

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geotechnologie



Liseth del Pilar Sánchez Valdiviezo

Seismická aktivita v Peru
Seismic activity in Peru

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Tomáš Fischer PhD.

Praha, 2015

Poděkování

Na tomto místě bych velmi ráda poděkovala Doc. RNDr. Tomášovi Fischerovi PhD. za jeho pomoc při psaní této práce. Za poskytování studijních materiálů, literatury a v neposlední řadě také za jeho trpělivost. Velký dík taktéž patří mé rodině, bez jejíž pomoci a podpory během mého studia bych se neobešla.

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, 07.05.2015

Podpis

Abstrakt

Tato práce se zabývá zejména seismicitou v Peru. Popisuje vznik tektonických zemětřesení a poskytuje obecný popis základních pojmů ze seismologie zemětřesení. Největší pozornost je pak věnována detailní charakteristice seismické aktivity v Peru. Práce nabízí podrobný geodynamický popis peruánského území, vysvětluje tak vývoj a rozložení seismicity na území tohoto jihoamerického státu. Taktéž jsou zde popsány jednotlivé geomorfologické jednotky.

Abstract

This bachelor thesis approaches seismicity in Peru. It describes the origin of tectonic earthquakes and provides a general description of the basic concepts of seismology. This thesis work is mainly focused on a detailed characterization of seismic activity in Peru. It includes a complete description of the geodynamics of the Peruvian territory, the evolution and distribution of seismicity in this South American country and its geomorphological units.

Resumen

Esta tesis está dedicada al estudio de la sismicidad en el Perú. Describe el origen de los terremotos tectónicos y brinda una descripción general de los conceptos básicos de la sismología. Una mayor atención se presta a la caracterización detallada de la actividad sísmica en el Perú. Así mismo, este estudio proporciona una descripción minuciosa de la geodinámica del territorio peruano, de la evolución y distribución de la sismicidad en este país sudamericano y de sus unidades geomorfológicas.

OBSAH

1. ÚVOD	- 1 -
2. ZEMĚTŘESENÍ	- 2 -
2.1. Globální seismicita Země	- 2 -
2.2. Vznik tektonického zemětřesení	- 3 -
2.3. Zlomy	- 4 -
2.3.1 Klasifikace zlomů.....	- 5 -
2.4. Ohniskové mechanismy	- 7 -
2.5. Měření síly zemětřesení	- 8 -
2.5.1 Makroseismická intenzita.....	- 8 -
2.5.2 Magnitudo	- 9 -
3. GEODYNAMICKÝ KONTEXT PERU	- 12 -
3.1. Stručný geologický přehled Peru	- 13 -
3.2. Geodynamické procesy	- 14 -
3.2.1 Hlavní geomorfologické jednotky.....	- 14 -
3.2.2 Hlavní tektonické charakteristiky.....	- 17 -
4. SEISMICKÁ AKTIVITA V PERU	- 20 -
4.1. Hlavní seismogenní oblasti	- 20 -
4.2. Vývoj seismické aktivity	- 22 -
4.2.1 Historická seismicita	- 22 -
4.2.2 Instrumentální seismicita.....	- 24 -
4.3. Prostorové rozložení seismicity	- 24 -
4.3.1 Mělká zemětřesení.....	- 24 -
4.3.2 Středně hluboká zemětřesení.....	- 25 -
4.3.3 Hluboká zemětřesení	- 27 -
4.4. Ohniskové mechanismy	- 27 -
4.5. Rozložení zemětřesení s hloubkou	- 28 -
4.6. Národní seismická síť Peru	- 30 -
5. ZÁVĚR	- 32 -
6. POUŽITÁ LITERATURA	- 33 -

1. ÚVOD

Zemětřesení jako jedna ze zásadních přírodních katastrof ohrožující životy a majetky lidí poutala pozornost už od nepaměti. Zemětřesení ovlivňovalo celé civilizace a přicházelo zcela bez varování a zjevných příčin. Z historie známe velký počet mohutných zemětřesení, která pustošila celá města a zmařila miliony lidských životů. V minulosti lidé připisovali zemětřesení nadpřirozeným silám, protože si jej nedokázali jinak vysvětlit. Obor, který se snaží popsat vznik a příčiny tohoto jevu – seismologie se však výrazněji začal rozvíjet až od druhé poloviny 20. století. Studium zemětřesení v dnešní době je založené na sledování seismicity pomocí celosvětové sítě seismických stanic a poskytuje informace o stavbě zemského tělesa a dějů v něm probíhajících a také o vlivu zemětřesení na lidstvo.

S rozvojem urbanizace a nárůstem populace společně se vznikem zranitelných staveb jako jsou jaderné elektrárny, přehrady, nejrůznější komunikační stavby a další infrastruktura se stalo velmi potřebným umět předvídat následky možného zemětřesení právě na tyto objekty. S ohledem na geologickou stavbu se určuje seismické ohrožení daného místa, s tím souvisí návrh těchto zařízení tak aby odolali případným otřesům. A to zejména v seismicky aktivních hustě osídlených oblastech. To se týká ve velké míře právě Peru, které leží na kontaktu desky Nazca a jihoamerické desky a je tak sužováno častými zemětřeseními. V nedávné minulosti i současnosti postihlo zemi mnoho zemětřesení, jedno z nejničivějších a nejznámějších například v roce 1970, při kterém zemřelo téměř 68 000 lidí a došlo k obrovským materiálním škodám. Tato práce popisuje vznik tektonického zemětřesení a soustředí se na podrobnější popis Peru z hlediska geodynamického a seismologického.

2. ZEMĚTŘESENÍ

Zemětřesením rozumíme náhlý pohyb povrchu Země, vyvolaný prudkým uvolněním nahromaděného napětí. Řadí se mezi tektonické procesy neustále probíhající v Zemi. Představují jednu z nejničivějších a nejděsivějších přírodních katastrof, které na světě existují. Objevují se velmi nečekaně a působí v relativně krátkém časovém úseku. Za pár okamžiků mohou tisíce lidí přijít o své majetky, zdraví, blízké i životy. Je známo, že některá zemětřesení se stala příčinou mnoha obětí na životech, mnoha zranění a vážných materiálních škod. Proto jsou v dějinách lidstva smutně připomínána. Z minulosti jsou uchovávané informace o výskytu ničivých historických zemětřesení, nicméně obor, jimi se zabývající je poměrně mladý.

Studiem zemětřesení se zabývá geofyzika, konkrétně její část zvaná seismologie. Seismologie tedy studuje zdroje, které je vytvářejí, jakož i seismické vlny jimi vyvolané. Zabývá se taktéž fyzickým prostředím, kterým zmíněné vlny procházejí. Seismologie se obecně zabývá i příčinami vzniku zemětřesení, jejich průběhem a možnostmi jejich předvídání nebo zmírňování jejich následků.

Studium seismického zdroje zahrnuje jak zkoumání příčin vzniku zemětřesení, tak i procesů v něm se vyskytujících. Toto studium je nezbytné k vypracovávání realistických modelů, které nám pomáhají předvídat zemětřesení. Studium seismických vln je důležité nejen z toho důvodu, že na nich závisí rozsah škod způsobených zemětřesením, ale též nám poskytuje informaci o tom co se děje ve zdroji zemětřesení a v prostředí šíření vln. Studium fyzického prostředí nám zase umožňuje poznat vnitřní strukturu naší planety v malých i větších hloubkách. Poznáním tohoto prostředí jsme též schopni zemětřesení správně lokalizovat a zkoumat vyvolané vlny (Nava, 2011).

2.1. Globální seismická Země

Zemětřesení nejsou rozložena na zemském povrchu stejnoměrně, ale jsou soustředěna do úzkých zón, které odpovídají aktivním tektonickým zónám. *Cirkum-pacifická zóna* (ohnivý kruh) je oblast tvaru podkovy obklopující Tichý oceán, kde je uvolňováno 75-80% seismické energie. Druhé významné seismické oblasti odpovídá *středomořsko-*

transasiatická zóna, zde dochází k uvolňování 15-20% seismické energie. 3-7% seismické energie je uvolňováno v oblasti *středoocéánských hřbetů*. Ostatní části zemského povrchu jsou považovány za aseismické, nicméně výskyt zemětřesení zde není zcela vyloučen. Přibližně 1% celosvětové seismicity nastává *uvnitř desek* (intradeskové zemětřesení) vzdálené od hlavních seismických oblastí (Lowrie, 2007).

Existují různá kritéria, podle kterých lze zemětřesení klasifikovat. Podle *příčin* rozeznáváme zemětřesení *tektonická, sopečná, říťivá a umělá*. 90% všech zemětřesení představují zemětřesení tektonická. Zemětřesení dále lze rozdělit podle *hloubky ohniska*. Do první skupiny patří *mělká zemětřesení*, jejichž ohniska dosahují hloubky do 60 km. Vznikají tedy v zemské kůře a svrchním plášti. Tato zemětřesení zahrnují ty nejničivější otřesy a uvolňují celkově nejvíce energie (85%). Do druhé skupiny patří *středně hluboká zemětřesení*, která mají ohniska v hloubkách mezi 60 až 300 km. Tato zemětřesení jsou vázána především na okraje litosférických desek. Poslední skupinu tvoří *hluboká zemětřesení*, jejichž ohniska jsou v hloubkách větší než 300 km. Tato zemětřesení jsou generována především v subdukčních zónách (Lowrie, 2007; Nava, 2011). Hloubkové rozložení ohnisek středně hlubokých a hlubokých zemětřesení nám poskytují důležitou informaci o subdukčních zónách. V řezu, který je orientován svisle, a kolmo k okraji desky můžeme dojít k zjištění, že se ohniska vyskytují v ukloněné zóně zhruba 30–40 km mocné. Zároveň subdukující oceánská deska má mocnosti v rozmezí 80–100 km a ve většině případů se zasouvá pod úhlem 30-60°. Tato zemětřesná zóna se označuje jako Benioffova zóna (viz níže obr. 12) a může se táhnout několik stovek kilometrů do nitra Země. S rostoucí hloubkou se úhel subdukující desky zvyšuje (Lowrie, 2007).

2.2. Vznik tektonického zemětřesení

V celosvětovém měřítku jsou nejpočetnější a nejbezpečnější zemětřesení tektonická. Zemětřesení jsou vázána především na okraje litosférických desek, uvnitř desek se projevují méně a to hlavně v místech jejich oslabení (USGS¹). Existují tři typy rozhraní litosférických desek. *Divergentní rozhraní* nastává tehdy, když se dvě desky od sebe vzdalují. *Konvergentní rozhraní* se nalézá tam, kde dochází k pohybu desek proti sobě. V případě styku oceánské a kontinentální kůry dochází k podsouvání těžší (oceánské) pod lehčí (kontinentální). Tento fakt je zapříčiněn jejich rozdílnou hustotou. Uvedený proces

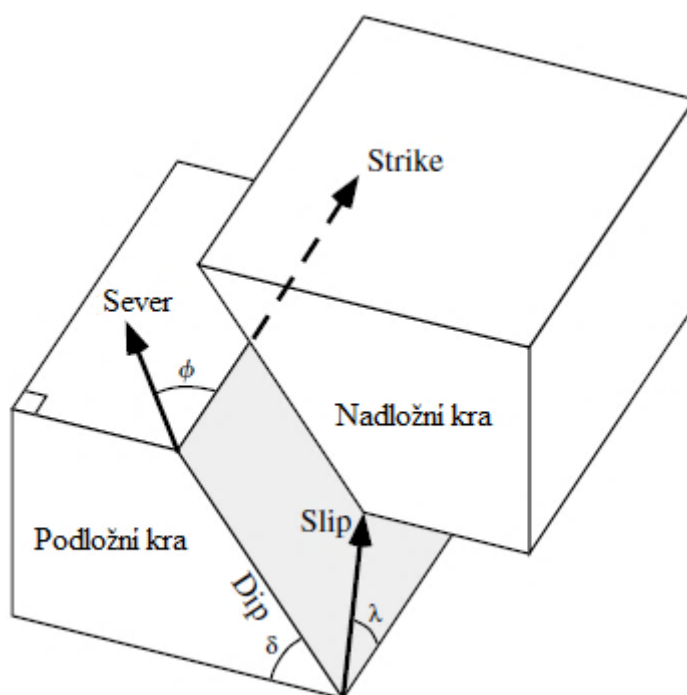
nazýváme subdukci. *Transformní rozhraní* nacházíme mezi dvěma deskami, které se vůči sobě pohybují (GFÚ¹).

Na základě studia katastrofálního zemětřesení v San Franciscu v roce 1906, formuloval H. F. Reid ideu modelu zemětřesení založeného na elastickém odlehčení. Tento model je používán až doposud. Zemětřesení jsou vázána na velké geologické zlomy a praskliny v zemské kůře a svrchním plášti. Nejprve dochází k deformaci horninového masívu. Vlivem této deformace dochází k nahromadění elastické energie (podobně jako při stlačování ocelové pružiny). Tato deformace narůstá do té doby, dokud jsou třecí síly schopny udržet zlom v klidu. Pokud v nějakém bodě na zlomu dojde k překonání těchto sil, zlom praská a elastická deformační energie se začne uvolňovat. V důsledku toho se horninové bloky tvořící zlom v tomto bodě, představujícím ohnisko zemětřesení, náhle posunou (Kvasnička, 1997). Čím větší je délka aktivované části zlomu, tím je zemětřesení silnější. U nejsilnějších zemětřesení tato délka dosahuje desítky až stovky kilometrů. V některých případech je nahromaděné napětí částečně uvolněno jako slabší zemětřesení, tzv. předtřesy. Ty předcházejí hlavnímu otřesu a vycházejí ze stejného zdroje jako zemětřesení. Někdy jsou předzvěstí, že se blíží silné zemětřesení. Toto platí v oblastech, kde se tak děje pravidelně. Dojde-li k zemětřesení, většina nahromaděné energie je uvolněna během hlavního otřesu. Nicméně, týdny nebo měsíce po silném zemětřesení mohou nastat slabší zemětřesení, tzv. dotřesy. Ty následují po hlavním otřesu a mohou také způsobit velké škody. Zlomový proces začíná v hloubce v bodě označovaném jako hypocentrum. Odtud se na všechny strany začínají šířit seismické vlny. Bod na zemském povrchu ležící svisle nad hypocentrem je označován jako epicentrum zemětřesení (Lowrie, 2007).

2.3. Zlomy

Zlom je definován jako porucha hornin v zemské kůře, která přerušuje jejich původní spojitost a na které došlo k vzájemnému posunu sousedních bloků. Celky oddělené zlomem se nazývají kry (popř. bloky). Ta, která leží nad zlomovou plochou, bývá označována jako kra nadložní. Kra pod zlomovou plochou je krou podložní. U svislých zlomů toto označení ztrácí smysl. Dvě sousední kry mají stěny omezeny zlomovými plochami a jsou od sebe odděleny zlomovou spárou. Zlomová plocha, podél které došlo

k pohybu je popsána pomocí dvou úhlů: *strike* ϕ a *dip* δ . Pohyb nadložní kry vůči podložní v této ploše je popsán pomocí úhlu *rake* λ (obr. 1). S nadložní krou po pravé straně, *strike* ($0 \leq \phi < 360^\circ$) je geografický azimut průsečnice zlomu s horizontální rovinou, měřený od severu ve směru hodinových ručiček. *Dip* ($0 \leq \delta \leq 90^\circ$) reprezentuje sklon zlomu, je to úhel měřený ve svislé rovině od horizontální plochy směrem ke zlomové ploše. *Rake* ($0 \leq \lambda < 360^\circ$) je úhel, který v rovině zlomu svírá strike a vektor skluzu (slip). Vektor přemístění je dán posunem nadložní kry vůči kře podložní (Shearer, 2009).

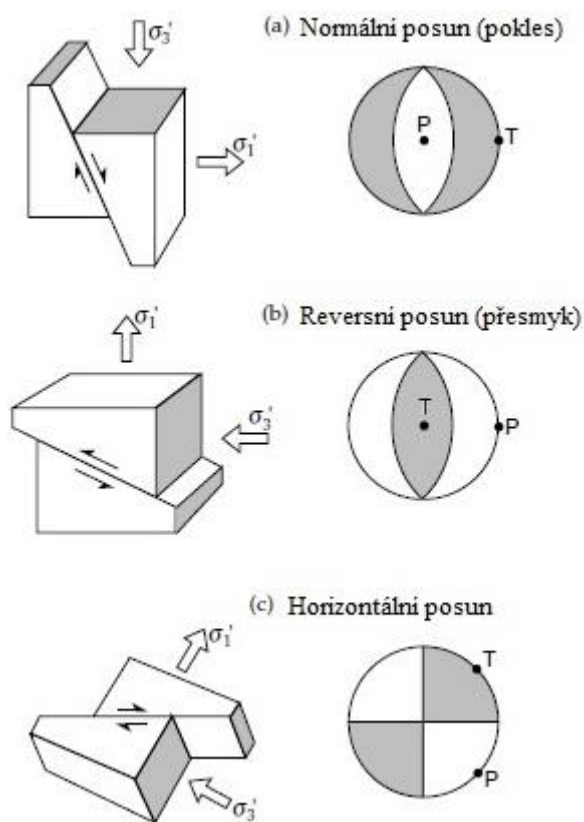


Obr. 1. Zlomová plocha a úhly, pomocí kterých je popsána: ϕ (strike), δ (dip), λ (rake) (převzato ze Shearer, 2009).

2.3.1 Klasifikace zlomů

Klasifikace zlomů je založena na různých hlediskách. Nicméně základním klasifikačním kritériem zlomových struktur je kinematické kritérium – relativní posun, který se na nich uskutečnil. Podle pohybu ker po zlomové ploše se rozeznávají tři typy zlomů: přesmyky, poklesy a horizontální posuny (obr. 2). *Přesmyk* je zlom, při kterém se nadložní kra pohybuje vzhledem k podložní, směrem vzhůru. Vzniká v kompresním napěťovém režimu, dochází ke zkrácení prostoru. Přemísťuje-li se nadložní zlomová kra vůči kře podložní směrem dolů, označíme zlom jako *pokles*. Poklesový zlom vzniká v režimu relativní extenze zemské kůry, dochází k rozšiřování deformovaného prostoru (Shearer, 2009;

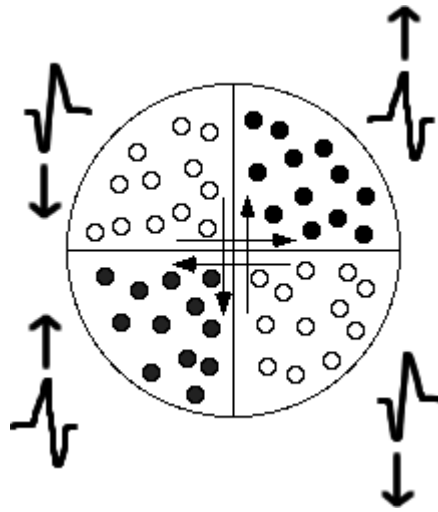
USGS²). Pokud k přemístění dochází výrazně převládající horizontální složkou pohybu, hovoříme o *horizontálním posunu* (strike-slip). V případě horizontálních posunů může dojít ke dvěma způsobům relativního pohybu bloků. Je-li pohyb proti směru hodinových ručiček (pozorovatel stojí na jedné kře), jedná se o *levostranný (sinistrální) horizontální posun*. V případě, že se pohybují po směru hodinových ručiček, jedná se o *pravostranný (dextrální) horizontální posun*. S nadložní krou po pravé ruce je pro levostranný horizontální posun úhel rake $\lambda=0^\circ$ a pro pravostranný posun $\lambda=180^\circ$. Jeden z nejznámějších zlomů typu levostranného horizontálního posunu je zlom San Andreas v Kalifornii (Shearer, 2009). Ve spojení s problematikou globální tektoniky se objevil pojem *transformní zlom*. Zlomy tohoto typu mají charakter horizontálních posunů a jsou většinou vázány na středooceánské hřbety, kde dochází k rozpínání a vzniku nové oceánské kůry (Lowrie, 2007).



Obr. 2. Základní typy zlomů a jejich ohniskové mechanismy (převzato z Lowrie, 2007).

2.4. Ohniskové mechanismy

Významným pozorovaným parametrem při studiu záznamu zemětřesení je směr prvního nasazení podélné vlny (obr. 3). Ze znamének prvního nasazení většího počtu stanic lze za pomoci výpočetního softwaru stanovit mechanismus zemětřesení, který popisuje směr vzájemného pohybu bloků v ohnisku. Mechanismy zemětřesení jsou důležité při studiu tektonických tlaků panujících v oblasti uvolňování napětí.



Obr. 3. Určení mechanismus zemětřesení. Podle znaménka prvního nasazení na seismogramu je možno odlišit, dochází-li v místě měření ke kompresi nebo dilataci (převzato z USGS³).

Mechanismy zemětřesení se v seismologii zobrazují za pomoci stereoprojekce spodní polokoule. Ve stereografické projekci jsou uvedeny obě plochy pro všechny mechanismy, plocha zlomová a plocha doplňková. Pro stanovení ohniskového mechanismu je nezbytné znát směr východu paprsku seismické vlny z ohniska. Daný směr následně vyneseme do stereografické projekce pro všechny možné stanice. Jsou-li k dispozici četná pozorování na stanicích s průměty rovnoměrně pokrývajícími spodní polokouli se středem v ohnisku, lze definovat orientaci roviny zlomu a pomocné roviny včetně směru pohybu na zlomu. To se provádí za pomoci dvou kolmých rovin, jimiž oddělíme kvadranty s opačnými polaritami prvních nasazení P-vln. Polaritu prvních nasazení P-vln zobrazujeme ve stereografické projekci s pomocí vyšrafování těch kvadrantů, v nichž byla pozorována kladná polarita nasazení P-vlny. Tyto kvadranty odpovídají oblasti komprese. V nich je první pohyb částice při příchodu P-vlny směrem nahoru (od ohniska). Nevyšrafované kvadranty, v nichž byla pozorována záporná polarita nasazení P-vlny, odpovídají oblasti dilatace.

V nich je tedy první pohyb směrem dolů (k ohnisku). Vzniká tak zobrazení mechanismů typu „beach ball“. Osa tahu (T-osa) se nachází uprostřed sektoru se znaménkem plus (oblasti komprese), zatímco osa tlaku (P-osa) je uprostřed sektoru se znaménkem mínus (oblasti dilatace) (Shearer, 2009).

Na obr. 2 jsou znázorněny základní typy mechanismů odpovídající normálnímu (pokles), reversnímu (přesmyk) a horizontálnímu posunu. V případě poklesu rovinné zobrazení mechanismu ohniska má uprostřed oblast dilatace a na krajích oblasti komprese. T-osa je tedy horizontální a P-osa je vertikální. U přesmyků je situace opačná, rovinné zobrazení mechanismu ohniska má uprostřed oblast komprese a na krajích oblasti záporného znaménka P-vln. T-osa je tedy vertikální a P-osa horizontální. V případě horizontálního posunu, obě osy T a P leží v horizontální rovině a ohniskový mechanismus ukazuje dva kvadranty s kompresí a dva s dilatací (Lowrie, 2007).

2.5. Měření síly zemětřesení

Pro hodnocení velikosti zemětřesení existují dva přístupy. Prvním je relativně subjektivní způsob hodnocení velikosti zemětřesení – *makroseismická intenzita*. Druhým je objektivní hodnocení velikosti zemětřesení – *magnitudo*. Intenzita zemětřesení je veličina, která je určována na základě pozorování účinků zemětřesení na povrchu a její velikost klesá se vzdáleností od epicentra. Magnitudo zemětřesení je naproti tomu určeno na základě instrumentálního měření a je výpovědí o síle zemětřesení v jeho ohnisku. Zemětřesení jsou tedy charakterizována jednou hodnotou magnituda, ale více hodnotami intenzity. Pokud chceme hodnotit následky zemětřesení, intenzita se jeví jako vhodnější veličina. Pro zkoumání zemětřesení jako fyzikálního jevu naopak využíváme magnitudo (Lowrie, 2007).

2.5.1 Makroseismická intenzita

Z výše uvedeného textu je zřejmé, že intenzita zemětřesení je veličina popisující jeho velikost na základě projevů, jež jsou pozorovány lidmi v krajině. Na základě těchto projevů a jejich důsledku je zemětřesení přiřazena konkrétní číselná hodnota na makroseismické stupnici. Pomocí dotazníků jsou zjišťovány údaje sloužící k vyhodnocování makroseismické intenzity. Tyto dotazníky jsou vyplňovány lidmi žijícími

v dotčených oblastech a následně zasílány příslušné národní seismologické organizaci. Otázky jsou koncipovány tak, aby umožnily klasifikaci podle stupnice. Tímto je možno získat informace o účincích zemětřesení v místech, kde se nacházeli jednotliví pozorovatelé. Získané informace jsou poté generalizovány za pomoci propojení bodů o stejné intenzitě. Jsou tak zkonstruovány izoseisty, což jsou čáry spojující místa se stejnou hodnotou intenzity zemětřesení. Srovnáním map s vynesnými izoseistami s mapami geologickými získáme informaci o možném místním útlumu nebo naopak o zesílení účinků zemětřesení (Lowrie, 2007).

Většina využívaných stupnic vychází z dvanáctistupňové *Mercalliho škály*, která v průběhu let byla několikrát změněna. V dnešní době existuje několik rozdílných makroseismických stupnic, mezi nejznámější a mezinárodně používané patří *modifikovaná Mercalliho stupnice* (Modified Mercalli scale - MM) využívaná hlavně ve Spojených státech zejména pro účely konstrukce budov. Na evropském kontinentu byla tato stupnice využívána do roku 1964, poté se přešlo na stupnici *Medveděv - Sponheuer - Karník* (MSK). V současnosti se v Evropě používá *Evropská makroseismická stupnice* (European Macroseismic Scale - EMS) výjimečně ve spojení se starší stupnicí MSK. Stupnice EMS byla navrhuta v roce 1992 a vychází ze stupnice MSK. Tato stupnice bere v potaz vlastnosti různých typů konstrukcí budov a jejich případnou zranitelnost. Výhodou používání makroseismické intenzity je to, že umožňuje určit velikost historických zemětřesení z dob, kdy nebyla k dispozici žádná měření za pomoci moderních přístrojů. Přístup je pouze k záznamu svědků těchto katastrof (Lowrie, 2007).

2.5.2 Magnitudo

Magnitudo je tradičně používanou veličinou vyjadřující objektivní míru velikosti zemětřesení. Existují různé způsoby určení magnituda, závislé na použitých datech pro konkrétní výpočet. Měření síly zemětřesení pomocí magnituda zavedl Ch. Richter v roce 1935. *Richterovo (lokální) magnitudo* M_L je veličina úměrná dekadickému logaritmu maximální amplitudy S-vln. Ty jsou udávány v mikrometrech a zaznamenány standardním seismometrem v epicentrální vzdálenosti 100 km. Nelze však předpokládat, že seismograf bude právě v této vzdálenosti od epicentra a tak je nezbytné provést přepočty z obecné vzdálenosti na zmíněných 100 km (Mussett a Khan, 2000). Richterovo magnitudo platí tedy pouze pro určité frekvence a vzdálenosti od ohniska zemětřesení. Vzorec pro výpočet

magnituda byl totiž navrhnout pouze pro měření síly zemětřesení vyskytujících se v oblasti jižní Kalifornie.

V relativně krátkých vzdálenostech od epicentra zemětřesení mají největší amplitudu vlny typu S, ve vzdálenostech větších než 600 m dominují povrchové vlny. Vzhledem k tomu se zavedlo *magnitudo počítané z povrchových vln* M_s , které je vhodné pro mělká zemětřesení protože ta budí silné povrchové vlny (Mussett a Khan, 2000). Mezinárodní asociace seismologie a fyziky zemského nitra (IASPEI) přijala následující vztah pro výpočet magnituda z povrchových vln (M_s) zemětřesení:

$$M_s = \log_{10} \left(\frac{A_s}{T} \right) + 1.66 \log_{10}(\Delta) + 3.3,$$

kde A_s je vertikální složkou pohybu půdy v mikrometrech (μm) stanovenou z maximální amplitudy Rayleighovy vlny, T je perioda této vlny (18–22 sekund), Δ je epicentrální vzdálenost ve stupních ($20^\circ \leq \Delta \leq 160^\circ$). Vztah platí pro zemětřesení s ohniskovou hloubkou menší než 50 km. Rovnice pro určení M_s byla odvozena na základě studie mělkých zemětřesení pozorovaných v epicentrálních vzdálenostech větších než 20° . Z tohoto důvodu je třeba provést opravu spočítané hodnoty M_s , aby byly potlačeny účinky ohniskové hloubky větší než 50 km nebo epicentrální vzdálenosti menší než 20° (Lowrie, 2007).

U vzdálených zemětřesení většinou nejsou (v případě hlubokých zemětřesení) pozorovány povrchové vlny. V roce 1945 tak B. Gutenberg zavedl *magnitudo počítané z prostorových vln* m_b umožňující použití pro zemětřesení velmi rozdílných hloubek. Vztah pro výpočet magnituda z prostorových vln (m_b) je následující:

$$m_b = \log_{10} \left(\frac{A_p}{T} \right) + Q(\Delta, h),$$

kde A_p je maximální amplituda pohybu půdy. T je perioda maximální vlny (pro P-vlnu je $T < 3s$). $Q(\Delta, h)$ je kalibrační funkce závislá na epicentrální vzdálenosti (Δ) a ohniskové hloubce (h) (Lowrie, 2007).

Magnituda M_L , M_s a m_b mají tu nevýhodu, že v důsledku saturace přestávají korektně popisovat energii velmi silných zemětřesení. Jde o to, že m_b se měří z objemových vln, které mají vyšší převládající frekvence, než jsou frekvence, na nichž vyzařují velká zemětřesení. Pro tato zemětřesení není tedy velikost otřesu přesně vyjádřit pomocí magnituda vypočteného z objemových či povrchových vln. Velikost velmi silných

zemětřesení tedy nejspřávněji popisuje tzv. *momentové magnitudo* M_w . Toto magnitudo, na rozdíl od ostatních magnitud netrpí saturací (m_b začíná saturovat přibližně od $m_b = 6$, M_s přibližně od $M_s = 8$) a lze ho spočítat následujícím vzorcem přijatým IASPEI:

$$M_w = \frac{2}{3}(\log_{10}M_o - 9.1),$$

kde M_o je seismický moment v N m. Ten lze vyjádřit vztahem $M_o = \mu SD$, kde S je plocha porušené části zlomu, D velikost posunutí na zlomu a μ je smykový modul přiléhajícího prostředí. Vzhledem k tomu, že u seismického momentu nedochází k saturaci, není saturováno ani momentové magnitudo. M_w se tedy zda být vhodnější pro odhad magnituda velmi silných zemětřesení. Z tohoto důvodu bývá ve významnějších datových seismologických střediscích obvykle určován seismický moment a momentové magnitudo těchto zemětřesení (Lowrie, 2007).

3. GEODYNAMICKÝ KONTEXT PERU

Peru je s rozlohou 1 285 216,20 km² třetím největším státem Jižní Ameriky. Nachází se na severozápadě kontinentu u pobřeží Pacifického oceánu. Hraničí s Ekvádorem, Kolumbií, Brazílií, Bolívií a Chile. Peru má necelých 31 000 000 obyvatel, to z něj činí pátou nejlidnatější zemi Jižní Ameriky. Zhruba 52,6% Peruánců žije u pobřeží, 38% v horách a jen 9,4% v amazonském pralese. Hlavním městem je Lima, která je zároveň největším peruánským městem nacházející se u pobřeží Pacifického oceánu. Politicky se Peru dělí na 24 departamentů a jednu konstituční provincii - Callao (obr. 4). Geograficky se peruánské území dá rozdělit do tří regionů. Úzký velmi hustě osídlený pás při pobřeží nazývaný *costa*. Dále pak pohoří prostupující ze severu na jih třetinu země označující se jako *sierra*. Východ země je pak tvořen rovinatým územím tropických pralesů zvaným *selva*. Peru leží na styku dvou kontinentálních desek (Jihoamerické a Nazca). Právě tento fakt je příčinou značné seismické činnosti na peruánském území.



Obr. 4. Politická mapa Peru. Peruánské území je rozděleno na 24 departamentů a jednu konstituční provincii Callao (převzato z <http://museocavriana.it/images/photos/index.php?p=102>).

3.1. Stručný geologický přehled Peru

Tato kapitola je věnována geologickému vývoji na území Peru. Interpretací výsledků získaných ze studia oborů jako je paleontologie, paleografie a petrologie jsme schopni si utvořit celkový pohled na geologickou současnost i minulost tohoto území. To znamená, že rozumíme jeho vývoji a proměnám v čase. Podoba výsledného reliéfu je ovlivněna tzv. orogenním cyklem (sedimentace, orogeneze, peneplenizace).

Peruánské území je tvořené rozsáhlou řadou magmatických, sedimentárních a metamorfovaných hornin. Stáří těchto hornin se pohybuje v rozmezí od prekambria až do kvartéru. Sedimentární horniny se nacházejí zejména v různých údolích horského pásma And, stejně tak jako horniny vulkanické. Metamorfované horniny jsou výsledkem kontaktní a regionální metamorfózy, tedy vlivem kompresní tektoniky a změny teplotních podmínek při vzniku And a tepelným účinkem při umístění batolitů a plutonů.

Andy představují nejdelší systém horských hřebenů na Zemi. V neširokém pásu o délce 8 000 km se tyčí podél západního okraje Jižní Ameriky, od Karibského moře na severu až po ostrov Tierra del Fuego ležící zcela na jihu kontinentu. Jsou až 500 km široké a jejich průměrná výška se pohybuje okolo 4 000 metrů. Tento horský pás se začal formovat v období křídý před 138 až 65 milióny lety interakcí litosférických desek. Příčinou zdvihu a vrásnění usazených hornin bylo pomalé nasouvání tichomořské kry pod jihoamerickou pevninskou kru (Aleshire, 2008). Jako následek tohoto procesu vznikla například nejvyšší hora Peru, Nevado Huascarán (6 768 m n. m.) nacházející se v pohoří Cordillera Blanca v departamentu Áncash. Stejným způsobem vzniklo sopečné pohoří na jihu Peru. Téměř po celé délce And jsou patrné tektonické poruchy, které jsou dodnes příčinou zemětřesení a vulkanické činnosti.

Peruánské Andy navazují na ty ekvádorské a úzkými údolími řek Maraňon a Huallaga a jsou rozděleny do tří hlavních hřebenů: Cordillera Occidental (dále jen západní pohoří), Cordillera Central (dále jen centrální pohoří) a Cordillera Oriental (dále jen východní pohoří). Masívy v peruánských Andách odpovídají většinou batolatům s petrografickým složením podobným tonalitu, granitu a granodioritu. Tyto batolity vznikly utužením magmatu ve starých magmatických krbech, které byly v důsledku tektoniky vyzdviženy a

následně odkryty díky erozi. Mezi největší batolity patří Batolito Costero Peruano (peruánský pobřežní batolit), který je tvořen mnoha plutony (Chacón et al., 1995).

3.2. Geodynamické procesy

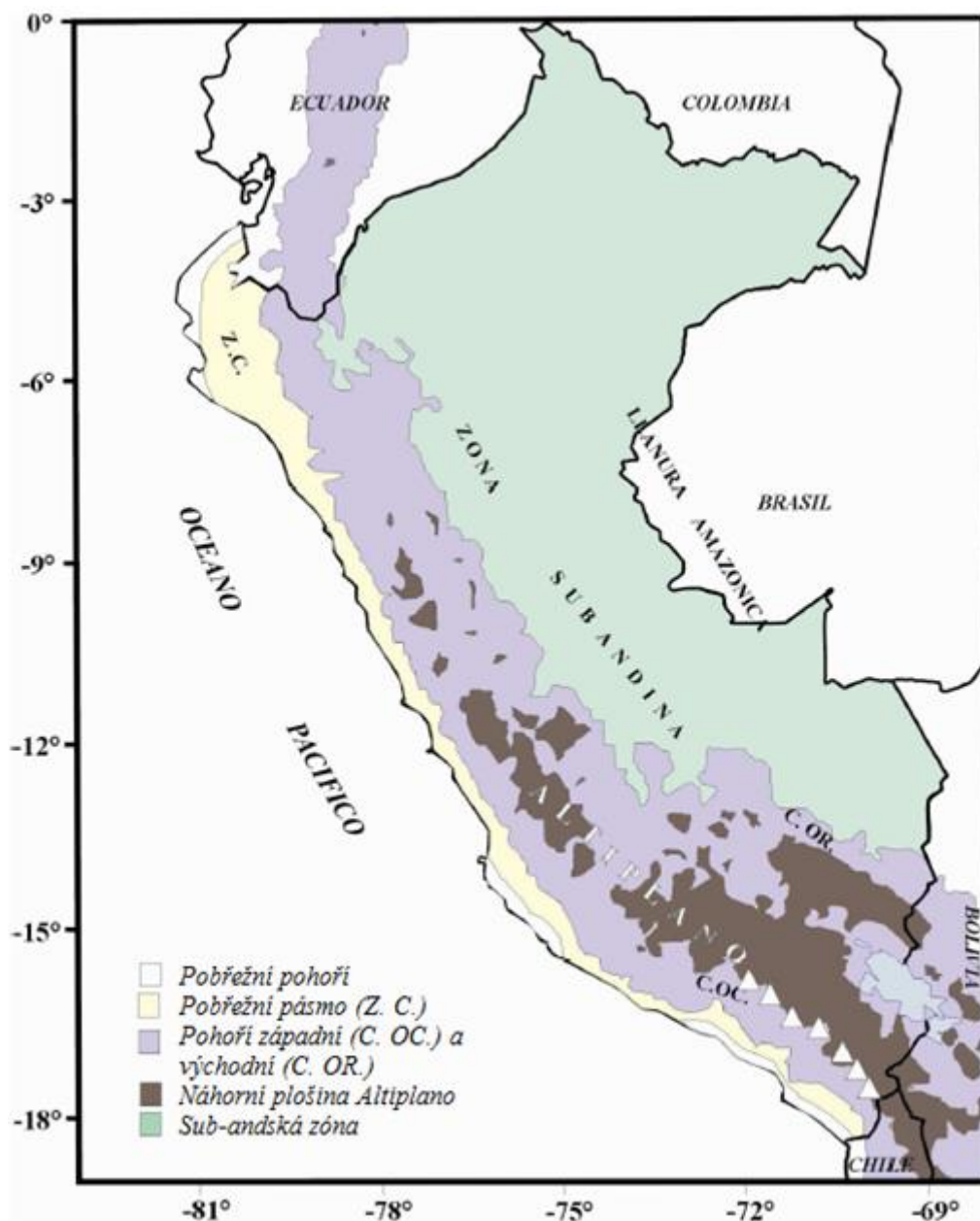
Vzájemné působení jihoamerické a Nazca desky je hlavním tektonickým procesem určujícím geodynamiku peruánského území. Obě desky sdílí konvergentní rozhraní, východní část desky Nazca se zde podsouvá pod jihoamerickou desku. Vlivem této subdukce vznikl peruánsko-chilský příkop a Andy. Toto pohoří prošlo významným erozním procesem. Na východě byly uloženy sedimenty vytvořené erozní činností. V místech, kde bylo rozsáhlé moře, vznikla amazonská nížina. Vznik tohoto pohoří byl doprovázen řadou střídajících se období poklesů a výzdvihů spojených s extenzními a kompresními tektonickými režimy, které následně způsobily zkrácení a ztluštění kůry (Dalmayrac, 1978).

Bernal a Tavera (2002) ve své publikaci rozdělují celý geodynamický proces, který peruánské území prodělalo, na dvě periody. Tyto periody se vyznačují různými geologickými procesy, které v nich probíhaly. První perioda se uskutečnila během paleozoika a vyznačuje se tím, že probíhala v čistě extenzním režimu. Druhá perioda vývoje And se odehrávala během triasu a pleistocénu a vyznačuje se tím, že probíhala v čistě kompresním režimu. Došlo ke vzniku a vývoji geomorfologických charakteristik, které zůstaly v Andách až dodnes.

3.2.1 Hlavní geomorfologické jednotky

Hlavní geomorfologické jednotky Peru (obr. 5) jsou spjaty s vývojem And. Andy jsou typickým příkladem pohoří, které lemuje okraj kontinentu. Jsou vyvinuté na subdukčním deskovém rozhraní. Jde o pásemné horstvo zlomově vrásového typu. Systémy zlomů je rozdělují do řady rovnoběžných jednotek, v nichž se střídají vyvýšeniny s rovnoběžnými sníženými a údolními nebo příkopovými propadlinami a náhorními plošinami (Suárez et al., 1983). Níže je uveden krátký popis těchto geomorfologických jednotek, které jsou podrobně popisovány v Chacón et al. (1995).

Cordillera de la Costa (pobřežní pohoří): toto přímořské pohoří vzniklo tektonickými procesy probíhajícími během prekambria. Dosahuje výšky v rozmezí 900 až 1 200 m n. m. Leží u pobřeží Pacifického oceánu a je vyvinuto ve směru SZ-JV (obr. 5). Jižní část tohoto pohoří je tvořena masímem Arequipa nacházejícím se mezi 14° a 18° j. š. Severní část pohoří zahrnuje ostrov Lobos de Afuera, ostrov Lobos de Tierra, vrch Illescas a vrch Amotape.



Obr. 5. Hlavní geomorfologické jednotky Peru. Bílými trojúhelníčky je označen výskyt sopečného pásma (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

Faja Costanera (pobřežní pásmo): nachází se mezi pobřežním pohořím a západním pohořím (obr. 5). Jedná se o úzký pás s šířkou pohybující se mezi 20 až 100 km dosahující maximálních výšek 1 500 m. Má mírný reliéf a pouštní klima. Jeho vznik je spojen se zdvihem And během kenozoika, před tím byla oblast pod mořskou hladinou. Obsahuje křídové sedimenty pokryté kvarténními eolickými a aluviálními uloženinami. Eolické uloženiny pocházejí z moře, zatímco aluviální pocházejí z řek, které odvodňují západní pohoří a odvádí tak své vody do Pacifického oceánu.

Cordillera Occidental (západní pohoří): jedná se o pásemné pohoří, které tvoří západní větev horského pásma And (obr. 5). Tato část dosahuje nejvyšších výšek. Západní pohoří se táhne ve směru SZ-JV od ekvádorské hranice až k chilské hranici, nicméně jeho průběh se mění u Abancay a u Huancabamby. Skládá se z paleozoického jádra pokrytého horninami z období mezozoika a kenozoika. Tyto horniny jsou deformované vlivem intenzivního vrásnění a kerných přesmyků. Mezi městem Ayacucho až k hranici s Chile obsahuje toto pohoří významný pás terciérních a kvarténních sopečných kuželů o délce přibližně 300 km.

Depresiones Interandinas (mezi-andské deprese): tato geomorfologická jednotka zahrnuje podélná mezi-andská údolí ve směru SJ-JV. Tato údolí se nacházejí mezi západním pohořím a východním pohořím. Jejich vznik souvisí s podélnými andskými zlomy, které mají zásadní vliv na drenážní systém regionu. Do tohoto drenážního systému patří řeky Marañón, Mantaro, Apurímac a Vilcanota.

Cordillera Oriental (východní pohoří): patří mezi jednu z nejvýznamnějších morfologických jednotek peruánského území. Je to pásemné pohoří, které tvoří východní větev peruánských And (obr. 5). Vznik začal během devonu v důsledku tektoniky. Východní pohoří se táhne přes celou zemi od hranice s Ekvádorem až k jižní hranici s Bolívií a má přibližnou délku 1 800 km s výškami dosahujícími 3 700 až 4 000 m n. m. a šířkami mezi 70 a 100 km. Z jihu na sever Peru je jeho průběh rovnoběžný se západním pohořím.

Cuenca del Titicaca (propadlina Titicaca): nachází se na jihovýchodní části peruánského území (obr. 5). Geomorfologicky se jedná o náhorní plošinu pojmenovanou *Meseta del*

Collao nebo obecně *Altiplano*. Leží ve výškách vyšších než 4 000 m. Na obou stranách je ohraničena pohořími, na západě je to pásmo stratovulkánů, zatímco na straně druhé je to vrásno-zlomové pohoří Cordillera Oriental. Altiplano vzniklo na konci druhohor, kdy vlivem tektonických pohybů nastal v oblasti pokles a následná masivní sedimentace.

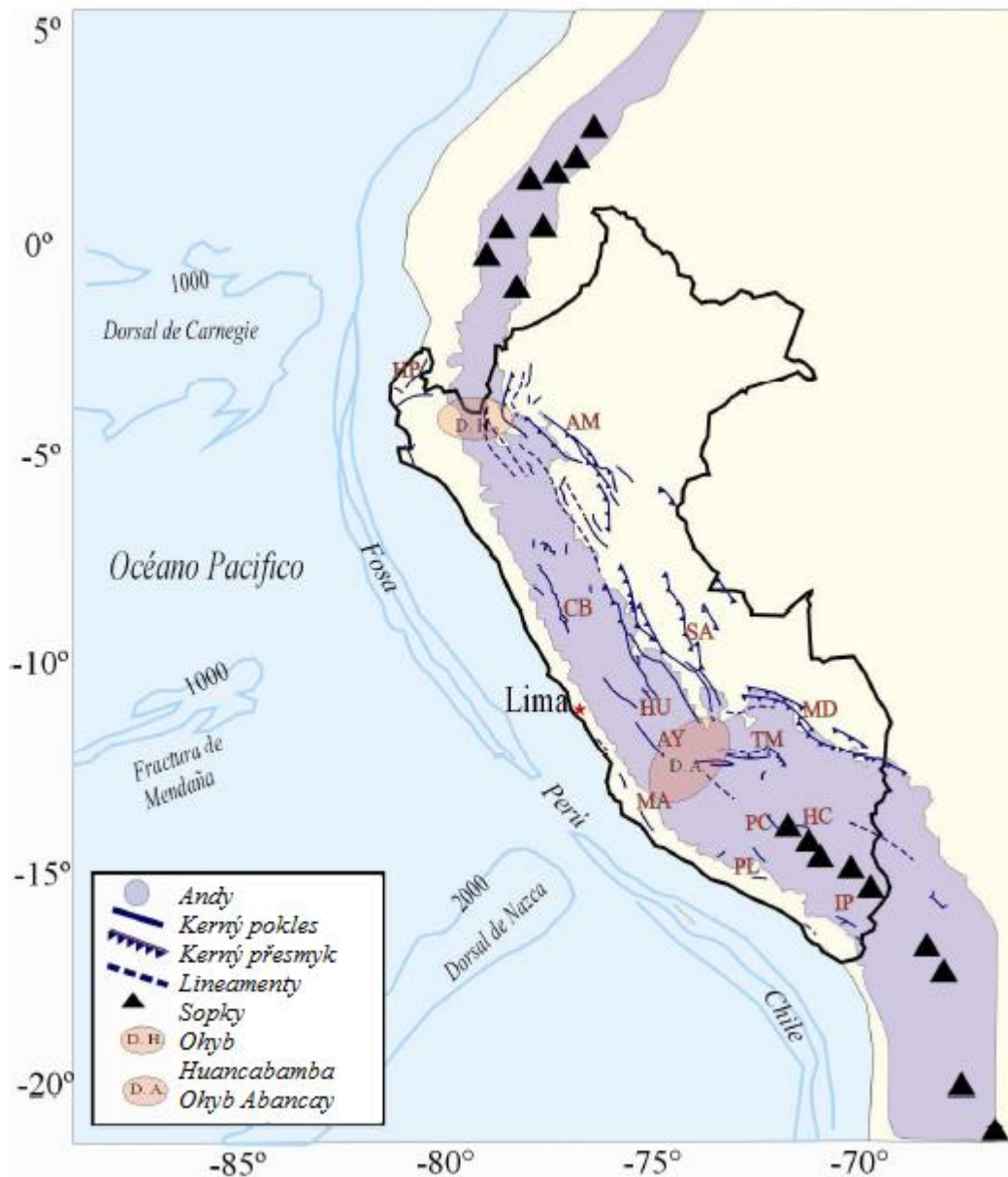
Zona Subandina (zóna sub-andská): nachází se mezi východním pohořím a amazonskou nížinou (obr. 5). Skládá se z územního pásma nerovného reliéfu, který pokračuje od severu na jih země a tvoří východní bok And. Vyznačuje se přítomností různých zlomů a vrásnění. Na hranici tohoto regionu s amazonskou nížinou, v dolině Huallaga, se objevují solné dómy.

Llanura Amazónica (amazonská nížina): táhne se celým amazonským pralesem, z Bolívie do Kolumbie, ze zóny sub-andské až do brazilského štítu (obr. 5). Geomorfologicky tvoří rozsáhlou rovinatou oblast pokrytou vegetací. V jejím podloží se nachází řada sedimentů z období kenozoika ležících nad horninami vzniklými v mezozoiku obsahujícími ropná ložiska.

3.2.2 Hlavní tektonické charakteristiky

Podsouvání desky Nazca pod jihoamerickou desku je doprovázeno přítomností různých tektonických jednotek nacházejících se na obou stranách kontinentálního okraje. Geodynamický vývoj Peru je tedy ovlivněn následujícími útvary (obr. 6):

Dorsal de Nazca (oceánský hřbet Nazca): je aseismické podmořské pohoří o délce 1 000 km, které je součástí desky Nazca nacházející se ve východní části Pacifického oceánu (obr. 6). Toto pohoří je vyvinuto v průběhu JZ-SV kolmo k peruánsko-chilskému příkopu. Jeho severovýchodní strana se nachází západně od departamentu Ica, kde šířka pohoří dosahuje 220 km nad kótou 2 000 m, nicméně směrem k jihozápadu se šířka a výška zmenšují. Tento oceánský hřbet má asymetrickou formu, což je pravděpodobně rozhodující pro různé geodynamické procesy odehrávající se v této oblasti (Bernal a Tavera, 2002; Hampel, 2002).



Obr. 6. Tektonické charakteristiky Peru. Černými trojúhelníčky jsou označena místa výskytu sopek, zatímco modré čáry ukazují důležité zlomové systémy: Huaypira (HP), Alto Mayo (AM), Cordillera Blanca (CB), Satipo - Amauta (SA), Huaytapallana (HU), Ayacucho (AY), Marcona (MA), Tambomachay (TM), Madre de Dios (MD), Planchada (PL), Pampacolca (PC), Huambo a Cabanaconde (HC), Ichupampa (IP) (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

La Fractura de Mendaña (zlom Mendaña): odpovídá diskontinuitě oceánské kůry. V současné době je tento zlom orientován SV-JZ kolmo k peruánsko-chilskému příkopu. Nachází se přibližně západně od departamentu Áncash a má šířku okolo 80 km nad kótou 1 000 m (obr. 6) (Kukowski et al., 2008).

Fosa Peruano-Chilena (peruánsko-chilský příkop): jedná se o hlubokou podmořskou propadlinu nacházející se na východě Pacifického oceánu (obr. 6). Je vzdálený okolo 160 km od pobřeží Peru a Chile a je nejdelším oceánským příkopem na světě. Jeho maximální hloubka je 8 069 m a délka přibližně 5 900 km. Příkop je výsledkem podsouvání východního okraje desky Nazca pod jihoamerickou. Následkem subdukce těchto dvou desek se současně vytvořily dva oceánské hřbety: hřbety Nazca a Juan Fernández (Chacón et al., 1995; Encyklopedia Britannica^{1,2}).

Cordillera Andina (Andy): jsou vyvinuty od severu k jihu a jsou přesně vymezeny. Nicméně je patrný výskyt dvou míst, kde se pohoří náhle stačí jiným směrem. Jedná se o tzv. ohyb Huancabamba a ohyb Abancay (obr. 6) (Chacón et al., 1995).

La Cadena Volcánica (sopečné pásmo): nachází se na jihu Peru pod ohybem Abancay a zasahuje až do severní Chile (obr. 6). Je vyvinuto v průběhu SZ-JV v Peru a S-J na severním okraji Chile. Geomorfologické charakteristiky každé ze sopek patřících k tomuto pásmu ukazují, že tektonická aktivita je současná s horotvorným procesem postihujícím Andy během mladšího kvartéru. Hlavní sopky nacházející se na jihu Peru jsou: Coropuna (6 425 m n. m.), Sabancaya (5 795 m n. m.), Misti (5 825 m n. m.), Ubinas (5 672 m n. m.), Chachani (3 745 m n. m.), Huaynaputina (4 800 m n. m.), Tutupaca (5 806 m n. m.), Yucamane (5 508 m n. m.). V severní a střední části země se vulkanická aktivita snižovala nebo vymizela přibližně před 8 miliony lety (Bernal a Tavera, 2002).

Los Sistemas de Fallas (zlomové systémy): na peruánském území jsou zlomové systémy výsledkem neustálého procesu deformace zemské kůry. Tyto systémy jsou vyvinuty od severu na jih (obr. 6) a to především v oblasti sub-andské na úpatí východní části And (zlomový systém Moyobamba, Satipo, Madre de Dios atd.). Množství zlomových systémů je menší v oblasti západního pohoří a v oblasti náhorní plošiny Altiplano (zlomový systém Cordillera Blanca, Huaytapallana a Tambomachay). Většinou se jedná o kerný přesmyk (Bernal a Tavera, 2002).

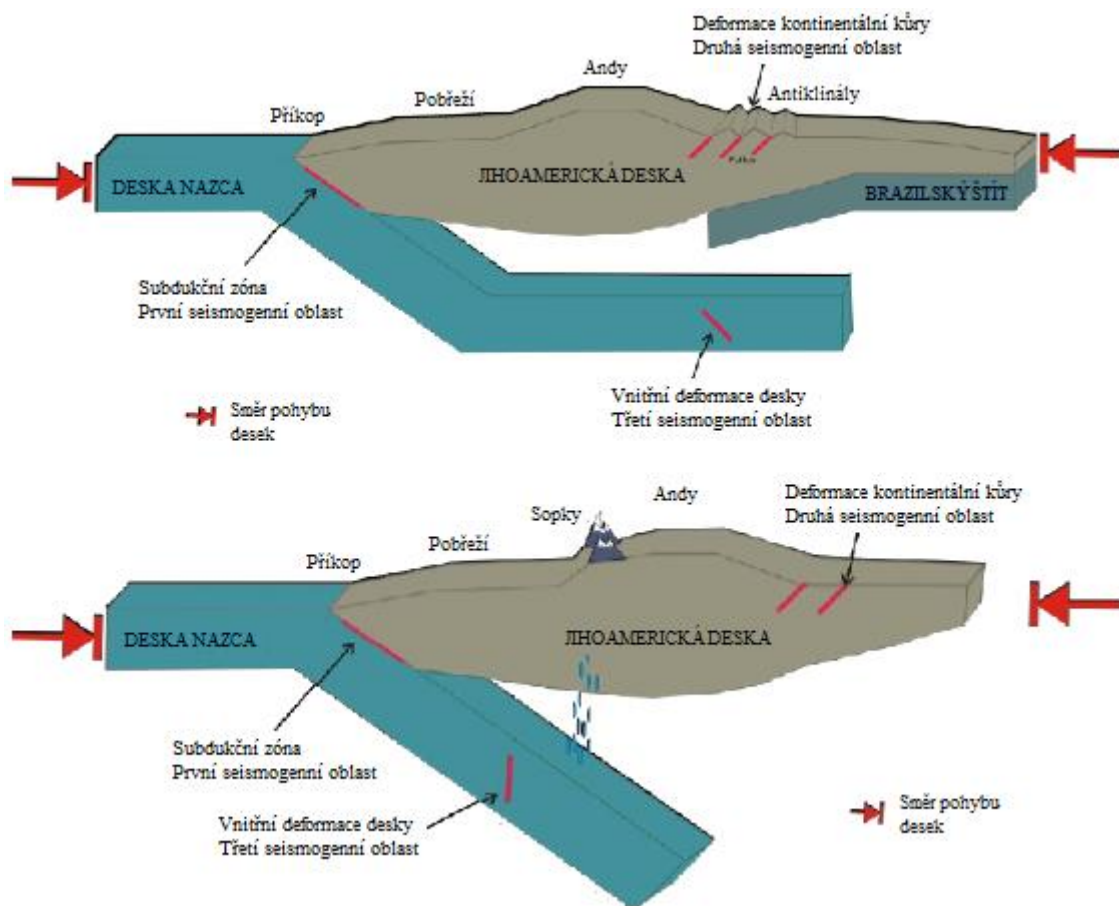
4. SEISMICKÁ AKTIVITA V PERU

Západní pobřeží Jižní Ameriky je součástí ohnivého kruhu, kde se vyskytují více než dvě třetiny nejsilnějších světových zemětřesení podle magnitudy. Andy a peruánsko-chilský příkop jsou živnou půdou pro ničivé katastrofy po celá staletí (USGS⁴). Výskyt zemětřesení v Peru je tedy častý. Každý rok Geofyzikální Ústav Peru (dále jen IGP) zaznamená průměrně 150 až 200 zemětřesení vnímaných lidmi, s minimálními intenzitami II-III MM a magnitudy $M_L \geq 4.0$ (Tavera, 2014).

4.1. Hlavní seismogenní oblasti

Vznik zemětřesení různých magnitud a hloubek je spojen s interakcí oceánské desky s deskou kontinentální, s deformací zemské kůry na mělkých úrovních a stejně tak s vnitřní deformací oceánské desky. Tavera (2014) podle prostorového rozložení seismicity vymezil tři hlavní seismogenní oblasti:

- *První seismogenní oblast* (obr. 7): subdukce desky Nazca pod jihoamerickou desku přítomná podél západního okraje Peru (mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežní linií) způsobuje nejsilnější zemětřesení, co do rozsahu magnitudy ($M_W > 8.0$) a intenzity otřesů půdy. Mnoho zemětřesení zde vyvolalo vlny tsunami, jež způsobily větší škody zejména v pobřežních oblastech. Nedávné zemětřesení v Arequipě (2001) a Piscu (2007) způsobily tsunami s vlnami o výšce až do 8 m, které dorazily k pobřeží v čase přibližně 15 minut po otřesu.
- Jako *druhá seismogenní oblast* (obr. 7) se uvažuje deformace kontinentální kůry v důsledku přítomnosti geologických poruch různých tvarů a rozměrů. V této oblasti je vyvolán vznik zemětřesení o magnitudě až do $6.5 M_W$. V roce 1990 a 1991 nastalo zemětřesení v oblasti Alto Mayo v departamentu San Martín, které následně vyvolalo sesouvání a ztekucení půd.
- *Třetí seismogenní oblast* (obr. 7) zahrnuje zemětřesení způsobené vnitřní deformací desky Nazca pod andským pohořím v hloubkách okolo 100 km a více. V této oblasti vznikají zemětřesení s magnitudou až do $7.0 M_W$, které jsou pak příčinou ztekucení půd v oblastech And. Příkladem je zemětřesení z roku 2005 v Yurimaguas v departamentu Loreto.



Obr. 7. Znárodnění subdukce při peruánském pobřeží a poloha hlavních seismogenních oblastí. Nahoře: sub-horizontální subdukce. Dole: normální subdukce (převzato z Tavera, 2014).

Obr. 7 znázorňuje interakci hlavních geodynamických jednotek účastnících se na neustálé deformaci peruánského území. Deska Nazca se podsouvá pod západní část jihoamerické desky dvěma způsoby označovanými jako *subdukce subhorizontální* a *subdukce normální*. Kolize těchto desek způsobuje zvedání Andy a vznik zemětřesení. V oblasti severně-centrální způsobuje brazilský štít zvrásnění, čímž vytváří antiklinály a různé geologické poruchy. V této oblasti dochází k subdukci sub-horizontální. Ta je charakteristická tím, že deska Nazca začíná subdukovat pod úhlem 30° až do hloubky přibližně 120 km. Právě v této hloubce se začíná pohybovat vodorovně až do vzdálenosti 750 km v severní oblasti a 500 km v centrální oblasti (obojí od linie peruánsko-chilského příkopu). V jižní oblasti dochází vlivem odlišného způsobu subdukce k výskytu sopek. Ty představují další nebezpečí pro jižní oblasti Peru. Zde je přítomná subdukce normální. Deska Nazca začíná tedy subdukovat pod úhlem 30° až do hloubky přibližně 250 km a až do vzdálenosti 450 km od linie příkopu (Bernal et al., 2002; Tavera et al., 2006).

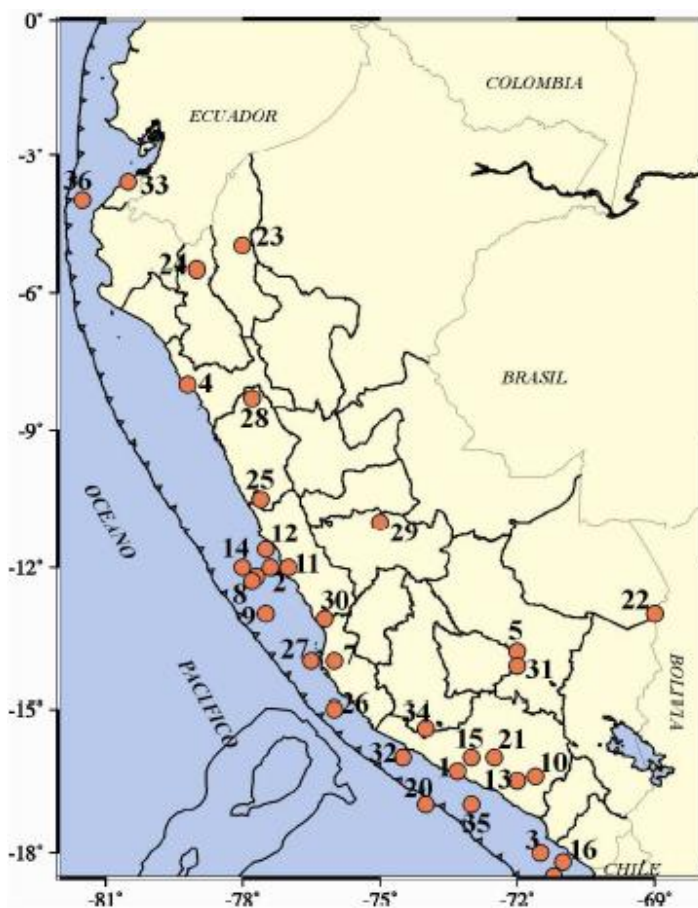
4.2. Vývoj seismické aktivity

Pro zkoumání charakteristik zemětřesení, která vznikla v Peru, je třeba brát v úvahu existenci databáze odpovídající dvěma konkrétním obdobím. Období historické seismicity zahrnuje zemětřesení proběhlá mezi roky 1500 – 1959. Dalším je období tzv. instrumentální seismicity, které zahrnuje zemětřesení probíhající od roku 1960 až dodnes.

4.2.1 Historická seismicita

Je důležité zdůraznit, že kvalita dostupných informací pro vyhodnocení historických zemětřesení je závislá na rozložení a hustotě populace v dotčených územích. Existuje tedy možnost, že v neosídlených oblastech proběhla silná zemětřesení, jež nebyla zaznamenána. Z tohoto důvodu můžeme konstatovat, že nemáme dostatek informací o zemětřeseních, která mohla nastat v oblastech Cordillera Occidental a v sub-andských zónách. Na druhé straně, u většiny historických zemětřesení nebyla přesně určena hloubka ohniska, nicméně vzhledem ke své poloze (mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežní linií) a pozorovaným škodám mohou být tato zemětřesení považována za mělká. Informace o historické seismicitě v Peru se datuje od dobytí Incké říše španělskými dobyvateli a její následné kolonizaci až do roku 1959. Velká část těchto informací byla shromážděna a následně publikována různými autory. Nejucelenější kompilace o této seismicitě byla udělána Silgadem (1978), v ní autor popisuje a zkoumá hlavní charakteristiky historických zemětřesení v Peru. Silgado na základě oblasti nejvyšší intenzity získal hodnoty magnituda některých historických zemětřesení ("Magnitudo Silgado") s cílem je porovnat s mladšími zemětřeseními (Tavera a Buforn, 1998). Později Dorbath et al. (1990) provedli podrobné přehodnocení velkých historických zemětřesení tak, aby získali kvantitativní odhady délky zlomu, seismického momentu a velikosti tsunami.

Obr. 8 ukazuje epicentra historických zemětřesení. Můžeme si všimnout, že historická zemětřesení jsou rozložena hlavně mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežím, nacházejí se nejvíc v centrální a jižní oblasti Peru. Většina těchto zemětřesení vyvolala tsunami s vlnami různých výšek.



N°	Datum (r/m/d)	M (Silgado)	N°	Datum (r/m/d)	M (Silgado)
1	1582/01/22	7,9	19	1913/07/28	7,0
2	1586/07/09	8,1	20	1913/08/06	7,7
3	1604/11/24	8,4	21	1922/10/11	7,4
4	1619/02/14	7,8	22	1928/04/09	6,4
5	1650/05/31	7,2	23	1928/05/14	7,3
6	1655/11/13	7,4	24	1928/07/18	7,0
7	1664/05/12	7,8	25	1940/05/24	8,2
8	1678/06/16	7,0	26	1942/08/24	8,4
9	1687/09/20	8,2	27	1946/09/30	7,0
10	1687/10/21	7,0	28	1946/11/10	7,2
11	1725/01/22	7,0	29	1947/11/01	7,5
12	1746/09/28	8,4	30	1948/05/28	6,7
13	1784/05/13	8,0	31	1950/05/21	6,0
14	1806/12/07	7,5	32	1951/03/04	6,7
15	1821/07/10	7,9	33	1953/12/12	7,7
16	1833/09/18	7,0	34	1955/07/21	6,7
17	1868/08/13	8,6	35	1958/01/15	7,3
18	1877/05/09	7,5	36	1959/02/07	7,2

Obr. 8. Epicentra historických zemětřesení proběhlých v Peru během let 1500 a 1959 ($M_{\text{Silgado}} \geq 6.0$). Tabulka byla vytvořena podle Silgada (1978), který uvádí souhrn důležitých zemětřesení proběhlých v Peru mezi 1513 a 1974 (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

Mezi nejdůležitější zemětřesení, která v tomto období nastala, patří, zemětřesení z roku 1619 a 1953 (VIII MM) ze severu, obě způsobila četná úmrtí a devastaci měst Trujillo a Tumbes. V centrální části je to zemětřesení z roku 1586 (IX MM), jedná se o první velké zemětřesení v Peru, pro které existuje historická dokumentace. Stejně tak jsou důležitá zemětřesení v roce 1687 (VIII MM) a 1746 (X MM), která zničila téměř celou Limu. Zemětřesení v roce 1746 vyvolalo vlny tsunami o výšce 15 až 20 m, což mělo za následek zaplavení přístavu Callao. Na jihu země se odehrála silnější zemětřesení v letech 1604 (IX MM), 1784 (X MM) a 1868 (X MM), která poničila hlavně města Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno a sever Chile. Další zemětřesení v roce 1868 způsobilo porušení zlomového pásma v délce 500 km a vyvolalo tsunami s vlnami výšky od 12 do 16 m. Pro toto období neexistují informace o zemětřeseních, která nastala v sub-andské zóně (Dorbath et al., 1990; Silgado, 1978).

4.2.2 Instrumentální seismicita

Záznamy instrumentální seismicity se datují od roku 1960, vzhledem k tomu, že právě v tomto roce začala instalace Globální Seismické Sítě (World-Wide Standardized Seismograph Network - WWSSN). Její databáze umožnila provést první analýzy a hodnocení seismicity vztahující se k území Peru s cílem identifikovat hlavní seismické zdroje. Autoři jako Rodriguez a Tavera (1991), Tavera a Buforn (2001), Bernal et al. (2001), Bernal (2002) s použitím teleseismických dat, provedli studie zemětřesení probíhající v různých obdobích. Výsledky získané z těchto studií umožnily sestavit geometrický model desky Nazca a identifikovat oblasti nejvyšší deformace kůry uvnitř kontinentu (Bernal a Tavera, 2002).

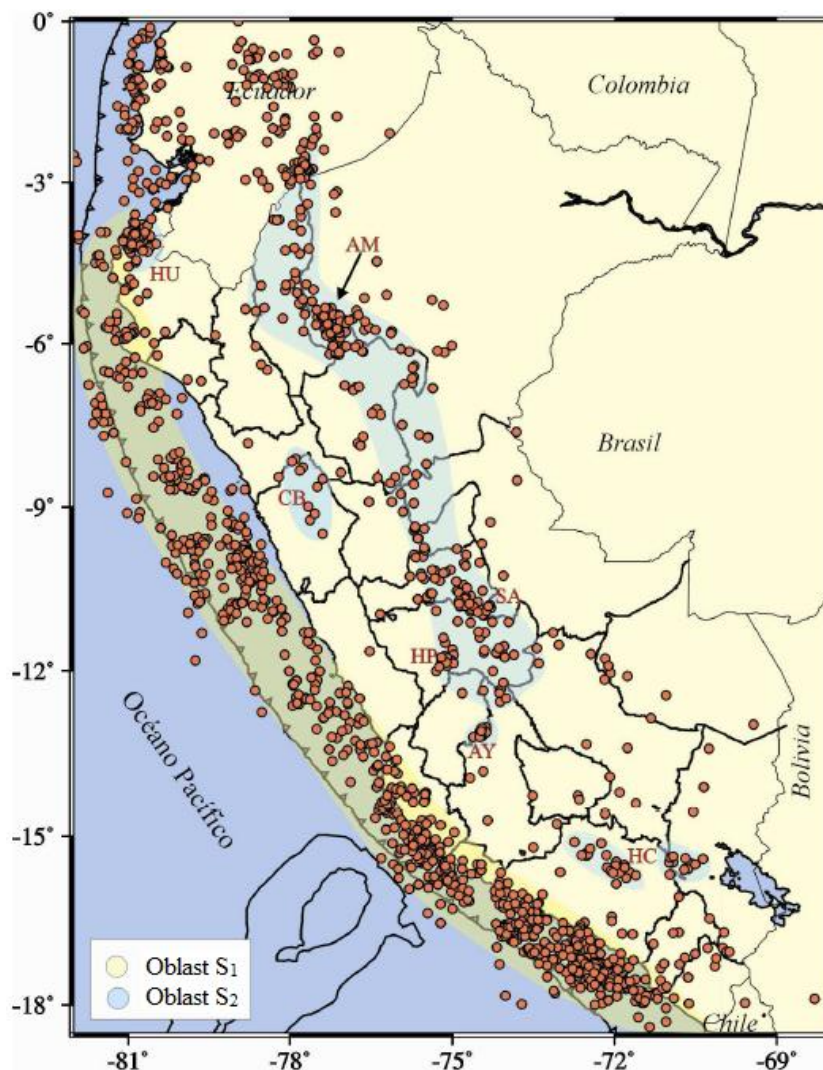
4.3. Prostorové rozložení seismicity

Aby bylo možné provést analýzu a hodnocení seismické aktivity v Peru, Bernal a Tavera (2002) vytvořili databázi na základě informací z katalogu Engdahl et al. (1997) a z IGP (2000). Z prvního jmenovaného katalogu použili informace z období 1960 - 1995, z druhého katalogu se vybrala zemětřesení, která nastala během roku 1996 až do roku 2002. Aby se sjednotily oba katalogy, byla vybrána pouze zemětřesení s magnitudy $m_b \geq 4.5$. Konečná databáze se skládá z 2 700 zemětřesení rozdělených na tři skupiny v souladu s kritérii stanovenými Taverou a Bufornem (1998), kteří rozlišují zemětřesení podle hloubky ohniska na mělká ($h \leq 60$ km), středně hluboká ($60 < h \leq 300$ km) a hluboká zemětřesení ($h > 300$ km).

4.3.1 Mělká zemětřesení ($h \leq 60$ km)

Mělká zemětřesení jsou rozložena hlavně ve dvou oblastech. První oblast, označovaná na obr. 9 jako S_1 , se nachází mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežní linií. Zemětřesení, která vznikají v této oblasti, představují přibližně 90% celé seismické aktivity vyskytující se v Peru. Tato seismicita se vztahuje k procesu podsouvání desek na mělkých úrovních a zahrnuje zemětřesení vysokých magnitud, která způsobila škody a úmrtí v městech ležících na pobřeží Peru. Příkladem je zemětřesení z roku 1970 ($M_s = 7.8$), které je považováno za jedno z nejničivějších zemětřesení na světě. Na svědomí má smrt

více než 67 000 lidí, 250 000 pohřešovaných a 180 000 zraněných. Druhá oblast, označovaná na obr. 9 jako S₂, zahrnuje mělká zemětřesení vyskytující se uvnitř kontinentu. Tato zemětřesení jsou rozložena od severu k jihu rovnoběžně s horským pásem And a jejich vznik je důsledkem přítomnosti geologických poruch podél And a sub-andské zóny (Bernal a Tavera, 2002; Tavera a Buforn, 2001).

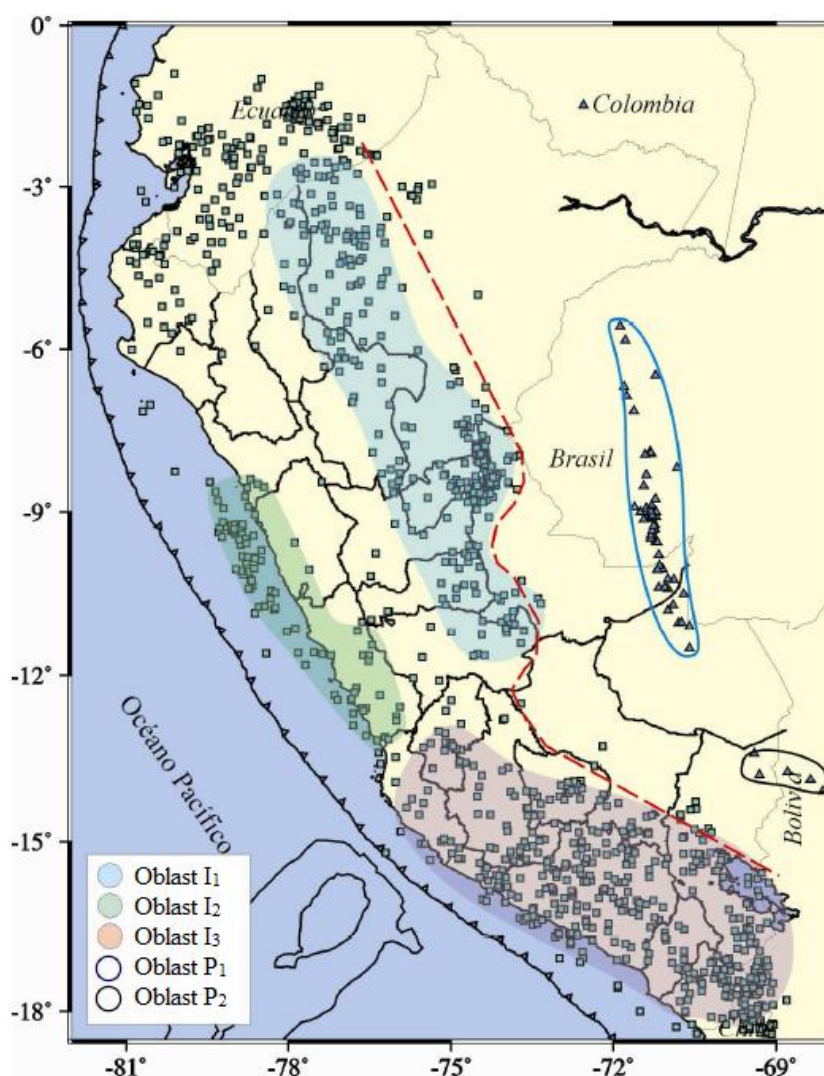


Obr. 9. Rozložení mělkých zemětřesení ($m_b \geq 4.5$) vyskytujících se v Peru od roku 1960 do roku 2002. (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

4.3.2 Středně hluboká zemětřesení ($60 < h \leq 300$ km)

Výskyt středně hlubokých zemětřesení se dá rozdělit do tří oblastí (obr. 10). První oblast (I₁) je umístěna mezi západním pohořím a sub-andskou zónou. Na severu této oblasti je pozorováno velké soustředění zemětřesení v blízkosti hranice s Ekvádorem, zatímco

směrem k jihu počet výskytů zemětřesení klesá. Druhá oblast (I_2) se nachází v blízkosti pobřežní linie. Na jižní části departamentu La Libertad a na západě departamentu Áncash. Směrem k jihu této oblasti jsou zemětřesení více rozptýlená. Třetí oblast (I_3) se nachází v jižní části Altiplano paralelně s peruánsko-chilským příkopem. V této oblasti je počet výskytu středně hlubokých zemětřesení výšší v porovnání s ostatními dvěma oblastmi. Zde jsou zemětřesení rozložena po celém území. Avšak častější jsou v departamentech Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac a jihu Ayacucho (Bernal a Tavera, 2002; Bernal et al., 2002).



Obr. 10. Rozložení středně hlubokých zemětřesení ($60 < h \leq 300$ km) a hlubokých zemětřesení ($h > 300$ km) vyskytujících se v Peru od roku 1960 - 2002. Stínované zóny odpovídají oblastem I_1 , I_2 , I_3 , červená přerušovaná čára označuje maximální vzdálenost, na které se vyskytují středně hluboká zemětřesení. Modrými trojúhelníčky jsou označena hluboká zemětřesení (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

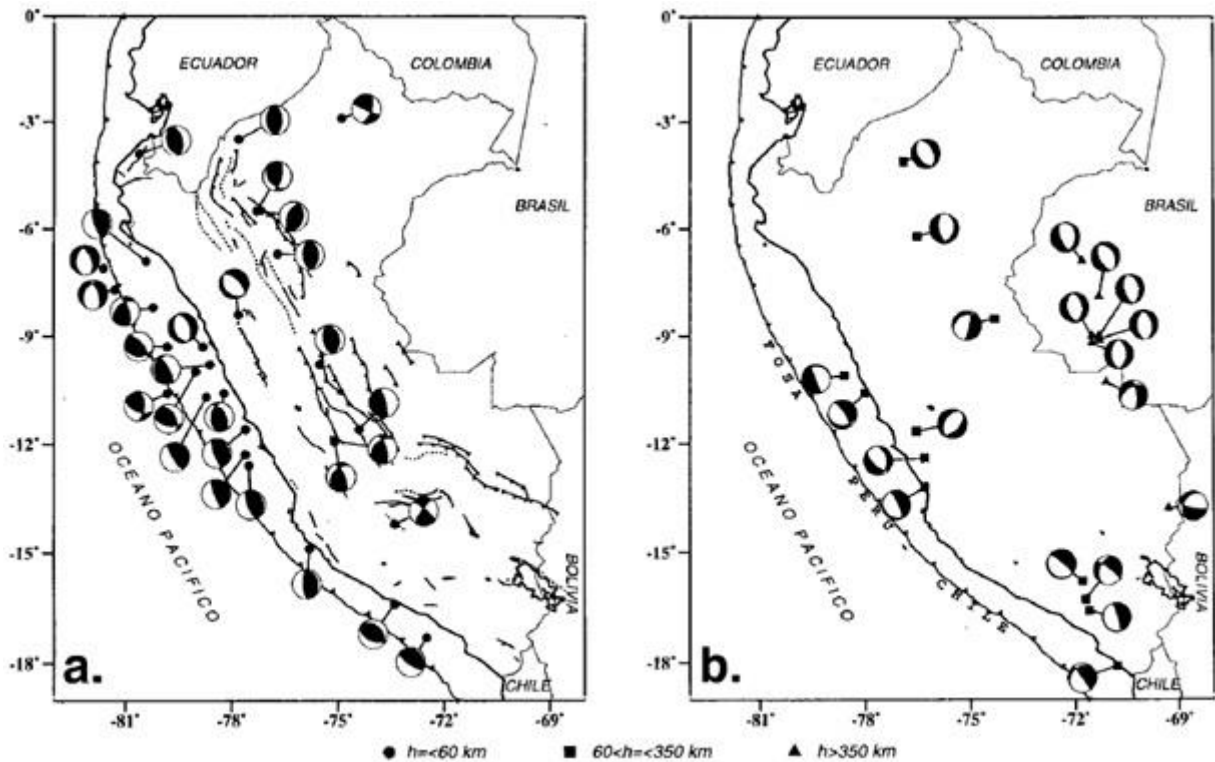
Podle linie na obr. 10 zobrazené červenou přerušovanou čarou je také patrné, že středně hluboká zemětřesení v severní a centrální oblasti (do 10° j. š.) jsou rozložena do vzdálenosti přibližně 750 km od peruánsko-chilského příkopu. Mezi 11° a 13° j. š. dosahují vzdálenosti 500 km od příkopu. V jižní oblasti jsou do vzdálenosti okolo 450 km (Bernal a Tavera, 2002). Toto rozložení seismicity ukazuje, že místo styku desek nebo deformace oceánské desky nejsou stejné během subdukčního procesu. Je tedy jasné, že různé vzdálenosti výskytu ohnisek zemětřesení pod kontinentem souvisejí s geometrií oceánské desky (Tavera et al., 2003).

4.3.3 Hluboká zemětřesení ($h > 300$ km)

Výskyt hlubokých zemětřesení (obr. 10) je číselně menší než mělkých a středně hlubokých, ale jejich magnitudo je obvykle větší. Následkem toho, že vznikají ve velkých hloubkách, nejsou na povrchu prakticky vnímána. Výskyt hlubokých zemětřesení můžeme umístit do dvou oblastí. První oblast (P_1) je umístěna v amazonské nížině v blízkosti hranice Peru s Brazílií mezi 6° a 11° j. š. Druhá oblast (P_2) se nachází na hranici Peru s Bolívií mezi 13° a 14° j. š. První zmiňovaná oblast je seismicky aktivnější (Bernal a Tavera, 2002; Tavera et al., 2003).

4.4. Ohniskové mechanismy

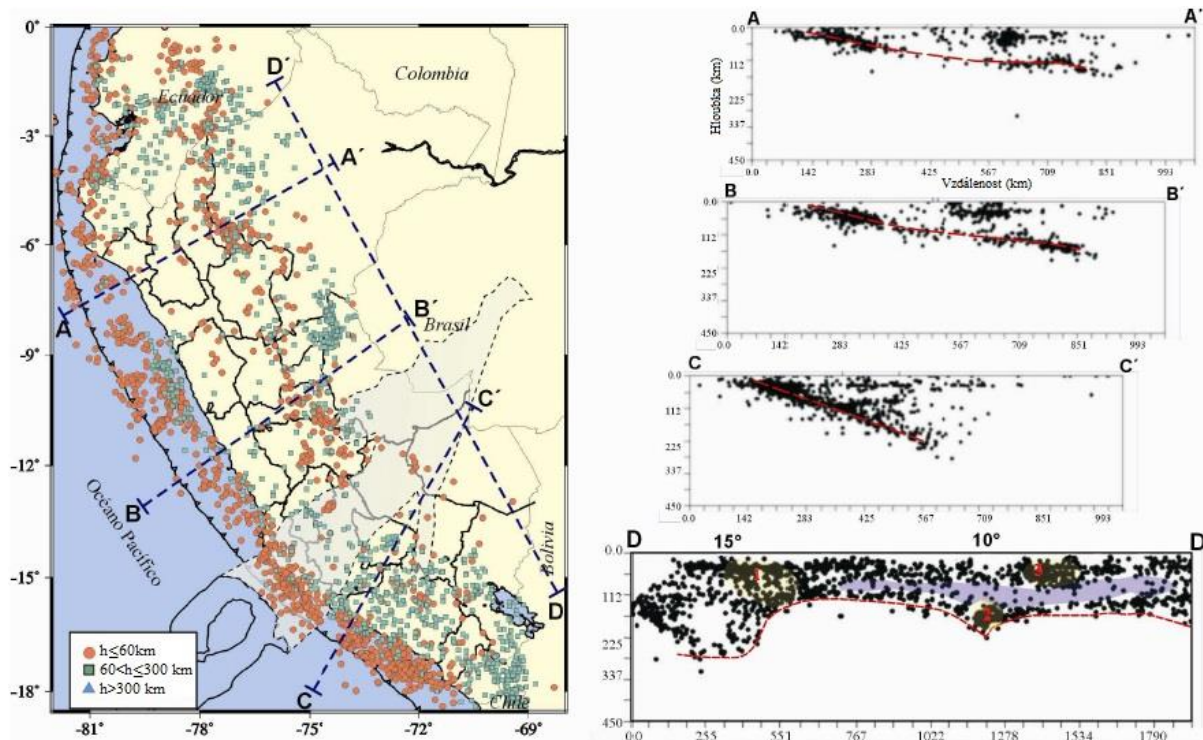
Ohniskové mechanismy pro zemětřesení nastalá v Peru během let 1940 až 1993 byly získány z polarit prvních nasazení P vln a polarit S vln. Obr. 11 ukazuje ohniskové mechanismy pro mělká zemětřesení (11a), středně hluboká a hluboká zemětřesení (11b). Mělká zemětřesení s ohniskem pod hladinou moře odpovídají většinou kerným přesmykům. Jenom ve třech případech byla pozorována ohniska zemětřesení typu poklesu, nejvýznamnější z nich je zemětřesení z 31. května 1970 ($M_s = 7.8$). Předpokládá se, že zemětřesení tohoto typu souvisí s vnitřní deformací oceánské desky. Mělká zemětřesení probíhající uvnitř kontinentu také velmi často představují ohniskové mechanismy typu přesmyků. Tato zemětřesení souvisí s aktivními zlomovými systémy rozloženými podél sub-andské zóny od severu k jihu. U středně hlubokých a hlubokých zemětřesení je situace jiná, zde jsou většinou ohniska typu poklesu (Hasegawa a Sacks, 1981; Tavera a Buforn, 1998, 2001).



Obr. 11. Ohniskové mechanismy pro mělká (11a), středně hluboká a hluboká zemětřesení (11b) nastalá od roku 1940 až do roku 1993 a $m_b \geq 5.7$. Na obrázku jsou znázorněny stereografické projekce spodní polokoule (převzato z Tavera a Buforn, 1998).

4.5. Rozložení zemětřesení s hloubkou

Analýza a vyhodnocení rozložení zemětřesení podle hloubky jejich ohnisek umožňuje definovat styčnou plochu mezi deskou Nazca a jihoamerickou a také geometrii té první v různých hloubkových úrovních pod peruánským územím. Rovněž poskytuje informaci o hloubkách hlavních zlomových systémů, což je nezbytný údaj ke stanovení modelu seismického rizika pro oblasti zlomů. Bernal a Tavera (2002) s použitím dříve zmíněné databáze (kap. 4.3) vytvořili tři vertikální řezy kolmé k linii peruánsko-chilského příkopu: podle profilu AA' (severní oblast), BB' (centrální oblast) a CC' (jižní oblast). Stejně tak vytvořili řez rovnoběžný s linií příkopu, podle profilu DD' (obr. 12).



Obr. 12. Seismická aktivita vztažená k subdukci desky Nazca pod jihoamerickou. Šedivá oblast je průmětem oceánského hřbetu Nazca pod kontinentem. Modré přerušované čáry ukazují orientaci seismických řezů. Na pravé straně jsou uvedeny řezy A-A', B-B' a C-C' (červená čára ukazuje průměrný trend seismicity). Řez D-D' zobrazuje maximální hloubkové úrovně dosahované zemětřeseními (červená čára). Oblasti označené čísly 1, 2, 3 ukazují akumulaci zemětřesení, zatímco fialová oblast ukazuje nepřítomnost seismicity. Body A, B a C jsou vzdálené přibližně 100 km od linie peruánsko-chilského příkopu (převzato z Bernal a Tavera, 2002).

Řez A-A' (severní oblast): z tohoto řezu je patrné, že se hloubka zemětřesení v oceánské oblasti zvyšuje od západu k východu s ohnisky o hloubce do 50 km a v kontinentální oblasti až do 150 km v kontinentální oblasti. Mezi 350 a 560 km horizontální vzdálenosti od bodu A je pozorován menší počet zemětřesení, která jsou ale mělká, což může znamenat možný výskyt seismické mezery. Od vzdálenosti 560 až do 850 km od bodu A se zvyšuje počet a hloubka zemětřesení, které zde dosahují hloubek 150 km (Bernal a Tavera, 2002; Tavera a Buforn, 1998).

Řez B-B' (centrální oblast): na tomto řezu je vidět, že rozložení ohnisek dodržuje stejný vzor, jako v předešlém případě. Chybí zde ale seismická mezera. V obou případech je až do hloubky 100-150 km rozložení ohnisek soustředěno podle přímky se sklonem přibližně 30°, což odpovídá tzv. *subhorizontální subdukci*. Mělká zemětřesení jsou rozložena mezi vzdálenostmi 490 a 700 km od bodu B (Bernal a Tavera 2002; Tavera a Buforn, 1998).

Řez C-C' (jižní oblast): v tomto řezu roste hloubka ohnisek lineárně ze západu na východ se sklonem 30° do hloubky přibližně 250 km. Tato seismicita dosahuje vzdálenosti 550 km od bodu C, ve větších vzdálenostech je pozorován výskyt jen mělkých zemětřesení (Bernal a Tavera, 2002; Tavera a Buforn, 1998).

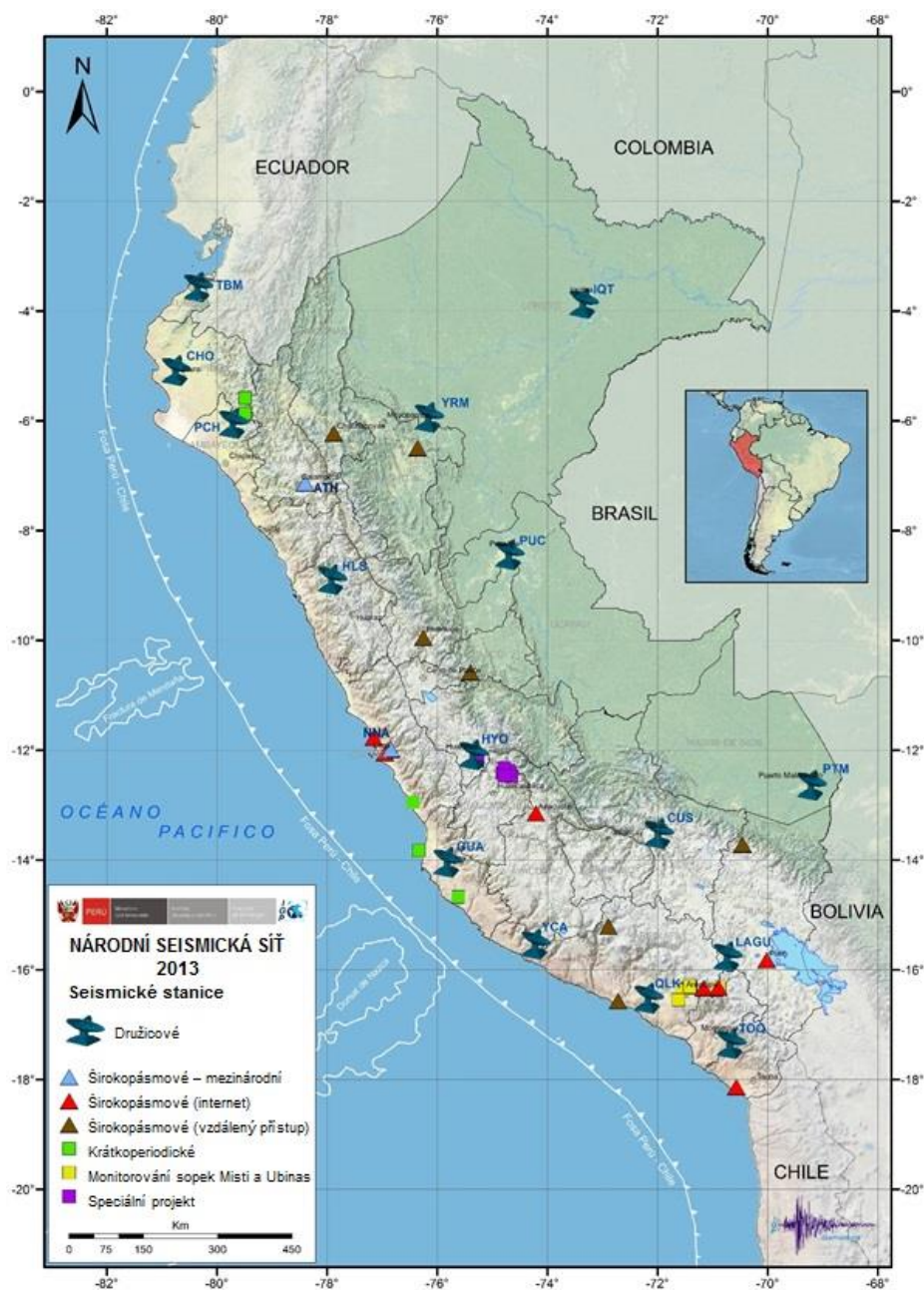
Řez D-D': data používaná v tomto řezu odpovídají seismicitě vzniklé subdukcí mezi deskami a vnitřní deformací desky Nazca, nejsou zde zobrazena zemětřesení vzniklá důsledkem deformace kontinentální kůry. Tento řez zobrazuje celkový přehled seismicity mezi 3° a 16° j. š., v pohledu SV směrem. Ohniska zemětřesení jsou rozložena stejnoměrně a to jak v hloubce, tak ve vzdálenosti od příkopu. Předpokládá se, že nepřítomnost seismicity ve fialové oblasti odpovídá existenci seismické mezery pro zemětřesení s magnitudy $m_b \geq 4.5$). Čísly 1 až 3 jsou označeny oblasti s nejpočetnějším výskytem ohnisek zemětřesení. V oblasti 1 je seismicita spojená s přítomností oceánského hřbetu Nazca. V oblasti 2 je spojená s možným propadnutím oceánské desky a v oblasti 3 je spojená s výskytem zlomu Mendaña (Bernal a Tavera, 2002).

4.6. Národní seismická síť Peru

Seismická síť je pod správou Geofyzikálního Ústavu Peru - IGP. První seismická stanice byla instalována v roce 1907 v Limě. Následně v roce 1931 USGS instaluje v městě Huancayo stanici vybavenou šesti seismometry (3 dlouhoperiodické a 3 krátkoperiodické). V roce 1962 byly instalovány další dvě stanice, jedna v lokalitě Ňaña v Limě a druhá v Characatě v Arequipě. Všechny tyto stanice byly připojeny ke Globální seismické síti WWSSN (Tavera, 2001). Národní seismická síť Peru (dále jen RSN) má své počátky v osmdesátých letech. Skládala se z dvaceti stanic vybavených krátkoperiodickými seismografy umístěných poblíž pobřeží. Po zemětřesení v oblasti Nazca, které proběhlo v roce 1996, začala instalace stanic vybavenými širokopásmovými seismografy (Bernal, 2002).

V dnešní době je RSN tvořena 51 stanicemi rozloženými po celém Peru (obr. 13). 22 těchto stanic je vybaveno krátkoperiodickými seismometry (SP) od firmy Kinematics a jejich digitální data jsou přenášena internetem nebo telemetricky do IGP. Z těchto stanic je sedm součástí lokální sítě pro monitorování seismicity v oblasti jednoho speciálního

projektu Peru. Deset stanic je určeno pro monitorování sopek Misti a Ubinaš. Stanice Ňaňa (NNA) a Atahualpa (ATH) patří ke globální seismické síti, která je pod správou konsorcia IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) a CTBTO (Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization). Ostatních 29 stanic je vybaveno širokopásmovými seismometry (BB) od firmy Kinometrics a Nanometrics. Jejich digitální data jsou přenášena v reálném čase internetem, přes satelit, nebo jsou ukládána na místě. RSN je rovněž tvořena 21 akcelerometrickými stanicemi rozloženými většinou podél pobřeží, zejména v Limě (Bernal, 2002; IGP¹).



Obr. 13. Národní seismická síť Peru (převzato z IGP²).

5. ZÁVĚR

Zemětřesení v Peru je spojeno s interakcí oceánské desky s deskou kontinentální, s deformací zemské kůry na mělkých úrovních a s vnitřní deformací oceánské desky. Hlavní seismogenní oblasti v Peru se tak dělí do třech skupin podle příčin vzniku zemětřesení. Vzhledem ke geografické poloze je Peru vystaveno častým a relativně silným zemětřesením což v kombinaci s nedostatečnou infrastrukturou a často neorganizovanou a neregulovanou výstavbou může mít fatální následky v podobě mnoha obětí na životech.

Zejména z tohoto důvodu jsem si zvolila k řešení problematiku seismické aktivity v Peru. Dalším, neméně důležitým důvodem byl i fakt, že v málokteré zemi je ohroženo zemětřesením tolik lidí, jako v Peru. Celkem 52,6% obyvatel žije v pobřežní oblasti, kde dochází k největšímu výskytu zemětřesení (90% seismické aktivity). V této oblasti leží z historických důvodů také největší Peruánská města: Lima, Chimbote, Chiclayo, Pisco, Ica, Trujillo. Vzhledem k masivnímu přílivu obyvatel do měst dochází k jejich překotnému rozrůstání, nové budovy jsou však často nekvalitní a neschopné čelit silnějším otřesům.

Při uzemním plánování, stavbě a rekonstrukci budov je tedy třeba vzít v úvahu prevenci škod při důkladné znalosti seismicity celého území. Tyto postupy mohou pomoci snížit rozsah škod v případě zemětřesení a to jak na majetku, tak i na životech. IGP pomocí vlastních zdrojů a za pomoci mezinárodní spolupráce dosáhnul významných pokroků v tomto oboru, přesto ještě existuje značný prostor pro další výzkumy. První seismická stanice funguje v Peru již od roku 1907. Dnes čítá národní seismická síť Peru (RSN) celkem 51 stanic. Právě tato síť nepřetržitě monitoruje seismickou aktivitu a následně shromažďuje a vyhodnocuje naměřená data.

Není sice možné určit dobu a místo příštího zemětřesení, je ovšem možno identifikovat oblasti, kde by mohlo nejpravděpodobněji nastat a také relativně přesně odhadnout jeho magnitudo. Proto jsou výzkumy v oblasti seismicity nesmírně důležité a nepřímo přispívají k větší bezpečnosti všech obyvatel této jihoamerické země.

6. POUŽITÁ LITERATURA

Aleshire P., 2008. *The Extreme Earth: Mountains*. Chelsea House Publishers, New York, 144 str.

Bernal I., 2002. Propuesta de optimización de la Red Sísmica Nacional. *Compendio de Trabajos de Investigación*, Vol. 3, 137-148.

Bernal I., Tavera H., 2002. *Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Lima, 64 str.

Bernal I., Tavera H., Antayhua Y., 2002. Zonas sismogénicas en Perú: Volúmenes de deformación , gráficos polares y zonificación preliminar. *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. 93, 31-44.

Dalmayrac B., 1978. *Géologie des Andes Péruviennes*. Office de Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paříž, 161 str.

Dorbath L., Cisternas A., Dorbath C., 1990. Assesment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Seismological Society of America*, Vol. 80, č. 3, 551-576.

Hampel A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 665-679.

Hasegawa A., Sacks S., 1981. Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, č. B6, 4971-4980.

Chacón N., Palacios O., Sánchez A., León W., Canchaya S., Aranda A., 1995. *Geología del Perú*, INGEMMET, Lima, 177 str.

Kukowski N., Hampel A., Hoth S., 2008. Morphotectonic and morphometrix analysis of the Nazca plate and the adjacent offshore Peruvian continental slope – Implications for submarine landscape evolution. *Marine Geology*, 254: 107-120.

Kvasnička M., 1997. 4000 let seismologie (Hledání kořenů jedné vědecké disciplíny). *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, Vol. 42, č. 6., 324-331.

Lowrie W., 2007. *Fundamentals of Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press, New York, 381 str.

Mussett A., Khan M., 2000. *Looking into the Earth – An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, New York, 470 str.

Nava A., 2011. *Terremotos*. Fondo de la Cultura Económica, Ciudad de México, 158 str.

Shearer P., 2009. *Introduction to Seismology, Second Edition*. Cambridge University Press, New York, 396 str.

Silgado E., 1978. *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*. INGEOMIN, Lima, 130 str.

Suárez G., Molnar P., Burchfiel B., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, č. B12, 10403-10428.

Tavera H., 2001. La red sísmica de Perú. *Geonoticias*, roč. VII, č. 2, 32-33.

Tavera H., 2014. *Evaluación del peligro asociado a los sismos y efectos secundarios en Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Lima, 46 str.

Tavera H., Buforn E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, č. 10, 187-219.

Tavera H., Buforn E., 2001. Source mechanism of earthquakes in Peru. *Journal of Seismology*, 5: 519-539.

Tavera H., Manrique M., Salas H., Fernández E., 2003. Análisis del mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio del 2003 (Límite Perú-Brasil). *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. 96, 87-94.

Tavera H., Vilca R., Marín G., 2006. Inferences on the geometry of the Nazca plate in northwestern Peru based on data collected by a local seismograph network. *Earth Sciences Research Journal*, Vol. 10, č. 1, 15-24.

INTERNETOVÉ ZDROJE

Encyklopedie Britannica

[1]<<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/453259/Peru-Chile-Trench>>, 11/11/2014

[2]<<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/155513/deep-sea-trench>>, 11/11/2014

GFÚ – Geofyzikální Ústav Akademie Věd ČR

[1]<<http://www.ig.cas.cz/popularizace/geopark-sporilov/zeme-dynamicka-planeta>>, 13/02/2015.

IGP – Instituto Geofísico del Perú – Servicio Sismológico.

[1]<http://www.igp.gob.pe/portal/index.php?option=com_content&iiew=article&id=341&lang=es>, 28/11/2014

[2]<http://www.igp.gob.pe/portal/images/documents/sismos/Red_Sismica_Nacional/estaciones_sismicas_2013.jpg>, 28/11/2014

USGS – U.S. Geological Survey

[1]<<http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/where.html>>, 31/01/2015

[2]<<http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/how.html>>, 13/02/2015

[3]<<http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=first%20motion>>, 21/02/2015

[4]<<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/peru/history.php>>, 06/11/2014