dané katastrofy. Pomocí podkladů z dálkového průzkumu je možné rizikům spojeným se sesuvem zcela zabránit nebo je alespoň zmírnit. Pomocí analýzy těchto podkladů se můžou monitorovat stávající sesuvy (např. jejich velikost či vlhkost půdy), ale je možné vymežit i rizikové prostory, které pak budou podrobeny detailnějšímu terénnímu průzkumu. Pomocí dat DPZ mohou být také snáze vyčísleny škody u prostorově rozsáhlejších událostí.

Konkrétním případem, kdy se využívají data, je mezinárodní úmluva Vesmír a významné katastrofy (The Space and Major Disasters Charter). Jejím cílem, resp. cílem tohoto programu, je poskytování jednotného systému informací a dodávka těchto informací do katastrofou postižených oblastí. Členy jsou národní a nadnárodní kosmické společnosti, další světové organizace a členské státy. Poté, kdy dojde k nějaké

přírodní katastrofě, daný stát si může zažádat o satelitní data z postižené oblasti a ta mu budou členskými organizacemi urychleně poskytnuta (Oštir a kol., 2003).

Posledním rizikovým geomorfologickým jevem v chilské Patagonii, při kterém můžeme využít dálkový průzkum jsou záplavy typu GLOF. Vzhledem k rychlým změnám, ke kterým v místním glaciálním a periglaciálním prostředí dochází, a vzhledem k množství míst (a často i jejich nedostupnosti), kde k těmto změnám dochází, je zapojení dálkového průzkumu nezbytné. Primárně se dají data využít pro monitoring ustupujících ledovců a pro detekci nově vznikajících jezer. V kombinaci s GIS jsou tato data vhodná jak pro prvotní vyhodnocení situace, tak pro vyhodnocování možných následků pro okolní přírodu, místní obyvatele nebo infrastrukturu. Poté, co jsou pomocí dálkového průzkumu detekována riziková místa, můžou být tato místa podrobena detailnějšímu zkoumání (Huggel a kol., 2004). To může být proveden terénní průzkum, při kterém může být u rizikových jezer instalován kamerový systém. To sice není klasický dálkový průzkum ve smyslu monitoringu ze vzduchu, nicméně to umožňuje téměř nepřetržitou kontrolu bez nutnosti přítomnosti lidí v dané lokalitě. Jako příklad můžeme uvést lokalitu jezera Cachet 2 v Severopatagonském ledovcovém poli, zde byl po sérii GLOF mezi lety 2008 a 2009 nainstalován monitorovací systém, který jednou denně pořizoval snímek hladiny. Tento snímek byl poté manuálně vyhodnocen a byla určena výška hladiny. Poté byly přidány další kamery, které snímaly v jiných intervalech, a přesnost určení výšky hladiny se pohybovala v řádu decimetrů. Nevýhoda tohoto typu snímání je jednak finančně náročná (při použití většího množství kamer lepší kvality) a jednak se musí vypořádat s místními klimatickými a světelnými podmínkami (Koschitzki, 2014). Použití takového systému na rizikových místech, jakým jezero Cachet 2 rozhodně je, se nicméně velmi vyplatí.

## 5. Zhodnocení rizikových geomorfologických procesů

Jak vyplývá z předešlých kapitol, rizikové geomorfologické procesy jsou přirozenými jevy, které se objevovaly v minulosti a bezpochyby budou i součástí dalšího vývoje Země. Je však zřejmé, že jejich následky pro obyvatele postižených oblastí by mohly narůstat, a to především z důvodu neustále se zvětšujícího počtu obyvatel se všemi důsledky, jako je rozšiřování zástavby, budování infrastruktury, ovlivňování přírodních procesů apod. Významný je i vliv klimatické změny, která řadu uvedených přírodních jevů urychluje a jejich následky násobí. Z důvodu minimalizace rizik je tedy třeba přizpůsobit maximálně činnost člověka těmto jevům, případně za pomoci výzkumu a sledování jevů vytvořit systémy včasného varování obyvatel před nimi.

Z rozboru příčin a výskytu rizikových geomorfologických procesů je zřejmé, že jednou z nejvíce zranitelných oblastí na světě je právě území Chile. Jak vyplývá z jeho fyzicko-geografické charakteristiky, je zde ve velké míře soustředěno mnoho předpokladů pro vznik nejšířší škály rizikových procesů od zemětřesení přes tsunami, sopečnou činnost, sesuvy až po GLOF. Kromě geomorfologických procesů zde existuje též ohrožení v podobě sucha, záplav, bouří nebo rozsáhlých požárů. Navíc zde většinou nejde o výskyt jednotlivých procesů, ale vzhledem ke specifikům Chile jde často o jejich kombinaci s násobnými nepříznivými účinky. Je třeba říci, že vzhledem k velké koncentraci rizikových procesů a historickým zkušenostem je v Chile této problematice věnována značná pozornost, ať již v oblasti výzkumu a monitorování, tak i předcházení jednotlivých rizik.

Zemětřesení v Chile je spojeno především se severní a střední částí Chile, kde se tektonická deska Nazca podsouvá pod tu Jihoamerickou. Zemětřesení však nejsou ničím neobvyklým ani v jižní části země. Svůj podíl na tom má opět subdukce (ať už desky Nazca nebo desky Antarktické), která ovlivňuje zlomové zóny Liquiñe-Ofqui a Magallanes-Fagnano. Zemětřesení v oblasti Patagonie nebývají pouze tektonického původu, ale často se zde projevuje i vliv místního vulkanismu.

Se zemětřesením v severní a střední části Chile jsou často spojeny i ničivé vlny tsunami. Patagonii v novodobé historii ještě nikdy nezasáhla vlna, která by vznikla u jejího pobřeží. Severní část Patagonie ovšem může být vlnami tsunami vznikajícími v současné době částečně zasažena tak, jako tomu bylo v roce 1960. Pro místní obyvatelstvo ovšem nepředstavuje velké nebezpečí, neboť jihochilské vesnice a

městečka jsou ukryta uvnitř členitého fjordového pobřeží. Hrozí zde ovšem lokální tsunami tak, jako tomu bylo u Puerto Aysén v roce 2007. Patagonská sídla obvykle leží v blízkosti vodní plochy, ať už je to jezero či fjord, a mohou tak být vystavena lokální tsunami generované sesuvem z okolních svahů.

Se zemětřesením jsou spojeny také sesuvy. Chilská Patagonie je se svým členitým povrchem, kde najdeme mnoho více či méně prudkých svahů, ideálním prostředím pro vznik sesuvů. Svůj podíl na tom mají jednak tektonická aktivita v oblasti, tak místní rozložení srážek, kterých je zde dostatek po celý rok. Patagonské sesuvy, stejně jako v případě zemětřesení a tsunami, nemají takový rozsah a neohrožují takový počet obyvatel a tak rozsáhlou infrastrukturu jako v severnější části Chile, nicméně i tak mohou pro místní obyvatelstvo představovat velký problém.

Jak již bylo řečeno, v Chile je 10 % všech aktivních sopek světa. Což je pro zemi o rozloze podobné například Turecku opravdu velké množství. Nicméně s projevy vulkanismu tu jsou místní obyvatelé relativně sžití a monitoring má kvalitní úroveň. Sopečné erupce zde proto nemají na svědomí velké množství obětí na životech, ale převážně škody na majetku. Stejně jako u ostatních živelů, ani vulkanismus a jeho projevy nejsou omezeny státními hranicemi a kolikrát tak může sopečná erupce způsobit větší problémy okolním státům, než Chile, jako tomu bylo např. u erupce Chaiténu s problémy argentinské letecké dopravy.

Posledním, ovšem neméně rizikovým procesem, jsou záplavy typu GLOF. Tento fenomén se, na rozdíl třeba od vulkanismu, projevuje nejen v Patagonii až v posledních desetiletích. Samotná jezera ohrožená průvalem jsou často v odlehlých oblastech a jejich okolí není osídleno po staletí, chybí proto často záznamy o předešlých událostech. S aktuálními klimatickými změnami, kdy dochází k oteplování, se periglaciální a glaciální prostředí rychle mění. Riziko vzniku toho typu se tím pádem zvyšuje. Proto je nutné místa ohrožená GLOF lokalizovat, analyzovat a přijmout taková opatření, která by místní obyvatelstvo a infrastrukturu v případě protržení některého jezera ochránila.

Co se týče předcházení vzniku rizika, je hlavním úkolem vlády, potažmo místních úřadů, aby omezily (případně vůbec nepovolily) rozvoj infrastruktury v oblastech ohrožených rizikovým procesem. Přesto i v Chile, jako ekonomicky vyspělé zemi, se snaha o další rozvoj nadřazuje potenciálním rizikům. Jako příklad může posloužit stavba komplexu vodních elektráren na řece Baker. Na jedné straně je možnost využití výroby energie z obnovitelného přírodního zdroje, na druhé straně je

zde například riziko záplav při poškození přehrady vlnou z GLOF či zanesení přehrady sedimenty z místních vodních toků.

Osidlování rizikových oblastí (jako jsou fjordy, údolí řek nebo pobřeží) se souběžným budováním potřebné infrastruktury přináší možná rizika velkých materiálních škod a ztrát na životech. Je tedy nezbytné, aby se problematika rizikových geomorfologických procesů nejen v chilské části Patagonie stala nedílnou součástí plánovacích a rozhodovacích činností jak na národní, tak i na lokální úrovni s cílem zajistit trvale udržitelný rozvoj společnosti a jejích obyvatel a zároveň respektovat zdejší přírodu a procesy v ní probíhající.

## 6. Závěr

Hlavním cílem této práce byla inventarizace rizikových geomorfologických procesů ve vymezeném regionu, přičemž následovala analýza konkrétních událostí těchto procesů. Dílčími cíli práce bylo vymezení daného regionu a popis jeho fyzicko-geografické charakteristiky, obecný popis jednotlivých procesů, nastínění možného využití dat dálkového průzkumu země a vlastní zhodnocení těchto rizikových geomorfologických procesů. Základním zdrojem pro inventarizaci byl odborný článek *Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile* od Adriana Cecioniho a Verónicy Pinedy z roku 2010. Pro obecný popis jednotlivých procesů byla využita převážně česká literatura, pro popis jednotlivých událostí posloužil jako zdroj informací anglicky a španělsky psané odborné články.

V úvodní kapitole byla vymezena oblast chilské Patagonie, přičemž bylo použito (a lehce upraveno) vymezení Patagonie podle mapy z měsíčníku *National Geographic*. V další části práce, spadající pod kapitolu s názvem *Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů*, byla pro obecný popis procesu využita česká odborná a naučná literatura. Tento popis byl doplněn analýzou jedné, dvou nebo tří událostí, které se staly ve vymezeném regionu. Použity k tomu byly volně dostupné odborné články nebo články, které byly vyžádány od samotných autorů přes webovou stránku [www.researchgate.net](http://www.researchgate.net). Kapitola o využití dálkového průzkumu při monitoringu rizikových procesů měla původně obsahovat i vlastní zpracování satelitních snímků zaznamenávajících některý z rizikových jevů, tento dílčí úkol ovšem nebyl splněn. Poslední kapitolu tvoří vlastní zhodnocení rizikových procesů.

Do budoucna by se další práce mohla podrobněji zabývat vybraným jevem nebo by mohly být na základě využití dat dálkového průzkumu a GIS vytvořeny mapy rizik jednotlivých procesů.

## 7. Zdroje

### 7.1. Seznam použité literatury

ANACONA P. I. a kol. (2015): Reconstruction of a glacial lake outburst flood (GLOF) in the Engaño Valley, Chilean Patagonia: Lessons for GLOF risk management, *Science of the Total Environment*, 527-528, 1-11.

BIČÍK I. (2007): Regionální zeměpis světadílů: učebnice zeměpisu pro střední školy; Nakl. České geografické společnosti, Praha.

BUZEK L. a HAVRLANT M. (1977): Základy geomorfologie a biogeografie; Pedagogická fakulta, Ostrava.

CARN S. A. a kol. (2009): The unexpected Awakening of Chaitén Volcano, Chile; *EOS*, Vol. 90, No. 24.

CECIONI A. a PINEDA V. (2010): Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile; *Developments in Earth Surface Processes*, Vol. 13.

CRUMMENERL R. (2008): Přírodní katastrofy; Fraus, Plzeň.

DELGADO F. a kol. (2014): The 2011 Hudson volcano eruption (Southern Andes, Chile): Pre-eruptive inflation and hotspots observed with InSAR and thermal imagery; *Bulletin of Volcanology*, 78:815.

DEMEK J. (1985): Obecná geomorfologie; Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

DUSSAILLANT A. a kol. (2010): Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard?, *Natural Hazards*, 54: 469-481.

ELISSONDO M. a kol. (2016): Chronology and impact of the 2011 Puyehue-Cordón Caulle eruption, Chile; *Natural Hazards Earth System Sciences*, vol. 16.

FŇUKAL M. a ŠEBESTA D. (2013): Regionální geografie Latinské Ameriky a Karibiku; Univerzita Palackého v Olomouci.

GROMAN J. (2002): Atlas přírodních katastrof; Albatros, Praha.

HARRISON S. a kol. (2006): A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes; *The Holocene*, 16,4, pp. 611-620.

HORNÍK S. a NETOPIIL R. (1986): Fyzická geografie; Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

HUGGEL CH. a kol. (2004): GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery, *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography*, vol. 58, 61-73.

HÝBAL L. a HÝBALOVÁ J. (1989): Od tsunami po lavíny; Mladé letá, Bratislava.

CHÁBERA S. (1996): Geomorfologie; Jihočeská univerzita, České Budějovice.

CHALUPA J. (2006): Stručná historie států: Chile; Libri, Praha.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICAS (2008): División político-administrativa y censal, 2007.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICAS (2015): Estadísticas Vitales Anuario 2013.

JAKEŠ P. (2005): Vlny hrůzy: zemětřesení, sopky a tsunami; Nakladatelství Lidové noviny, Praha.

JOHNSTON J.B. a kol. (2012): An examination of hazard communication logs and public response during the 1946 and 1960 tsunamis that impacted Hilo, Hawaii; *Geological Society London Special Publications*, 361(1):91-105.

JÜNG-HUTTL A. (1994): Vulkány: Kde Země chrlí oheň a popel; Kontakt plus, Bratislava.

KARÁSEK J. (2001): Základy obecné geomorfologie; Masarykova universita, Brno.

KOLÁŘ J. a kol. (1980): Poznáváme svět: Argentina, Chile, Paraguay a Uruguay; Kartografie, Praha.

KOSCHITZKI R. a kol. (2014): An autonomous image based approach for detecting glacial lake outburst floods, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. XL-5, ISPRS Technical Commission V Symposium, 23 – 25 June 2014, Riva del Garda, Italy.

LAMSAL D. a kol. (2016): An assessment of conditions before and after the 1998 Tam Pokhari outburst in the Nepal Himalaya and an evaluation of the future outburst hazard, *Hydrological Processes*, 30, 676-691.

LANDOVSKÝ V. (1975): Chile; Svoboda, Praha.

LARA L. E. (2009): The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report; *Andean Geology*, 36 (1): 125-129.

LASTRAS G. a kol. (2013): Landslides Cause Tsunamis Waves: Insights From Aysén Fjord, Chile; *EOS*, Vol. 94, No. 34.

LASTRAS G. a kol. (2014): Earthquakes, subaerial and submarine landslides, tsunamis and volcanoes in Aysén Fjord, Chile; *Poster n. OS33A-1041*.

LEGRAND D. a kol. (2011): The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes ( $M_w=6.1$  and  $M_w=6.2$ ) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone; *Continental Shelf Research*, 31, 154-161.

LUHR J. F. (2004): Země; Euromedia Group k.s.- Knižní klub v Praze.

MAJOR J. J. a LARA L. E. (2015): Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption; *Andean geology*, 40(2):195-215.

MCCARTHY C. (2013): Chile a Velikonoční ostrov; Svojtka & Co., Praha.

NARANJO J. A. a kol. (1993): La erupción del volcán Hudson en 1991 ( $46^\circ\text{S}$ ), Región XI, Aisén, Chile; *Boletín*, No. 44.

NARANJO J. A. a kol. (2009): Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén ( $45^\circ25'\text{S}$ ), Chile; *Andean Geology*, 36(1): 137-145.

NARANJO J. A. a STERN CH. R. (2004): Holocene tephrochronology of the southernmost part ( $42^\circ30'-45^\circ\text{S}$ ) of the Andean Southern Volcanic Zone; *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 225-240.

ONDRÁŠIK R. a kol. (2011): Geologické hazardy a ich prevencia; Vydavateľstvo Univerzity Komenského, Bratislava.

OŠTIR K. a kol. (2003): Application of satellite remote sensing in natural hazard management: the Mount Mangart landslide case study; *International Journal of Remote Sensing*, Volume 24, Issue 20, 3983-4002.

PATHAK D. (2016): Remote Sensing and GIS Application in Landslide Risk Assessment and Management; *Nepalese Journal on Geoinformatics*, No. 15, 52-56.

PERRUCA L. a kol. (2015): Neotectonics and seismicity in southern Patagonia; *Geological Journal*.

- POLEDNE A. (2000): Největší katastrofy 20. století; Volvox Globator, Praha.
- REATH K. A. a kol. (2016): Predicting eruptions from precursory activity using remote sensing data hybridization; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321, 18-30.
- RIVERA A. a BOWN F. (2013): Recent glacier variation on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes; *Journal of South America Earth Sciences*, 45, 345-356.
- RUBIN K. (2007): Sopky a zemětřesení; Slovart, Praha
- SCASSO R. A. (1994): Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson Volcano; *Bulletin of Volcanology*, 56:121-132.
- SEPÚLVEDA S. A. a kol. (2010): Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia; *Recent Landslides*, 7, 483-492.
- SEPÚLVEDA S. A. a kol. (2011): Susceptibility of coastal landslides and related hazards in the Chilean Patagonia: The case of Hornopirén area (42°S); *Ivestig. Geogr.*, 43: 35-46.
- WANG S. a kol. (2015): Moraine-dammed lake distribution and outburst flood risk in the Chinese Himalaya, *Journal of Glaciology*, vol. 61, no. 225.
- WATT S. F. L. a kol. (2009): Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile; *Journal of geophysical research*, vol. 114.
- WILSON T. (2012): Short- and long-term evacuation of people and livestock during volcanic crisis: lessons from the 1991 eruption of Volcán Hudson, Chile; *Journal of Applied Volcanology*, 1:2.

SMITH, K. (2013): Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster; Routledge, Abingdon-on-Thames.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1999): Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys.

ZÁRUBA Q. (1987): Sesuvy a zabezpečování svahů; Academia, Praha.

ZHANG X. a LIU S. (2015): A framework of numerical simulation on moraine-dammed glacial lake outburst floods, *Journal of Arid Land*, 7(6): 728–740.

## 8.2. Seznam použitých internetových zdrojů

ALDEN A. (2016): A Look at South American Geology [online]: Generalized Geologic Map of Chile. Dostupné z: <http://geology.about.com/od/othernationgeomaps/ss/South-America-Geologic-Maps.htm#showall> [cit. 28.6.2016]

Tsunami Laboratory [online]: Analysis of the Tsunami Travel Time maps for damaging tsunamis in the World Ocean. Dostupné z: [http://tsun.sccc.ru/TTT\\_rep.htm](http://tsun.sccc.ru/TTT_rep.htm) [cit. 28.6.2016]

Educarchile [online]: Chile biogeografia. Dostupné z: [http://ww2.educarchile.cl/UserFiles/P0001/Image/CR\\_Imagen/Mapas%20IGM/mapas\\_chile/biogeografia.gif](http://ww2.educarchile.cl/UserFiles/P0001/Image/CR_Imagen/Mapas%20IGM/mapas_chile/biogeografia.gif) [cit. 18.6.2016]

Encyclopædia Britannica [online]: Ferdinand Magellan. Dostupné z: <https://www.britannica.com/biography/Ferdinand-Magellan> [cit. 14.6.2016]

Encyclopædia Britannica [online]: Peru-Chile Trench. Dostupné z: <https://www.britannica.com/place/Peru-Chile-Trench> [cit. 14.6.2016]

Encyclopædia Britannica [online]: Tierra del Fuego. Dostupné z:

<http://www.britannica.com/place/Tierra-del-Fuego-archipelago-South-America> [cit. 14.6.2016]

Geologycafe [online]: South America Subduction. Dostupné z: [http://geologycafe.com/images/south\\_america\\_subduction.jpg](http://geologycafe.com/images/south_america_subduction.jpg) [cit. 2.6.2016]

Klimadiagramme weltweit Südamerika [online]: stanice Isla Diego Ramirez, Puerto Aysén, Puerto Montt a Punta Arenas. Dostupné z: [http://www.klimadiagramme.de/index\\_5.html](http://www.klimadiagramme.de/index_5.html) [cit. 4.6.2016]

National Geographic Magazine [online]: Land's end. 2004. Dostupné z: <http://ngm.nationalgeographic.com/ngm/0401/feature3/map.html> [cit. 29.6.2016]

TURREL M. a VELASCO J. (2007): Ojos del Salado, el volcán más Alto del Mundo [online]. Dostupné z: <http://desnivel.com/alpinismo/ojos-del-salado-el-volcan-mas-alto-del-mundo> [cit. 2.7.2016]

Přírodní katastrofy a environmentální hazardy [online]: Svahové pohyby. Dostupné z: <http://www.sci.muni.cz/~herber/slide.htm> [cit. 29.6.2016]

Wikipedia: La enciclopedia libre [online]: Río Baker. Dostupné z: [https://es.wikipedia.org/wiki/Río\\_Baker](https://es.wikipedia.org/wiki/Río_Baker) [cit. 9.6.2016]