

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Hospodaření s přírodními zdroji



**Jan Kalina**

Obří svahové deformace na vulkanických ostrovech na příkladu souostroví Havaj  
Giant landslides on volcanic islands on the example of the Hawaii archipelago

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Jan Blahůt, Ph.D.  
Konzultant práce: doc. RNDr. David Mašín, Ph.D.

Praha, 2018

## **Prohlášení**

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

V Praze, 10. 5. 2018

Jan Kalina

## **Poděkování**

Chtěl bych poděkovat vedoucímu práce panu Mgr. Janu Blahůtovi, Ph.D. z Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i., za cenné rady a čas, který mi věnoval. Poděkování též patří konzultantovi práce panu doc. RNDr. Davidu Mašínovi, Ph.D. z Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty UK za odborné připomínky.

## Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá jedněmi z největších svahových pohybů na Zemi – svahovými deformacemi na vulkanických ostrovech na příkladu souostroví Havaj. Shrnuje poznatky o jejich klasifikaci a hodnotí možné příčiny vzniku těchto deformací s ohledem na specifika vulkanických ostrovů. Po uvedení do problematiky práce přibližuje konkrétní oblast zájmu, kterou jsou Havajské ostrovy a popisuje svahové deformace, ke kterým došlo v průběhu geologické historie na těchto ostrovech. Vytvořena je také databáze všech 19-ti známých obřích svahových deformací, kde je zaznamenáno jejich umístění, zařazení, stáří a morfometrické údaje jako jsou objem, obvod, plocha, délka, šířka a výška. Tato databáze se stane součástí databáze obřích svahových deformací na vulkanických ostrovech na Zemi, k jejíž tvorbě dochází na ÚSMH AV ČR. S databází je dále pracováno ve statistické kapitole, kde je zachycen matematický postup výpočtu relativního dosahu svahového pohybu, potenciální energie sesuvných hmot a jsou vytvořeny krabicové grafy porovnávající vybrané morfometrické parametry. Pro názornost je k práci také přiložena mapa obřích svahových deformací.

## Summary

The bachelor thesis deals with the largest slope movements on Earth – landslides on volcanic islands, with focus on the Hawaii archipelago. It summarizes the knowledge of their classification and evaluates their possible causes with respect to the specifics of the volcanic islands. After introduction, it focuses on a specific area of interest that is the Hawaiian Islands and describes landslides that have occurred during the geological history of these islands. A database of all known the 19 largest landslides is also made, where their location, classification, age and morphometric data such as volume, perimeter, area, length, width and height are recorded. This database will become a part of the database of the giant landslides on volcanic islands on Earth, which is being created at the Institute of Rock Structure and Mechanics of the Czech Academy of Sciences. The database is further explored in the statistical chapter, where the mathematical procedure for calculating the relative runout of the slope movement and the potential energy of the landslide is explained. Additionally, the box plots comparing the selected morphometric parameters are created. For illustrative nature, a map of the giant landslides is also included.

## OBSAH

1. ÚVOD .....	1
2. METODIKA PRÁCE.....	1
3. KLASIFIKACE PODMOŘSKÝCH SVAHOVÝCH POHYBŮ A DEFORMACÍ .....	2
4. PŘÍČINY VZNIKU SVAHOVÝCH POHYBŮ NA VULKANICKÝCH OSTROVECH .....	8
4.1 ROLE MAGMATU .....	10
5. HAVAJSKÉ OSTROVY .....	12
5.1 GEOLOGICKÝ VÝVOJ.....	12
5.2 OBŘÍ SVAHOVÉ DEFORMACE.....	17
5.2.1 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA NORTH KAUAI.....	17
5.2.2 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA SOUTH KAUAI.....	18
5.2.3 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA KAENA .....	19
5.2.4 SESUV WAIANAE .....	20
5.2.5 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA NUUANU .....	21
5.2.6 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA WAILAU .....	22
5.2.7 SESUV HANA.....	23
5.2.8 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA CLARK.....	24
5.2.9 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINA POLOLU .....	25
5.2.10 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINY ALIKA-1 A ALIKA-2.....	26
5.2.11 SESUV HILINA .....	27
5.2.12 PÍSKO-SUŤOVÝ PROUD PAPA'U .....	28
5.2.13 SESUV SOUTH KONA .....	29
5.2.14 SESUV NORTH KONA .....	29
5.2.15 BLOKOVABAHEŇNÍ LAVINY KA LAE WEST A KA LAE EAST .....	30
5.2.16 SESUV PUNALU'U .....	31
5.2.17 SESUV KAALUALU .....	31
5.3 HLAVNÍ STATISTIKY OBŘÍCH SVAHOVÝCH DEFORMACÍ.....	32
5.3.1 ZÁVISLOST RELATIVNÍHO DOSAHU NA OBJEMU MATERIÁLU .....	32
5.3.2 ZÁVISLOST POTENCIÁLNÍ ENERGIE MATERIÁLU NA PLOŠE SVAHOVÉ DEFORMACE .....	33
5.3.3 KRABICOVÉ GRAFY .....	35
6. DISKUZE VÝSLEDKŮ .....	38
7. ZÁVĚR.....	39
PŘEHLED POUŽITÝCH PODKLADŮ .....	40

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1. Mapa Havajských ostrovů s vyznačenými osmi hlavními ostrovy .....	1
Obr. 2. Klasifikace podmořských svahových pohybů převzatá z povrchové klasifikace navrhnuté ISSMGE, TC-11 .....	4
Obr. 3. Klasifikace gravitačních svahových pohybů a deformací .....	5
Obr. 4. Schématické znázornění různých typů MTCs a procesů, které souvisejí s jejich vznikem .....	6
Obr. 5. Průřez sesuvem Hilina s východní riftovou zónou sopky Kilauea na jejím temeni .....	7
Obr. 6. Kolaps sopečného svahu generující blokovobahenní lavinu .....	8
Obr. 7. Přednostní umístění radiálních žil a parazitických kuželů paralelních ve směru maximální horizontální komprese (MHC = maximum horizontal compression), způsobující prodloužení vulkanické stavby .....	8
Obr. 8. Vliv žilné intruze na stabilitu svahu .....	11
Obr. 9. Výše: Schéma JZ-SV profilu napříč Havajskou dómovitou oblastí; Níže: Batymetrická mapa Havajské dómovité oblasti .....	13
Obr. 10. Současná stadia sopek, na nichž vznikly obří svahové deformace .....	17
Obr. 11: Svahová deformace North Kauai .....	18
Obr. 12: Svahová deformace South Kauai .....	19
Obr. 13: Svahová deformace Kaena .....	20
Obr. 14: Svahová deformace Waianae .....	21
Obr. 15: Svahová deformace Nuuanu s vyznačenou podmořskou horou Tuscaloosa .....	22
Obr. 16: Svahová deformace Wailau .....	23
Obr. 17: Svahová deformace Hana .....	24
Obr. 18: Svahová deformace Clark s vyznačenými podmořskými horami Dutton a Clark .....	25
Obr. 19: Svahová deformace Pololu .....	26
Obr. 20: Svahové deformace Alike-1 a Alike-2 .....	27
Obr. 21: Svahová deformace Hilina s vyznačenou vzrůstající sopkou Loihi .....	28
Obr. 22: Svahová deformace Papa'ū .....	28
Obr. 23: Svahová deformace South Kona .....	29
Obr. 24: Svahová deformace North Kona .....	30
Obr. 25: Svahové deformace Ka Lae West a Ka Lae East s vyznačenými podmořskými horami Day a Dana .....	30
Obr. 26: Svahová deformace Punalu'ū s vyznačenou vzrůstající sopkou Loihi .....	31
Obr. 27: Svahová deformace Kaalualu s vyznačenou podmořskou horou Apu'upu'u .....	31
Obr. 28. Relativní dosah (L/H) jako funkce objemu materiálu (V), zobrazena jsou data pro Havajské ostrovy .....	32
Obr. 29. Relativní dosah (L/H) jako funkce objemu materiálu (V), zobrazena jsou data z dalších vulkanických ostrovů .....	33
Obr. 30. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie (Ep) materiálu, zobrazena jsou data pro Havajské ostrovy .....	34

Obr. 31. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie ( $E_p$ ) materiálu, zobrazena jsou data z dalších vulkanických ostrovů .....	35
Obr. 32. Výše: krabicové grafy vytvořené z dat plošného rozsahu svahových deformací Havajských ostrovů; níže: přiblížení hodnot plochy nad hladinou moře, která na obr. výše nebyla zřetelná .....	36
Obr. 33. Výše: krabicové grafy vytvořené z vybraných morfometrických dat svahových deformací Havajských ostrovů; níže: přiblížení hodnot celkové výšky, která na obr. výše nebyla zřetelná .....	37
Obr. 34. Relativní dosah ( $L/H$ ) jako funkce objemu materiálu ( $V$ ), zobrazena jsou data ze Země, Měsíce a Marsu.....	38
Obr. 35. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie ( $E_p$ ) materiálu, zobrazena jsou data ze Země, Měsíce a Marsu.....	39

## SEZNAM TABULEK

Tab. 1. Zkrácená verze Varnesovy klasifikace svahových pohybů.....	2
Tab. 2. Příklady svahových pohybů a výsledných svahových deformací .....	3
Tab. 3. Klasifikace, příčinné mechanismy a zdrojová oblast svahových pohybů .....	5
Tab. 4. Příčiny svahového pohybu sopečné stavby .....	9
Tab. 5. Mechanismy stlačení tekutin přímo a nepřímo spojené s magmatismem .....	11



## SEZNAM PŘÍLOH

Příloha č. 1: Databáze svahových deformací Havajských ostrovů

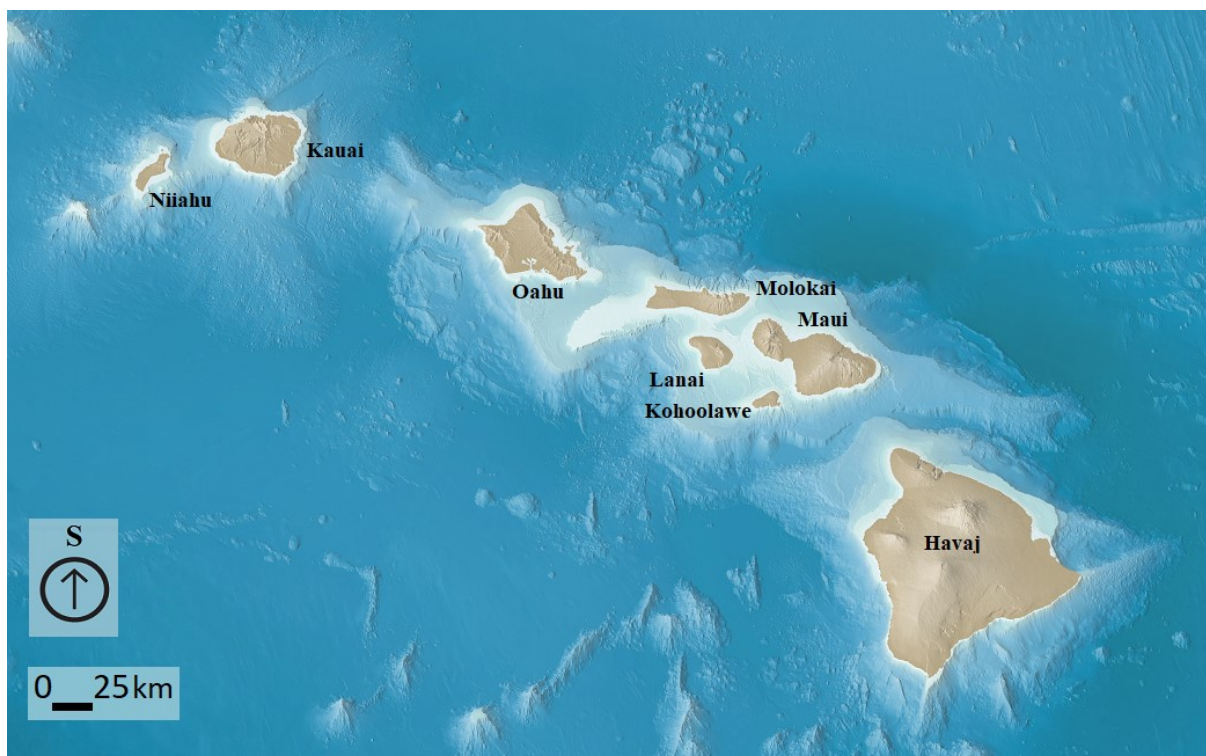
Příloha č. 2: Mapa svahových deformací Havajských ostrovů

## 1. ÚVOD

Cílem práce je provést rešerši poznatků o svahových deformacích vzniklých na vulkanických ostrovech – největších svahových deformacích na Zemi, se zaměřením na oblast Havajských ostrovů a sestavení databáze těchto deformací na Havajských ostrovech.

Svahová deformace je výsledkem svahového pohybu. Svahový pohyb vzniká při porušení stability svahu vlivem zemské tíže, přičemž těžiště hmoty, která se pohybuje, vykonává dráhu dolů po svahu (Nemčok et al., 1974).

Havajské ostrovy sestávají z osmi hlavních ostrovů viz Obr. 1.



Obr. 1. Mapa Havajských ostrovů s vyznačenými osmi hlavními ostrovy (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

Svahové deformace na Havajských ostrovech jsou podmořské (Moore et al., 1989). Od suchozemských je odlišuje hlavně velikost. Zatímco největší suchozemské svahové pohyby přemístí jen několik desítek km<sup>3</sup>, podmořské svahové pohyby jsou schopny přemístit i tisíce km<sup>3</sup> (Hampton et al., 1996).

## 2. METODIKA PRÁCE

Bakalářská práce se skládá ze sedmi kapitol. Po Úvodu a Metodice práce následuje kapitola věnovaná klasifikacím podmořských svahových pohybů a deformací. Čtvrtá kapitola se zabývá příčinami vzniku svahových pohybů na vulkanických ostrovech. Následující pátá kapitola je zaměřena na oblast Havajských ostrovů. Shrnuje poznatky o geologii, popisuje svahové deformace na těchto ostrovech a obsahuje statistickou kapitolu, která pracuje s morfometrickými údaji z databáze přiložené k této práci. Posledními kapitolami jsou Diskuse výsledků a Závěr.

Předložená práce je především rešeršního charakteru, kdy byly shromážděny dostupné informace o podmořských svahových pohybech a deformacích v obecné rovině i se zaměřením na ty, jež vznikly na Havajských ostrovech. Podklady k této práci byly získány v Knihovně geologie PřF UK, knihovně

Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i., z webového vyhledávače Google Scholar, webových stránek (např. USGS) a od vedoucího práce.

K práci je přiložena databáze (příloha č. 1) vytvořená v programu MS Excel, která obsahuje 19 obřích svahových deformací na Havajských ostrovech. Ta sestává z morfometrických údajů jako je objem, obvod, celková plocha, plocha pod hladinou moře a nad ní, celková délka, celková šířka, maximální výška, minimální výška a celková výška. Tyto informace byly kromě objemu zjištěny georeferencováním a vektorizací dostupných map a obrázků prostřednictvím GIS v programu ArcMap 10.2. Informace jako objem, umístění, typ deformace, její stáří a stáří ostrova byly dohledány v literatuře.

Pomocí ArcMap 10.2 online byla rovněž použita volně dostupná podkladová mapa ([http://goto.arcgisonline.com/maps/Ocean/World\\_Ocean\\_Base](http://goto.arcgisonline.com/maps/Ocean/World_Ocean_Base)) pro vytvoření výsledné mapy svahových deformací na Havajských ostrovech (příloha č. 2). Formální náležitosti (přehled zdrojů) byly k mapě připojeny pomocí grafického editoru CorelDRAW.

S databází bylo dále pracováno ve statistické kapitole, kde je zachycen matematický postup výpočtu relativního dosahu svahového pohybu a potenciální energie materiálu. V tabulkovém procesoru MS Excel jsou vytvořeny krabicové grafy porovnávající vybrané morfometrické parametry.

### 3. KLASIFIKACE PODMOŘSKÝCH SVAHOVÝCH POHYBŮ A DEFORMACÍ

Jednotná klasifikace podmořských svahových pohybů a deformací v současné době neexistuje. Avšak i v případě suchozemských svahových pohybů a deformací je situace poměrně složitá, neboť se jednotliví autoři zaměřují na hodnocení často rozdílných parametrů v různých geologických prostředích a klasifikace jsou tudíž někdy obtížně porovnatelné.

Často používanou klasifikací suchozemských svahových pohybů je klasifikace, kterou navrhl Varnes (1978). Ta využívá k rozlišení svahových pohybů typy pohybu a materiálu. Jako typy pohybu rozlišuje: řícení (fall), odvalové řícení (topple), sesouvání (slide), rozvolňování svahů (spread) a stékání (flow). Typy materiálu člení na: skalní (rock), zemní (earth), zeminový (soil), bahenní (mud) a suťový (debris). Viz Tab. 1 (Varnes, 1978).

Tab. 1. Zkrácená verze Varnesovy klasifikace svahových pohybů (Zdroj: Varnes, 1978; upraveno).

Typ pohybu		Typ materiálu		
		Skalní podklad	Inženýrské zeminy	
			Převažuje suť	Převažuje jemnozrnná zemina
Řícení		Skalní řícení	Suťové řícení	Zemní řícení
Odvalové řícení		Skalní odvalové řícení	Suťové odvalové řícení	Zemní odvalové řícení
Sesouvání	Rotační	Skalní sesouvání	Suťový sesouvání	Zemní sesouvání
	Translační			
Rozvolňování svahů		Skalní rozvolňování	Suťové rozvolňování	Zemní rozvolňování
Stékání		Skalní stékání	Suťové stékání	Zemní stékání
Složený		Kombinace dvou nebo více základních typů pohybu		

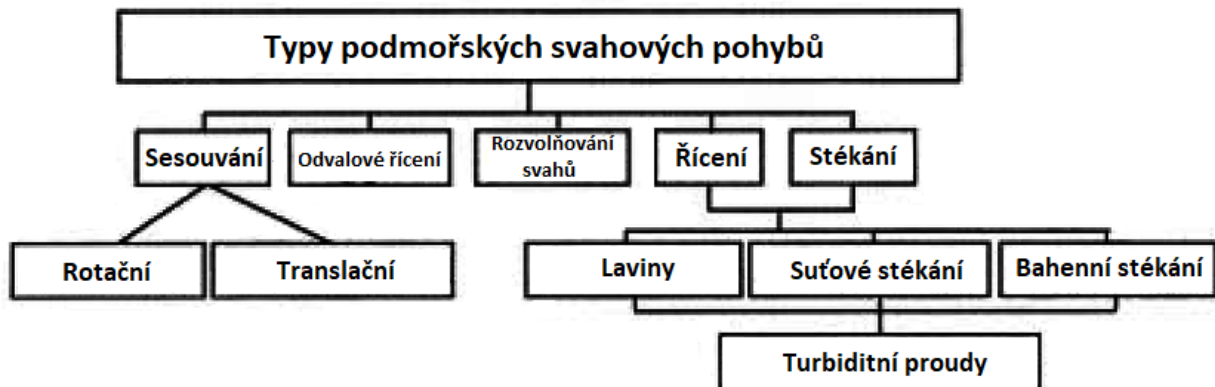
Pro suchozemské svahové pohyby se v prostředí Česka a Slovenska nejčastěji užívá klasifikace od Nemčoka et al. (1974). Tato klasifikace rozděluje svahové pohyby podle mechanismu pohybu a jeho rychlosti na čtyři základní skupiny: ploužení, sesouvání, stékání a řícení viz Tab. 2. Svahové pohyby a jejich výsledné svahové deformace se však rozlišují ještě podle dalších kritérií:

- a) **geneze** - přirozený, uměle vyvolaný
- b) **věku** - recentní, fosilní
- c) **vývojového stadia** - iniciální, rozvinutý, finální
- d) **stupně aktivity** - aktivní, dočasně uklidněný, stabilizovaný
- e) **opakovatelnosti** - jednorázový, periodický
- f) **tvaru půdorysu** - proudový, frontální, plošný, nepravidelný
- g) **zřetelnosti morfologické formy** - zřetelná svahová deformace, zastřená svahová deformace, pohřbená svahová deformace
- h) **pozice vůči dalším svahovým deformacím** - samostatná svahová deformace, složená svahová deformace, součást složené svahové deformace (Nemčok et al., 1974).

Tab. 2. Příklady svahových pohybů a výsledných svahových deformací (Zdroj: Nemčok et al, 1974; upraveno).

4 základní skupiny svahového pohybu	příklady svahového pohybu	výsledné svahové deformace
ploužení	Blokové pohyby	Bloková pole
	Povrchové ploužení	Slézání svahových hlín a sutí; kamenné ledovce; plošná soliflukce; hákování vrstev
	Rozvolňování svahů	Rozvolnění svahu; zdvojené hřbety; roztrhání horských masívů
	Gravitační vrásnění	Bulging; gravitační vrásky
sesouvání	Sesouvání podél rovinné smykové plochy	Skalní sjíždění; planární sesuvy; sesuvy podél rovinné smykové plochy
	Sesouvání podél rotační smykové plochy	Sesuvy podél rotační smykové plochy; rotační sesuvy
	Sesouvání podél složené smykové plochy	Rotačně planární sesuvy; laterální sesuvy; sesuvy podél složené smykové plochy
stékání	Stékání svahových uloženin	Zemní proudy, zemní proudy v citlivých jílech a bahnitě proudy; kamenité, hlinitokamenité a bahnitě přívalové proudy, mury; flowage
řícení	Opadávání úlomků	Opadové a suťové kužele; haldy; osypy; kamenná moře
	Sesypávání	Sesypy; drolení
	Odvalové řícení	Skalní zřícení; odvalové zřícení
	Planární řícení	Planární skalní zřícení; skalní sesutí

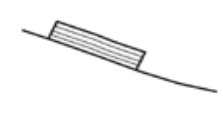

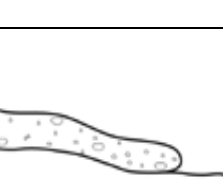

Pro podmořské svahové pohyby lze využít klasifikaci, kterou publikovali Locat a Lee (2002), viz Obr. 2. Jedná se o upravenou klasifikaci, jež navrhla International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE), Technical Committee on Landslides (TC-11) pro suchozemské svahové pohyby. Přidány jsou jen turbiditní proudy. Podle této klasifikace jsou základní typy podmořských svahových pohybů: sesouvání (slide), odvalové řízení (topple), rozvolňování svahů (spread), řízení (fall) a stékání (flow). Jeden typ svahového pohybu může vést k jinému, např. sesouvání může přejít ve stékání (Locat a Lee, 2002).



Obr. 2. Klasifikace podmořských svahových pohybů převzatá z povrchové klasifikace navrhnuté ISSMGE, TC-11 (Zdroj: Locat a Lee, 2002; upraveno).

Další klasifikační systém pro podmořské svahové pohyby a deformace publikovaly např. Moscardelli a Wood (2008), viz Obr. 3. Deskriptivní část této klasifikace je založena na rozpoznávání určitých sedimentárních tvarů, jako např. třídění sedimentů, velikostní rozdělení, gradační a sedimentární vnitřní stavba. Genetická část klasifikace je založena na interpretaci transportu a mechanickém chování, z něhož lze vyvodit charakteristiku pohybujícího se materiálu. Tato klasifikace ovšem nezohledňuje distribuci podle velikosti zrn, rychlost sedimentace nebo celkový gradient, které mají na mechanické chování materiálu velký vliv (Nardin et al., 1979).

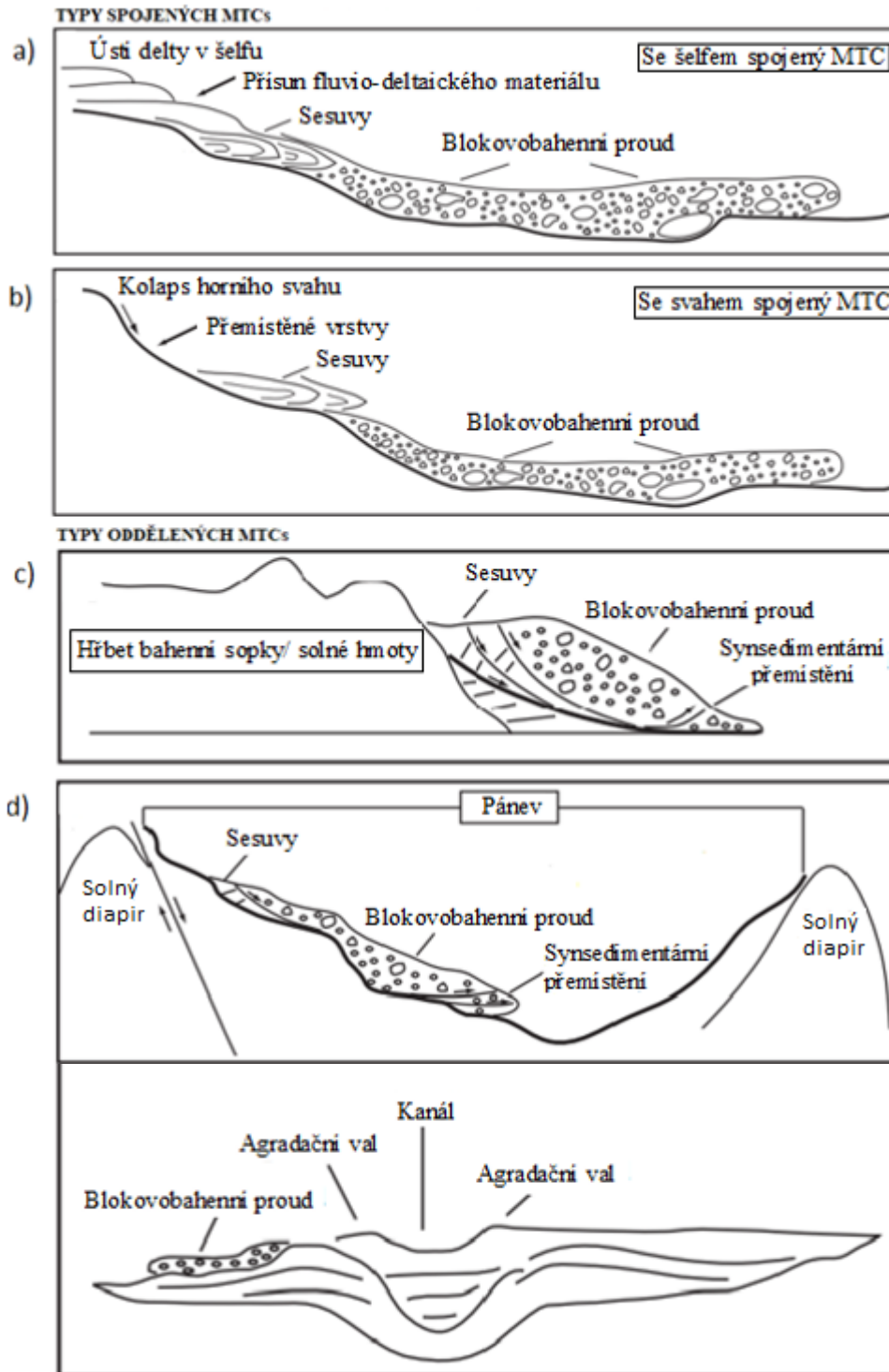
Moscardelli a Wood (2008) navrhly novou klasifikaci pro podmořské svahové pohyby na kontinentálních okrajích, viz Tab. 3. Klasifikace užívá pro označení svahových pohybů zkratky MTCs (Mass-Transport Complexes). V klasifikaci se rozlišují tři typy MTCs: (1) se šelfem spojené systémy, které byly zásobovány deltami, jejichž přísun sedimentů je řízen kolísáním hladiny moře a rychlostí sedimentace, (2) se svahem spojené systémy, které se vyskytují, když dojde ke kolapsu sedimentů horní části svahu v důsledku např. zemětřesení a (3) lokálně oddělené systémy, které vznikají, když lokální nestability na mořském dně způsobí relativně malé kolapsy (Moscardelli a Wood, 2008).

Gravitační svahový pohyb sedimentů		Genetická klasifikace Mechanismus přemístění	Deskriptivní klasifikace Sedimentární struktury	Seismicky rozpoznatelné tvary	
Svahový pohyb	Klouzání		Smykové porušení podél nespojitých smykových ploch s malou či žádnou vnitřní deformací nebo rotací.	V zásadě nedeformované souvislé zvrstvení.	Souvislé bloky bez zřejmé vnitřní deformace. Souvislé odrazy vysoké amplitudy.
	Sesouvání		Smykové porušení doprovázené rotací podél nespojitých smykových ploch s různými stupni vnitřní deformace.	Plastická deformace zejména u paty nebo báze. Zbrzděné struktury, vrásky, tahové zlomy, pukliny, tektonické ohlasy, rýhy, rotační bloky.	Podélné hřbety, doškovité struktury, nepravidelný kontakt horního zvrstvení, zdvojené struktury, silně porušené vrstvy. Odrazy nízké a vysoké amplitudy geometricky uspořádané, deformované prostřednictvím napětí v tlaku.
	Sutové stékání		Smyk rozložený po celé sedimentární hmotě. Pevnost pochází především ze soudržnosti vzhledem k obsahu jílu. Dodatečná výztuž matrix může přicházet ze vztlaku. Plastická reologie a laminární stav.	Vyztuženo matrix, náhodná vnitřní stavba, různá velikost klastů. Možné porušení, tříšť, negativní gradace a struktury toku.	Velmi roztržitěné a/nebo oddělené bloky, nepravidelné kontakty horního zvrstvení, laterální vyklíněné geometrie, orientované hřbety a vymílání. Semitransparentní chaotické odrazy nízké amplitudy.
Turbiditní proud	Turbidit		Podpořeno turbulencí kapalin (newtonovská reologie).	Pozitivní velikostní gradace sedimentu, ostré bazální kontakty, gradační kontakty horních částí.	Laločnaté tvary, laterálně souvislé.

Obr. 3. Klasifikace gravitačních svahových pohybů (Zdroj: Moscardelli a Wood, 2008; upraveno).

Tab. 3. Klasifikace, příčinné mechanismy a zdrojová oblast svahových pohybů (Zdroj: Moscardelli a Wood, 2008; upraveno).

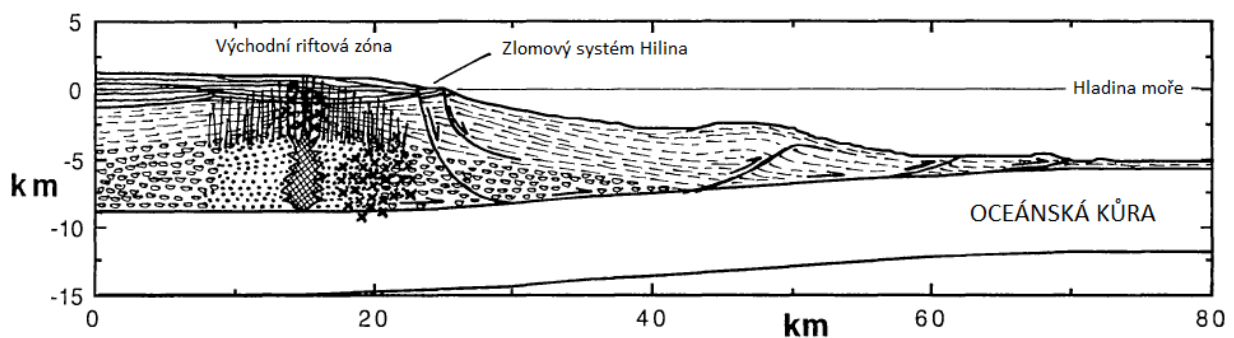
	Klasifikace	Příčinné mechanismy	Zdrojová oblast
Spojené MTCs	Se šelfem spojený MTC: MTC1	Relativní výkyvy hladiny moře Vysoká rychlost sedimentace	Delta paleo-šelfového okraje
<b>Plocha =</b> stovky až tisíce km <sup>2</sup> <b>Šířka a délka =</b> desítky km	Se svahem spojený MTC: MTC2 MTC2.1	Tektonika (zemětřesení) Vulkanismus Disociace plyných hydrátů Pobřežní proudy Bouře a hurikány	Kolapsy horní části svahu
Oddělené MTCs <b>Plocha =</b> desítky km <sup>2</sup> <b>Šířka a délka =</b> několik km	MTC2.2 MTC2.3 MTC2.4	Gravitační nestability na svazích hřbetů bahenních sopek/solných hmot a náplavovo-kanálových komplexů: Tektonické impulzy Zvýšení strmosti svahu Aktivita bahenní sopky/uvolňování methanu	Svahy hřbetů bahenních sopek/solných diapirů/naplavenin Svahy středooceánských hřbetů



Obr. 4. Schématické znázornění různých typů MTCs a procesů, které souvisejí s jejich vznikem. (a) Se šelfem spojený MTC - sedimenty jsou přinášeny říční deltou do šelfové oblasti, odkud se následně přemísťují do hlubokomořské pánve; (b) se svahem spojený MTC - sedimenty mají původ v katastrofickém kolapsu horní části svahu; (c) oddělený MTC, jehož vznik souvisí s kolapsem svahu hřbetu bahenní sopky; (d) oddělený MTC, jehož vznik souvisí se zvýšením strmosti okrajů svahů hlubokomořských pánví; (e) oddělený MTC, jehož vznik souvisí s náplavovo-kanálovými komplexy (Zdroj: Moscardelli a Wood, 2008; upraveno).

V oblastech oceánských sopečných ostrovů, jakými je i souostroví Havaj, byly doposud identifikovány dva nejčastější typy svahových pohybů, tzv. „slump“ a „debris avalanche“ (Moore et al. 1994). Běžně užívaný český překlad těchto výrazů v této problematice přesně nezachycuje zkoumanou skutečnost. Pro účely této práce budou proto užívány výrazy sesuv (slump) a blokovobahenní lavina (debris avalanche).

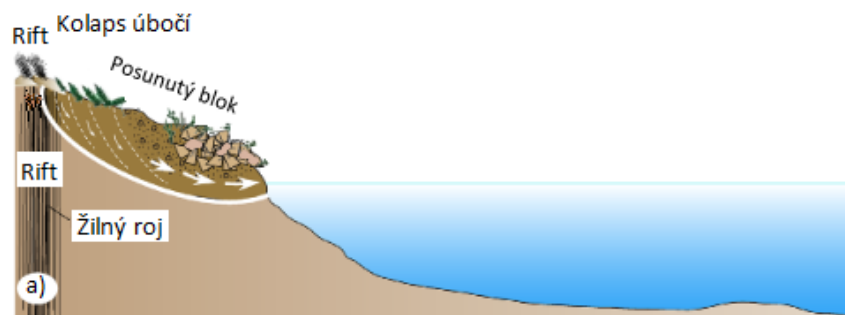
K sesuvu (slump) dochází, když se soudržná masa eluvia nebo skalního podkladu uvolní a pohybuje se dolů po svahu podél rovinné či zakřivené smykové plochy. Podle toho se rozlišuje sesuv translační a rotační (Girty, 2009). Rozsáhlé sesuvy jsou hluboce založené do sopečné struktury a mohou sahát až k vulkanické riftové zóně a do spodní části sopečného kužele (Moore et al., 1994). Riftové zóny jsou oblasti, kde se na povrchu sopky objevují trhliny. Horninový masiv je v riftové zóně oslabený, a proto pro magma představuje nejsnadnější cestu na povrch ([http://www.hilo.hawaii.edu/~nat\\_haz/volcanoes/riftzones.php](http://www.hilo.hawaii.edu/~nat_haz/volcanoes/riftzones.php)). Sesuvy mohou mít vliv na vznik zemětřesení (Voight a Elsworth, 1997).



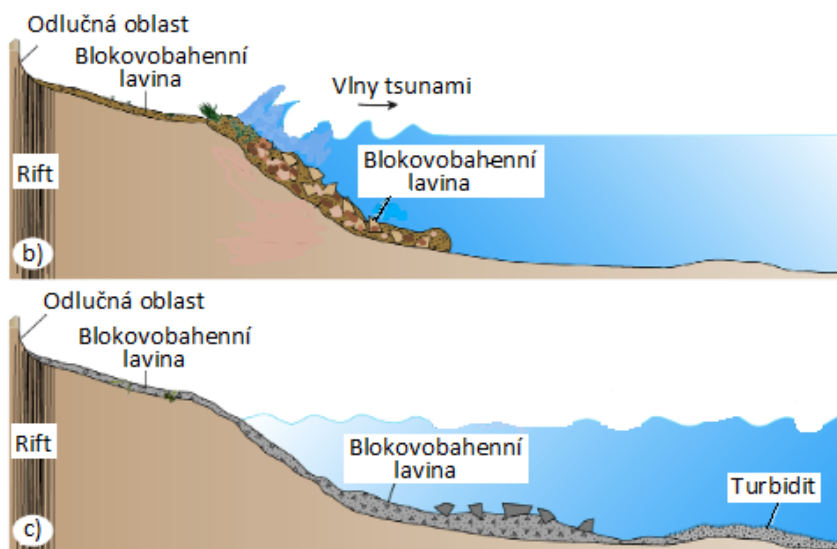
Obr. 5: Průřez sesuvem Hilina s východní riftovou zónou sopky Kilauea na jejím temeni. Vodorovné linie - láva na povrchu; přerušované linie - úlomkovitá lávová suť; elipsy - polštářová láva; svislé linie - paralelní žíly; tečkovaný vzor - gabro; mřížkovaný vzor - magma; křížky - zobrazení poloha zemětřeseného hypocentra (Zdroj: Moore et al., 1994; upraveno).

Části sesuvů mohou přejít v blokovobahenní lavinu. K takovýmto složeným svahovým deformacím dochází na vulkanických ostrovech poměrně často (Moore et al., 1994).

Blokovobahenní lavina (debris avalanche) je výsledek rozsáhlého kolapsu části vulkanické stavby. Spouštěcím mechanismem bývá intruze nového magmatu, freatická exploze nebo zemětřesení (Ui et al., 2000). Oproti sesuvu jde o pohyb spíše nesoudržného materiálu (Schuster a Crandell, 1984). Blokovobahenní laviny nejsou zpravidla tak hluboce založené do vulkanické struktury jako je tomu u sesuvů (Moore et al., 1994), v odlučné oblasti mívají obvykle dobře vymezený amfiteátr a jejich povrch bývá nepravidelný až zvlněný (Moore et al., 1989). Z důvodu své velké rychlosti, která může být na počátku až 25 m/s a po více než 500 m stále kolem 5 m/s (Piper et al., 1985, 1988), představují druhotné nebezpečí vzniku tsunami (Moore a Moore, 1988).



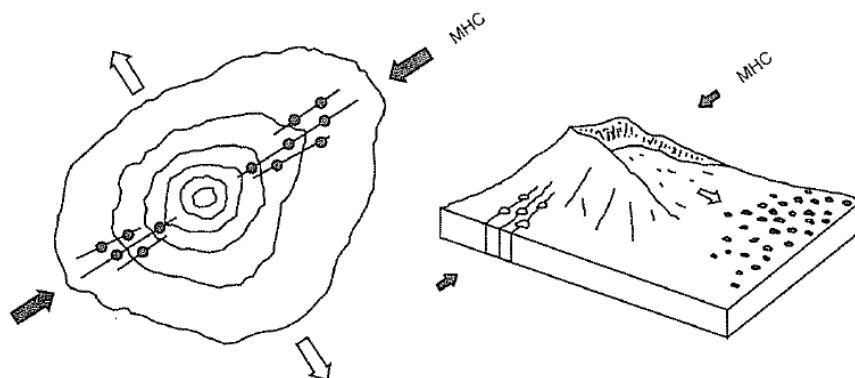




Obr. 6. Kolaps sopečného svahu generující blokobahenní lavinu (Zdroj: García-Olivares et al., 2017; upraveno).

#### 4. PŘÍČINY VZNIKU SVAHOVÝCH POHYBŮ NA VULKANICKÝCH OSTROVECH

V případě vulkanických svahů dochází ke svahovým pohybům v rozmezí od středně velkých lokálních pohybů pyroklastických sedimentů či jiných hornin po obrovské svahové pohyby, které zahrnují zhroucení celé vulkanické stavby, viz Obr. 7 (Voight a Elsworth, 1997).



Obr. 7. Přednostní umístění radiálních žil a parazitických kuželů paralelních ve směru maximální horizontální komprese (MHC = maximum horizontal compression), způsobující prodloužení vulkanické stavby. Ke svahovému pohybu dochází často kolmo na tento směr. Intruze podobného směru ve velké výšce v rámci vulkanické stavby svou přítomností svahové pohyby podněcují (Zdroj: Siebert, 1984; Moriya, 1980; upraveno).

Kolaps sopečných svahů je vždy způsoben spíše kombinací více faktorů a podmínek než jednou samostatnou příčinou. Ačkoli specifická příčina může v některých případech uvést hmotu do pohybu (Voight, 1992). Komplikace způsobuje také fakt, že spoušťový proces může iniciovat vznik svahového pohybu okamžitě nebo se zpožděním (Voight a Elsworth, 1997).

Vzhledem k vlastnostem materiálů a podmínkám mohou být příčiny svahového pohybu rozděleny na faktory, které způsobují zvýšení smykového napětí a na faktory, které se podílejí na snižování smykové pevnosti, viz Tab. 4. V některých situacích může však dané dění přispět současně jak ke zvýšení napětí, tak ke snížení pevnosti. Antropogenní příčiny jsou obecně relevantní jen v případě událostí relativně malého rozsahu (Voight a Elsworth, 1997).

Tab. 4. Příčiny svahového pohybu sopečné stavby (Zdroj: Voight a Elsworth, 1997; upraveno).

<b>Obecné příčiny</b>	1. Počáteční složení	
	2. Struktura - nezapevněné, pórovité, slabé materiály náchylnější ke svahovým pohybům	
	3. Uložení vrstev vzhledem k povrchu svahu	
	4. Posloupnost vrstev ve vztahu k pevnosti a permeabilitě	
	5. Systémy diskontinuit - zlomy, pukliny, žily, vrstevní plochy	
	6. Historie procesů, které utvářely svah, historie pohybů; historie posunu vrstev, pohyb zlomu a orientace pohybu	
	7. Počáteční fyzikálně-chemické podmínky zvětrávání a alterace jílu	
	8. Historie seismicity a seismického poškození	
	9. Sezónní podmínky podzemní vody	
<b>Příčiny, které zvyšují smykové napětí</b>	1. Odstranění boční či položní opěry svahů (a) Erozní procesy vytvářející, zestrnující či podrývající svahy (b) Dřívější svahové pohyby (c) Freatické exploze v blízkosti báze svahu	
	2. Statické zatížení (a) Přírodní akumulace - svahová nebo říční sedimentace, tefra, láva (b) Zatížení vodou zvýšené srážkami či rozpuštěnými těkavými látkami (c) Tlak vsáklé vody a tlak vody v puklinách (d) Tlak magmatu (e) Narůstající tlaky v expanzních jílech	
	3. Dynamické zatížení (a) Regionální nebo lokální tektonická zemětřesení (b) Vibrace z vulkanických zemětřesení, explozí a vulkanických procesů (c) Vibrace z přilehlých, rychle se pohybujících svahových pohybů	
	4. Zvětšení sklonu povrchu (a) Deformace spojené s magmatem a intruzemi (kryptodómy) (b) Regionální tektonika (pozvolná či epizodická změna) (c) Změny sklonu vzhledem k sedimentačním/erozním procesům	
	<b>Příčiny, které snižují smykovou pevnost</b>	1. Fyzikálně-chemické faktory (a) Hydrotermální alterace (b) Měknutí jílu (c) Hydratace jílových minerálů (d) Iontová výměna v jílech (přírodní iontoměniče) (e) Zvětrávání (f) Rozpuštění zrnitého tmelu (g) Rozklad organických materiálů (h) Fyzikálně-chemický vznik trhlin
		2. Zvýšení pórového tlaku tekutin (a) Silný déšť nebo rychlé tání sněhu (b) Změny v režimu toku podzemní vody (c) Změny pórového tlaku v kolektorech přilehlých k magmatické intruzi vzhledem k poro-elastické deformaci, teplotní roztažnosti nebo uvolnění plynu z magmatických komor (d) Změny pórového tlaku vzhledem k hydrotermálním procesům (e) Teplotní roztažnost tekutin v pórech vzhledem ke smykovému tření (f) Nárůst pórových tlaků vyvolaný vibracemi (g) Nárůst tlaku vyvolaný smykovou deformací (h) Filtrační konsolidace vyvolaná přitížením (i) Změna erozní báze v rezervoárech, jezerech či oceánech (j) Změny podmínek odtoku (např. zamrzlá nebo uzavřená odtoková místa) (k) Zvýšené tání ledovce vzhledem ke zvětšení geotermálního toku
		3. Změny v textuře (a) Porušení, prohnětení (b) Přeorientování částic vzhledem k posunu či dynamickému zatížení; ztráta vrcholové až reziduální pevnosti (c) Kolaps zrn v alterovaných oslabených tefrových sedimentech (d) Vznik zlomů a rozvolňování stěn údolí, uvolnění napětí apod. (e) Hluboce založené rozpukání spojené s magmatickou intruzí, uvolněním napětí, geotermálními procesy a fyzikálně-chemickou alterací (f) Pozměnění cest toku podzemní vody, zvýšené či snížené odvodnění svahu

Havajské sopky rostou do velké výšky, například sopka Mauna Loa stoupá téměř 10 km nad oceánské dno. Částečně kvůli své obří velikosti a částečně kvůli puklinám a žilným injekcím, mají tendenci vytvářet mechanicky nestabilní struktury. Proto dochází občas k masivním svahovým pohybům. Sopečný svahový pohyb nemusí být nutně katastrofický. K velmi pomalému svahovému pohybu jižního svahu sopky Kilauea dochází v současné době průměrnou rychlostí až desítek cm/rok (Swanson et al., 1976). Pohyb je částečně způsobován rozšiřováním riftových zón této sopky v důsledku pronikání žil a částečně posunem na obřích zlomech svahové deformace Hilina (Walker, 1990).

Svahové deformace na více než polovině svého povrchu má např. mladá podmořská sopka Loihi, jižně od Havaje (Moore et al., 1989). Tato skutečnost naznačuje, že ke svahovému pohybu dochází z kraje vývoje těchto sopečných staveb (Hampton et al., 1996). Největší svahové pohyby se vyskytují pravděpodobně později, v období aktivního růstu štítu, kdy jsou sopky blízko ke své maximální velikosti, jsou mladé, nestabilní a mají vysokou seismickou aktivitu (Moore et al., 1994). Takovýmito příklady jsou mladé sopky Mauna Loa a Kilauea (Normark et al., 1993) na ostrově Havaj (Walker, 1990). Zdá se, že obří svahové pohyby se objevují po celou dobu růstu sopek a možná i po jejich vyhasnutí (Hampton et al., 1996).

#### 4.1 Role magmatu

Pro obří svahové pohyby na vulkánech není dosud uspokojivě vyřešena mechanika vzniku. V některých případech se zdá být očividná role magmatu. To může být rozhodující v tom smyslu, že magma přímo či nepřímo ovlivňuje mnoho příčin, které zvyšují smykové napětí a snižují smykovou pevnost. Tab. 4 ukazuje složitost a význam magmatu při vzniku svahových pohybů (Voight a Elsworth, 1997).

V případě štítové sopky Kilauea na Havaji se svahové pohyby a seismické události na jižním svahu odehrávaly krátce po intruzi magmatu. To naznačuje, že svahový pohyb je způsobován silnými intruzemi v riftových zónách (Swanson et al., 1976). Injekce žil nebo jiné intruzivní formy tedy poskytují zřetelný mechanismus, který napomáhá vyvolání blokovobahenní laviny nebo hluboce založeného sesuvu tím, že vytvoří magmatický klín, který oddělí sesuvný blok od vulkanického kužele a následně vyvine velký tlak magmatu na stěnu u vrcholu (Voight, 1972, 1974; Guewa a Kehle, 1978; Prostka, 1978). Ani tyto intruze však nejsou dostatečné k vysvětlení pohybu bloku až několik kilometrů mocného a 100 km dlouhého, s ohledem na koeficienty tření, a navíc po svahu s relativně nízkým sklonem.

Aby došlo k pohybu bloku odpovídajících rozměrů, musí nezbytně dojít k výraznému snížení tření na bazální smykové ploše. Nejpravděpodobnější mechanismus pro vznik této situace, je zvýšení pórového tlaku tekutin ve spojení s Terzaghiho principem efektivního napětí (Voight a Elsworth, 1997).

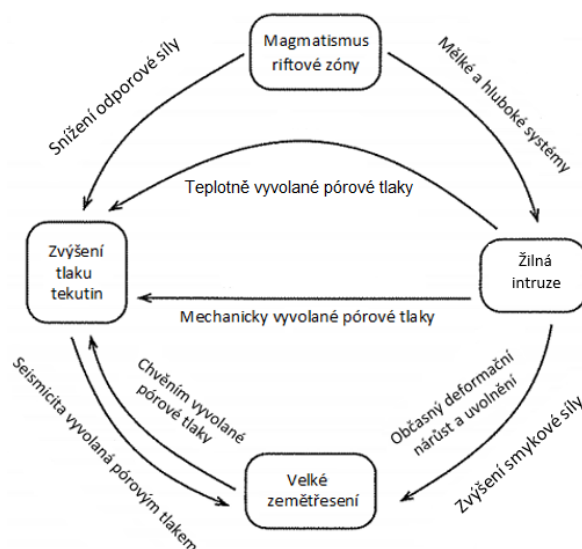
Terzaghiho princip efektivních napětí: napjatost v každém bodě určitého řezu zeminou může být vypočtena z totálního hlavního napětí  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , jež v daném bodě působí. Pokud jsou póry zeminy vyplněné vodou pod tlakem  $u$ , totální hlavní normálové napětí sestává ze dvou částí. Pórový tlak, značen  $u$ , působí ve vodě a na pevnou fázi stejnou intenzitou a všesměrně. Rozdíl  $\sigma_1' = \sigma_1 - u$ ,  $\sigma_2' = \sigma_2 - u$  a  $\sigma_3' = \sigma_3 - u$ , představuje přebytek napětí nad pórový tlak a spočívá specificky v pevné fázi zeminy (Terzaghi, 1936).

Pro vysvětlení požadovaného nárůstu pórového tlaku tekutin byla navržena hypotéza, že stlačení pórových tekutin doprovázených magmatickou intruzí může být dostatečným přídavným spouštěcím mechanismem pohybu materiálu tvořící sopečný svah (Voight a Elsworth, 1992). Viz Tab. 5.

Tab. 5. Mechanismy stlačení tekutin přímo a nepřímo spojené s magmatismem (Zdroj: Delaney, 1982; Voight a Elsworth, 1997; upraveno).

<b>Mechanismy zvýšení pórových tlaků přímo spojené s magmatismem</b>
(a) mechanicky vyvolané pórové tlaky v porézním elastickém médiu v okolí žil, které intrudovaly v krátkém časovém úseku
(b) teplotní roztažnost vody v pórech kolektoru, která je zahřívána intruzemi nebo (efektivněji) erupcemi zásobovacích žil, ty doprovází dalekosáhlý laterální tlakový přenos uvnitř kolektoru
(c) stlačená separace těkavých látek v intruzích ve vyšších polohách, ve spojení s chladnutím, krystalizací a procesy zpětného tavení vedoucí k rozpukání způsobenému vodou a/nebo tlakový přenos vyvolaný párou v přilehlých či podložních kolektorech
<b>Mechanismy, které mohou být nepřímo spojené s magmatismem</b>
(a) hydrotermální systémový přetlakový mechanismus, produkující piezometrický tlak přesahující hydrostatický
(b) vznik pórového tlaku vyvolaný vulkanickými (či tektonickými) zemětřeseními

Magmatické intruze mohou mít tedy dva efekty: zvýšení hybné síly pomocí přímého stlačování magmatu či s intruzí související seismické setrvačné síly a/nebo snížení odporové síly zvýšením tlaku tekutiny (Voight a Elsworth, 1997). Pórové tlaky způsobené poro-elastickou deformací mohou být přenášeny rychleji než ty, které jsou způsobené teplotní roztažností či odplynováním (Elsworth a Voight, 1992, 1995). Pozdější svahové procesy mohou být ale při vyvolání pohybu materiálu na svahu sopky déletrvající a nakonec efektivnější (Voight a Elsworth, 1997). Tyto mechanismy nejsou hypotetické, stlačování pórových tekutin v souvislosti s vulkanickou aktivitou již bylo pozorováno i monitorováno (Björnsson et al., 1977; Stefánsson, 1981; Watanabe, 1983). Zdá se, že epizody stlačování tekutiny vyplývají z mechanických a teplotních deformačních polí, které vyvolaly magmatické intruze v nasycených pórovitých vulkanických materiálech. Takové složky pórového tlaku mohou kumulativně působit na potenciální spodní smykové plochy s efektem snížení Terzaghiho efektivního napětí a následně snížení tření při vzniku porušení. Pórové tlaky vyvolané žilnými intruzemi mohou vyvolat či zesílit střední až velká zemětřesení. Velká zemětřesení mohou naopak napomáhat svahovým procesům prostřednictvím vzniku pórového tlaku, který vyvolaly otřesy a gravitačním zrychlení, které zesiluje smykové napětí. Interakce těchto procesů je schematicky ilustrována na Obr. 8 (Voight a Elsworth, 1997).



Obr. 8. Vliv žilné intruze na stabilitu svahu. Intruze vyvolává mechanickou a teplotní deformaci. Tyto deformace vyvolávají zvýšení tlaku v tekutinách, což může vlivem snížení odporové síly uspišit povrchové či hluboko založené porušení. Uvolnění seismické energie a s ní související destabilizační vlivy mohou být mechanicky či teplotně vyvolanými mechanismy pórového tlaku a silnou intruzí zesíleny (Zdroj: Voight a Elsworth, 1997; upraveno).

Další mechanismy působící v rámci sopky, jako např. nepřímá hydrotermální alterační oslabení svahu související s magmatem, všudypřítomné rozpukání a deformace stavby, mohou také přispět ke vzniku svahového pohybu. Mechanismy jako vznik pórových tlaků vyvolaný smykem, třecí teplo vzniklé stlačením tekutiny a omezené zkapalnění vlivem granulárního kolapsu oslabených alterovaných tefrových sedimentů, mohou hrát také roli při následném vyvolání svahového pohybu – udržení hybné síly svahového pohybu a urychlení procesu (Voight a Elsworth, 1997).

## 5. HAVAJSKÉ OSTROVY

### 5.1 Geologický vývoj

Havajský hřbet byl vytvořen vzestupem tepla a tavenin z horké skvrny (hotspotu) zemského pláště soustředěných pod současným ostrovem Havaj na jihovýchodním konci Havajského hřbetu. Erupce bazaltické lávy nad horkou skvrnu vytvořily sérii obřích podmořských vulkánů. Jak jednotlivé vulkány rostly, pohybem Pacifické litosférické desky směrem na západoseverozápad došlo k přesunutí vzniklých vulkanických struktur pryč od vlastního hotspotu. Jakmile byl jejich zásobující kanál odříznut, začaly postupně vyhasínat. Jak starší vulkány vyhasínaly, novější přilehlé, nově přemístěné nad horkou skvrnu, vzrůstaly. Dlouhé pokračování tohoto procesu dalo vzniknout současnému Havajskému hřbetu - řetězci vulkanických ostrovů s několika stále aktivními vulkány na svém jihovýchodním konci (Moore et al., 1994).

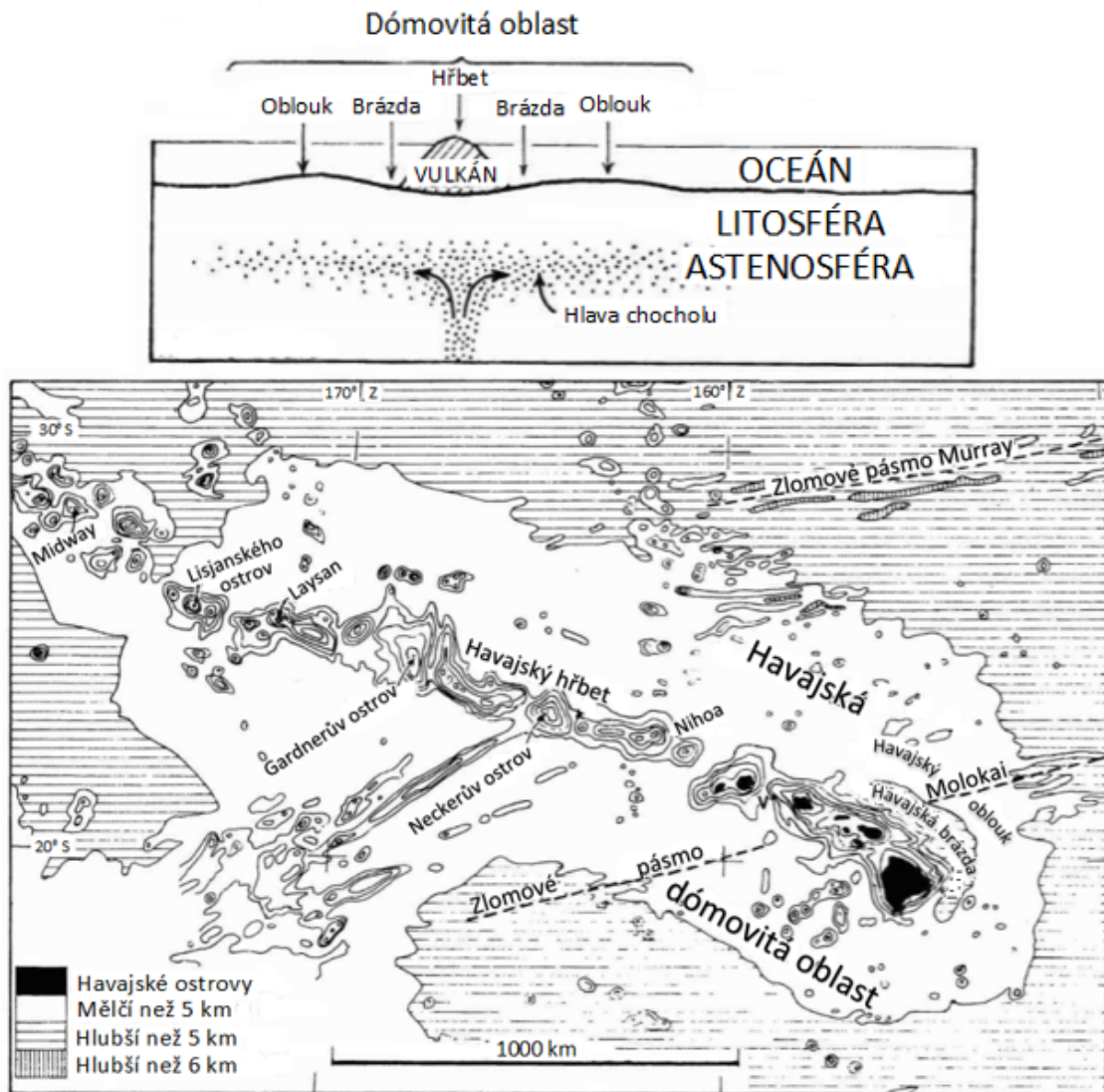
Mnoho vulkánů stlačilo litosféru, která se pod nimi nacházela, čímž vznikla příkopu podobná deprese lemující hřeben - Havajská brázda a vnější vydutí příkopu směrem k moři - Havajský ostrovní oblouk. Osa Havajské brázdy, s hloubkami běžně přesahujícími 5 km, je vzdálena přibližně 140 km od osy Havajského hřbetu. Brázda je částečně vyplněna vulkanoklastickým materiálem, který pochází ze svahových pohybů přilehlých vulkánů. Osa širokého Havajského ostrovního oblouku je vzdálená přibližně 250 km od osy hřbetu a je přibližně 4,5 km hluboká. Jak postupně dochází k sedimentárnímu vyplňování brázdy, morfologický ráz brázdy i oblouku se časem vytrácí (Moore et al., 1994).

Během růstu Havajského hřbetu se Pacifická deska pohybovala rychlostí přibližně 9 cm/rok směrem na západoseverozápad. Tato rychlost byla určena na základě radiometrického datování lávových proudů, které vznikly na konci období, kdy jednotlivé vulkány vytvářely své štíty (Clague a Dalrymple, 1987). Proto vulkány tohoto hřbetu vytváří plynulou věkovou posloupnost. Vulkán ostrova Midway vyrostl přibližně před 28 miliony let a vulkány Hualalai, Mauna Loa a Kilauea ostrova Havaje, 2000 km na jihovýchod od ostrova Midway, rostou několik posledních stovek tisíců let a jsou stále aktivní. Tvar vulkánů nad hladinou moře zřetelně odráží tento rozdíl ve stáří. Starší severozápadní vulkány jsou hluboce zaklesnuty či oderodovány na úroveň mořské hladiny, pokryty korálovými útesy či hluboce ponořeny. Podmořské svahy vulkánů v kontrastu s tím stárnou pomaleji a jsou relativně dobře zachovalé. Rozdíly v sopečné morfologii starších vulkánů ve srovnání s mladšími a aktivními jsou mnohem méně patrné pod mořskou hladinou než nad ní (Moore et al., 1994).

Hotspot je projevem plášťového chocholu (Morgan, 1972; White a McKenzie, 1989). Plášťový chochol je proud plášťového materiálu, který stoupá, jelikož má menší hustotu než okolní plášť. Dochází ke střetům názorů, zda plášťové chocholy vznikají na hranici jádra a pláště nebo přímo v samotném plášti.

Tam kde se chochol dotýká báze litosféry se bočně rozšiřuje a utváří hříbovitou hlavu, která může být od několika set až po 2000 km široká (Walker, 1990). Velikost a poloha havajského chocholu mohou být indikovány 1200 km širokou Havajskou dómovitou oblastí, na jejíž ose se nachází Havajský hřbet (Crough, 1983). Oceánská kůra pod ostrovem Havaj byla tvořena v křídovém období. Hloubka oceánu je úzce spjatá s věkem podložní kůry (protože litosféra se ochlazuje a poklesává posunem od rozšiřujícího se hřbetu). V Havajské dómovité oblasti je oceán o 1,2 km mělčí, než by se dalo očekávat

vzhledem ke svému stáří. Dómovitá oblast mohla vzniknout ohybem oceánské kůry přes materiál neobvykle nízké hustoty plášťového chocholu (Walker, 1990). Viz Obr. 9.



Obr. 9. Výše: Schéma JZ-SV profilu napříč Havajskou dómovitou oblastí. Tečkami je znázorněna nezvykle horká plášťová chocholová hlava. Níže: Batymetrická mapa Havajské dómovité oblasti. Dómovitá oblast je patrná do hloubky 5 km. Tato dómovitá oblast se může přibližně shodovat s rozsahem hotspotu. Batymetrické kontury jsou po intervalech 1 km (Zdroj: Walker, 1990; upraveno).

Na území Havajských ostrovů se nachází řada vulkánů, pro téma práce jsou nejdůležitější níže popsané.

Sopka Kilauea se nachází na ostrově Havaj (Walker, 1990). Její kaldera sahá do výšky 1240 m n. m. (Ryan et al., 1981). Asi 90 % plochy povrchu sestává z lávových toků (hlavně láv typu pahoehoe) mladších než 1100 let (Holcomb, 1987). Láva typu pahoehoe má jemný, vrásčitý povrch a hojně drobné dutiny nejčastěji sférického tvaru (Walker, 1990). Díky své nízké viskozitě je velice pohyblivá, rychlost může být i více než 10 m<sup>3</sup>/s (Peterson a Tilling, 1980; Rowland a Walker, 1990). Sopka sestává také ze starších hornin, 100 000–30 000 let starých Hilina bazaltů, které se nacházejí při bázi zlomových srázů na mobilním jižním úbočí (Easton, 1987). Sopka Kilauea je velice aktivní (Walker, 1990). V letech 1790 a 1840 došlo k erupcím na svahu ve východní riftové zóně a v roce 1823 v jihozápadní riftové zóně, ale aktivita mezi roky 1830 a 1934 byla soustředěna převážně na vrcholu kaldery. Přírodní sopouch

v kaldeře je kráter Halemaumau. Po mnoho desetiletí se tam nacházelo lávové jezero. Kráter Halemaumau byl nejvíce prohlouben po freatické erupci v roce 1924 a to až na 900 m. Kilauea byla v klidovém období od roku 1934 do roku 1952, ale od té doby byla nejaktivnější sopkou na Havaji a pravděpodobně i na světě (Swanson, 1972; Dzurisin et al., 1984). K činnosti došlo roku 1955, 1959 a 1960 (Walker, 1990). Erupce ve východní riftové zóně v letech 1969–1974 způsobily vznik 140 m vysokého lávového štítu (Swanson et al., 1979; Tilling et al., 1987). V letech 1983–1986 došlo k vytékání aa lávy (Wolfe et al., 1987). Aa láva se vyznačuje drsným povrchem sestávajícím z neuspořádaného seskupení balvanů a úlomků, jenž obklopují celistvou lávu, v níž jsou drobné dutiny obvykle vzácné a jejich tvary jsou výrazně deformované (Walker, 1990). Tento typ lávy má vysokou viskozitu a její pohyb je proto táhlý a pomalý (Peterson a Tilling, 1980; Rowland a Walker 1990). Od poloviny roku 1986 došlo k rozsáhlým pahoehoe tokům (Walker, 1990). Od roku 1952 došlo k mnoha událostem žilného průniku ať už s erupcemi nebo bez nich (Klein et al., 1987). Jedna z posledních výrazných aktivit sopky Kilauea je erupce ze začátku května letošního roku. Erupci vyvolal přesmyk na jejím jižním svahu ve východní riftové zóně. Toky lávy se šířily přes zalesněné oblasti k obydlému JV pobřeží. Velké nebezpečí představoval mimo jiné také oxid siřičitý a dále pak trhliny, kterými láva pronikala na povrch a které se nepředvídatelně objevovaly na různých místech. Erupci předcházelo zemětřesení, které v době erupce zesílilo až na magnitudo 6,9 RichtEROVY škály. Od roku 1975 je to největší zemětřesení, ke kterému v této oblasti došlo (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us1000dyad#executive>). Na této sopce se nachází svahová deformace Hilina (McMurtry et al., 2004), která je doposud aktivní a také ke svahové deformaci Papa'u (Moore et al., 1989).

Sopka Mauna Loa se nachází na ostrově Havaj. Měří od hladiny moře 4167 m a od oceánského dna asi 10 km (Walker, 1990). Jde o největší sopku na Zemi, její objem je více než 40 000 km<sup>3</sup> (Bargar a Jackson, 1974). Směrem na jihozápad a severovýchod se rozprostírají riftové zóny a na severozápadních svazích se vyskytují izolované radiální trhliny. Od roku 1843 do roku 1990 měla Mauna Loa 32 erupcí (Walker, 1990). Přibližně 40 % povrchu se skládá z láv mladších než 1 000 let (Lockwood a Lipman, 1987). Pokles činnosti začal roku 1950, ale není známo, zda bude tento trend pokračovat. Spekulovalo se nad možnými vztahy mezi sopkou Mauna Loa a sopkou Kilauea (Walker, 1990). Seismicita, o které se předpokládá, že souvisí se vzestupem magmatu, naznačuje, že přírodní systémy se v hloubce sbíhají (Klein et al., 1987). Vzácnost souběžných erupcí naznačuje, že dvě sopky se dělí o stejnou zásobu magmatu (Walker, 1990). Pokles množství výlevů sopky Mauna Loa v roce 1950 byl způsoben odpovídajícím nárůstem u sopky Kilauea od roku 1955 (King, 1989). Značnou anomálií na Mauně Loa jsou vrchy Ninole, skupina relativně starých (asi 0,2 milionů let) izolovaných vrcholů, které jsou zřejmě erozními pozůstatky starší části vulkánu Mauna Loa. Lávy těchto vrchů mají sklony rovnoběžné s mladšími lávovými proudy sopky Mauna Loa, které je obklopují a pravděpodobně pocházejí ze stejné části tohoto vulkánu (jihozápadní riftové zóny) (Walker, 1990). Vrchy Ninole jsou pravděpodobně pozůstatky staršího kuželu Mauna Loa, u kterého došlo ke svahovému pohybu a vzniku například svahových deformací Alike (Lipman et al., 1988). Kromě blokovobahenních lavin Alike-1, Alike-2, se na této sopce nachází i svahové deformace Punalu'u, South Kona, Ka Lae East a Ka Lae West (McMurtry et al., 2004). Dále pak také deformace Kaalualu (Moore et al., 1994).

Sopka Hualalai na ostrově Havaj stoupá do výšky 2523 m n. m. (Moore et al., 1987). Jedná se o sopku s dobře definovanou severozápadní riftovou zónou, podél níž se vyskytuje mnoho sypaných kuželů a několik malých kráterů, jižní riftová zóna se rozprostírá pod lávami sopky Mauna Loa (Walker, 1990). Celá viditelná část Hualalai se skládá z alkalické lávy (Moore et al., 1987). Ve vrtech a při pobřeží se nacházejí tholeitické bazalty. Povrchové lávy jsou tvořeny většinou alkalickým olivínovým bazaltem, ale zahrnují i trachyt. Také lze nalézt obsidián. Je zde jedna z nejkyselějších láv na Havaji. Hualalai soptila sedmkrát v minulých 2100 letech ze sopouchů většinou v severozápadní části riftové zóny. Historické erupce vytvořily dva lávové toky, z nichž jeden byl převážně aa láva v roce 1800 a druhý hlavně pahoehoe v roce 1801 (Walker, 1990). Láva z roku 1800 je pozoruhodná pro mimořádný objem

bloků dunitu a gabra (Kirby a Green, 1980; Jackson et al., 1981). Erupce nastaly také před 300, 710, 800, 900, 1180 a 2030 lety (Moore et al., 1987). Byly větší než průměrné havajské erupce. Ty před 710 lety zahrnovaly silně explozivní fázi, která rozptýlila úlomky na široké ploše. Budoucí erupce jsou očekávané a sopka Hualalai může být považována za potenciálně nejnebezpečnější havajský vulkán. Značná a rychle rostoucí populace ostrova žije při jejím úpatí, v těsné blízkosti její riftové zóny a na strmých svazích. V roce 1800 láva tekla zjevně rychle a lze předpokládat, že budoucí toky budou také rychlé (Walker, 1990). Na této sopce se nachází svahová deformace North Kona (McMurtry et al., 2004).

Kohala je nejstarší vulkán na ostrově Havaj (Mc Dougall a Swanson, 1972). Stoupá do výšky 1600 m n. m. (Ladefoged a Graves, 2010). Její riftové zóny jsou směrem na severozápad a jihovýchod od vrcholu. Na těchto riftech se vyskytuje mnoho sypaných kuželů. Eroze vytvořila na návětrné straně hluboké kaňony (Walker, 1990). Většina povrchových láv je alkalická, ale hluboké kaňony zasahují do podložních tholeitických toků (Spengler a Garcia, 1988). Alkalické lávy pokryvné vrstvy mají složení od hawaitu až po trachyt a jsou maximálně 150 m mocné. Naposledy došlo k erupci přibližně před 60 000 lety, považuje se za vyhaslou (Walker, 1990). Na této sopce došlo ke svahovému pohybu, jehož výslednou formou je blokovobahenní lavina Pololu (Moore et al., 1989).

Haleakala je větší ze dvou sopek, které tvoří ostrov Maui (Stearns a Macdonald, 1947). Její nadmořská výška je 3055 m. Na východě a jihozápadě se nachází riftové zóny, které jsou zřejmě kvůli množství výrazných sypaných kuželů. Rozptýl kuželů, které se vyskytují na severním svahu, může označovat nezřetelnou severní riftovou zónu. Kráter Haleakala je deprese dlouhá 11 km, 3 km široká a hluboká 800 m. Skládá se ze dvou hlavních údolí, třetí údolí je od hlavního kráteru odděleno úzkým hřbetem. Následná vulkanická činnost vytvářela přes kráter sypané kužele a objemné lávové proudy stékaly dolů po třech údolích a vytvořily lávové delty, které rozšířily pobřeží ostrova. Většina z viditelné části Haleakaly se skládá z alkalických láv, lávy tholeitického štítu jsou odkryté kolem severního pobřeží a v několika hlubokých údolích. Některé lávy jsou ankaramitové a bohaté na krystaly pyroxenu a olivínu. Jiné lávy obsahují např. velké krystaly plagioklasu. Poslední erupce se objevila přibližně v roce 1790 ze dvou přírodních sopouchů v jihozápadní riftové zóně, došlo k tokům aa lávy (Walker, 1990). Na sopce došlo ke svahovému pohybu, jehož výslednou formou je blokovobahenní lavina Hana (McMurtry et al., 2004).

Lanai je sopka na stejnojmenném ostrově. Nejvyšší nadmořská výška 1027 m je na severozápadním okraji kaldery. Sopka je protažená podél hlavních severozápadních a jihovýchodních riftových zón. Četné pravé žíly jihovýchodní riftové zóny a také několik paralelních zlomů je odkryto na jižním pobřeží. Ploché dna pánví Palawai a Miki jsou částečně vyplněny poklesovými strukturami na dně kaldery, která je asi 7 km široká. Všechny lávy Lanai jsou pravděpodobně tholeitické (Walker, 1990). Na této sopce se nachází svahová deformace Clark (Moore et al., 1989).

East Molokai je větší ze dvou sopek, které tvoří ostrov Molokai. Její nadmořská výška je 1813 m. Má dvě riftové zóny reprezentované žilnými komplexy, z nichž jedna směřuje na východ a druhá na západ od vrcholové oblasti. Kaldera byla rozpoznána kvůli mocnějšímu a masivnějšímu charakteru lávových toků, rozsáhlé hydrotermální alteraci hornin a přítomnosti gabra. Většina štítu se skládá z tholeitických bazaltů. Pokryv tvoří alkalické lávy obsahující hawait a trachyt (Walker, 1990). Velký skalní útes (téměř 1200 m vysoký) ohraničuje severní stranu Molokai a naznačuje, kde došlo ke kolapsu severní poloviny sopky (Moore, 1964). Vulkanismus zmlazovacího stadia vytvořil poloostrov Kalaupapa (Walker, 1990). Současná stadia popisovaných sopek viz Obr. 10. Kalaupapa je štít z lávy pahoehoe a jeho kráter má okraj, který se nachází ve výšce 123 metrů nad hladinou moře a zahrnuje menší jezero (Clague et al., 1982). Se sopkou je spojená blokovobahenní lavina Wailau (McMurtry et al., 2004).

Sopka Waianae se nachází na ostrově Oahu a je vysoká 1227 m n. m. Vulkanismus zmlazovacího stadia neurčeného stáří tvaruje linii dobře zachovaných sypaných kuželů na jižním svahu Waianae. Stadium

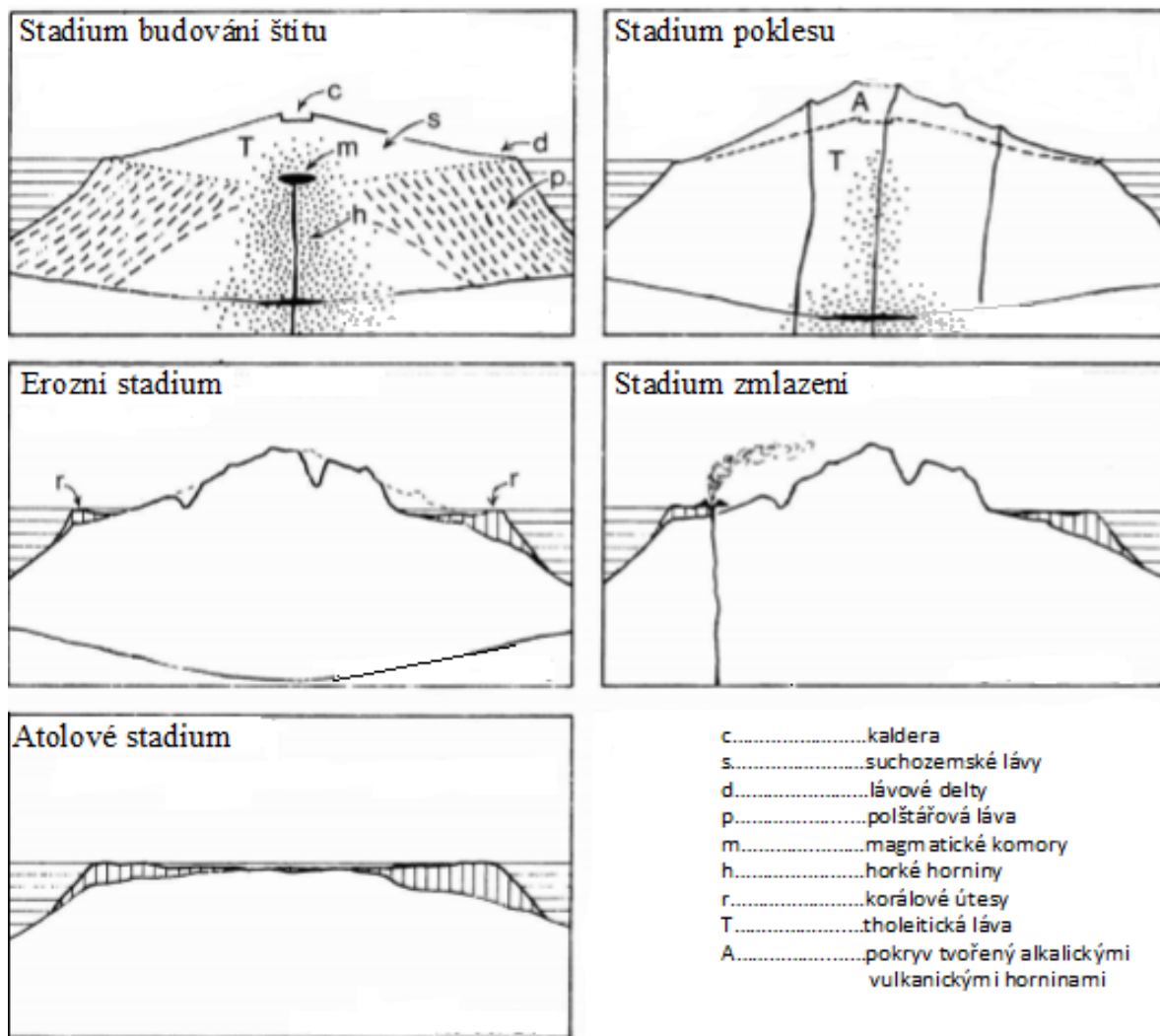


zmlazení vulkanismu může zaostávat až 5 milionů let za hlavní fázi budování štítu, ve které jsou vulkány nejproduktivnější. Sopka Waianae je velmi hluboko erodována a údolí Lualualei a Waianae představují krajinu neobvyklou pro Havajské souostroví, ve které se úzké a téměř svislé hřebeny, některé z nich izolované, tyčí ze dna plochých aluviálních údolí. V údolích Lualualei a Waianae se nachází rozsáhlá kaldera (Walker, 1990). Orientace žil stanovují severozápadní a jižní až jihovýchodní riftové zóny (Zbinden a Sinton, 1988). Sopka sestává z tholeitického štítu s mocným pokryvem až alkalického složení (Sinton 1987). Mezi lávou vyplňující kalderu se vyskytuje ryodacit a andezit. I přes hluboká údolí eroze neodkrývá hydrotermálně alterované horniny někdejšího vysokoteplotního geotermálního systému (Walker, 1990). Se sopkou jsou spojeny sesuv Waianae a blokovobahenní lavina Kaena (McMurtry et al., 2004).

Koolau je sopka ostrova Oahu. Je vysoká 960 m n. m. Nachází se zde mimořádně intenzivní žilný komplex (Walker, 1986, 1987). Koolau má široké rozložení sopečných jícňů zmlazovacího stadia nazvaného "honolulské vulkanity". Příkladem je sopka Diamond Head v hlavním městě Honolulu (McMurtry et al., 2004). Koolau je tholeitický štít, který postrádá alkalickou pokrývnou vrstvu a je převážně složen z reverzně magnetizovaných hornin (Moberly a Campbell, 1984). V některých sedimentech se vyskytují peridotitové inkluze: v dunitu, spinelovém lherzolitu, pyroxenitu, zřídka také v horninách obsahujících kaersutit nebo flogopit (Walker, 1990). Vysoce porézní lávy sopek Koolau a Waianae jsou skvělé systémy pro ukládání vody. Vyprodukují 1,9 mld litrů podzemní vody za den, což je množství dostačující přibližně pro 1 milion lidí na ostrově Oahu (Hunt et al., 1988). Většina hlavního města Honolulu je postavena na vyvýšeném pobřeží skládajícím se z vápence a dále z popela a láv zmlazovací fáze (McMurtry et al., 2004). Návětrná (tedy východní) polovina štítu Koolau chybí v důsledku svahového pohybu, jehož výsledkem je blokovobahenní lavinu Nuuanu (Moore, 1964).

Sopka Kauai se zřejmě skládá z jediného lávového štítu, dosahujícího maximální výšky 1598 m. Žíly jsou četné, ale méně koncentrované do rojů, než je tomu u jiných havajských sopek. Na severozápadě se nachází velká útesová linie pobřeží a na západě 600 m hluboký kaňon Waimea. Útesy, území na západní straně kaňonu a většina středu ostrova jsou složeny z tholeitických čedičových láv. Plošina interpretovaná jako výplň alkalickými bazalty rozsáhlé kaldery, která má napříč 20 km, zaujímá oblast severovýchodně od kaňonu Waimea (Walker, 1990). Vulkanismus zmlazovacího stadia byl na Kauai obzvláště rozšířen a bylo zjištěno asi 40 rozptýlených sopečných jícňů (Clague a Dalrymple, 1988). Jejich erupce začala asi 2,65 Ma před současností v západo-severozápadní polovině sopky Kauai (Walker, 1990). Nejmladší datované lávy jsou staré asi 0,5 Ma, ale předpokládá se, že jižně od sopky Kauai došlo v roce 1956 k podmořské erupci (Macdonald, 1959). Se sopkou jsou spojeny blokovobahenní laviny North Kauai a South Kauai (McMurtry et al., 2004).

Přítomnost korálů v mořských konglomerátech nacházejících se nad hladinou moře na několika Havajských ostrovech je vysvětlována tak, že byly ukládány vlivem vln tsunami, které byly vyvolány obřími svahovými pohyby. Tyto sedimenty nacházející se v nadmořských výškách 70 m na ostrově Molokai a 325 m na ostrově Lanai jsou přibližně 200 000 a 100 000 let staré. Podobné sedimenty se vyskytují také na ostrovech Oahu, Maui a Havaj (Moore et al., 1994).



Obr. 10. Současná stadia sopek, na nichž vznikly obří svahové deformace. Stadium budování štítu: Kilauea, Mauna Loa; stadium poklesu: Hualalai; erozní stadium: Kohala, Lanai; stadium zmlazení: Haleakala, Koolau; stadium zmlazení až atolové stadium: East Molokai, Waianae, Kauai (Zdroj: Walker, 1990; <http://volcano.oregonstate.edu/life-stages-hawaiian-volcanoes>; upraveno).

## 5.2 Obří svahové deformace

Součástí práce je databáze obřích svahových deformací na Havajských ostrovech. Jedná se o následujících 19: North Kauai; South Kauai; Kaena; Waianae; Nuuanu; Wailau; Hana; Clark; Pololu; Alike-1; Alike-2; Hilina; Papa'u; South Kona (Moore et al., 1989). Dále North Kona (Lipman a Coombs, 2006). Také Ka Lae West; Ka Lae East (McMurtry et al., 2004). Punalu'u a Kaalualu (Moore et al., 1994).

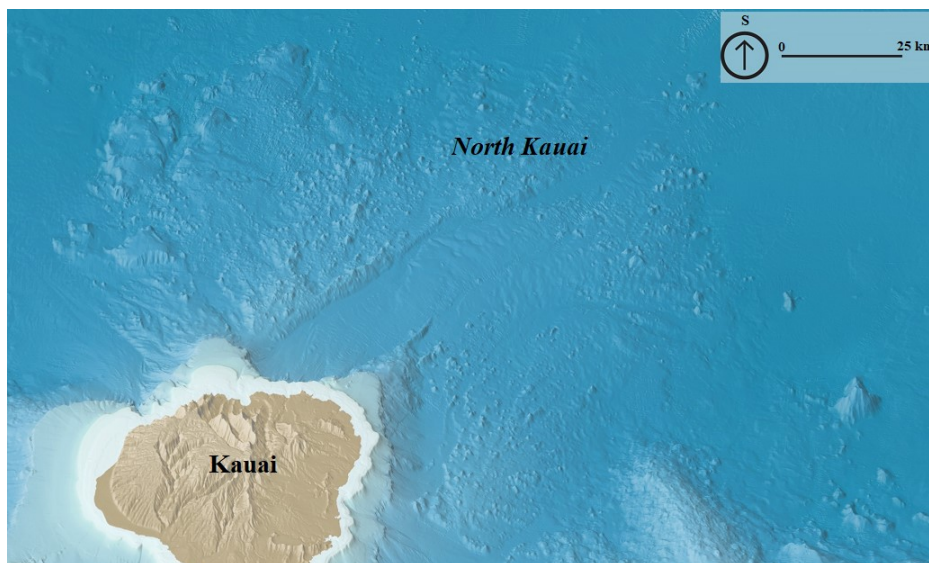
### 5.2.1 Blokovahenní lavina North Kauai

Vulkány na ostrovech Kauai a Nihau ukončily svou fázi růstu štítu, která trvala přibližně 5 Ma a jsou tedy v oblasti Havajského hřbetu nejstaršími vulkány (Clague a Dalrymple, 1987). V důsledku toho jsou na jejich svazích pozůstatky svahových deformací nejvíce zastřeny, jak docházelo k poklesu ostrova, erozi a sedimentaci. Snímky sonaru GLORIA ukazují, že celá svahová deformace pokrývá plochu podél severní a severovýchodní strany ostrova Kauai a většina tohoto terénu je charakterizována akustickými odezvami, které naznačují, že se jedná o bloky materiálu. Okraje souvisle zvlněného terénu se

rozprostírají až do vzdálenosti 115 km od ostrova a oblasti izolovanějších bloků se objevují ještě o 20-40 km dále, zejména na severozápadní straně. Nepravidelný okraj zvlněného terénu je zřejmě důsledkem akumulace nadložního sedimentu. Široký hřbet, nejspíše tvořený z obřích bloků, které byly na místo transportovány svahovým pohybem, se rozprostírá 120 km severovýchodně od ostrova až za osou Havajské brázd. Zvlněný terén není na většině jihovýchodní strany tohoto hřbetu patrný, což je dáno nejspíše kvůli hlubokému překrytí turbidity, které se pohybují dolů po sopečném svahu a akumulují se za tímto hřbetem (Moore et al., 1989).

Horní podmořské svahy severně od Kauai jsou vykrojené třemi prohlubněmi, které se podobají amfiteátrům, z nichž každá pravděpodobně představuje temeno hlavní svahové deformace. Složený charakter této svahové deformace je dále naznačen větší šířkou sedimentů ve srovnání s jinými, podobně dlouhými svahovými deformacemi. Blokovahenní lavina North Kauai se tedy pravděpodobně skládá ze tří svahových deformací. Nejmenší svahový pohyb se pohyboval severovýchodním směrem, největší svahový pohyb na sever a třetí svahový pohyb na severozápad. Obě větší deformace se vyznačují zvlněným terénem (Moore et al., 1989).

Severozápadní amfiteátr je vyznačen několika podmořskými kaňony, které se rozprostírají od hloubky asi 200 m až po hloubku 2300 m (Shepard a Dill, 1966). Podmořské kaňony začínají přibližně 3 km od pobřeží a jsou nejlépe vyvinuty nad 900 m hlubokou horizontální terasou, asi 8 km od pobřeží. To znamená, že svahová deformace vznikla, když se ostrov nacházel přinejmenším 900 m nad svou současnou úrovní a byl přibližně dvakrát tak velký. K erozi v kaňonech docházelo z větší části nad hladinou, ale rozšíření kaňonů pod 900 m hlubokou terasou mohlo být způsobeno v důsledku podmořských erozních procesů (Moore et al., 1989).

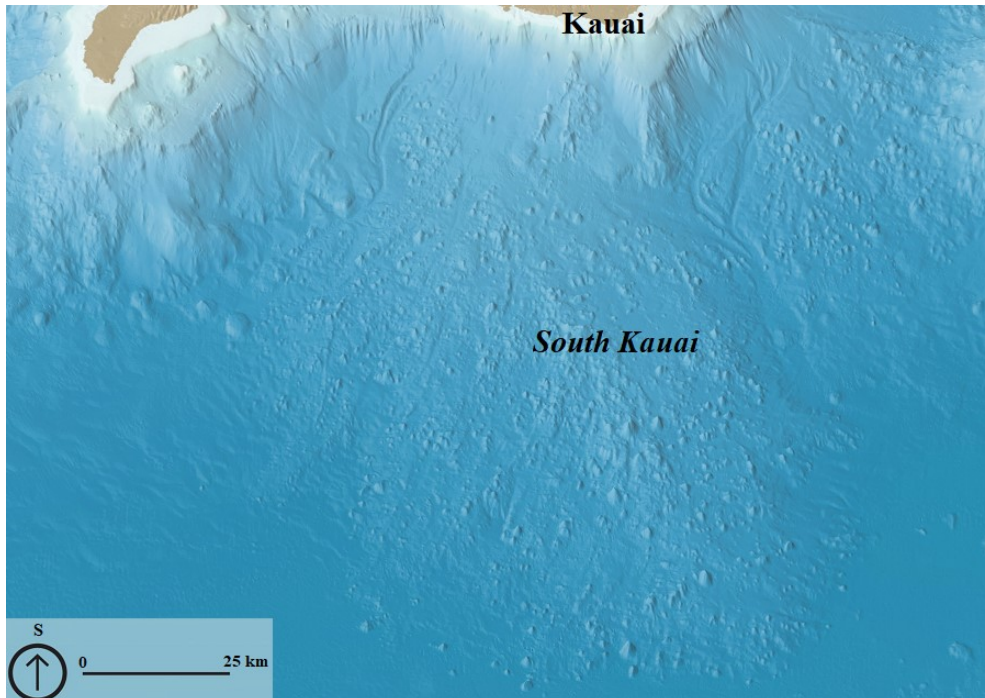


Obr. 11. Svahová deformace North Kauai (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.2 Blokovahenní lavina South Kauai

Jižně od ostrova Kauai je oblast blokového a zvlněného terénu, asi 80 km široká, která se rozprostírá 110 km od pobřeží. Její původ se zdá být spojený se svahovými pohyby, ke kterým došlo na jižním svahu sopky Kauai a na východním svahu sopky Niihau. Východní část je zřejmě překryta lávami patřícími mladšímu vulkanickému poli mezi ostrovy Oahu a Kauai. Západní část této oblasti je rozšiřována menšími svahovými pohyby ze strmého jihovýchodního svahu Niihau. Osa svahové deformace je vyznačena širokým podélným hřbenem, který protíná osu Havajské brázd (Moore et al., 1989).

Rozměry bloků, jak je vidět na snímcích sonaru GLORIA, kolísají od menších (50 x 125 m) po obří, s podélnou délkou větší než 5 km. Jak naznačují 3,5 kHz akustické záznamy, nejzřetelnější bloky mají velikost 500 m až 2 km. Průměrná maximální mocnost sedimentu na vrcholu bloků je podle 3,5 kHz akustických záznamů přibližně 25 m. Jedná se o jednu z nejstarších svahových deformací (Moore et al., 1989).

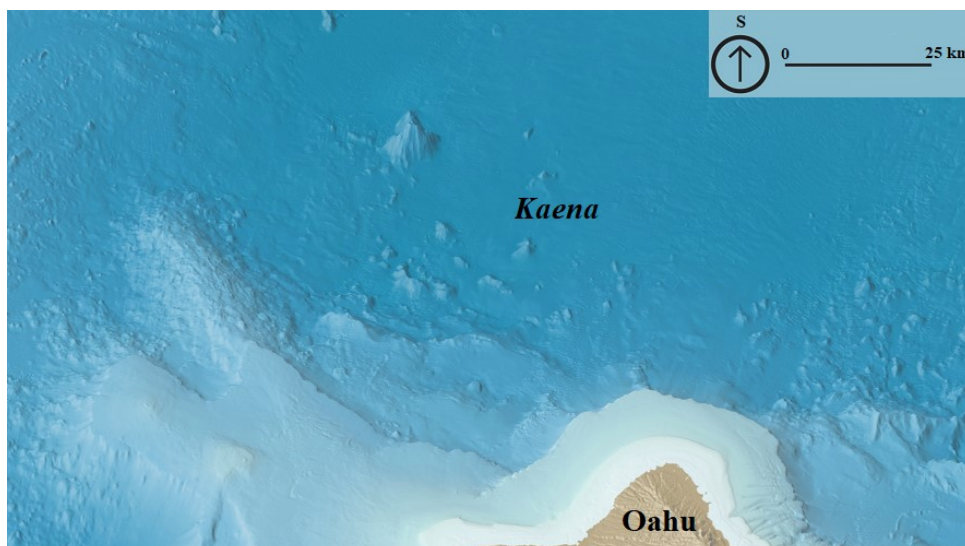


Obr. 12. Svahová deformace South Kauai (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.3 Blokovobahenní lavina Kaena

Blokovobahenní lavina Kaena směřuje ve 40 km širokém amfiteátru na severní stranu hřbetu Kaena, podmořského hřbetu, který se rozprostírá severozápadně od ostrova Oahu směrem k ostrovu Kauai. Svahový materiál se pohyboval na sever více než 90 km do osy Havajské brázdy, kde vytvořil nízký podmořský val mezi dvěma hlubšími pánvemi. Horní část materiálu svahové deformace, pod amfiteátrům odlučné stěny 1 km vysokým, obsahuje nakloněné bloky, jejichž dlouhé osy jsou kolmé na směr pohybu (Moore et al., 1989). Jeden takový blok je 12 km dlouhý, 5 km široký a více než 300 m vysoký (Brocher a ten Brink, 1987).

Jednotlivé bloky jsou rozmístěné po rozsáhlé ploše, což naznačuje, že se jedná o starší svahovou deformaci, než je sousední blokovobahenní lavina Nuuanu. Tvar naznačuje některé charakteristiky sesuvu, vzhledem ke své délce je poměrně široký. Výsledkem svahového pohybu mohl být sesuv, který se částečně rozpadl a vytvořila se tak blokovobahenní lavina (Moore et al., 1989).

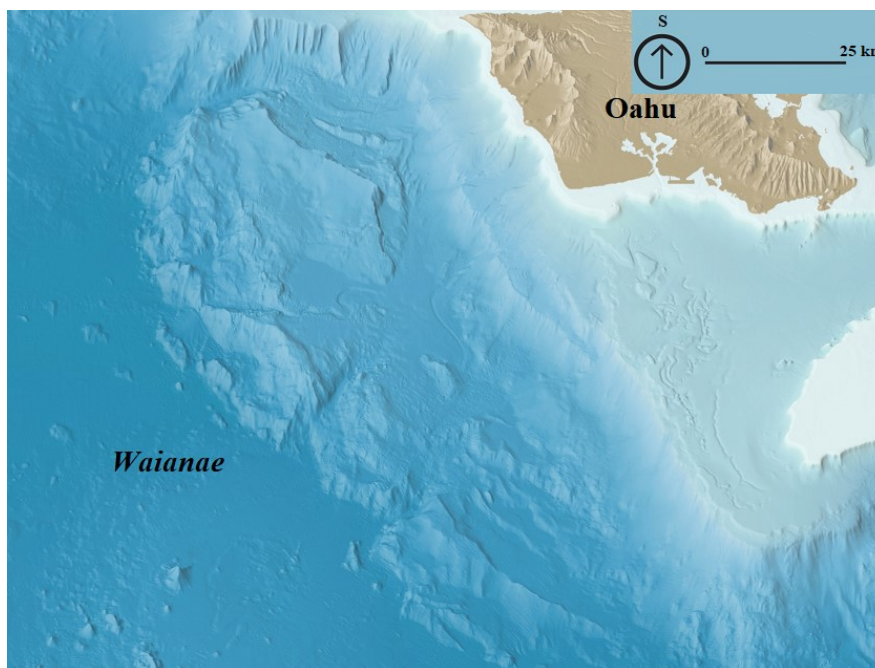


Obr. 13. Svahová deformace Kaena (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.4 Sesuv Waianae

Sesuv Waianae je součástí rozlehlé oblasti o šířce 130 km, která se rozkládá od hřbetu Kaena severozápadně od ostrova Oahu a zasahuje až směrem na západ od sopky Penguin Bank (Moore et al., 1989). Tato svahová deformace byla původně nazývána West Oahu Giant Landslide (Hussong et al., 1987). Aby nedošlo k záměně s jinými svahovými deformacemi na ostrově Oahu, začala se tato svahová deformace nazývat sesuv Waianae, a to kvůli svému umístění především na svahu sopky Waianae, která tvoří západní část ostrova Oahu. Jihovýchodní část sesuvu však zřejmě patří k pravděpodobně mladšímu erodovanému a ponořenému vulkánu, který tvoří sopku Penguin Bank a severozápadní část náleží nejspíše k třetímu vulkánu, který tvoří hřbet Kaena. Sesuv je tedy zřejmě založen do více než jednoho vulkánu, což naznačuje, že vznikl kombinací svahových pohybů. Povrchové tvary zobrazené na snímcích sonaru GLORIA však neposkytují základ pro podrobnější rozdělení tohoto sesuvu (Moore et al., 1989).

Sesuv zasahuje až 90 km od pobřeží. Velké příčné odlučné oblasti či hřbety desítky kilometrů dlouhé a rozmístěné v rozmezí 5-20 km od sebe rozdělují materiál sesuvu na několik velkých bloků. Sesuv obecně postrádá zvlněnou topografii s výjimkou jednoho laloku ve své centrální, distální části. Většina paty sesuvu je strmá. Strmá pata, velký poměr mezi šířkou a délkou a obecný nedostatek nepravidelného povrchu naznačuje, že se materiál pohyboval spíše jako několik velkých bloků než jako souvislá masa. Strmá pata se porušila a vytvořila menší blokovobahenní lavinu, která se pohybovala do vzdálenosti 15 km od původního sesuvu (Moore et al., 1989).



Obr. 14. Svahová deformace Waianae (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.5 Blokodobahenní lavina Nuuanu

Blokodobahenní lavina Nuuanu je největší zmapovaná svahová deformace na severovýchodním svahu vulkánu Koolau, přičemž štít zahrnuje východní polovinu ostrova Oahu (Moore et al., 1989). Při překročení Havajské brázdy vytváří tato blokodobahenní lavina (společně s blokodobahenní lavinou Wailau na východě) okraj ohraničující dvě deprese, Kauai na západě a Maui na východě (Wilde et al., 1980).

Po překročení osy Havajské brázdy, lavina stoupala po svahu přibližně 140 km od současné hloubky nejméně 4600 m v brázdě do své konečné oblasti přibližně 4300 m v oblouku. Proto je vertikální transport po svahu směrem vzhůru větší než 300 m. Není zde uvažována mocnost, kterou měl svahový pohyb v brázdě. Uvažovány nejsou ani rozsah poklesu hřbetu po zasažení lavinou, pokles příkopu a vyzdvižení oblouku (Moore et al., 1989).

Vzhledem k tomu, že hloubkový interval mezi osou brázdy a vrcholem oblouku u jihovýchodního okraje ostrova Havaj je také několik set metrů, podobný svah pravděpodobně existoval v době svahového pohybu na severovýchodě ostrova Oahu a materiál blokodobahenní laviny Nuuanu se tedy musel pohybovat vzhůru po tomto svahu. Jestliže byla hybnost materiálu taková, že vystoupala po svahu, pohybovala se pravděpodobně velmi rychle. Rychle se pohybující podmořský svahový pohyb této velikosti pravděpodobně vytvořil silné vymílavé proudy a stejně tak velké vlny na hladině (Moore et al., 1989).

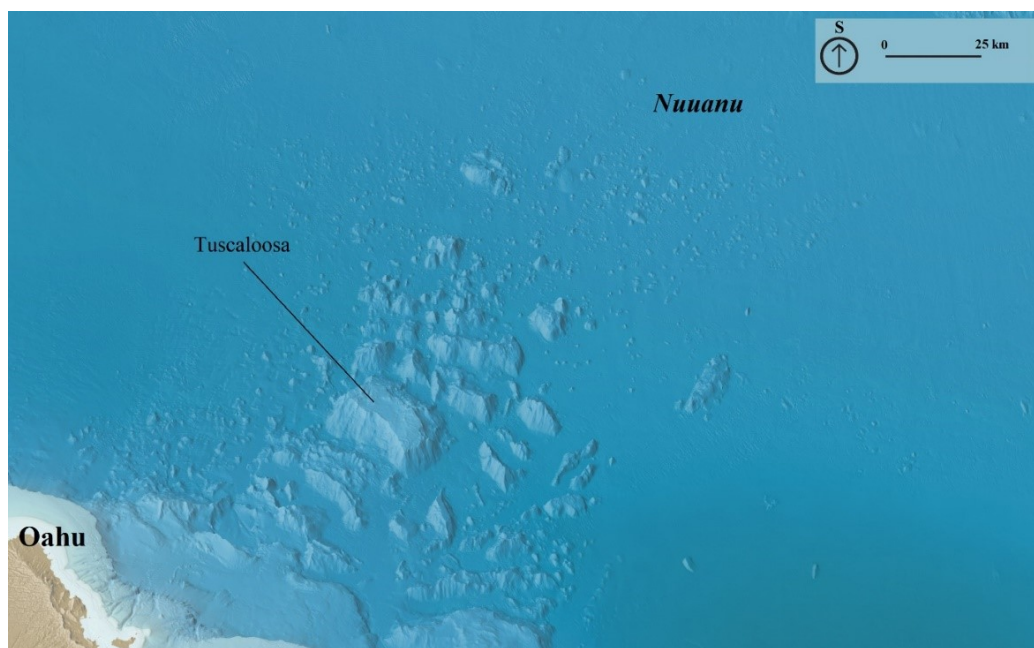
V blízkosti Havajského oblouku byly provedeny dva jádrové vrty. Ty byly ukončeny ve zpevněném jílovitém materiálu, jenž může být distálním jemnozrnným sedimentem, který sem přinesla blokodobahenní lavina Nuuanu (Moore et al., 1989). Tyto usazeniny překrývají objemné bazalty nacházející se v této části Havajského oblouku (Shaw a Moore, 1988). Sedimenty jsou zřejmě málo mocné (méně než několik metrů), protože akustické impulzy sonaru GLORIA jimi snadno pronikají a odhalují povrchy lávových toků pod nimi (Moore et al., 1989).

Obří bloky, které mají desítky kilometrů a stoupají 0,5-1,8 km nad úroveň svahu, zřejmě pocházejí z amfiteátru. Tyto bloky mívají nakloněné ploché vrcholy a do své současné polohy se přesunuly 50 a více kilometrů (Moore et al., 1989). Největší z těchto bloků, podmořská hora Tuscaloosa (viz Obr. 15), je 30 km dlouhý, 17 km široký a má široký plochý vrchol asi 1,8 km nad svou bází (Langford a Brill, 1972). Velikost a výšku velkých bloků ukazují podélné batymetrické profily (Moore, 1964).

Poznatky o mocnosti blokovobahenní laviny jsou také získány porovnáním podélných profilů pod osou laviny s paralelními profily po straně. Tyto profily naznačují průměrnou minimální mocnost centrální části laviny pod amfiteátrům asi 400 m a v průměru zhruba 200 m přes celou oblast svahové deformace (Moore et al., 1989).

Svahový pohyb, který utvořil svahovou deformaci Wailau, zjevně dosáhl na blokový sediment laviny Nuuanu, ale nezměnil orientaci masivních bloků staršího tvaru (Moore et al., 1989).

Do oblasti odlučných stěn laviny Nuuanu se zařezává několik podmořských kaňonů (Moore et al., 1989). Skutečnost, že severozápadní kaňony jsou jednoznačně spojeny se suchozemskými kaňony vedly k závěru, že kaňony byly vykrojeny jako suchozemské a následně zatopeny během poklesu Havajského hřbetu (Andrews a Bainbridge, 1972; Coulbourn et al., 1974). Tento pokles byl až 1800 m, protože morfologie kaňonu je v této hloubce dobře vyvinutá (Andrews a Bainbridge, 1972). Jelikož jsou kaňony vykrojeny v horní části dráhy svahového pohybu, pravděpodobně byl hřeben v době porušení nejméně o 1800 m vyšší (Moore et al., 1989).



Obr. 15. Svahová deformace Nuuanu s vyznačenou podmořskou horou Tuscaloosa (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.6 Blokovobahenní lavina Wailau

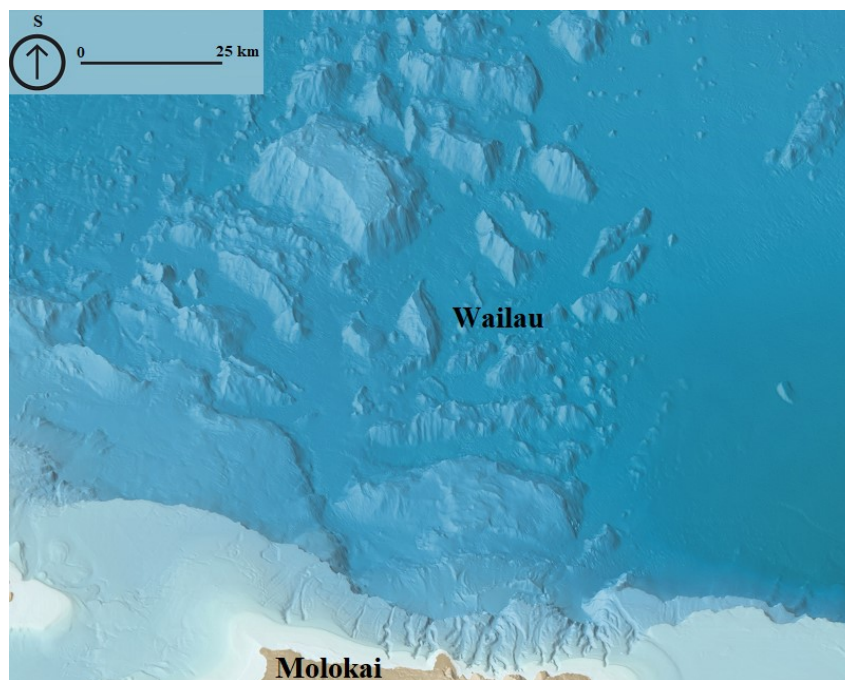
Blokovobahenní lavina Wailau, nazvaná podle velkého kaňonu na severní straně ostrova Molokai, odstranila severní část sopky East Molokai a zanechala jasně ohraničený, 40 km široký amfiteátr ve své odlučné oblasti. Určení rozsahu jejích distálních facií je poměrně obtížné, jelikož došlo k interakci s jižní stranou starší blokovobahenní laviny Nuuanu. Není zcela jasné, který materiál náleží které lavině.

Známou skutečností však je, že největší blok (podmořská hora Tuscaloosa) v této přechodové zóně není součástí Wailau, náleží Nuuanu, což bylo zjištěno z lávového složení (Moore et al., 1989).

Napříč celým amfiteátrům blokovobahenní laviny Wailau se rozprostírá regionální terasa (Shepard a Dill, 1966). Tato téměř horizontální terasa byla vytvořena buď formováním lávové delty v konečném období růstu štítu sopky East Molokai nebo růstem silného uhličitanového útesu během období stabilních pobřežních podmínek (Moore et al., 1989). Útesová hypotéza je podpořena na základě akustických záznamů, které na terase odhalují jisté elevace, které jsou interpretovány jako útesy (Mathewson, 1970). Ke svahovému pohybu, který utvořil tuto svahovou deformaci, tedy došlo, když sopka stoupla nejméně o 1300 m výše nad současnou úroveň nebo téměř 3 km nad hladinu moře (Moore et al., 1989).

Dráha svahového pohybu je převážně nevyplněná, s výjimkou malé sopky Kalaupapa, která vyrostla v horní části svahu (Moore et al., 1989). Tato malá sopka vyrostla po dokončení poklesu Havajského hřbetu, který následoval po svahovém pohybu (Moore et al., 1989).

V amfiteátru blokovobahenní laviny Wailau se vyskytuje několik hlavních podmořských kaňonů, většina z nich vede poblíž pobřeží od hlavních kaňonů nad hladinou moře na sopku East Molokai (Shepard a Dill, 1966; Mathewson, 1970). Kaňony byly převážně vykrojeny povrchovou erozí toků předtím, než sopka poklesla přibližně o 1300 m do současné hloubky (Moore et al., 1989).



Obr. 16. Svahová deformace Wailau (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

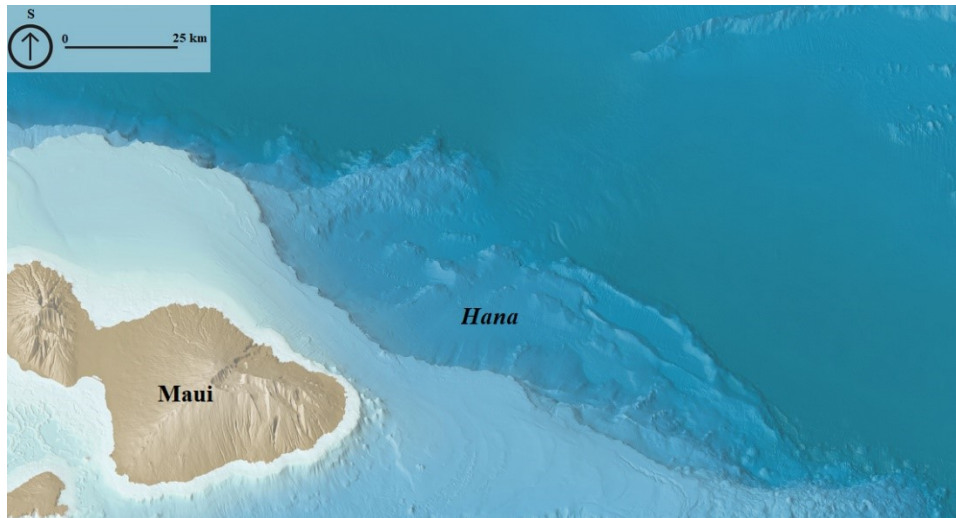
### 5.2.7 Sesuv Hana

Sesuv Hana se nachází severně od východního mysu ostrova Maui na severovýchodním svahu sopky Haleakala (Moore et al., 1989). Odděluje dvě nejhlubší části Havajské brázdy, Mauiskou abyssální rovinu na západě od Havajské abyssální roviny na východě (Wilde et al., 1980). Severovýchodně orientované svahy nevykazují na snímcích sonaru GLORIA žádné zvlněné povrchy. Místo toho je charakterizován jednotvárnými příčně ležícími hřbety, které pravděpodobně odrážejí hluboce založené odlučné oblasti sesuvu a strmou oblast úpatí. V odlučné oblasti sesuvu se nachází dva amfiteátry



oddělené nízkým hřbetem, což naznačuje, že se nejspíše spojily dva svahové pohyby, které vytvořily tento sesuv (Moore et al., 1989).

Západní amfiteátr je na severu lemován severovýchodně orientovaným hřbenem. Povrch sesuvu pod východním amfiteátrém je poznamenán většími severozápadně orientovanými hřebeny, které jsou až 25 km dlouhé a 8 km široké. Tento jihovýchodní úsek sesuvu je oproti severozápadnímu zjevně více pokrytý sedimenty a je považován za starší (Moore et al., 1989).



Obr. 17. Svahová deformace Hana (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

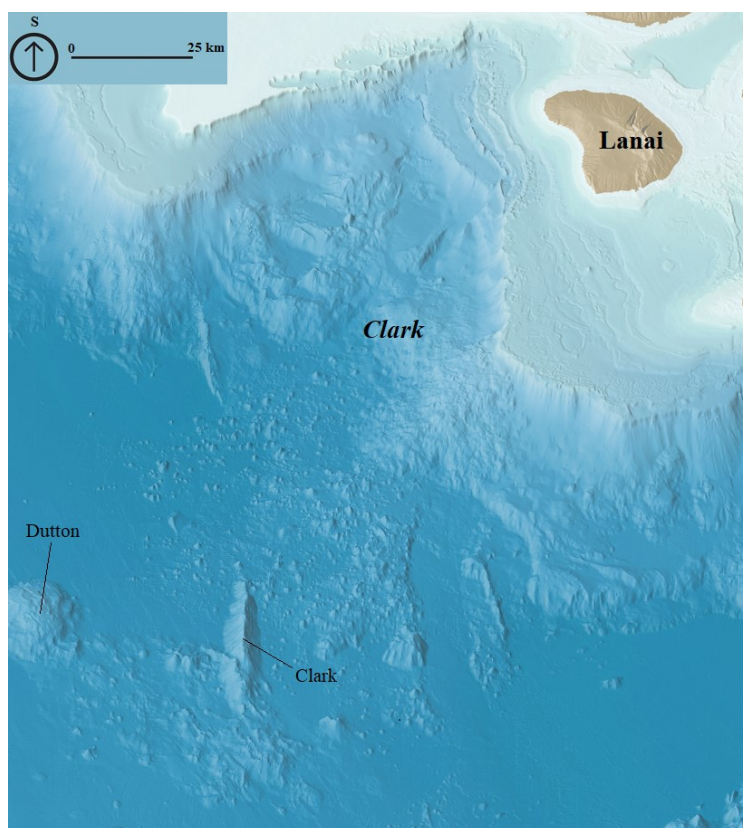
#### 5.2.8 Blokovobahenní lavina Clark

Tato svahová deformace se nachází ve strmém jihozápadním amfiteátru západně od ostrova Lanai (Moore et al., 1989). Odlučná oblast laviny se vyznačuje výrazným severozápadně orientovaným systémem poklesů, které protínají ostrov Lanai (Stearns, 1940). Tyto poklesy, které klesají převážně na jihozápad pravděpodobně označují horní hranici oblasti svahové deformace (Moore et al., 1989).

Blokovobahenní lavina se ve vzdálenosti 80 km od své zdrojové oblasti rozděluje na dvě ramena, která se pohybovala po obou svazích podmořské hory Clark, 1500 m vysokého vulkanického hřbetu umístěného za osou Havajské brázdy. Východní rameno se pohybovalo téměř přímo na jih. Západní rameno se pohybovalo na jihozápad a končí mezi podmořskými horami Dutton a Clark, viz Obr. 18. Tyto dvě ramena mohou být ve skutečnosti dvěma nezávislými blokovobahenními lavinami, kde východní rameno má původ na severní stěně amfiteátru na jižním svahu sopky Penguin Bank a západní rameno má původ na východě západního svahu sopky Lanai (Moore et al., 1989).

Většina povrchu blokovobahenní laviny v hloubkách větších než 3,5 km má pravděpodobně zvlněný terén s individuálními bloky obecně menšími než několik kilometrů. Maximální mocnost sedimentů na těchto blocích je v průměru 9 m (Moore et al., 1989).

Strmá odlučná oblast západně od ostrova Lanai v horní části deformace je v hloubce 1200 m překryta mírně se svažujícím terénem, který je pokleslým suchozemským povrchem sopky Lanai (Moore a Campbell, 1987). Na tomto mírně se svažujícím povrchu se nachází skupina pěti korálových útesů. Tento povrch byl zřejmě vybudován suchozemskou vulkanickou činností (po vzniku svahové deformace), po níž útesy postupně rostly, zatímco oblast poklesla pod hladinu moře (Moore et al., 1989). Stáří nejnižšího a nejstaršího útesu, v hloubce 1000 m, se odhaduje na 650 ka (Moore a Campbell, 1987).



Obr. 18. Svahová deformace Clark s vyznačenými podmořskými horami Dutton a Clark (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.9 Blokodobahenní lavina Pololu

Sopka Kohala, která tvoří severní polovinu ostrova Havaj, byla postihnuta velkým svahovým pohybem. V době svahového pohybu byla o 1000 m vyšší než dnes, tedy asi 2,7 km nad hladinou moře. Výsledná svahová deformace dostala název Pololu po údolí Pololu, hlavním suchozemském kaňonu v severozápadní oblasti laviny. Amfiteátr odlučné oblasti této svahové deformace se rozprostírá od úrovně nad hladinou moře do hloubky kolem 900 m a vytváří výraznou zátoku na pobřeží 20 km dlouhou, rozšiřující se 2 km do vnitrozemí. Podmořský amfiteátr je 10-20 km široký a jeho zahloubení dosahuje 150-400 m pod okolní svahy (Moore et al., 1989).

Horní část amfiteátru je prohloubena čtyřmi podmořskými kaňony (Moore, 1987). Tyto kaňony jsou přímo v jedné linii s hlavními suchozemskými kaňony na sopce Kohala. Je pozoruhodné, že podmořské kaňony se vyskytují pouze uvnitř zátoky svahové deformace a velké suchozemské kaňony se vyskytují pouze na svahu nad zátokou. Není známo, že by se podmořské kaňony vyskytovaly na jiných místech sopky Kohala (Moore et al., 1989).

Dolní část blokodobahenní laviny utvořila široký vějíř v Havajské brázdě. Svahová deformace může být sledována 130 km od pobřežní linie k úpatí sopky Kohala díky lehce zvlněnému charakteru terénu (Moore et al., 1989).

U sopky Kohala došlo v hloubce přibližně 1000 m k náhlé změně sklonu. O této změně sklonu se předpokládá, že se udála v době vývoje sopky, kdy se zastavil růst jejího štítu, což je fáze, kdy vydatné toky lávy již nepřekračují a nepřetvářejí pobřežní linii (Moore et al., 1989). Změna sklonu je dávana do souvislosti se vznikem svahové deformace Pololu (Moore et al., 1989).



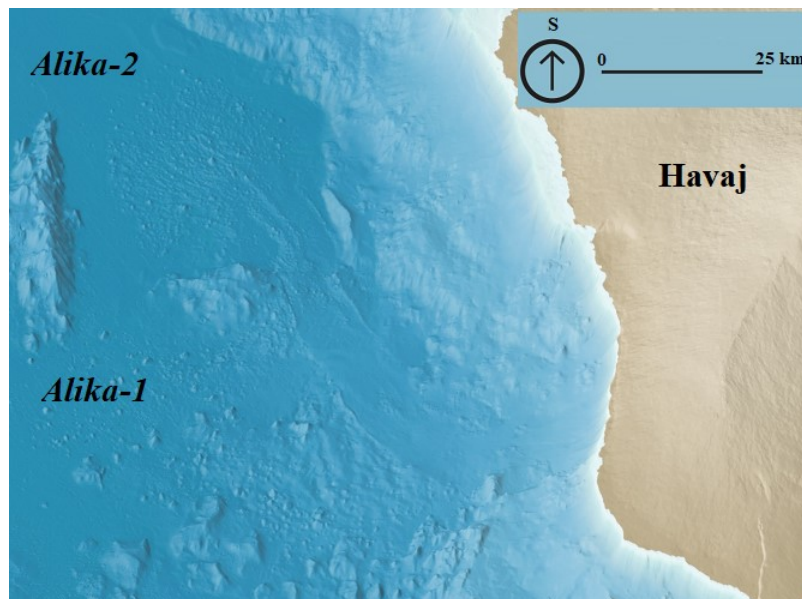
Obr. 19. Svahová deformace Pololu (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.10 Blokovahenní laviny Alika-1 a Alika-2

Blokovahenní laviny Alika jsou na Havaji pravděpodobně jedny z nejmladších (Lipman et al., 1988). Tyto dvě částečně se překrývající blokovahenní laviny označené jako fáze 1 a 2 se pohybovaly téměř 100 km od své zdrojové oblasti poblíž současné pobřežní linie až do hloubky 4800 m v Havajské brázdě. Odhadovaná mocnost blokovahenních lavin je 50-200 m a je založená na velikosti sesutých bloků a výšce valů (Moore et al., 1989).

Většina sedimentu blokovahenní laviny, s výjimkou těch na strmých svazích v hloubce 4000 m a mělčích, je označena těsně rozmístěnými elevacemi. Jednotlivé elevace mají šířku běžně několik stovek metrů a jsou 25-75 m vysoké, avšak některé dosahují šířky i několika kilometrů a jsou několik stovek metrů vysoké. Na většině území jsou elevace blízce rozmístěné, podobně veliké i vysoké, což naznačuje, že všechny vznikly za stejných procesů během jedné události. Fotografie oceánského dna zobrazily tenký (<0,5 m) sediment na skalnatém povrchu elevací, ale při výzkumu pomocí 3,5 kHz akustických záznamů nebyl žádný pokryv sedimentem pozorován. Od oblasti blízce rozmístěných elevací směrem po svahu dolů se nachází okrajová 5 až 20 km široká oblast izolovaných bloků či elevací. Tam, kde byla tato oblast blokovahenní laviny Alika fáze 2 zkoumána sonarovým systémem s vysokým rozlišením byly zaznamenány nejmenší elevace v průměru 50 m široké a větší elevace mají šířku 300-400 m. Směrem k distálnímu okraji této zóny jsou elevace více a více separovány, obvykle od sebe vzdáleny 0,5-1 km. Vnější zóna izolovaných bloků pravděpodobně vznikla odstraněním bahenní matrix vzdálené části blokovahenní laviny (Moore et al., 1989). Turbiditní toky utvořené z oddělené matrix pravděpodobně odnesly jemnozrnější materiál a zanechaly jen izolované bloky (Lipman et al., 1988).

Zvlněná topografie a okrajové valy blokovahenních lavin Alika-1 a Alika-2 připomínají suchozemskou blokovahenní lavinu na Mount St. Helens v roce 1980 a naznačují, že se tyto laviny mohly pohybovat podobnou rychlostí. Sjíždění bloků tak obřích rozměrů pravděpodobně způsobilo obří vlny (Moore et al., 1989). Stáří a umístění blokovahenní laviny Alika-2 naznačuje, že byla zdrojem rozsáhlých sedimentů tsunami, které byly zdokumentovány na ostrově Lanai a okolních ostrovech až do výšky 326 m nad hladinou moře (Lipman et al., 1988; Moore a Moore, 1984, 1988).



Obr. 20. Svahové deformace Alika-1 a Alika-2 (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

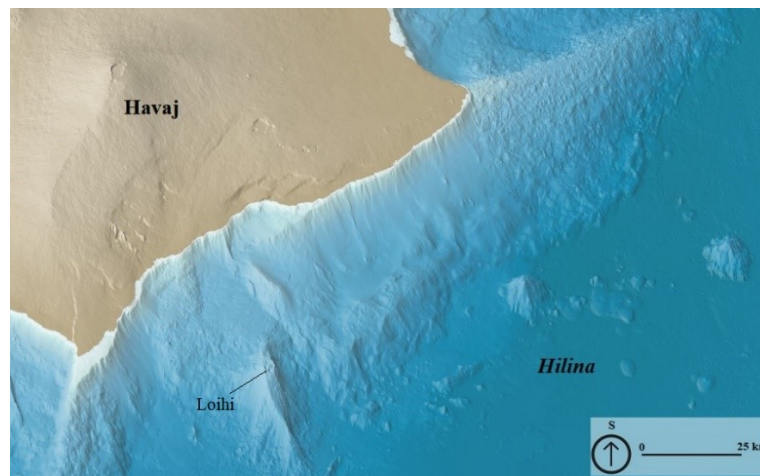
#### 5.2.11 Sesuv Hilina

Sesuv Hilina není jen svahovou deformací, ale zároveň také aktivním svahovým pohybem, který zahrnuje většinu jižního svahu sopky Kilauea. Plocha sesuvu zaujímá více než trojnásobek plochy sopky nad hladinou. Za pohybem stojí jeho poloha na aktivní sopce, místě trvalé magmatické, seismické a hydrotermální aktivity. Tato ploužící se oblast se rozšiřuje na západ, přibližně na jih riftové zóny hřebenu sopky Mauna Loa a na východě zasahuje až k východnímu mysu ostrova. Sesuv je ohraničený na severozápadě jihozápadní riftovou zónou sopky Kilauea a na severovýchodě východní riftovou zónou sopky Kilauea. Zlomový systém Hilina je hlavním systémem poklesových zlomů, který je rovnoběžný s jižním pobřežím a nachází se 5-10 km jižně od severní hranice sesuvné zóny (Moore et al., 1989).

Tento rozsáhlý, stále aktivní svahový pohyb pokračuje kolem podmořské sopky Loihi (viz Obr. 21) a vykazuje nezvykle strmý svah (Moore et al., 1989). Ke kontaktu s mořským dnem dochází na západě a východně od Loihi (Mark a Moore, 1987). Zřetelná 2600-2800 m hluboká terasa ve středu svahu o šířce 15 km a délce 60 km označuje střed sesuvu severovýchodně od sopky Loihi. Tato terasa je pravděpodobně horní částí rotačního bloku, důkazem je uzavřená deprese na její straně směrem k pobřeží (Moore et al., 1989). Tyto tvary mohou být i obřími vrásami, což odpovídá představě podpořené aseismickým aspektem střední a nižší části sesuvu Hilina (Crossen a Endo, 1982). Jižně od strmého úpatí sesuvu jsou tři malé podlouhlé podmořské hory (3-8 km dlouhé), které zřejmě představují vrcholy pohřbených sesuvných bloků. Strmé úpatí hlavní sesuvné oblasti se nachází asi 35 km od pobřeží, avšak lehce zvlněný terén pokračuje dalších 40 km do osy Havajské brázdy (Moore et al., 1989).

Během zemětřesení o magnitudu 7,2 v roce 1975 většina jižního pobřeží Havaje na vzdálenost 60 km poklesla až o 3,5 m a posunula se o několik metrů směrem k moři (Moore et al., 1989). Rovněž 30 km dlouhá část zlomového systému Hilina byla znovu aktivována a na vrcholu sopky Kilauea došlo k menší erupci (Tilling et al., 1976). Geodetická měření ukazují, že suchozemská vertikální a horizontální deformace povrchu souvisela s otřesy. Podobné epizody se objevily již dříve, např. v letech 1823 a 1868 (Moore et al., 1989). Analýza seismických Rayleighových a Loveových vln způsobených zemětřesením v roce 1975 vedla k závěru, že velká část seismického záznamu byla vytvořena rozsáhlým sesouváním části jižního svahu sopky Kilauea (Eissler a Kanamori, 1987).

K sesouvání dochází pravděpodobně nejen z důvodu gravitační nestability sopečného svahu, ale také z důvodu intruze magmatu do vrcholového rezervoáru a riftových zón (Swanson et al., 1976; Lipman et al., 1985).

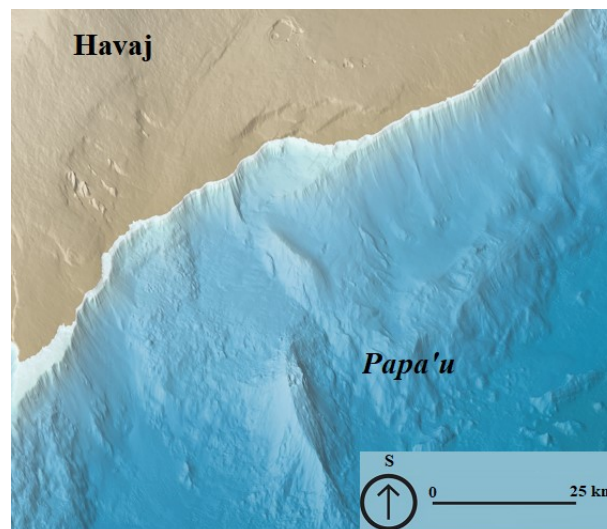


Obr. 21. Svahová deformace Hilina s vyznačenou vzrůstající sopkou Loihi (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.12 Písko-suťový proud Papa'u

Svahová deformace Papa'u je laločnatý úlomkový výběžek do moře na jih od kaldery Kilauea na vrcholu sesuvu Hilina. Je až 1 km mocný. Začíná poblíž pobřežní linie a končí v hloubce 1850 m. Podmořská pozorování naznačují, že je z velké části složen z nepevněného ostrohranného bazaltického písku a bloků o velikosti až kolem 1 m (Moore et al., 1989). Vzhledem k malým rozměrům jednotlivých úlomků a pravidelnému laločnatému tvaru byla tato svahová deformace označena za písko-suťový proud (sand-rubble flow) (Fornari et al., 1979).

Svahový pohyb byl zřejmě zásobován z rozsáhlé mělčiny s výrazně strmým svahem tvořeným úlomkovitým bazaltickým materiálem v blízkosti pobřeží. Materiál vznikl, když se suchozemské toky lávy z vrcholové oblasti sopky Kilauea vlévaly do moře, rychle chladly a rozpadaly se. Zdá se, že tato svahová deformace vznikla během jedné jediné události, jak naznačuje svým jednoduchým laločnatým tvarem (Fornari et al., 1979).

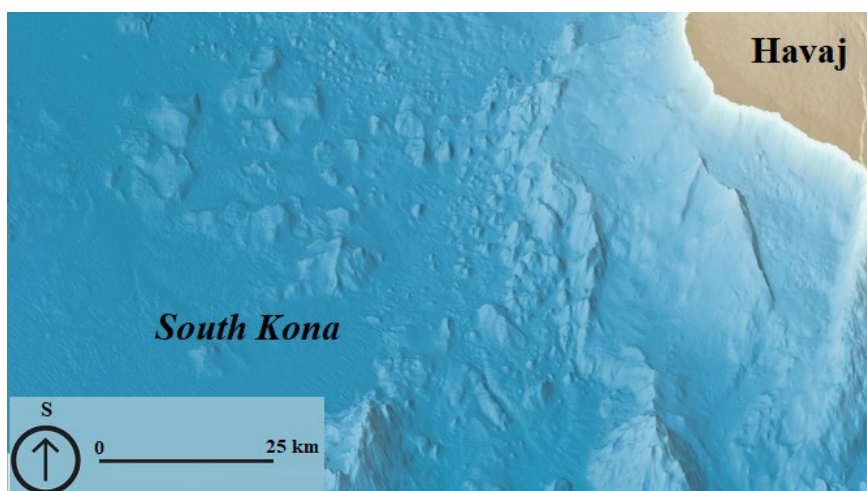


Obr. 22. Svahová deformace Papa'u (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.13 Sesuv South Kona

Rozsáhlá oblast blokového a nepravidelného terénu se nachází podél západního svahu sopky Mauna Loa. Zlomy v této oblasti naznačují, že zde opakovaně docházelo ke svahovým pohybům. Zlomy na severním okraji tohoto obřího sesuvu pravděpodobně dosahují takové hloubky, že se dotýkají magmatického systému přírodního kanálu sopky Mauna Loa (Moore et al., 1989).

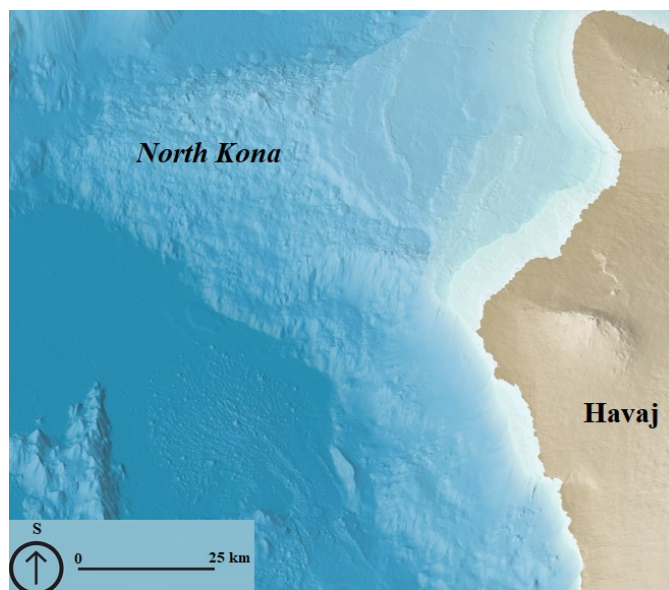
Příbřežní terén sesuvu je označen terasami a odlučnými oblastmi (Lipman et al., 1988) a ukazuje částečně strmý regionální sklon blízko báze sopečného svahu (Mark and Moore, 1987). Tento rozsáhlý sesuv poznamenaly následující mladší svahové pohyby: blokovobahenní laviny Alike (fáze 1 a 2) a blokovobahenní lavina Ka Lae East poblíž jižního okraje sesuvu (Moore et al., 1989).



Obr. 23. Svahová deformace South Kona (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.14 Sesuv North Kona

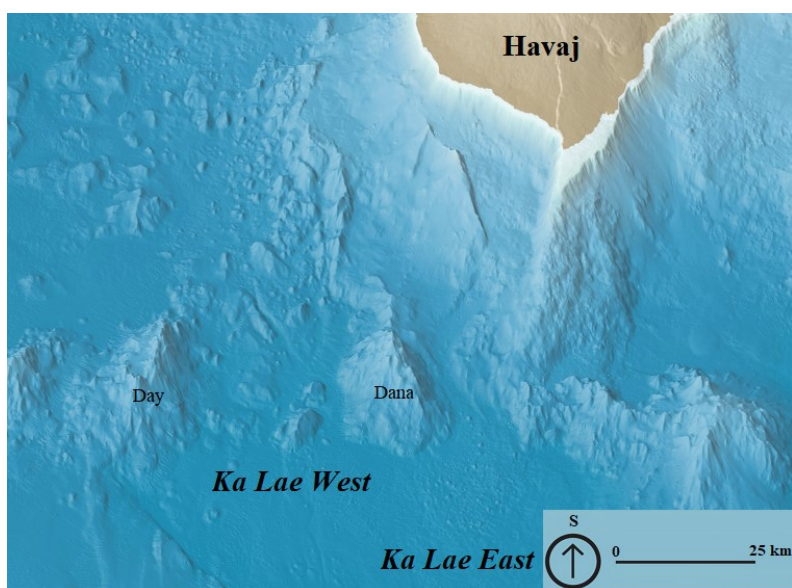
Sesuv North Kona je strmý útvar na západním svahu sopky Hualalai. V září roku 2001 byly v blízkosti tohoto sesuvu uskutečněny dva podmořské průzkumy (2700 až 4000 m). V obou případech byly na svazích pozorovány polštářové lávy (Limpan a Coombs, 2006). Polštářové lávy vznikají, když dojde k erupci pahoehoe lávy pod vodou nebo pokud proudí pahoehoe láva ze souše do vody (Walker, 1990). Neporušené, lehce porušené a válcovité polštářové lávy se vyskytují převážně na nejstrmějších středních částech odlučných oblastí, zatímco kulovité polštářové lávy se vyskytují spíše v blízkosti vrcholů a bází odlučných oblastí. Obecná struktura svahu North Kona je interpretována jako komplikovaná sestava pokleslých čokovitých bloků ohraničených strmě ponořenými poklesovými zlomy. Neporušený povrch polštářovou lávou naznačuje, že k sesuvu došlo během štítové fáze tholeitického vulkanismu. Všechny zanalyzované vzorky polštářové lávy jsou tholeitické. Sklovitá těkavá složení naznačují, že tholeitické lávy, které překryly bloky sesuvu eruptovaly buď (1) brzy během štítové fáze tholeitického vulkanismu před vznikem rozsáhlé suchozemské stavby nebo (2) z podmořských radiálních jícňů během suchozemské fáze růstu štítu. Avšak vzhledem k tomu, že nad hladinou moře ani pod ní nebyly v této oblasti žádné takové radiální jícny pozorovány, pravděpodobnější je tedy možnost (1) (Limpan a Coombs, 2006).



Obr. 24. Svahová deformace North Kona (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

#### 5.2.15 Blokovobahenní laviny Ka Lae West a Ka Lae East

Dvě jižně orientované blokovobahenní laviny mají počátek na strmém svahu sesuvu South Kona na západ od oblasti Ka Lae (nejjižnější bod ostrova Havaje), odkud se jejich materiál pohyboval dolů po svahu po obou stranách podmořské hory Dana až do Havajské brázdy. Blokovobahenní lavina Ka Lae West se rozprostírá směrem na jih mezi podmořskými horami Day a Dana (viz Obr. 25) a končí v Havajské brázdě jako široké pole zvlněného terénu. Blokovobahenní lavina Ka Lae East vede po svahu v úzkém pásu mezi podmořskou horou Dana na západě a strmým západním svahem jižní riftové zóny hřbetu sopky Mauna Loa na východě. V koncové části se nachází velmi dobře zachovalý zvlněný terén, který naznačuje nízký věk (Moore et al., 1989).

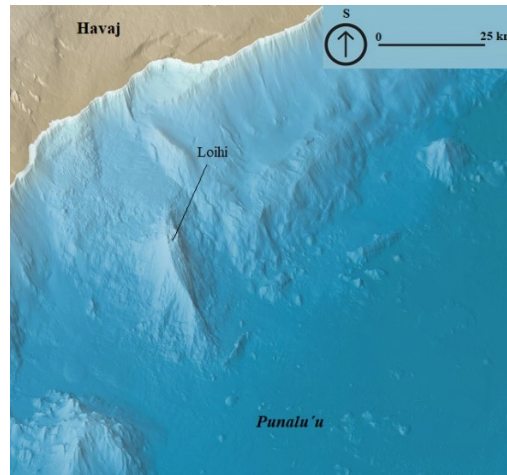


Obr. 25. Svahové deformace Ka Lae West a Ka Lae East s vyznačenými podmořskými horami Day a Dana (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.16 Sesuv Punalu'u

Bližší informace o sesuvu Punalu'u nebyly v literatuře dostupné. Nachází se na jihu ostrova Havaj. Je o něm možné ale říci, že se nachází se na jihu ostrova Havaj. Jeho tvar se stáčí postupně na jihovýchod. Protože nevykazuje žádný nepravidelný zvlněný terén, ani hluboký amfiteátr na svém temeni, odpovídá v klasifikaci spíše sesuvu než blokovobahenní lavině (Lipman et al., 1990; Lipman, 1995; Jicha et al., 2012).

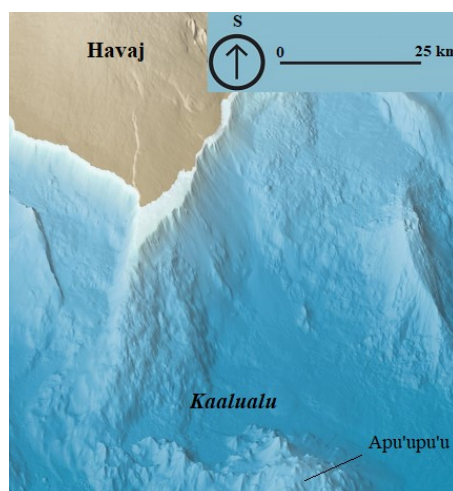
Má se za to, že nově vznikající sopka Loihi vzrůstá na dolní části tohoto sesuvu, viz. Obr. 26 (Lipman et al., 1990; Jicha et al., 2012).



Obr. 26. Svahová deformace Punalu'u s vyznačenou vzrůstající sopkou Loihi (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).

### 5.2.17 Sesuv Kaalualu

Bližší informace o sesuvu Kaalualu nebyly v literatuře dostupné. Nachází se na jihu ostrova Havaj. Zdá se, že pohybující se masa materiálu svahového pohybu, jenž měl za výsledek tuto deformaci, se zastavila o úpatí podmořské hory Apu'upu'u, viz Obr. 27. Pokud by pohyb nebyl zastaven, celková plocha deformace by byla pravděpodobně větší. Protože nevykazuje žádný nepravidelný zvlněný terén, ani hluboký amfiteátr na svém temeni, odpovídá v klasifikaci spíše sesuvu než blokovobahenní lavině. Podle Moore et al. (1994) je svahová deformace Kaalualu sesuv.



Obr. 27. Svahová deformace Kaalualu s vyznačenou podmořskou horou Apu'upu'u (Zdroj: <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>; upraveno).



### 5.3 Hlavní statistiky obřích svahových deformací

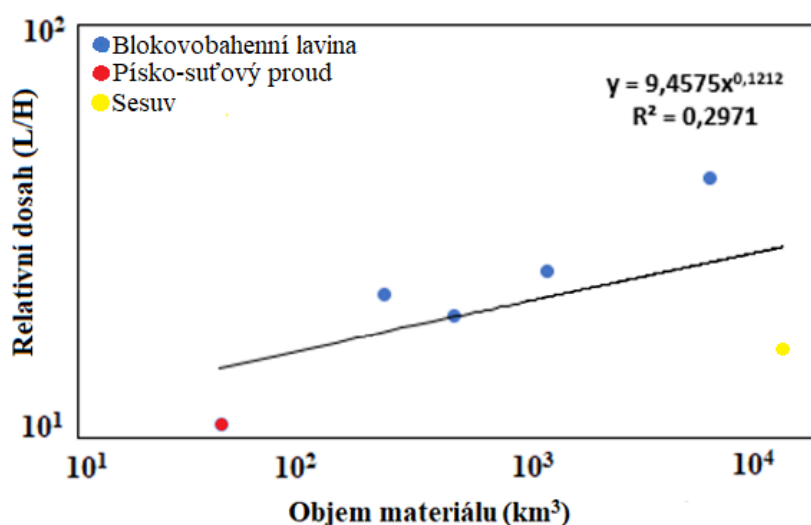
Svahové pohyby vulkanických struktur se řadí mezi nejvážnější přírodní hrozby, kterým musí lidská populace čelit (Voight a Elsworth, 1997). Pro predikci chování svahového pohybu jsou důležité zejména níže popsané závislosti. Zachycen je matematický postup výpočtu relativního dosahu a potenciální energie materiálu (Dade a Huppert; 1998).

Vytvořeny jsou také krabicové grafy porovnávající vybrané morfometrické parametry.

#### 5.3.1 Závislost relativního dosahu na objemu materiálu

Parametru, kterého se při vyhodnocování svahových pohybů často využívá je L/H. Poměr L/H se nazývá relativní dosah a je měřítkem efektivity svahového pohybu. L označuje celkovou délku výsledné svahové deformace, H její celkovou výšku (Dade a Huppert; 1998). Pro délku jednotlivých svahových deformací bylo využito následujících hodnot: Nuuanu (270 km), Wailau (167 km), Alika-1 (98 km), Alika-2 (110 km), Hilina (111 km), Papa'u (37 km). Pro výšku: Nuuanu (6,247 km), Wailau (6,503 km), Alika-1 (4,9 km), Alika-2 (4,896 km), Hilina (6,818 km), Papa'u (3,411 km). Tyto morfometrické údaje byly zjištěny georeferencováním a vektorizací dostupných map a obrázků (Normark et al., 1993; Moore et al., 1989; Lipman et al., 1988; McMurtry et al., 2004; Moore et al., 1994) prostřednictvím GIS v programu ArcMap 10.2.

Objem V byl nalezen v literatuře, a to pro 6 svahových deformací: Nuuanu (5 000 km<sup>3</sup>) (Normark et al., 1993), Wailau (1 000 km<sup>3</sup>) (Moore et al., 1989), Alika-1 (400 km<sup>3</sup>), Alika-2 (200 km<sup>3</sup>) (McMurtry et al., 2004), Hilina (10 000-12 000, pracováno se střední hodnotou 11 000 km<sup>3</sup>) (Smidth et al., 1999), Papa'u (40 km<sup>3</sup>) (Moore et al., 1989).



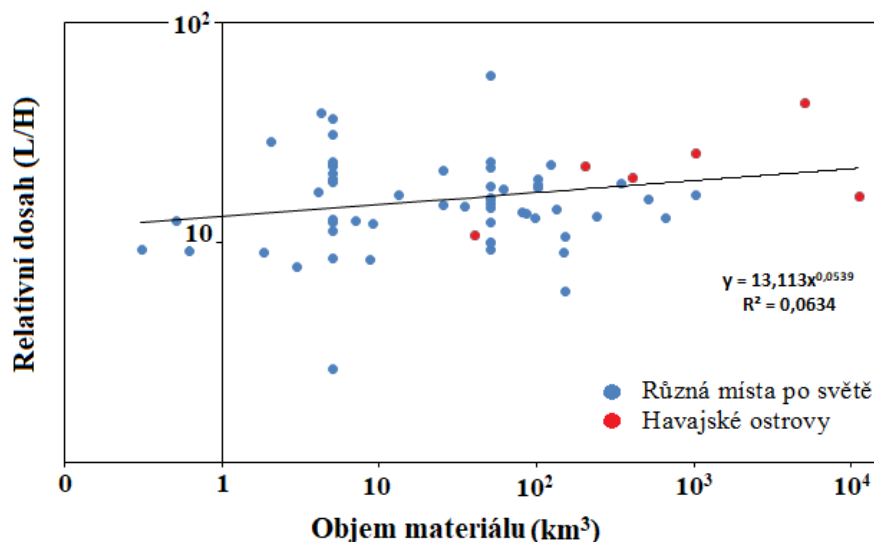
Obr. 28. Relativní dosah (L/H) jako funkce objemu materiálu (V), zobrazena jsou data pro Havajské ostrovy.

Do grafu na Obr. 28 bylo zařazeno šest objemových dat. Odhadovaný objem ostatních svahových deformací nebyl v literatuře dostupný. Tato data zahrnují jeden sesuv, jeden písko-sušový proud a čtyři blokobahenní laviny. Z grafu vyplývá, že nejmenší relativní dosah má svahová deformace s nejmenším objemem, písko-sušový proud Papa'u. Největší relativní dosah má blokobahenní lavina Nuuanu. Její objem je i více jak dvakrát menší, než je objem objemově největší svahové deformace, sesuvu Hilina.

Zbýlé blokobahenní laviny mají také větší relativní dosah než sesuv Hilina. Z výše uvedeného by se dal vyvodit závěr, že bez ohledu na objem mají blokobahenní laviny větší relativní dosah než sesuvy.

Tento závěr potvrzuje i podstata obou typů deformace. V rámci blokovobahenních lavin se dá vyhodnotit, že relativní dosah se nezvyšuje se vzrůstajícím objemem, neboť Alika-1 má větší objem než Alika-2, přesto má menší relativní dosah. V rámci jiného typu se vyhodnocení nedá provést z důvodu omezeného množství dat. Z grafu je patrné, že se vzrůstajícím objemem výrazně nevzrůstá relativní dosah.

Pro porovnání je níže zobrazen graf s daty z následujících oblastí: Liparské ostrovy, Aleutské ostrovy, Azorské ostrovy, Bismarckovo souostroví, Kanárské ostrovy, Kapverdské ostrovy, Malé Antily, ostrov Réunion, Jižní Sandwichovy ostrovy, Tristan da Cunha a Havajské ostrovy (Blahůt, nepublikováno).



Obr. 29. Relativní dosah (L/H) jako funkce objemu materiálu (V), zobrazena jsou data z dalších vulkanických ostrovů (Zdroj: Blahůt, nepublikováno; upraveno).

Do grafu na Obr. 29 bylo zařazeno 64 svahových deformací, 6 z Havajských ostrovů a 58 z dalších vulkanických ostrovů. V grafu je dobře znatelná objemová velikost svahových deformací na Havajských ostrovech v porovnání s dalšími vulkanickými ostrovy. Ze všech 64 svahových deformací mají největší objem sesuv Hilina a druhý největší blokovobahenní lavina Nuuanu. Blokovobahenní lavina Wailau má třetí největší objem spolu se svahovou deformací Orotava (Kanárské ostrovy), každá z nich má asi 1000 km<sup>3</sup>. Největší relativní dosah má svahová deformace z ostrova Réunion. Z grafu vyplývá, že větší objem materiálu neznamená vždy větší relativní dosah.

### 5.3.2 Závislost potenciální energie materiálu na ploše svahové deformace

Potenciální energie je indikátor hybnosti svahového pohybu. Během svahového pohybu se přeměňuje na kinetickou energii (Iverson et al., 2015).

Pro plochu jednotlivých svahových deformací bylo využito následujících hodnot: Nuuanu (29 241 km<sup>2</sup>), Wailau (8 976 km<sup>2</sup>), Alika-1 (2 091 km<sup>2</sup>), Alika-2 (1 917 km<sup>2</sup>), Hilina (6 913 km<sup>2</sup>), Papa'u (335 km<sup>2</sup>).

Využíván je vztah pro výpočet potenciální energie materiálu (Dade a Hupper, 1998):

$$E_p = gHM \quad (1)$$

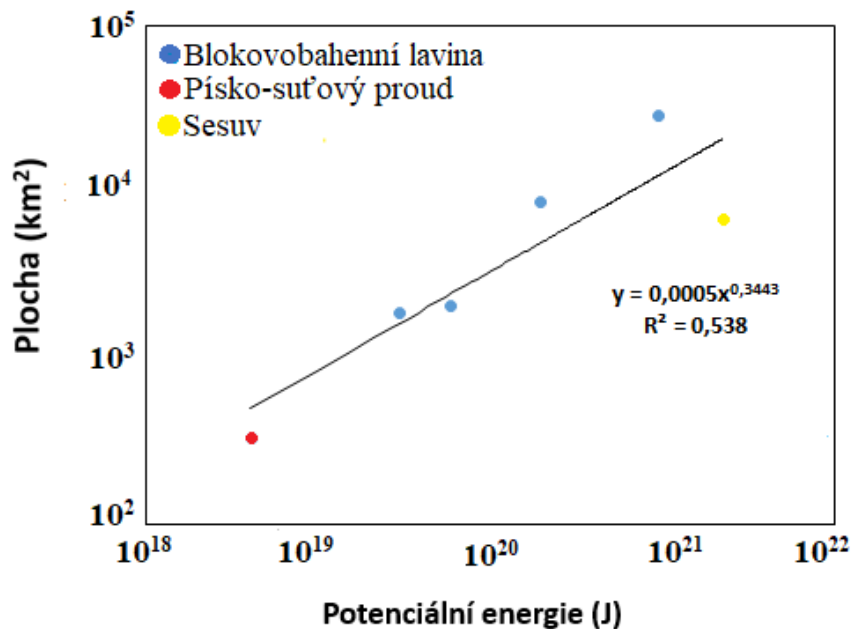
kde  $g$  je gravitační zrychlení,  $H$  celková výška a  $M$  hmotnost. Gravitační zrychlení  $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$  (Carey et al., 2015). Hodnoty  $H$  pro jednotlivé svahové deformace: Nuuanu (6,247 km), Wailau (6,503 km), Alika-1 (4,9 km), Alika-2 (4,896 km), Hilina (6,818 km), Papa'u (3,411 km).

Morfometrické údaje plocha (A) a výška (H) byly zjištěny georeferencováním a vektorizací dostupných map a obrázků (Normark et al., 1993; Moore et al., 1989; Lipman et al., 1988; McMurtry et al., 2004; Moore et al., 1994) prostřednictvím GIS v programu ArcMap 10.2.

Pro stanovení hodnot M byl proveden výpočet ze vztahu:

$$M = \rho V \quad (2)$$

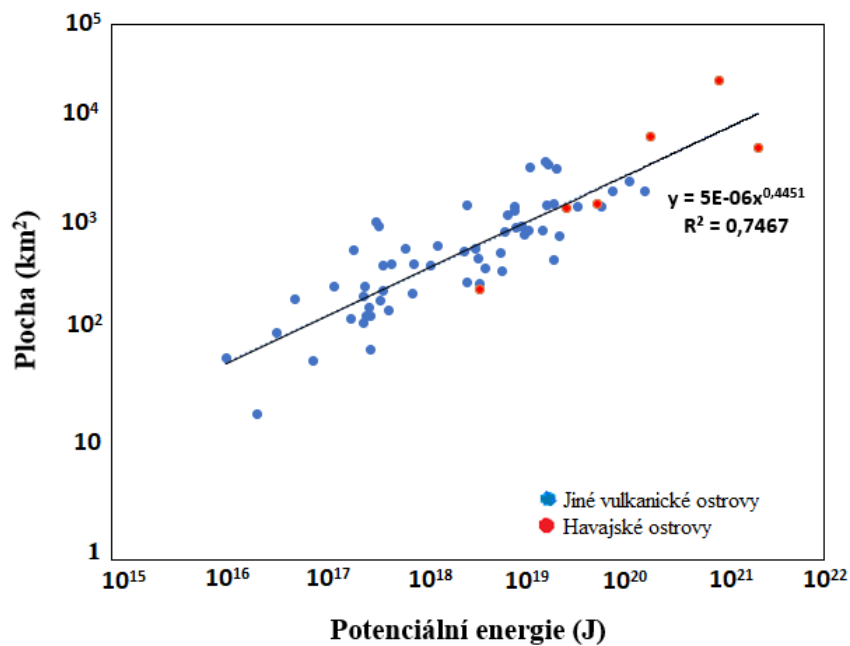
kde V je objem materiálu a  $\rho$  jeho objemová hmotnost. Za  $\rho$  byla zvolena hodnota  $3050 \text{ kg/m}^3$ . Havajské ostrovy tvoří štítové sopky (Walker, 1990), jenž jsou utvořené převážně z bazaltových láv (Sigurdsson et al., 2015). Hodnota objemové hmotnosti uváděná pro bazalty je  $2950\text{--}3150 \text{ kg/m}^3$  (<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?t=9>). Hodnota V byla nalezena v literatuře pro následující svahové deformace: Nuuanu ( $5\,000 \text{ km}^3$ ) (Normark et al., 1993), Wailau ( $1\,000 \text{ km}^3$ ) (Moore et al., 1989), Alika-1 ( $400 \text{ km}^3$ ), Alika-2 ( $200 \text{ km}^3$ ) (McMurtry et al., 2004), Hilina ( $11\,000 \text{ km}^3$ ) (Smidth et al., 1999), Papa'u ( $40 \text{ km}^3$ ) (Moore et al., 1989).



Obr. 30. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie ( $E_p$ ) materiálu, zobrazena jsou data pro Havajské ostrovy.

Do grafu na Obr. 30 bylo zařazeno šest objemových dat. Tato data zahrnují jeden sesuv, jeden písko-sut'ový proud a 4 blokovobahenní laviny. Z grafu vyplývá, že nejmenší potenciální energii materiálu má písko-sut'ový proud Papa'u, který má také nejmenší plochu. Největší potenciální energii materiálu má sesuv Hilina. Jeho plocha je více jak třikrát menší, než je plocha plošně největší svahové deformace na Havajských ostrovech, blokovobahenní laviny Nuuanu. Z výše uvedeného by se dal vyvodit závěr, že bez ohledu na plochu mají sesuvy větší potenciální energii než blokovobahenní laviny, k dispozici je ale nedostatečné množství dat. V rámci jednoho typu svahové deformace, blokovobahenní laviny, je patrné, že se vzrůstající plochou vzrůstá také potenciální energie materiálu. V rámci jiného typu se vyhodnocení nedá provést z důvodu jediného dostupného údaje. Z grafu vyplývá, že větší potenciální energii materiálu mívají deformace s větší plochou.

Pro porovnání je níže zobrazen graf s daty z následujících oblastí: Liparské ostrovy, Aleutské ostrovy, Azorské ostrovy, Bismarckovo souostroví, Kanárské ostrovy, Kapverdské ostrovy, Malé Antily, ostrov Réunion, Jižní Sandwichovy ostrovy, Tristan da Cunha a Havajské ostrovy (Blahůt, nepublikováno).

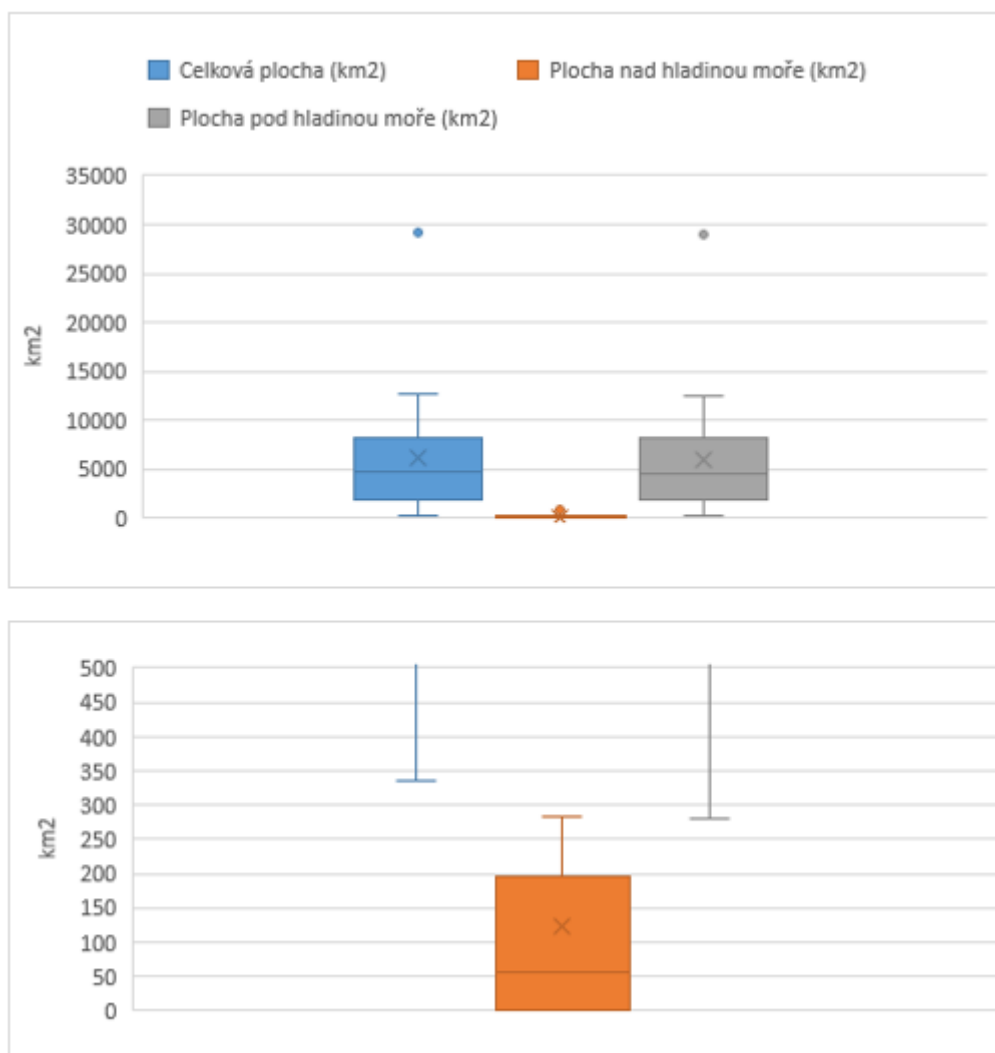


Obr. 31. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie ( $E_p$ ) materiálu, zobrazena jsou data z dalších vulkanických ostrovů (Zdroj: Blahůt, nepublikováno; upraveno)

Do grafu na Obr. 31 bylo zařazeno 64 svahových deformací, 58 z různých míst po světě a šest z Havajských ostrovů. V grafu je dobře znatelná plošná rozsáhlost svahových deformací na Havajských ostrovech v porovnání s dalšími vulkanickými ostrovy. Ze všech 64 svahových deformací má největší plochu blokovobahenní lavina Nuuanu. Druhou a třetí největší plochu má blokovobahenní lavina Wailau a sesuv Hilina. Největší potenciální energii materiálu má sesuv Hilina. Z grafu opět vyplývá, že větší potenciální energii materiálu mívá deformace s větší plochou.

### 5.3.3 Krabicové grafy

Morfometrické údaje byly zjištěny georeferencováním a vektorizací dostupných map a obrázků (Normark et al., 1993; Moore et al., 1989; Lipman et al., 1988; McMurtry et al., 2004; Moore et al., 1994) prostřednictvím GIS v programu ArcMap 10.2.



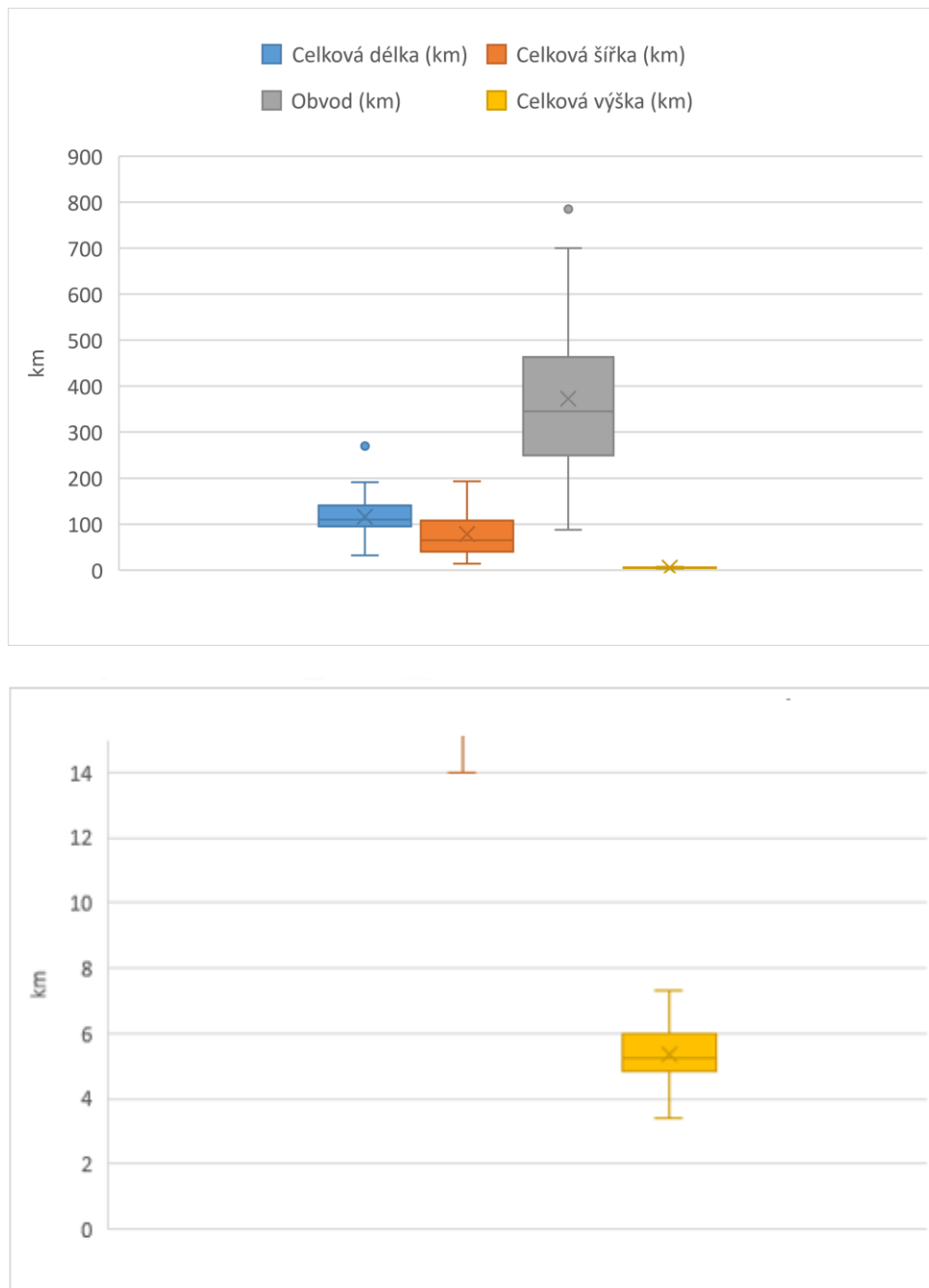
Obr. 32. Výše: krabicové grafy vytvořené z dat plošného rozsahu svahových deformací Havajských ostrovů; níže: přiblížení hodnot plochy nad hladinou moře, která na obr. výše nebyla zřetelná.

Minimum celkové plochy svahových deformací (modrý krabicový graf) na Obr. 32. se nachází na 335 km<sup>2</sup> (svahová deformace Papa'u). Maxima dosahuje hodnota svahové deformace North Kauai (12 734 km<sup>2</sup>). Medián všech hodnot tohoto grafu vychází na 4 759 km<sup>2</sup> (Pololu) a aritmetický průměr, označený křížkem, je přibližně 6 091 km<sup>2</sup>. Odlehlá hodnota náleží plošně nejrozsáhlejší svahové deformaci Nuuanu (29 241 km<sup>2</sup>).

Minimum plochy svahových deformací nad hladinou moře (oranžový krabicový graf) se nachází na nule, jelikož 10 z 19 zkoumaných svahových deformací má počátek až pod hladinou moře. Maxima dosahuje hodnota svahové deformace Nuuanu (284 km<sup>2</sup>). Medián všech hodnot tohoto grafu vychází na 55 km<sup>2</sup> (Papa'u) a aritmetický průměr je přibližně 123 km<sup>2</sup>. Protože se většina hodnot pohybuje od 55 do 284 km<sup>2</sup>, svahová deformace Hilina s plochou nad hladinou moře 818 km<sup>2</sup> je zde odlehlou hodnotou.

Minimum plochy svahových deformací pod hladinou moře (šedý krabicový graf) se nachází na 280 km<sup>2</sup> (svahová deformace Papa'u). Maxima dosahuje hodnota svahové deformace North Kauai 12 565 km<sup>2</sup>. Medián všech hodnot tohoto grafu vychází na 4 579 km<sup>2</sup> (Pololu) a aritmetický průměr je přibližně 5 967 km<sup>2</sup>. Odlehlá hodnota náleží svahové deformaci Nuuanu (28 957 km<sup>2</sup>).

Z Obr. 32 je patrné, že plochy těch částí svahových deformací na souši jsou oproti plochám, kterou svahové deformace pokryly pod hladinou, velmi nevýrazné. Protože se většina plochy deformací nachází pod hladinou, krabicové grafy celkové plochy a plochy pod hladinou vypadají velmi podobně.



Obr. 33. Výše: krabicové grafy vytvořené z vybraných morfometrických dat svahových deformací Havajských ostrovů; níže: přiblížení hodnot celkové výšky, která na obr. výše nebyla zřetelná.

Minimum celkové délky svahových deformací (modrý krabicový graf) na Obr. 33. se nachází na 32 km (svahové deformace Kaalualu a North Kona). Maxima dosahuje hodnota svahové deformace Clark (191 km). Medián všech hodnot tohoto grafu vychází na 110 km (Alika-2) a aritmetický průměr je přibližně 116 km. Odlehlá hodnota náleží opět svahové deformaci Nuuanu (270 km).

Minimum celkové šířky svahových deformací (oranžový) se nachází na 14 km (svahová deformace Papa'u). Maxima dosahuje hodnota svahové deformace Nuuanu (193 km). Medián všech hodnot tohoto grafu vychází na 65 km (Wailau) a aritmetický průměr je přibližně 79 km. Tento graf nezobrazuje žádné odlehlé hodnoty.

Minimum obvodu svahových deformací (šedý krabicový graf) se nachází na 88 km (svahové deformace Papa'u). Maxima dosahuje hodnota svahové deformace Clark (700 km). Medián je stanovený na 345 km (Kaena) a aritmetický průměr je přibližně 373 km. Odlehlou hodnotu zde opět tvoří svahová deformace Nuuanu se svými 785 km.

Minimum celkové výšky svahových deformací (žlutý krabicový graf) náleží svahové deformaci Papa'u (3,4 km). Maximum náleží svahové deformaci Pololu (7,3 km). Medián je stanovený na 5 km (Ka Lae East) a aritmetický průměr je také přibližně 5 km. Žádná z hodnot nevykazuje výrazně nižší nebo vyšší hodnotu celkové výšky, a proto tento graf nemá žádné odlehlé hodnoty.

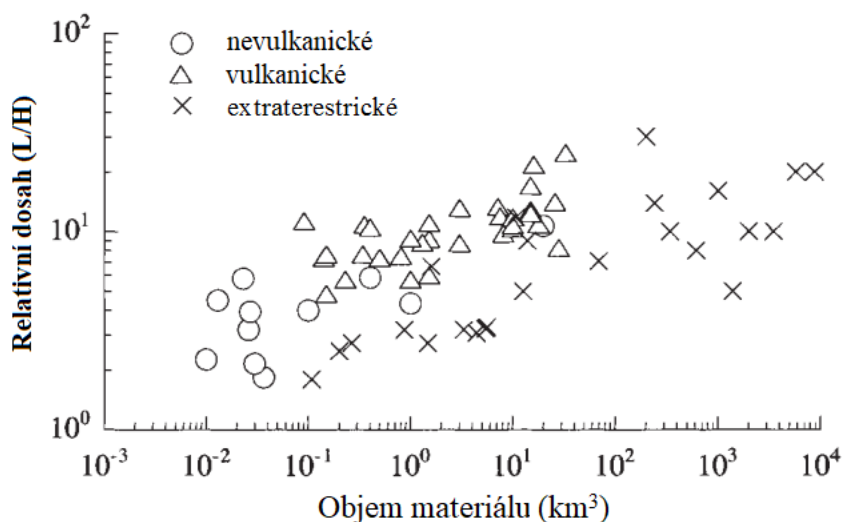
Z uvedeného je patrné, že největší rozsah údajů má parametr obvodu. Přibližně dvakrát menší je rozsah šířek a čtyřikrát menší rozsah délek. Celková výška je ve srovnání s ostatními geometrickými parametry v případě zkoumaných svahových deformací velmi nevýrazná.

## 6. DISKUZE VÝSLEDKŮ

V rámci bakalářské práce byla sestavena databáze největších svahových deformací na souostroví Havaj, ze které byly údaje následně využity pro výpočty a porovnání vybraných morfometrických parametrů.

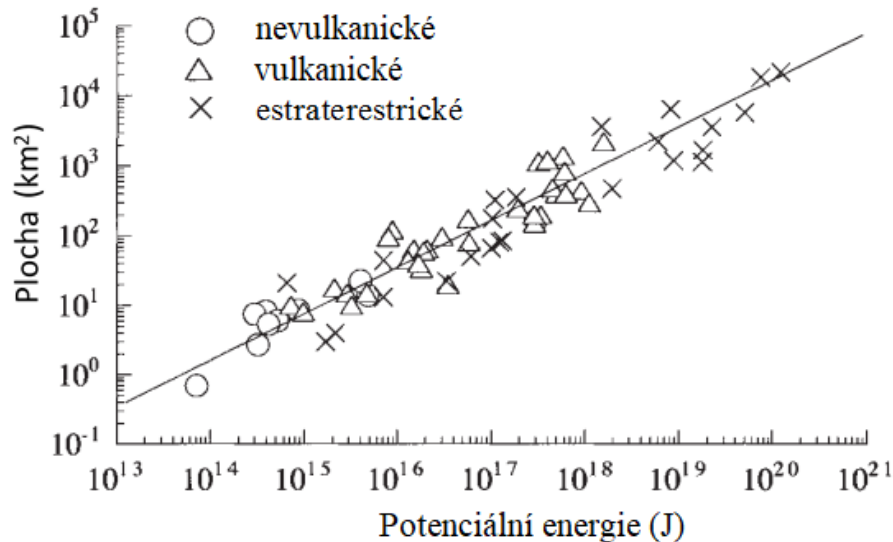
Z důvodu nedostatečného množství informací byly nalezeny objemy pouze pro šest následujících svahových deformací: Nuuanu, Wailau, Alika-1, Alika-2, Hilina a Papa'u. Nedostatečný počet dat komplikoval statistickou kapitulu, kde se pro výpočty nedala využít celá databáze.

Z porovnání závislosti relativního dosahu na objemu materiálu vyplývá, že větší objem materiálů neznamena vždy větší relativní dosah. Tento závěr určený z dat pro Havajské ostrovy potvrzují také data z dalších vulkanických ostrovů. Dade a Huppert (1998) využívají dat nejen ze Země, ale také z Měsíce a Marsu. Jejich data výše uvedené zjištění potvrzují, viz Obr. 34.



Obr. 34. Relativní dosah (L/H) jako funkce objemu materiálu (V), zobrazena jsou data ze Země, Měsíce a Marsu (Zdroj: Dade a Huppert, 1998; upraveno).

Z grafů závislosti potenciální energie materiálu na ploše svahové deformace je patrné, že se vzrůstající plochou obvykle vzrůstá potenciální energie materiálu. Zjištění z grafu dat pro Havajské ostrovy a z grafu, na němž jsou promítnuta data z dalších vulkanických ostrovů včetně souostroví Havaj, je možné potvrdit grafem autorů Dade a Huppert (1998), jež využívají jak dat z planety Země, tak dat extraterestrických (z Měsíce a Marsu), viz Obr. 35. Porovnáním grafu svahových deformací na vulkanických ostrovech (Obr. 31) s grafem na Obr. 35 bylo zjištěno, že největší svahové deformace na vulkanických ostrovech dosahují velikostí potenciální energie materiálu extraterestrických svahových deformací.



Obr. 35. Plocha (A) svahové deformace jako funkce potenciální energie ( $E_p$ ) materiálu, zobrazena jsou data ze Země, Měsíce a Marsu (Zdroj: Dade a Huppert, 1998; upraveno).

Z krabicových grafů promítajících data plochy svahových deformací na Havajských ostrovech je patrné, jak zanedbatelná je plocha deformací nad hladinou moře. Toto dokazuje, že lze všechny v databázi zmíněné deformace považovat za podmořské. Z vybraných morfometrických údajů – délky, šířky, obvodu a výšky – se na velikosti deformací na Havajských ostrovech nejvíce projevuje parametr obvod, celková výška se oproti tomu na velikosti příliš neprojevuje.

Geometrické parametry z databáze této práce jsou sice relativně přesné, jelikož byly zjišťovány za pomoci mapovací aplikace ArcMap 10.2. Tyto parametry však odpovídají pouze současnému stavu. Vliv eroze, sedimentace a zejména výšky ostrova v době vzniku svahových deformací není uvažován.

## 7. ZÁVĚR

Tato bakalářská práce v rešeršní části poukazuje na skutečnost, že v současné době neexistuje jednotná klasifikace podmořských svahových pohybů a deformací a odhaluje rozdílné přístupy u různých autorů. Shrnuty jsou možné příčiny vzniku svahových deformací na vulkanických ostrovech. Charakterizovány jsou sopky úzce spjaté se svahovými deformacemi. Podrobnějšímu popisu u některých svahových deformací brání nedostatečná prozkoumanost mořského dna, jak je vidět například u svahových deformací Punalu'u a Kaalualu. Množství objemových dat půjde v budoucnu doplnit, pokud budou k dispozici další seismické profily, které umožní odhadnout objemy přemístěných mas.

Pro praktickou část - sestavení databáze, bylo využito dostupných údajů z literatury a údajů získaných georeferencováním a vektorizací dostupných obrázků a map. Z těchto dat byly následně vytvořeny grafy závislosti relativního dosahu na objemu materiálu a potenciální energie materiálu na ploše svahové



deformace. Porovnáním grafů s daty z Havajských ostrovů a grafů se svahovými deformacemi na dalších vulkanických ostrovech, spolu s grafy, kde jsou zaznamenána data i extraterestrických svahových deformací, se prokázalo, že větší objem materiálu neznamená automaticky větší relativní dosah. Oproti tomu se potvrdilo, že větší plošný rozsah odpovídá i větší potenciální energii materiálu. Z výsledků je rovněž patrné, že největší svahové deformace na vulkanických ostrovech svou velikostí dosahují největších extraterestrických svahových deformací (např. na Marsu). Z vyhotovených krabicových grafů je zřejmé, že se v případě Havajských ostrovů jedná o podmořské svahové deformace a na jejich obří velikosti se nejvíce projevuje parametr obvod. Pro názornost byla vytvořena mapa svahových deformací na Havajských ostrovech.

## PŘEHLED POUŽITÝCH PODKLADŮ

### Literatura:

- Andrews J. E., Bainbridge C., 1972. Submarine canyons off eastern Oahu. *Pac. Sci.*, 26, 108-113.
- Bargar K. E., Jackson E. D., 1974. Calculated volumes of individual shield volcanoes along the Hawaiian-Emperor Chain. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 2: 545-550.
- Björnsson A., Kristjánson L., Johnson H., 1977. Some observations of the Heimaey deep drill hole during the eruption of 1973. *Jökull* 26, 52-57.
- Brocher T. M., ten Brink U. S., 1987. Variations in oceanic layer 2 elastic velocities near Hawaii and their correlation to lithospheric flexure. *J. Geophys. Res.*, 92, 2647-2661.
- Carey R., Cayol V., Poland M., Weiss D., 2015. *Hawaiian Volcanoes: From Source to Surface*. American Geophysical Union, Print ISBN:9781118872048, Online ISBN:9781118872079
- Clague D. A., Chan D.-G., Murnane R., Beeson M. H., Lanphere M. A., Dalrymple G. B., Friesen W., Holcomb R. T., 1982. Age and petrology of the Kalaupapa Basalt, Molokai, Hawaii. *Pac. Sci.* 36:411-420.
- Clague D. A., Dalrymple G. B., 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350: 5-54.
- Clague D. A., Dalrymple G. B., 1988. Age and petrology of alkalic postshield and rejuvenated-stage lava from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99: 202-218.
- Coulbourn W. T., Campbell J. F., Moberly R., 1974. Hawaiian submarine terraces, canyons, and Quaternary history evaluated by seismic-reflection profiling. *Mar. Geol.*, 17, 215-234.
- Crossen R. S., Endo E. T., 1982. Focal mechanisms and locations of earthquakes in the vicinity of the 1975 Kalapana earthquake aftershock zone 1970-1979: Implications for tectonics of the south flank of Kilauea volcano, island of Hawaii. *Tectonics*, 1,495-542.
- Crough S. T., 1983. Hotspot swells. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 11: 165-193.
- Dade W. B., Huppert H. E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology* 26, 803–806.
- Delaney P. T., 1982. Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. *J. Geophys. Res.* 87, B9, 7739-7756.
- Dzurisin D., Koyanagi R. Y., English T. T., 1984. Magma supply and storage at Kilauea volcano. Hawaii, 1956-1983. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 21: 177-206.

- Easton R. M., 1987. Volcanism in Hawaii. Stratigraphy of Kilauea Volcano. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 243-260.
- Eissler H. K., Kanamori H., 1987. A single-force model for the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 92, 4827-4836.
- Elsworth D., Voight B., 1992. Theory of dyke intrusion in a saturated porous solid. *J. Geophys. Res.* 97. B6. 9105-9117.
- Elsworth D., Voight, B., 1995. Dyke intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *J. Geophys. Res.* 100, B4, 6005-6024.
- Fornari D. J., Moore J. G., Calk L., 1979. A large submarine sand-rubble flow on Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 239-256.
- García-Olivares V., López H., Patiño J., Alvarez N., Machado A., Carracedo J. C., Soler V., Emerson B. C., 2017. Evidence for mega-landslides as drivers of island colonization. *J. Biogeogr.* 44, 1053–1064.
- Girty G. H., 2009. Perilous Earth: Understanding Processes Behind Natural Disasters. Department of Geological Sciences, San Diego State University.
- Guewa P. R., Kehle R. O., 1978. Bearpaw Mountains rockslide, Montana, USA. Rockslides and avalanches, 1: natural phenomena (edited by B. Voight), pp. 393-421. Amsterdam: Elsevier.
- Hampton M. A., Lee H. J., Locat J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics.* 34: 33-59.
- Holcomb R. T., 1987. Volcanism in Hawaii. Eruptive history and long-term behavior of Kilauea volcano. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350 :261-350.
- Hunt C. D., Ewart C. J., Voss C. I., 1988. Region 27, Hawaiian Islands. Pages 255-262 in W.
- Hussong D. M., Campbell J. F., Hills D., Peat D., Williams J., 1987. Detailed mapping of the submarine geology of Oahu, Hawaii, using the SeaMARC/S system, *Eos Trans. AGU*, 68, 1336.
- Iverson R. M., George D. L., Allstadt K., Reid M. E., Collins B. D., Vallance J. W., Schilling S. P., Godt J. W., Cannon C. M., Magirl C.S., Baum R. L., Coe J. A., Schulz W. H., Bower J.B., 2015. Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 197-208.

- Jackson E. D., Clague D. A., Engleman E., Friesen W. F., Norton D., 1981. Xenoliths in the alkalic basalt flows of Hualalai Volcano, Hawaii. U.S. Geol. Servo Open-File Rep. 81-1031. 33 p.
- Jicha B., Rhodes J. M., Singer B., Garcia M.O., 2012.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of submarine Mauna Loa volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, B09204, doi:10.1029/2012JB009373.
- King C. Y., 1989. Volume predictability of historical eruptions at Kilauea and Mauna Loa volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38: 281-285.
- Kirby S. H., Green H. W., 1980. Dunite xenoliths from Hualalai Volcano: Evidence for mantle diapiric flow beneath the island of Hawaii. *Am. J. Sci.* 280-A: 550-575.
- Klein F. W., Koyanagi R. Y., Nakata J. S., Tanigawa W. R., 1987. Volcanism in Hawaii. The seismicity of Kilauea's magma system. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 1019-1185.
- Ladefoged T. N., Graves M. W., 2010. The leeward Kohala field system. In *Roots of conflict: soils, agriculture, and sociopolitical complexity in ancient Hawai'i*. School for Advanced Research Advanced Seminar Series. P.V. Kirch (ed.): 89-110. Santa Fe: SAR Press.
- Langford S. A., Brill R. C., 1972. Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge. A rebuttal, *Pac. Sci.*, 26, 254-258.
- Lipman P.W., 1995. Declining growth of Mauna Loa during the last 100,000 years: Rates of lava accumulation vs. gravitational subsidence. In: Rhodes, J.M., Lockwood, J.P. (Eds.), *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards*. Am. Geophys. Union Monogr. 92, 45-80.
- Lipman P. W., Lockwood J. P., Okamura R. T., Swanson D. A., Yamashita K. M., 1985. Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1276, 45 pp.
- Lipman P. W., Normark W. R., Moore J. G., Wilson J. B., Gutmacher C. E., 1988. The giant submarine Alike debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 93: 4279-4299.
- Lipman P. W., Rhodes J. M., Dalrymple G. B., 1990. The Ninole Basalt - implications for the structural evolution of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.* 53:1-19.
- Lipman P.W., Coombs M. L., 2006. North Kona slump: Submarine flank failure during the early(?) tholeiitic shield stage of Hualalai Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151: 189-216.

- Locat J., Lee H. J., 2002. Submarine landslides: Advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 39, p. 193–212.
- Lockwood J. P., Lipman P. W., 1987. Volcanism in Hawaii. Holocene eruptive history of Mauna Loa Volcano. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 509-535.
- Macdonald G. A., 1959. The activity of Hawaiian volcanoes during the years 1951-1956. *Bull. Volcanol.* 22: 3-70.
- Mark R. K., Moore J. G., 1987. Slopes of the Hawaiian Ridge. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1350, 101-107.
- Mathewson C. C., 1970. Submarine canyons and the shelf along the north coast of Molokai Island, Hawaiian Ridge. *Pac. Sci.*, 24, 235-244.
- McDougall I., Swanson D. A., 1972. Potassium-argon ages of lavas from the Hawi and Pololu Volcanic Series, Kohala volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3731-3738.
- McMurtry G. M., Watts P., Fryer G.J., Smith, J.R., Imamura F., 2004. Giant landslides, Mega Tsunamis, and Paleo-Sea Level in the Hawaiian Islands. *Mar. Geol.*, 203, 219-233.
- Moberly R., Campbell J. F., 1984. Hawaiian hotspot volcanism mainly during geomagnetic normal intervals. *Geology* 12: 459-463.
- Moore J. G., 1964. Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 501-0:95-98.
- Moore J. G., 1987. Subsidence of the Hawaiian Ridge. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1350, 85-100.
- Moore J. G., Moore G. W., 1984. Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science*, 226, 1312-1315.
- Moore J. G., Campbell J. F., 1987. Age of tilted reefs, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 92: 2641-2646.
- Moore R. B., Clague D. A., Rubin M., Bohrsen W. A., 1987. Volcanism in Hawaii. Hualalai Volcano: A preliminary summary of geologic, petrologic, and geophysical data. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 571-585.
- Moore G.W., Moore J.G., 1988. Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii. In: *Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events*. Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 229, 101-110.
- Moore J. G., Clague D. A., Holcomb R. T., Lipman P. W., Normark W. R., Torresan M. E., 1989.

- Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 17,465-17484.
- Moore J. G., Normark W. R., Holcomb R. T., 1994. Giant Hawaiian landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 119-144.
- Morgan W. J., 1972. Deep mantle convection plume and plate motions. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 56: 203-312.
- Moriya I., 1980. Bandaian eruption and landforms associated with it. Collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Nishimura from Tohoku University, pp. 214-219 (in Japanese).
- Moscardelli L., Wood L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, v. 20, p. 73–98.
- Nardin T. R., Hein F. J., Gorsline D. S., Edwards B. D., 1979. A review of mass movement processes, sediment, and acoustic characteristics and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Spec. Pub.* 27, p. 61-73.
- Nemčok A., Pašek J., Rybář J., 1974. Dělení svahových pohybů. *Sborník Geol. věd*, č. 11, s. 77-97. Praha.
- Normark W.R., Moore J.G., Torresan M. E., 1993. Giant volcano-related landslides and the development of the Hawaiian Islands. *U.S. Geological Society Bulletin*, v. 2002, p. 184–196.
- Peterson D. W., Tilling R. I., 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7: 271-293.
- Piper D. J. W., Farre J. A., Shor A. N., 1985. Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope. *Geological Society of America Bulletin*. 96: 1508-1517.
- Piper D. J. W., Shor A. N., Hughes-Clarke J. E., 1988. The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current. In *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events*. Edited by H.E. Clifton. Geological Society of America. Special Paper 229, pp. 77-92.
- Prostka H. J., 1978. Heart Mountain fault and Absaroka volcanism. In *Rockslides and avalanches, 1: natural phenomena* (edited by B. Voight), pp. 423-437. Amsterdam: Elsevier.
- Rowland S. K., Walker G. P. L., 1990. Pahoehoe and aa in Hawaii: Volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull. Volcanol.*
- Ryan M. P., Koyanagi R. Y., Fiske R. S., 1981. Modeling the three-dimensional structure of

- macroscopic magma transport systems: Application to Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, 86.B8: 7111-7129.
- Shaw H. R., Moore J. G., 1988. Magmatic heat and the El Nino cycle, *Eos Trans. AGU*, 69, 1553, 1564-1565.
- Shepard F. P., Dill R. F, 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. 381 pp., Rand McNally, Chicago.
- Schuster R. L., Crandell D.R., 1984. Catastrophic debris avalanches from volcanoes. In: IV International Symposium on Landslides Proceedings, pp. 567-572.
- Siebert L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcano Geotherm. Res.*, 22. 163-197.
- Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., 2015. *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Sinton J. M., 1987. Revision of stratigraphic nomenclature of the Waiaanae Volcano, Oahu, Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1775: A9-A15.
- Smith J. R., Malahoff A., Shor A. N., 1999. Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94, 59-88.
- Spengler S. R., Garcia M. O., 1988. Geochemistry of the Hawi lavas, Kohala Volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99: 90-104.
- Stearns H. T., 1940. Geology and ground-water resources of Lanai and Kahoolawe, Hawaii. Hawaii Div. Hydrogr. Bull., 6, 177 pp.
- Stearns H. T., Macdonald G. A., 1947. Geology and ground-water resources of the island of Maui, Hawaii. Hawaii Div. Hydrogr. Bull. 7: 344 p.
- Stefánsson V., 1981. The Krafla geothermal field, northern Iceland. In *Geothermal systems: principles and case histories* (edited by L. Rybach & L. J. P. Muffler), pp. 273-294. New York, Wiley.
- Swanson D. A., 1972. Magma supply rate at Kilauea volcano. 1952-71. *Science* 175: 169-170
- Swanson D. A., Duffield W. A., Fiske R. S., 1976. Displacement of the south flank of Kilauea volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 963: 39 p

- Swanson D. A., Duffield W. A., Jackson D. E., Peterson D. W., 1979. Chronological narrative of the 1969-71 Mauna Ulu eruption of Kilauea volcano. Hawaii. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1056.
- Terzaghi K., 1936. The shearing resistance of saturated soil and the angle between the planes of shear. Proceedings of 1st International SMFE Conference, Harvard, Mass., Vol. 1, pp. 54-56.
- Tilling R. I., Koyanagi R. Y., Lipman P. W., Lockwood J. P., Moore J. G., Swanson D. A., 1976. Earthquakes and related catastrophic events, Island of Hawaii. November 29, 1975: A preliminary report, U.S. Geol. Surv. Circ., 740, 33 pp.
- Tilling R. I., Christiansen R. L., Duffield W. A., Endo E. T., Holcomb R. T., Koyanagi R. Y., Peterson D. W., Unger J. D., 1987. Volcanism in Hawaii. The 1972-1974 Mauna Ulu eruption, Kilauea volcano: An example of quasi-steady-state magma transfer. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 405-470.
- Ui T., Takarada S., Yoshimoto M., 2000. Debris avalanches. In Sigurdson, H., ed., Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, California, Academic Press, p. 617-626.
- Varnes D. J., 1978. Slope movement types and processes. In Landslides, Analysis and Control, Spec. Rep. 176, edited by R. L. Schuster and R. J. Krizek, pp. 11-33, National J Academy of Sciences, Washington, D.C.
- Voight B., 1972. Fluid-wedge hypothesis and the Heart Mountain and Reef Creek décollements. Northwestern Wyoming, USA. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs 4. 698.
- Voight B., 1974. Thin-skinned graben, plastic wedges, and deformable plate tectonics. In Approaches to taphrogenesis, Inter-Union Commission on Geodynamics, science report 8. pp. 395-419. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung.
- Voight B., 1992. Causes of landslides: conventional factors and special considerations for geothermal sites and volcanic regions. Geotherm. Resour. Counc. Trans., 16: 529-533.
- Voight B., Elsworth D., 1992. Resolution of mechanics problems for prodigious Hawaiian landslides: magmatic intrusions simultaneously increase driving force and decrease driving resistance by fluid pressure enhancement. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 73. No. 43. 506.
- Voight B., Elsworth D., 1997. Failure of volcano slopes. Geotechnique 47: 1–31.
- Walker, G. P. L. 1986. Koolau dike complex, Oahu: Intensity and origin of a sheeted dike complex high in a Hawaiian volcanic edifice. Geology 14: 310-313.
- Walker G. P. L., 1987. Volcanism in Hawaii. The dike complex of Koolau Volcano, Oahu: Internal



- structure of a Hawaiian rift zone. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 961-993.
- Walker G. P. L., 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science* 44, 315-47.
- Watanabe H., 1983. Changes in water level and their implications to the 1977-1978 activity of Usu volcano. *Arc volcanism: physics and tectonics* (edited by D. Shimozuru & J. Yokoyama), pp. 81-93. Tokyo: Terra Science.
- White R., McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94: 7685-7729.
- Wilde P., Chase T. E., Normark W. R., Thomas J. A., Young J. D., 1980. Oceanographic data off the southern Hawaiian Islands. LBL Publ. 359, Lawrence Berkeley Lab., Univ. of Calif., Berkeley.
- Wolfe E. W., Garcia M. O., Jackson D. B., Koyanagi R. Y., Neal C. A., Okamura A. T., 1987. Volcanism in Hawaii. The Puu Oo eruption of Kilauea volcano, episodes 1-20. January 3, 1983, to June 8, 1984. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350: 471-508.
- Zbinden E. A., Sinton J. M., 1988. Dikes and the petrology of Waianae volcano, Oahu. *J. Geophys. Res.* 93: 14856-14866.

#### **Webové stránky:**

- University of Hawaii at Hilo, [http://www.hilo.hawaii.edu/~nat\\_haz/volcanoes/riftzones.php](http://www.hilo.hawaii.edu/~nat_haz/volcanoes/riftzones.php), cit. 27.2. 2018
- Oregon State University, <http://volcano.oregonstate.edu/life-stages-hawaiian-volcanoes>, cit. 8.3. 2018
- University of Puerto Rico at Mayagüez, [http://geology.uprm.edu/MorelockSite/morelockonline/1\\_image/mantleplume.htm](http://geology.uprm.edu/MorelockSite/morelockonline/1_image/mantleplume.htm), cit. 24.4. 2018
- Webové stránky T. Pattersona (kartograf pro US National Park Service), <http://www.shadedrelief.com/hawaii/>, cit. 30.4. 2018
- ArcMap 10.2 online, [http://goto.arcgisonline.com/maps/Ocean/World\\_Ocean\\_Base](http://goto.arcgisonline.com/maps/Ocean/World_Ocean_Base), cit 4.5. 2018
- USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us1000dyad#executive>, cit. 6.5. 2018
- On-line geologická encyklopedie, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?t=9>, cit. 17.5.

#### **Další podklady:**

- Blahůt, J., nepublikováno. Databáze svahových deformací z vulkanických ostrovů.