

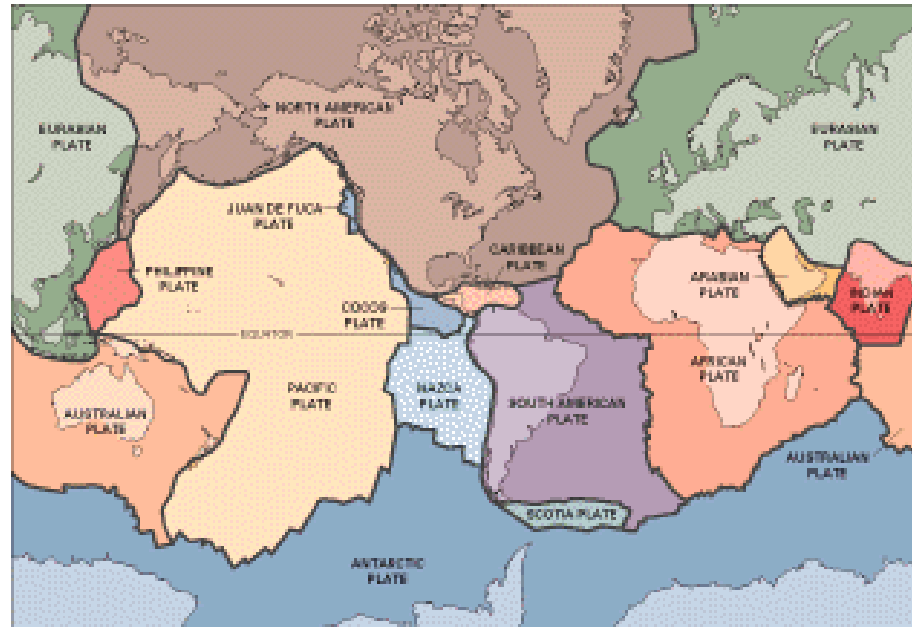
# **SEISMOLOGIE A SEISMOTEKTONIKA**

## **část 9.: Seismicita deskových rozhraní**

# 9.1: Recentní desková rozhraní



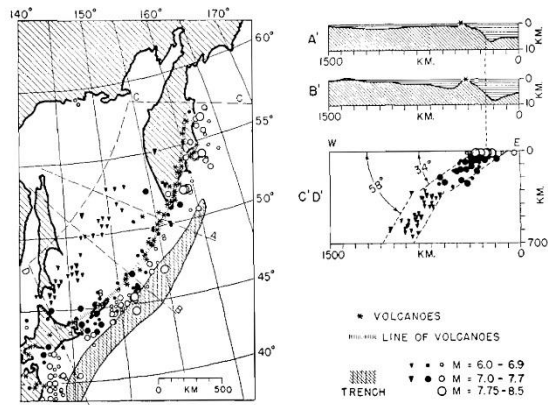
**Alfred Lothar Wegener  
(1880-1930)**



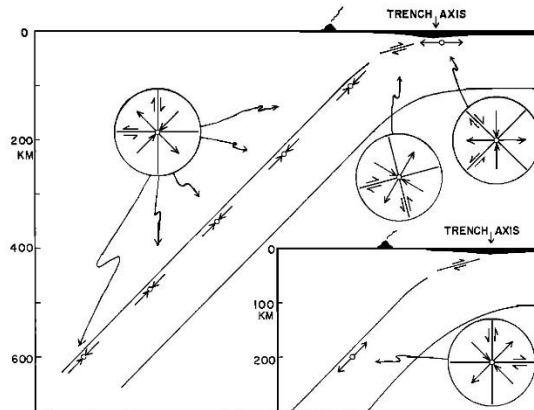
V 60.letech minulého století byla zformulována teorie deskové tektoniky (Harry Hess a Robert Dietz), která vychází z Wegenerových představ o pohybech kontinentů z let 1910 až 1912. Globální distribuce zemětřesení je tedy od 60.let minulého století interpretována ve vztahu k deskové tektonice.

Ještě před přijetím teorie deskové tektoniky byly nalézány další doklady její platnosti. Např. v roce 1931 publikuje Arthur Holmes teorii plášťové konvekce.

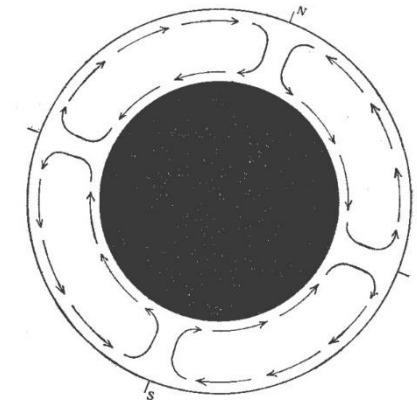
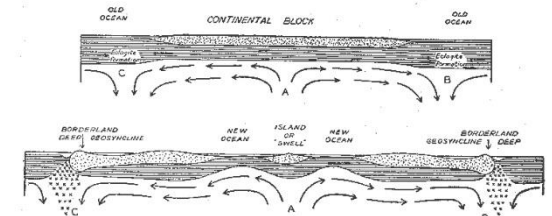
Důležité důkazy o pohybech litosférických desek přineslo právě studium zemětřesení.



**Benioff (1954)**



**Isacks et al. (1968)**



**Holmesův model plášťové konvekce**

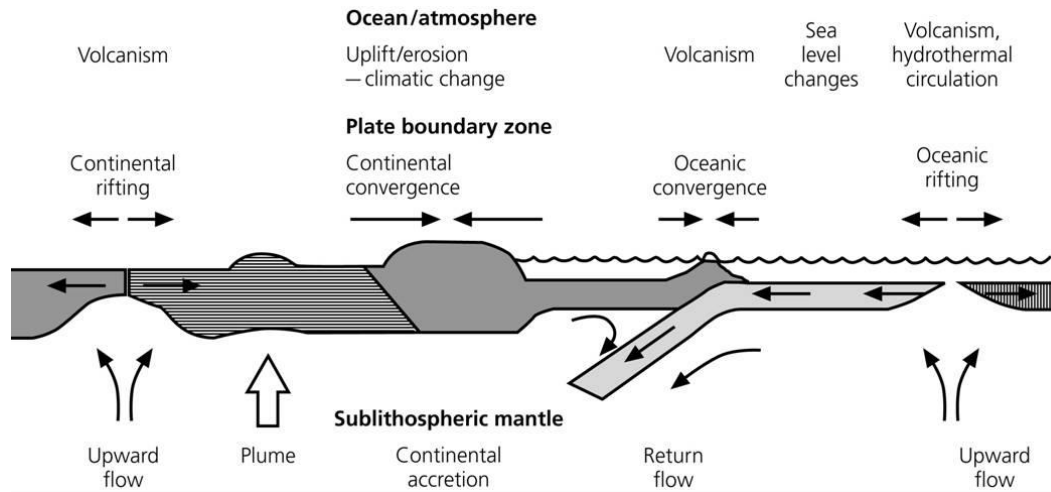
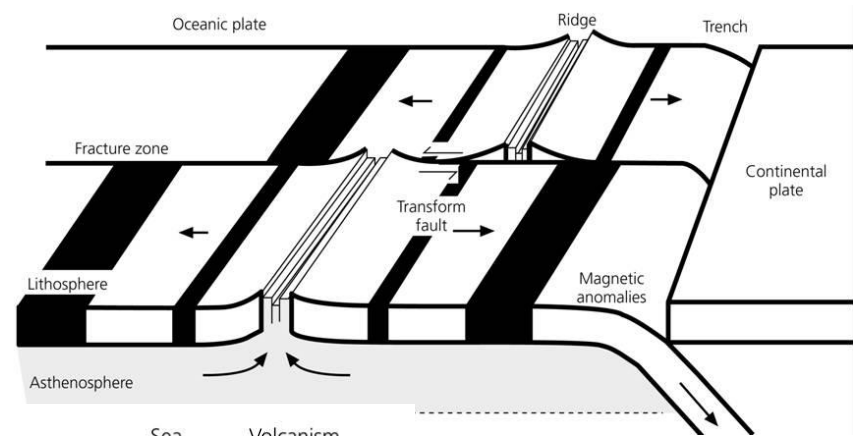
**zóna hypocenter zemětřesení v ponořující se litosférické desce (tzv. Benioffova zóna) dokazující zanoření oceánské kůry do pláště**





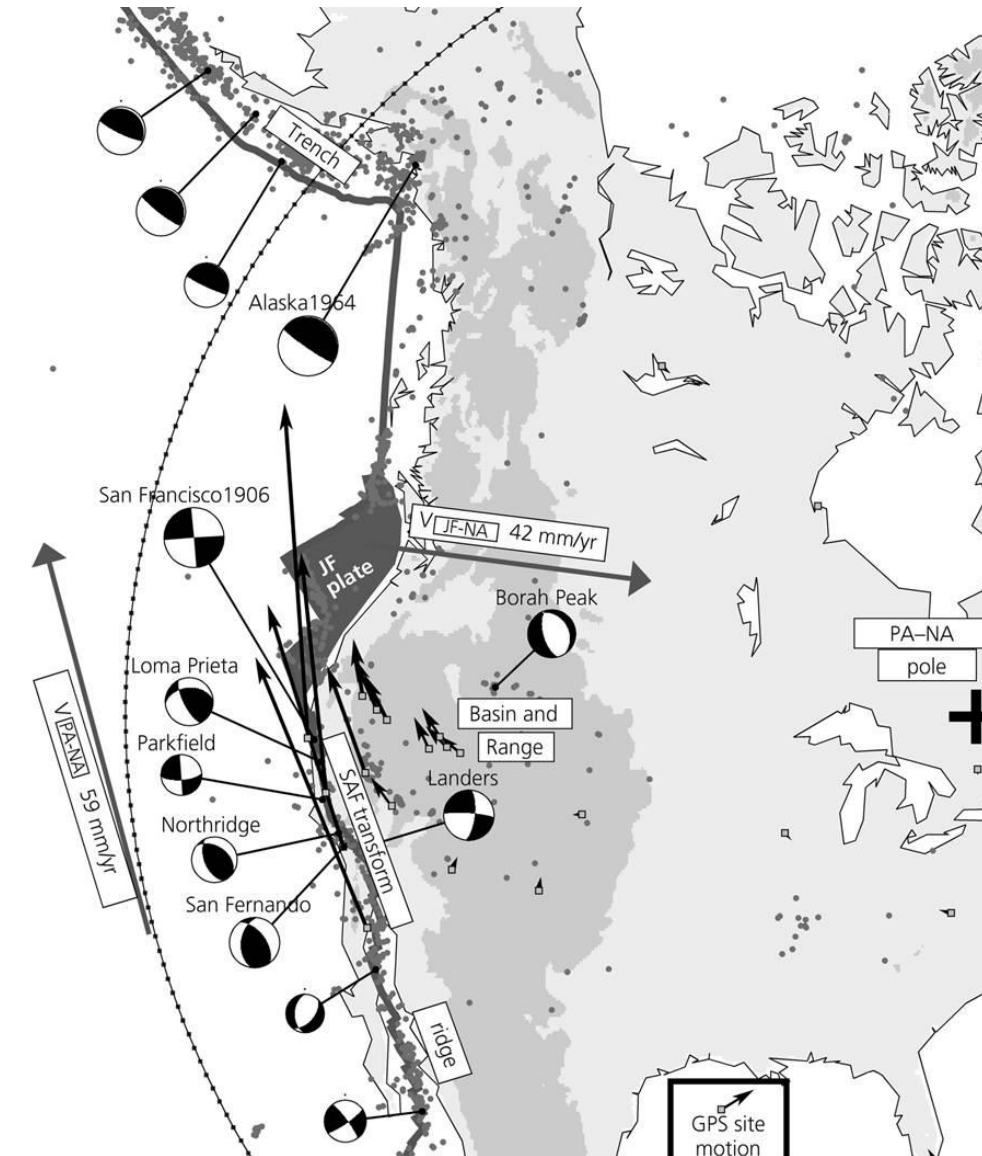
Podle charakteru vzájemného pohybu lze u jejich rozhraní rozlišit tři základní typy:

- divergentní rozhraní
- konvergentní rozhraní
- transformní rozhraní



*(Stein, Wysession 2003)*

Často je ale rozhraní desek tvořeno kombinací menších segmentů s různým charakterem pohybu, pro účely přednášky budeme tedy divergentní, konvergentní a transformní rozhraní chápat podle převažujícího trendu vzájemného pohybu desek vzhledem k celé struktuře tvořící rozhraní.



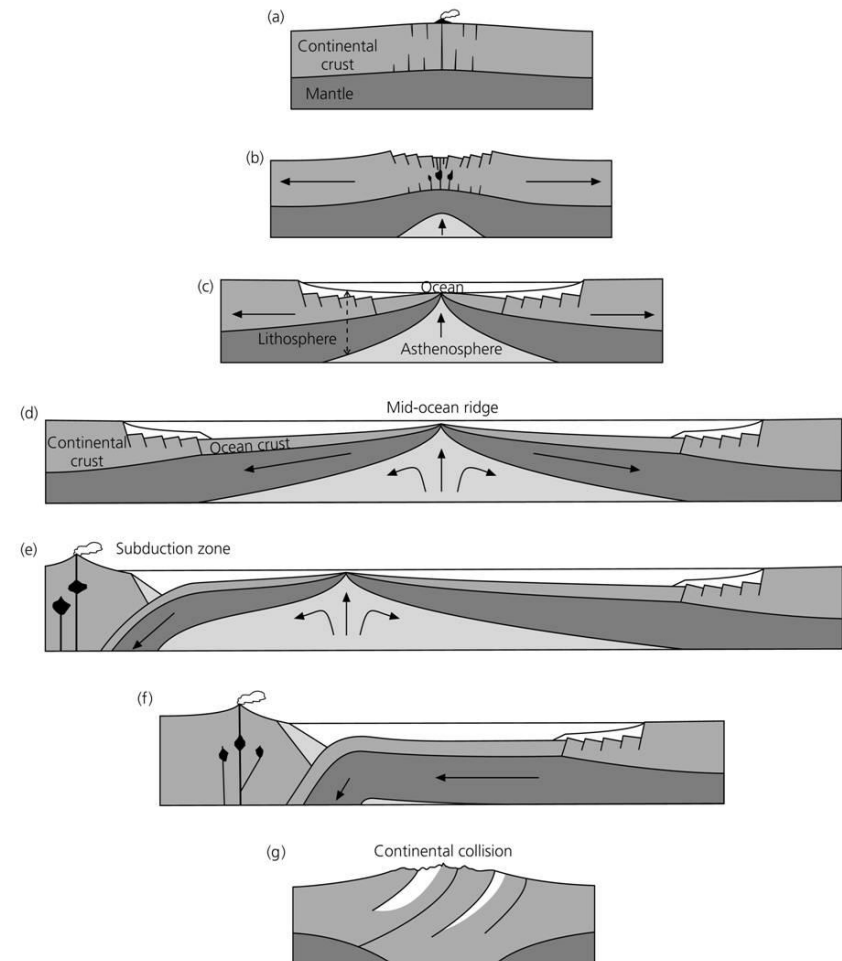
(Stein, Wysession 2003)

Charakter deskového rozhraní se s časem mění. Tyto změny popisuje tzv. Wilsonův cyklus.



*John Tuzo Wilson  
(1908-1993)*

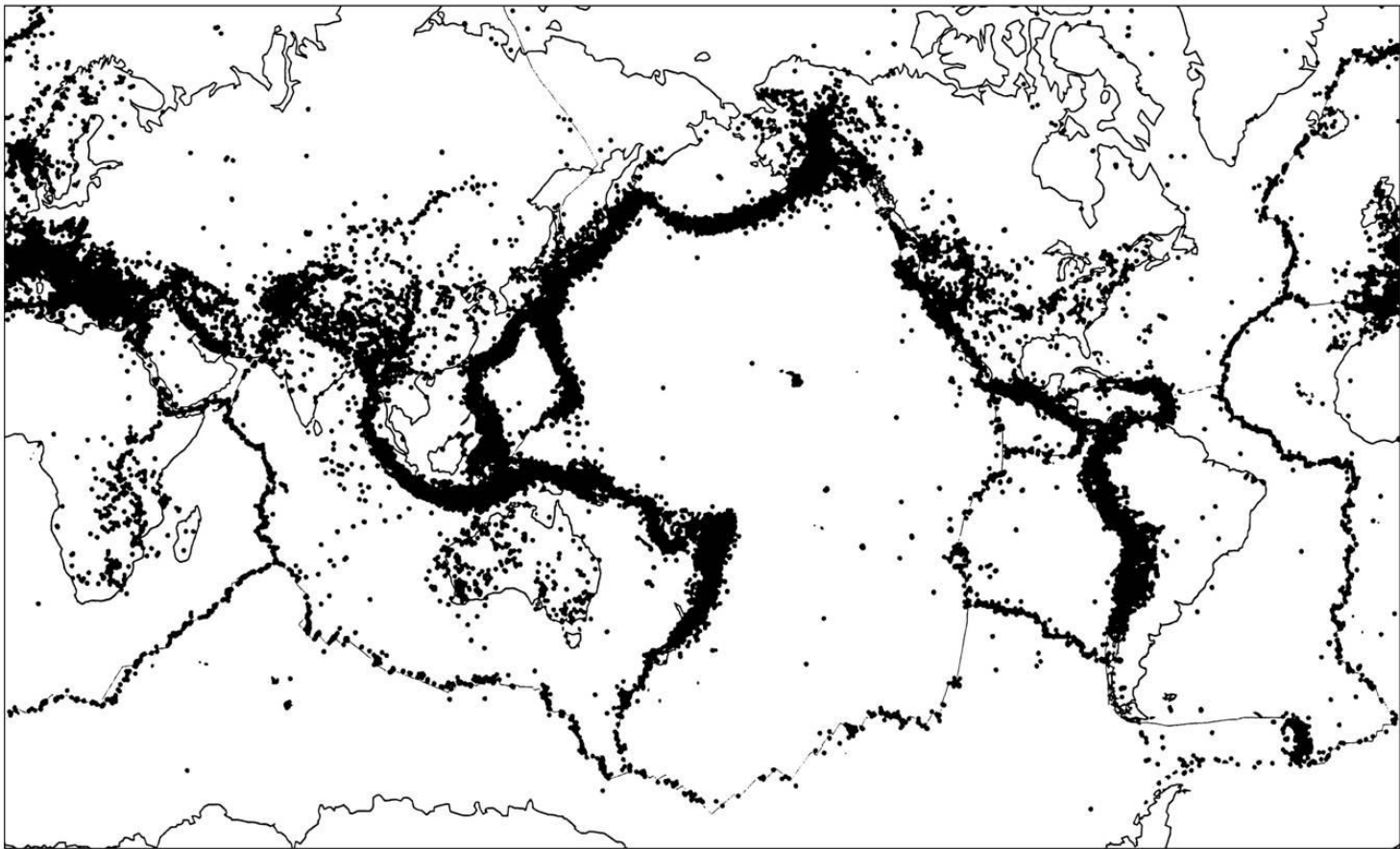
**Figure 5.6-1: Schematic diagram of the Wilson cycle.**



*(Stein, Wysession 2003)*

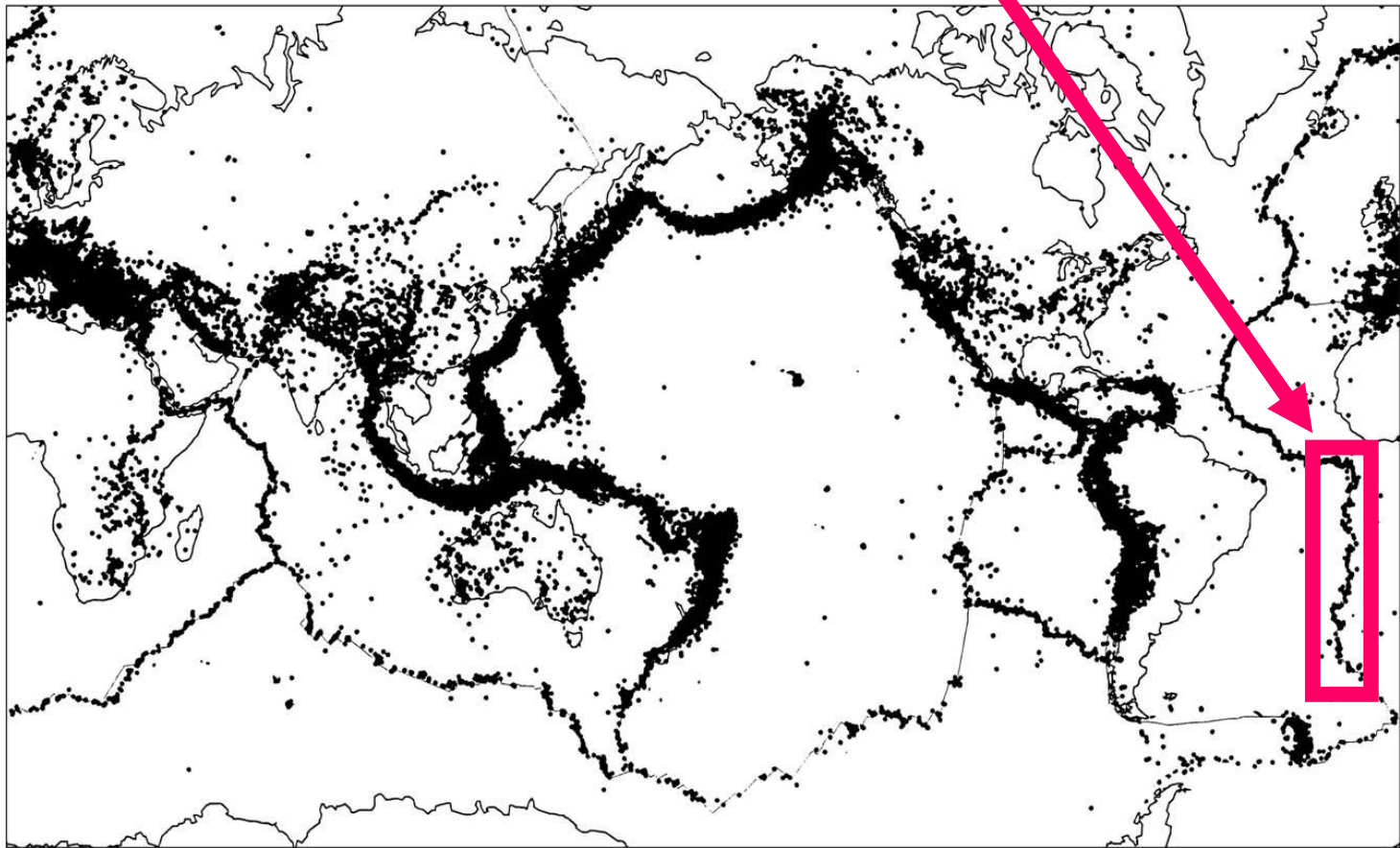


Charakter seismicity se na různých typech deskových rozhraní liší. Distribuce epicenter ukazují různou šířku seismických zón souvisejících s rozhraním desek.



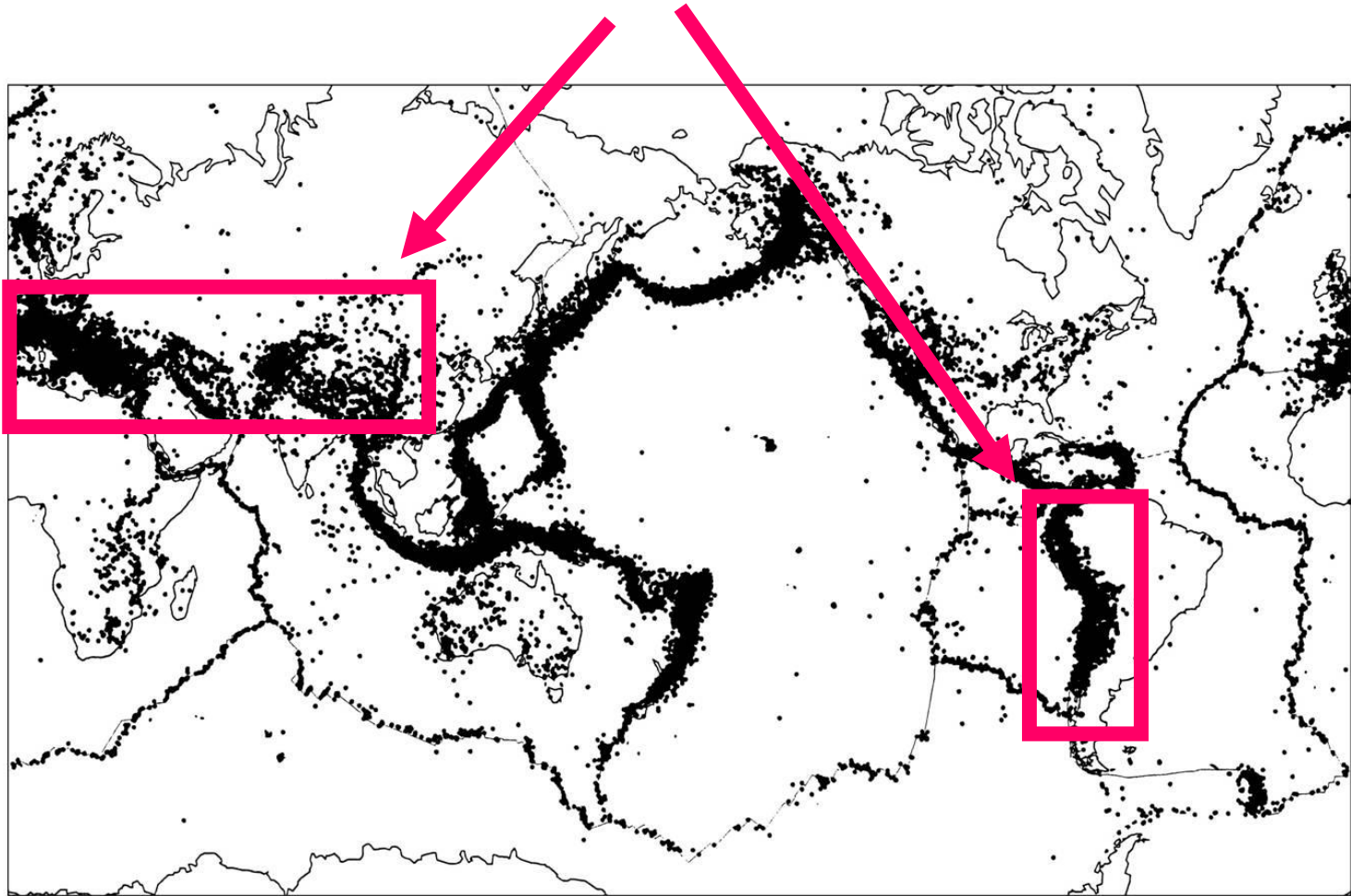
*Distribuce zemětřesení s  $m_b > 5$  v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)*

Úzká rozhraní (typická např. pro středooceánské rifty).



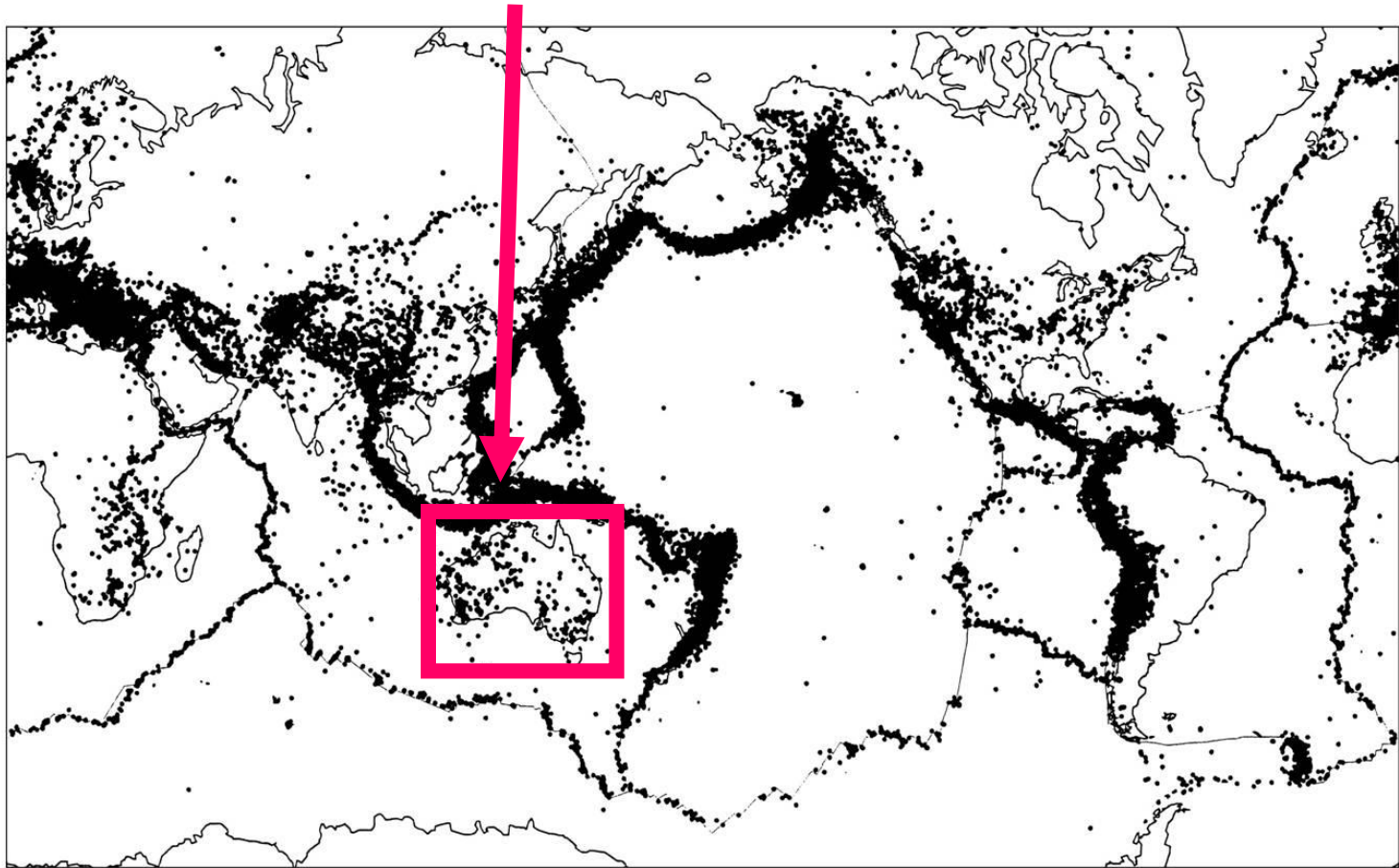
*Distribuce zemětřesení s  $m_b > 5$  v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)*

Široká rozhraní (typická např. subdukční a zejména kolizní zóny).



*Distribuce zemětřesení s  $m_b > 5$  v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)*

Také vnitrodesková seismicita může být na některých místech velmi významná.



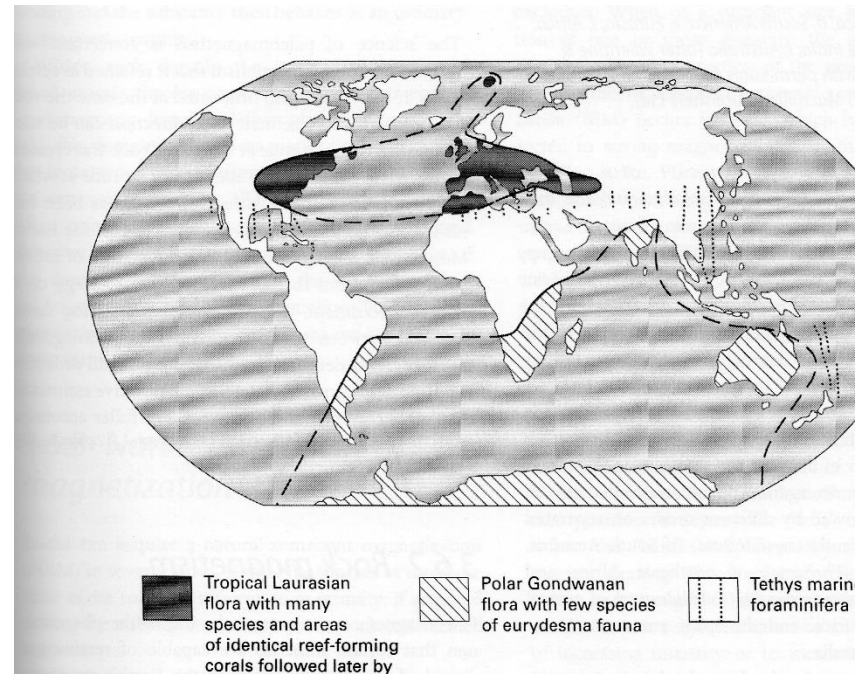
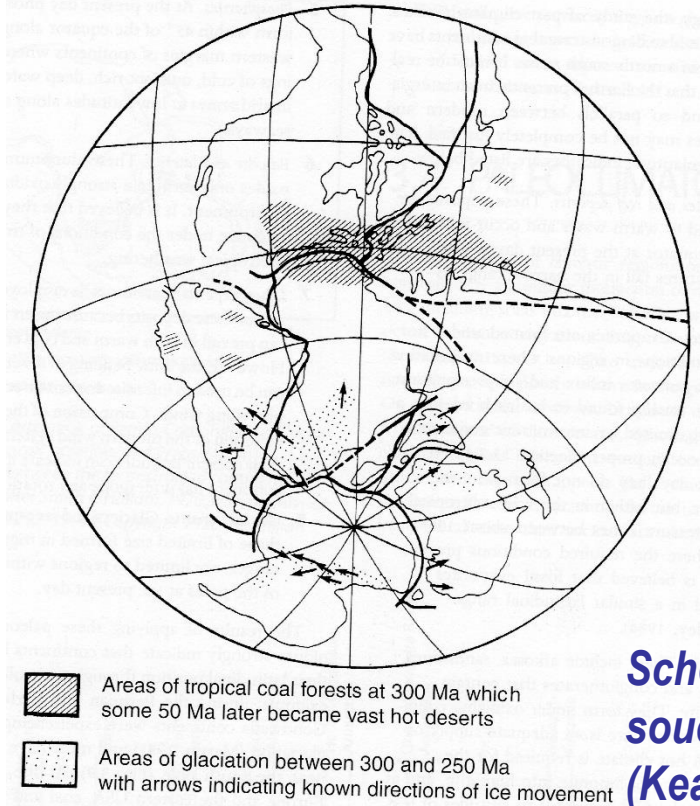
*Distribuce zemětřesení s  $m_b > 5$  v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)*



# 9.2: Kinematika a dynamika litosférických desek

# 9.2.a: Sledování pohybu litosférických desek

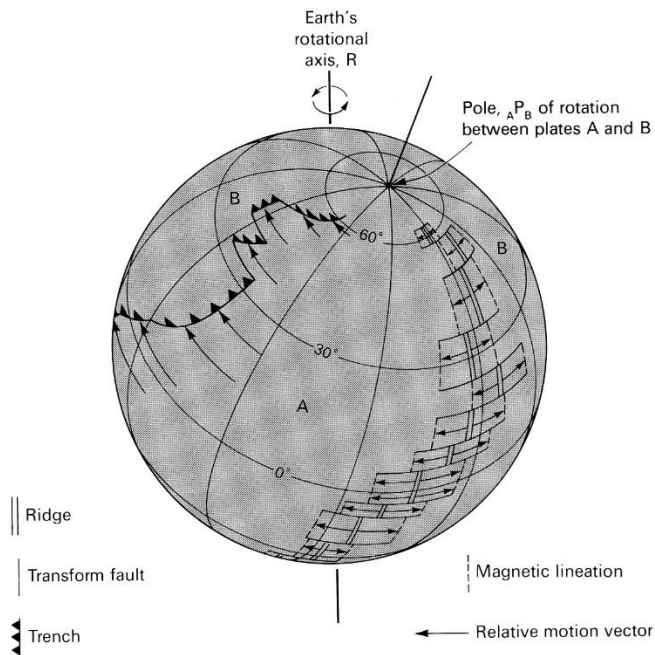
Zemské desky se vzájemně pohybují. Rozsáhlé vzájemné pohyby kontinentů jsou doloženy např. na základě paleogeografických a paleoklimatologických studií.



***Schematická rekonstrukce na základě paleoklimatických dat a současné rozložení flóry a fauny v rámci kontinentu Pangea (Kearey et al. 2009)***

Litosferické desky jsou objekty pohybující se po kulové ploše.

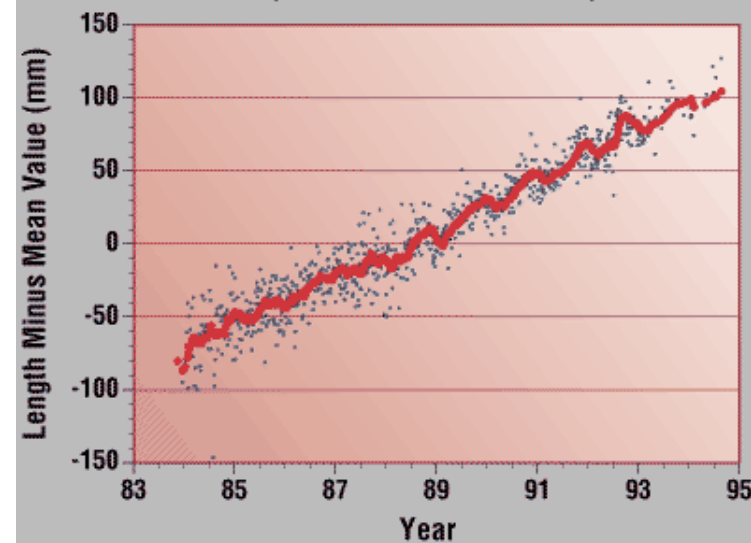
Pohyby desek jsou geodeticky měřitelné.



*(Uyeda 2002)*



Westford-Wetzell Baseline Evolution  
(mean value 5998.326450 km)



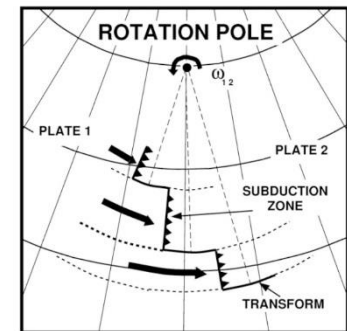
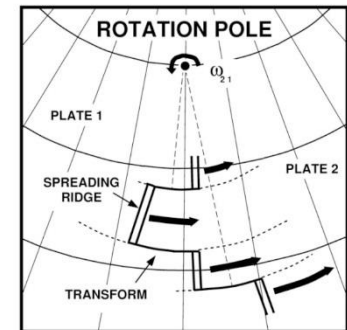
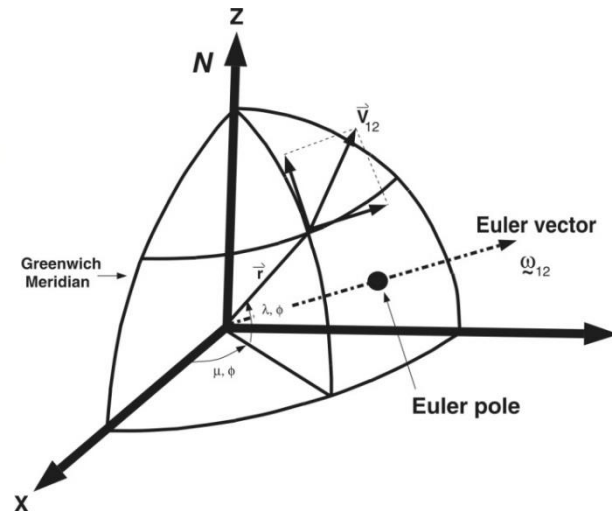
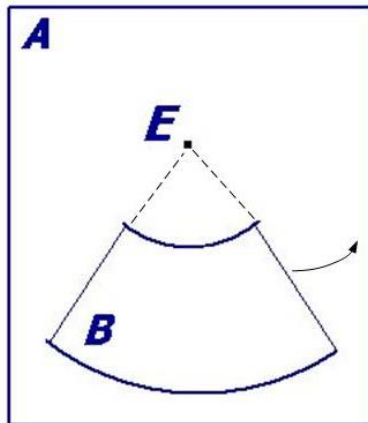
*(Stein - presentace)*

**Eulerův rotační teorém:** pohyb rigidního tělesa v prostoru, při kterém je nějaký bod tělesa fixován, lze popsat jako rotační pohyb s osou rotace umístěnou ve fixovaném bodě.

Pro pohyb tělesa po kulové ploše jsou podmínky Eulerova rotačního teorému vždy splněny - vzájemný pohyb zemských desek lze vždy popsat jako rotační pohyb kolem nějaké osy rotace.



**Leonhard Euler**  
(1707-1783)

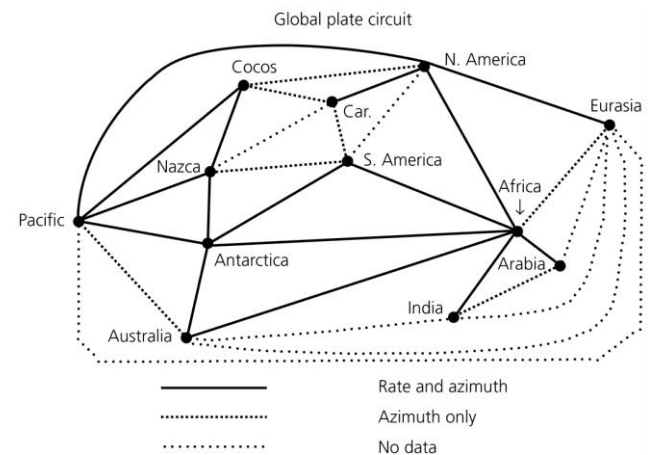
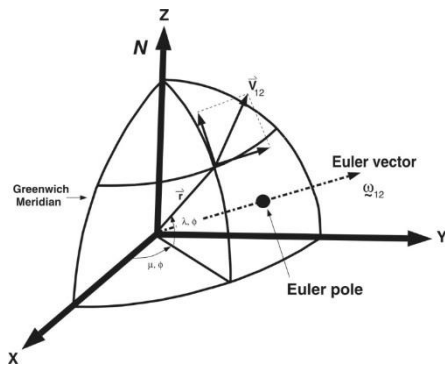


(Stein, Kiosko 2002)

Pro rychlost vzájemného pohybu desek mezi i-tou a j-tou deskou v bodě  $r$  pak platí:

$$\mathbf{V}_{ij} = \boldsymbol{\omega}_{ij} \times \mathbf{r}$$

kde  $\mathbf{v}_{ij}$  je vektor pohybu v daném bodě,  $\boldsymbol{\omega}_{ij}$  je tzv. eulerův vektor (úhlová rychlost) a  $\mathbf{r}$  je polohový vektor daného bodu.

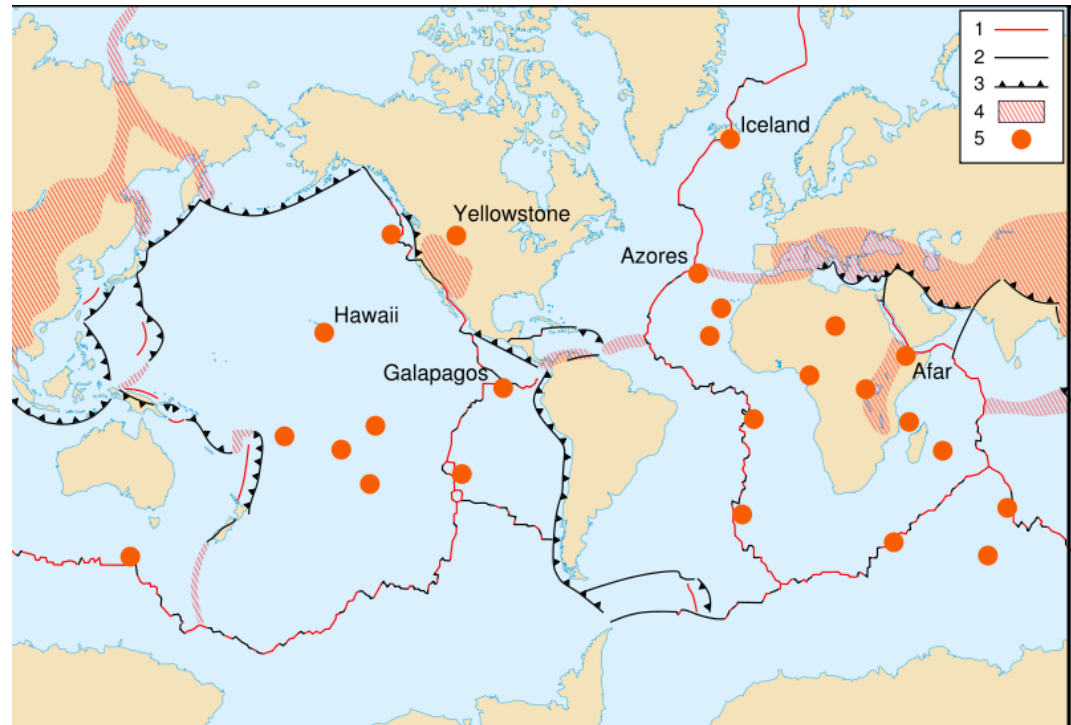
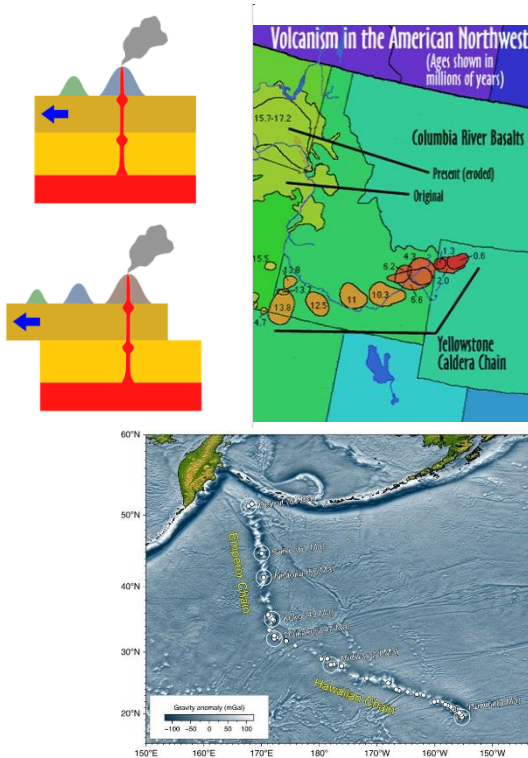


*(Stein, Wysession 2003)*

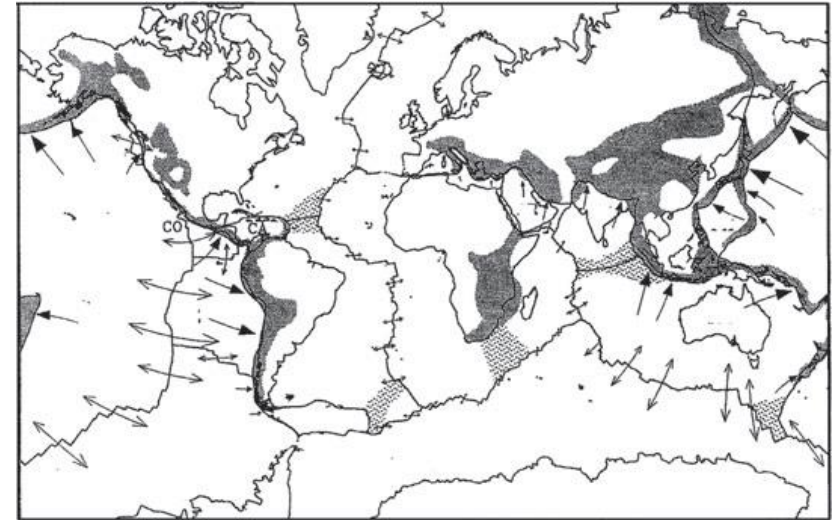
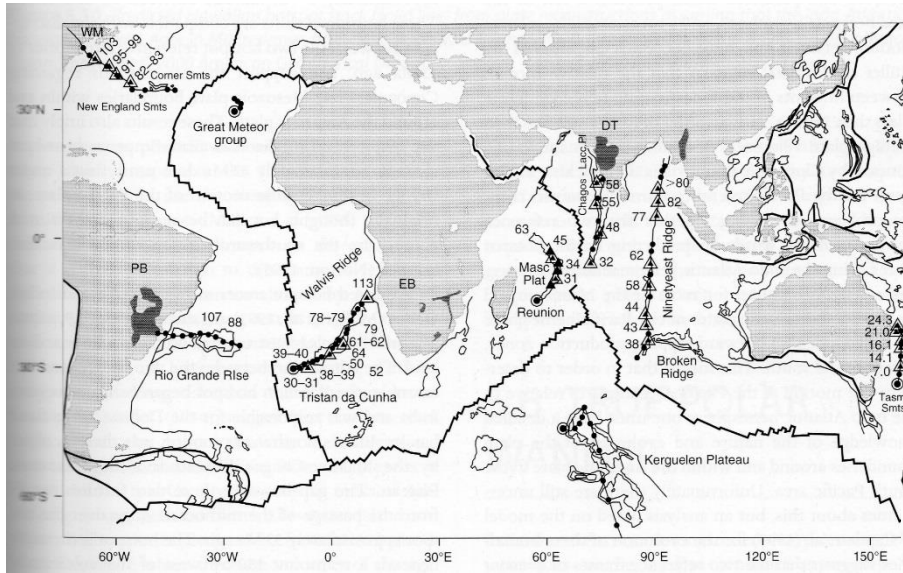
Pro každou desku lze tedy modelovat osu rotace a rychlost rotačního pohybu.



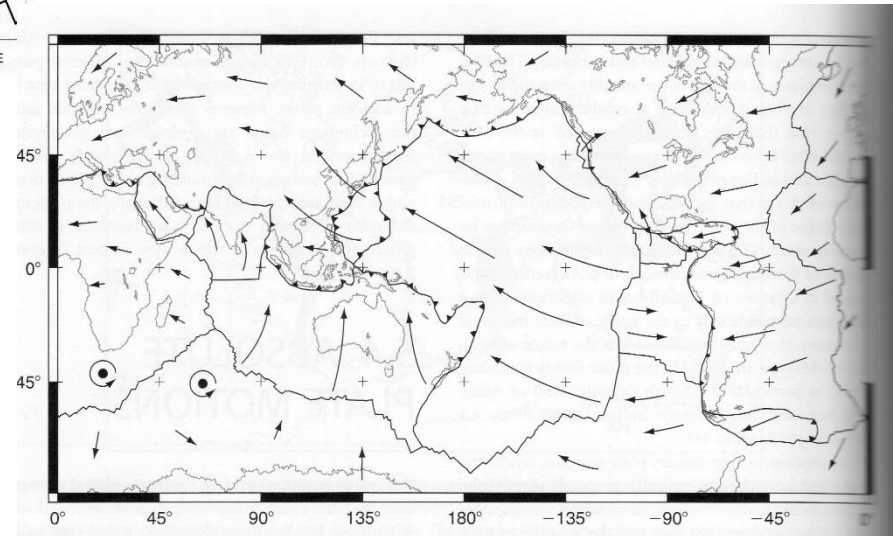
Pohyb desky můžeme vztahovat k jiné desce (tzv. relativní pohyb), nebo k nějakému prvku v hlubší stavbě Země (tzv. "absolutní" pohyb). Jedna z možností určení tzv. "absolutního" pohybu desky je vztažení k horkým skvrnám. Horké skvrny zanechávají na posunované desce stopu ukazující trajektorii desky vůči plášťové struktuře.



**relativní rychlosti desek a zóny deformace (Kearey et al. 2009)**



**stopy horkých skvrn (Kearey et al. 2009)**

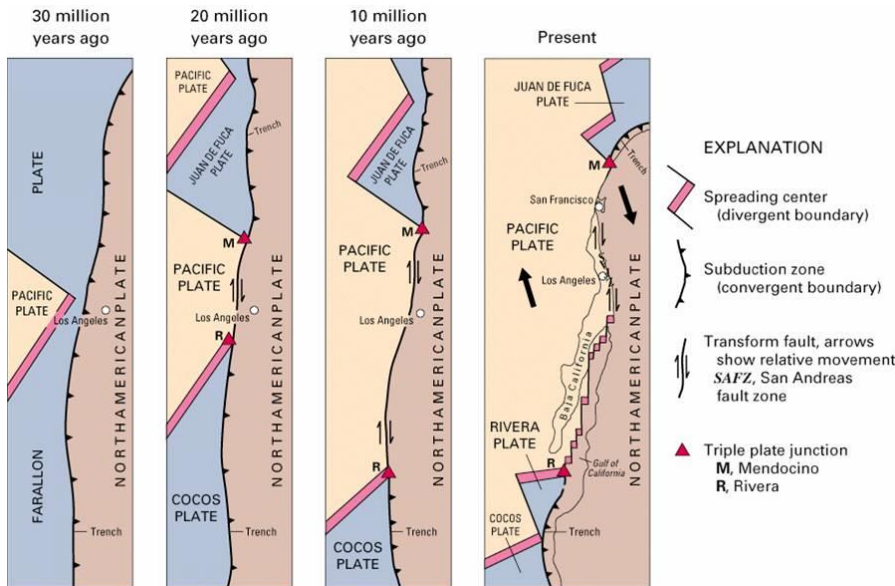


**absolutní rychlosti desek vůči horkým skvrnám (Kearey et al. 2009)**

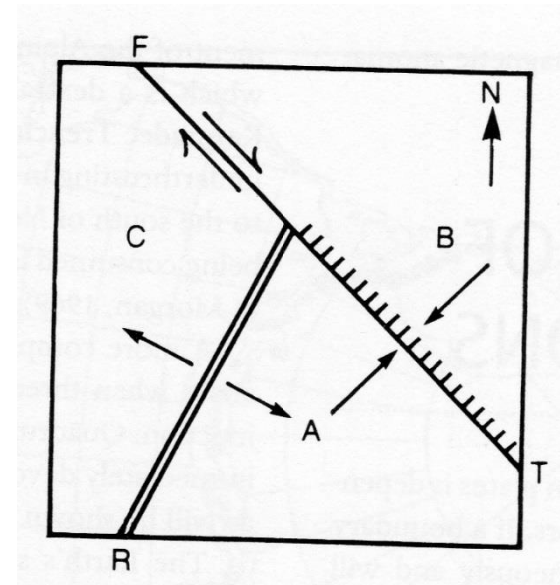


Trojné body jsou místa, kde se stýkají tři desková rozhraní. Jednotlivá desková rozhraní mohou být různého typu – ne všechny kombinace rozhraní jsou ale možné (ne všechna mají stabilní řešení pro určení vektorů rychlostí).

Příkladem trojných bodů jsou místa styku severoamerické desky a pacifické desky s deskami Juan de Fuca, Rivera a Cocos.



*(Stein - presentace)*

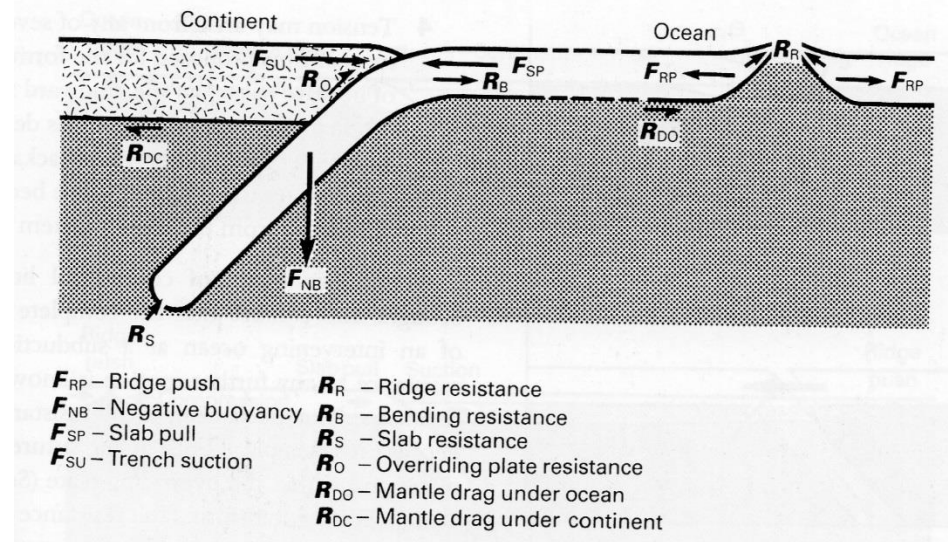
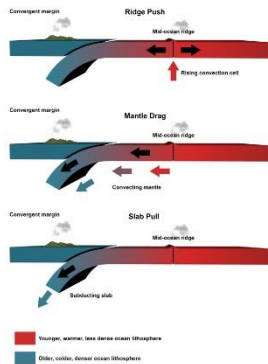


*(Kearey et al. 2009)*

## 9.2.b: Hybné mechanismy deskové tektoniky

Litosferické desky se pohybují v důsledku působících sil. Síly, které na tyto desky působí a mohou významně ovlivňovat jejich pohyb, jsou různého typu. K zásadním prvkům patří:

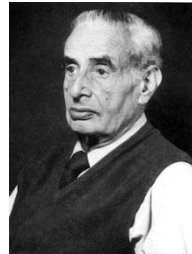
- plášťová konvekce
- tlak riftů
- tah na subdučních zónách



**Některé síly limitující pohyb desek (Kearey et al. 2009):**

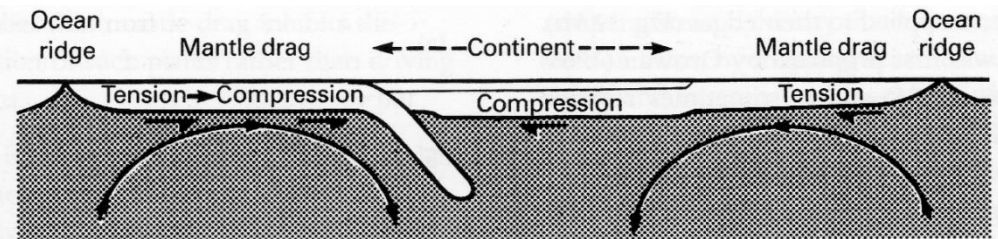
$F_{RP}$  ... tlak riftu;  $F_{SP}$  ... tah při subdukci;  $F_{SU}$  ... přitahování horní desky u subdukčních zón;  $R_S$  ... odpor vůči subdukované desce;  $R_{DO}$  ... vlek desky plášťovou konvekcí; ...

Různé koncepce přikládají odlišný význam vlečným silám souvisejícím s plášťovou konvekcí na jedné straně (zjevně nedokáží vysvětlit všechna současná pozorování) a silám, zejména gravitačním, působícím na okrajích desek na straně druhé (mechanismus navržený E. Orowanem a W. M. Elsasserem na přelomu 60. a 70. let 20. století).

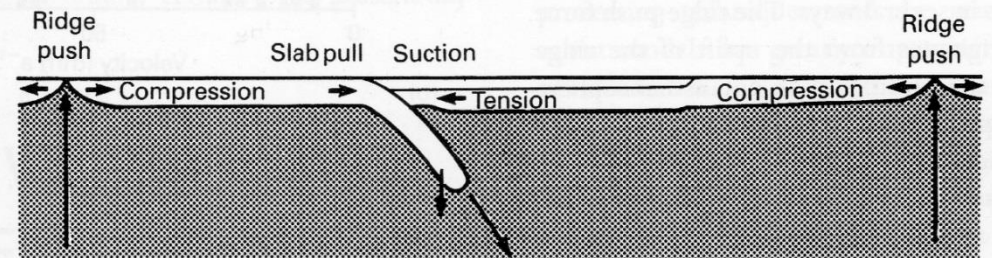


**Egon Orowan** (1902-1989)      **Walter Maurice Elsasser** (1904-1991)

**Dvě koncepce řízení pohybu desek:**  
**a) celulární konvekce**  
**b) Orowan-Elsasserův mechanismus**  
*(Kearey et al. 2009):*



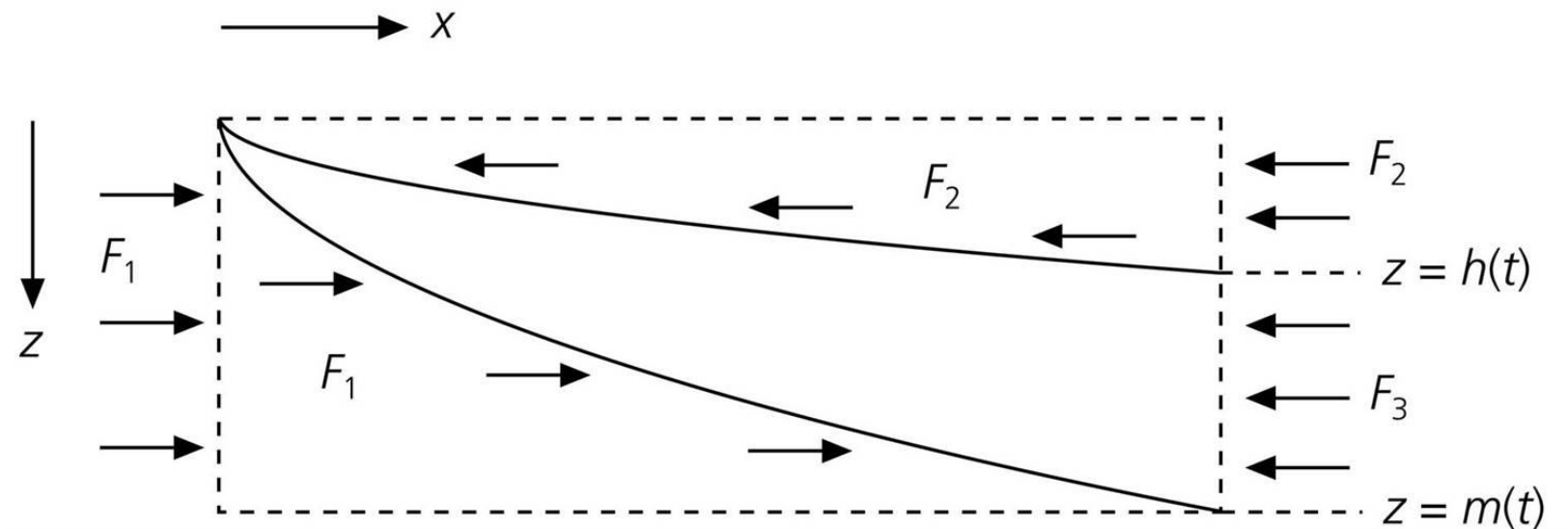
(a)



(b)

## tlak riftů

Na riftech lze doložit působení sil odtlačujících desky od riftu. Lze zde rozlišit více působících sil.

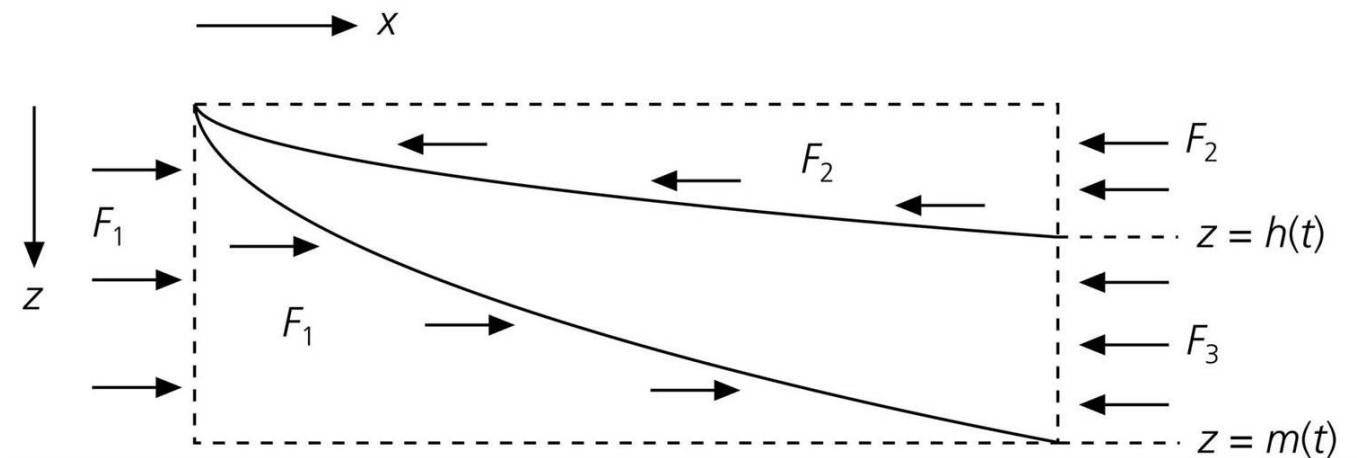


(Stein, Wysession 2003)

Síla  $F_1$  souvisí s tlakem astenosféry v místě riftu:

$$F_1 = \int_0^{m(t)} \rho_m g \cdot z \cdot dz$$

kde  $z$  je hloubka a  $m(t)$  je hloubka izotermy odpovídající hranici astenosféry.



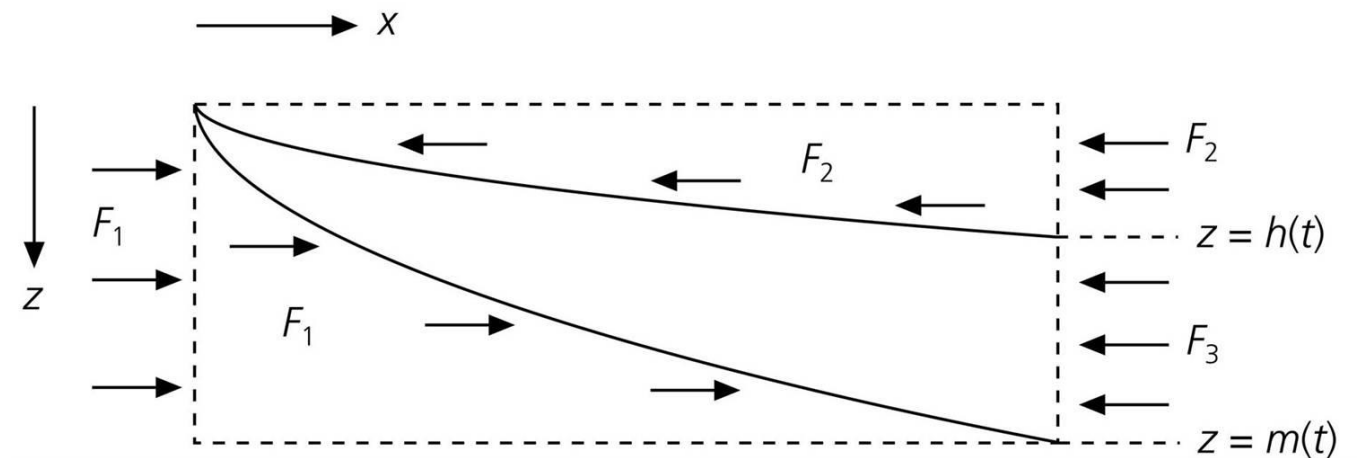
*(Stein, Wysession 2003)*



Síla  $F_2$  souvisí s tlakem vody ležící na desce:

$$F_2 = \int_0^{h(t)} \rho_w g \cdot z \cdot dz$$

kde  $z$  je hloubka a  $h(t)$  je hloubka vodního sloupce.

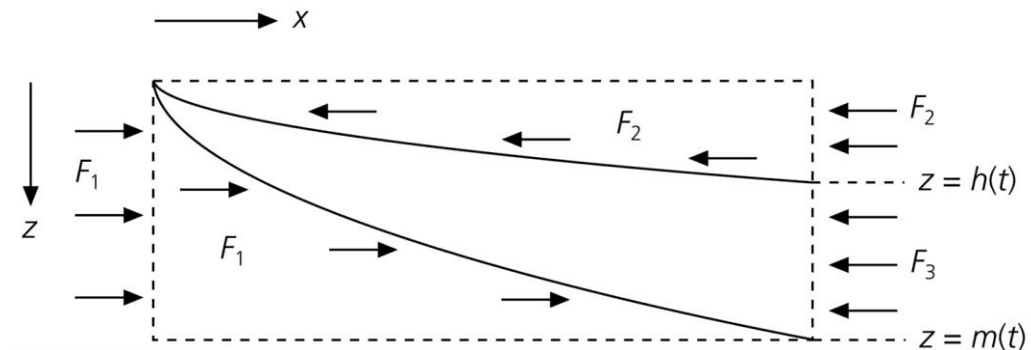


*(Stein, Wysession 2003)*

Síla  $F_3$  souvisí se zbývajícím litosferickým tlakem v desce:

$$F_3 = \int_{h(t)}^{m(t)} P(z, t) \cdot g \cdot z \cdot dz$$

kde  $z$  je hloubka,  $m(t)$  je hloubka izotermy odpovídající hranici astenosféry a  $h(t)$  je hloubka vodního sloupce,  $P(z, t)$  je litosferický tlak závisející na čase a hloubce.



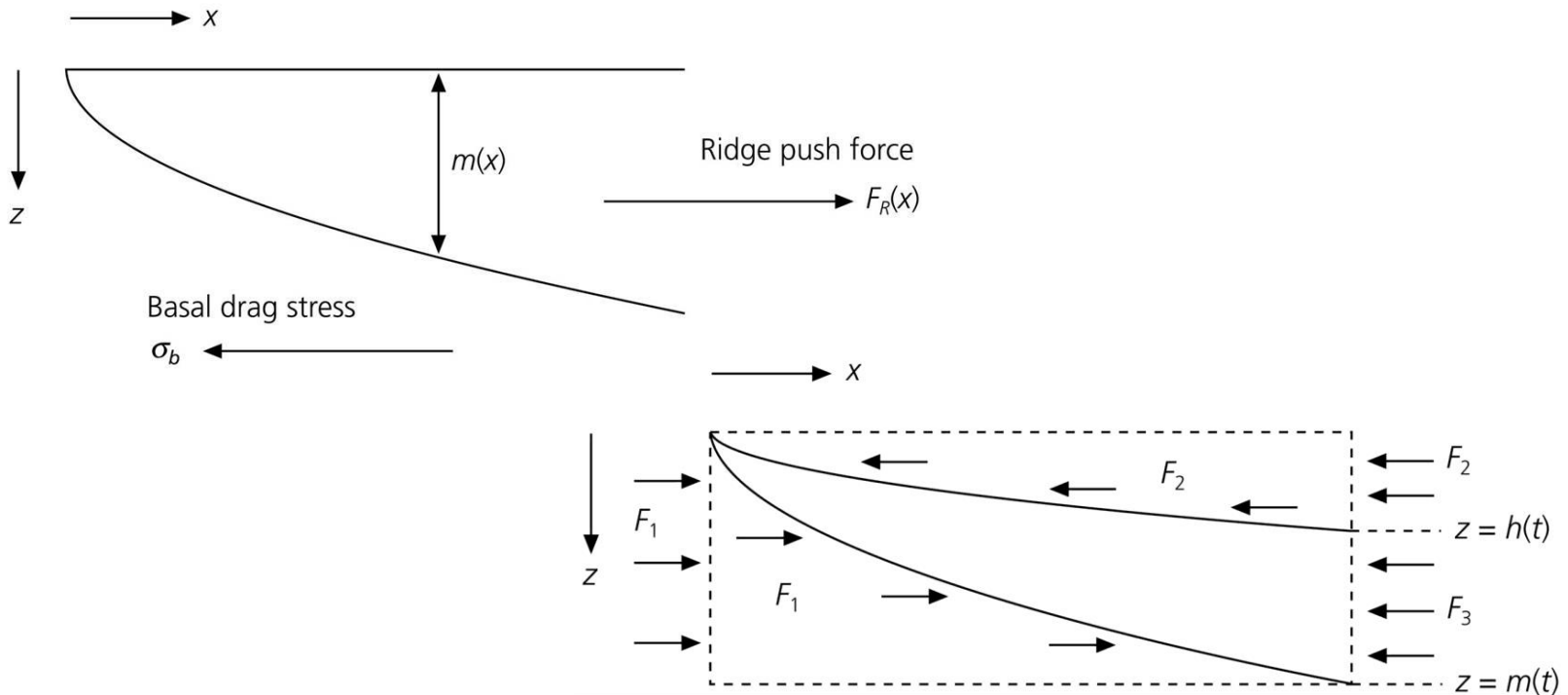
*(Stein, Wysession 2003)*



Celková síla působící na riftu je pak:

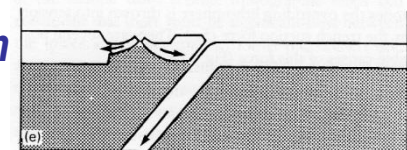
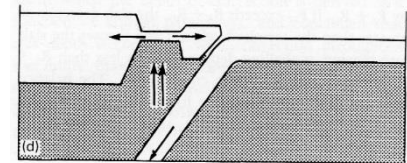
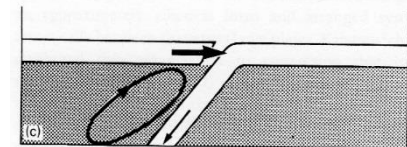
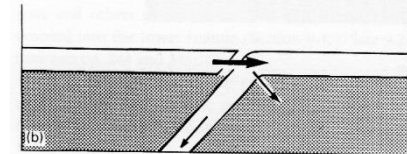
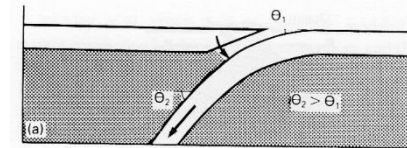
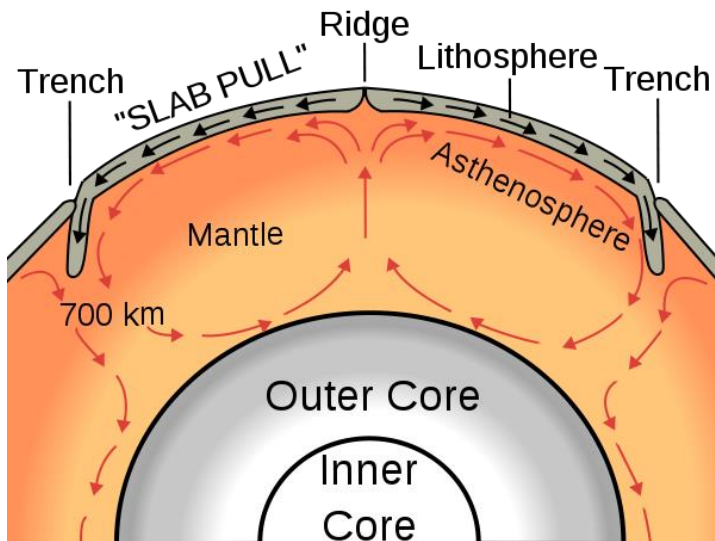
$$F_{celková} = F_1 - F_2 - F_3$$

Figure 5.5-7: Geometry of a simple model of intraplate stresses.



(Stein, Wysession 2003)

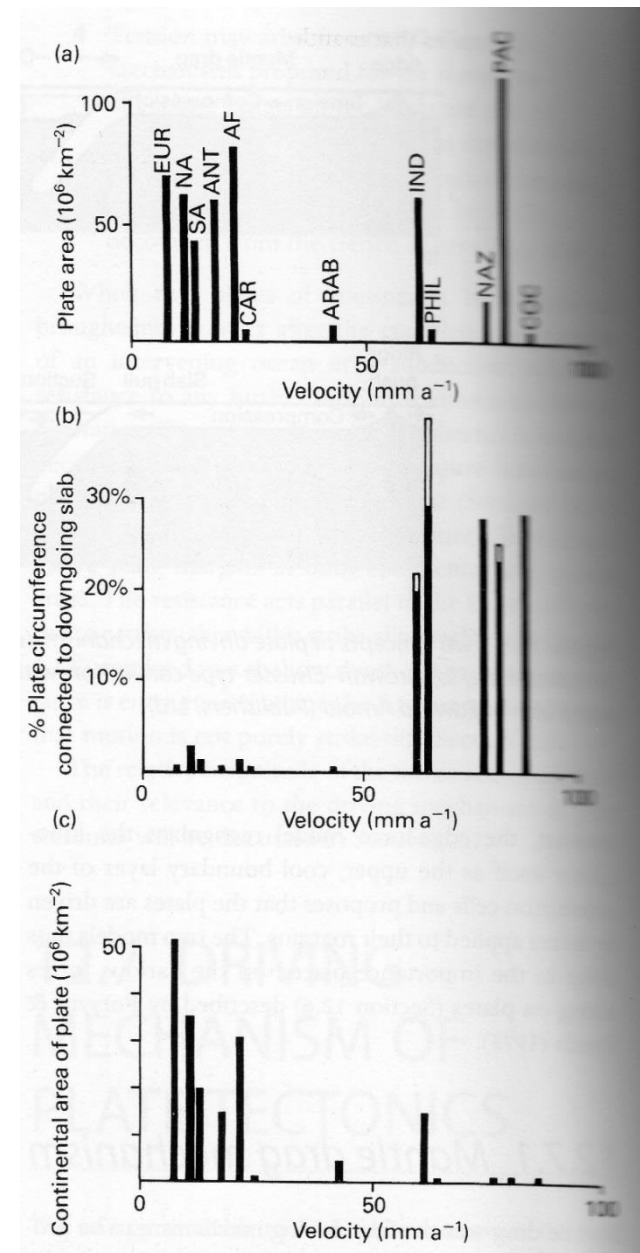
V oblasti subdukčních zón hraje významnou roli gravitační síla spojená s tažením chladné oceánské kůry do prostoru pláště (vyšší hustota kůry vůči plášti). Také na nadložní desku mohou působit síly způsobující tah.



*Možné příčiny přitahování nadložní desky při subdukčním okraji (Kearey et al. 2009):*

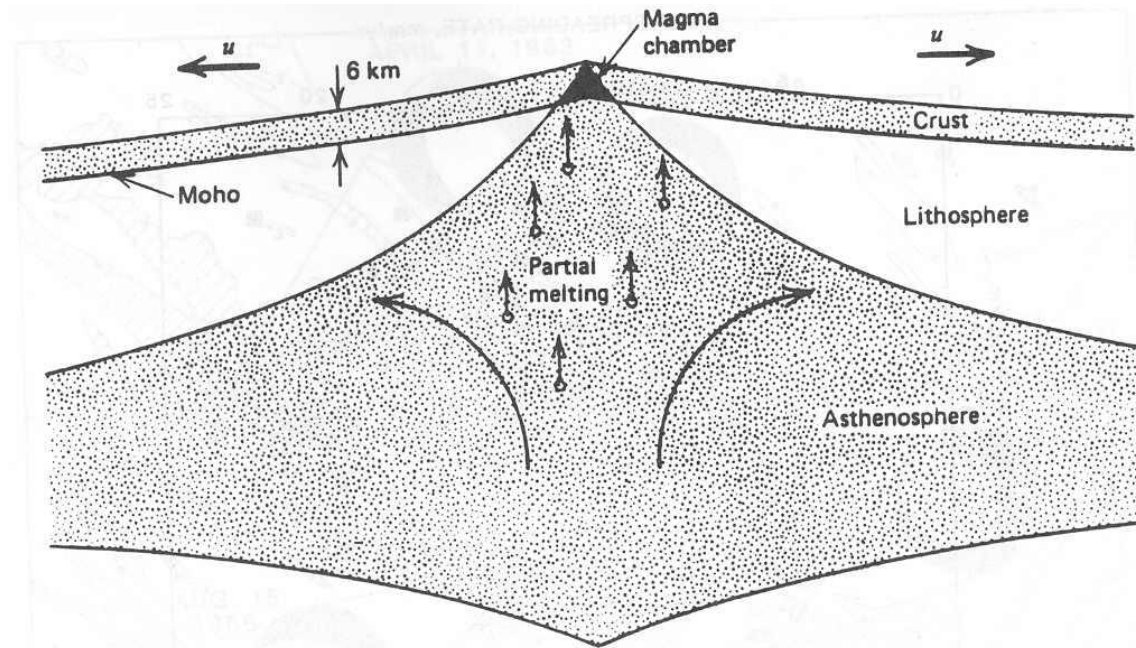
Význam sil působících na subdukčních okrajích může být pro pohyb desek zásadní.

*Korelace rychlosti pohybu desek s velikostí plochy desek, poměrným zastoupením subdukce, s plochou kontinentů (Kearey et al. 2009):*



# 9.3: Seismotektonika divergentních rozhraní

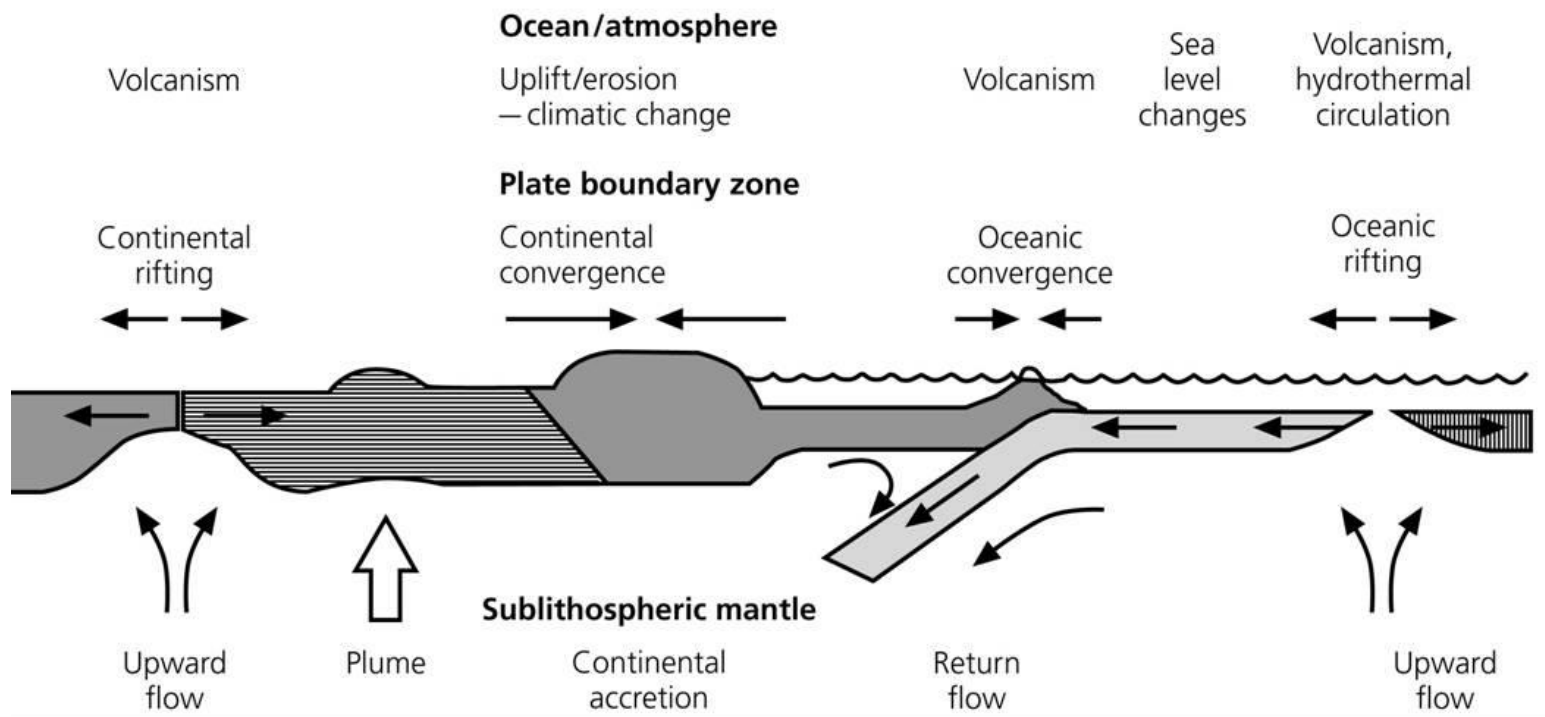
**Divergentní rozhraní** jsou taková rozhraní litosferických desek, na nichž se dvě desky od sebe vzdalují. Mocnost rigidní kůry (schopné nést napětí) je v těchto místech malá.



**FIGURE 11.5** Schematic cross section through a spreading center. The lithosphere is defined by an isotherm, so as the plate cools and moves away from the ridge, its thickness increases. This associates the oceanic lithosphere with a thermal boundary layer. (From Turcotte and Schubert, 1982.)

Lze rozlišit různé typy divergentních rozhraní. Např. podle pozice a charakteru riftového údolí:

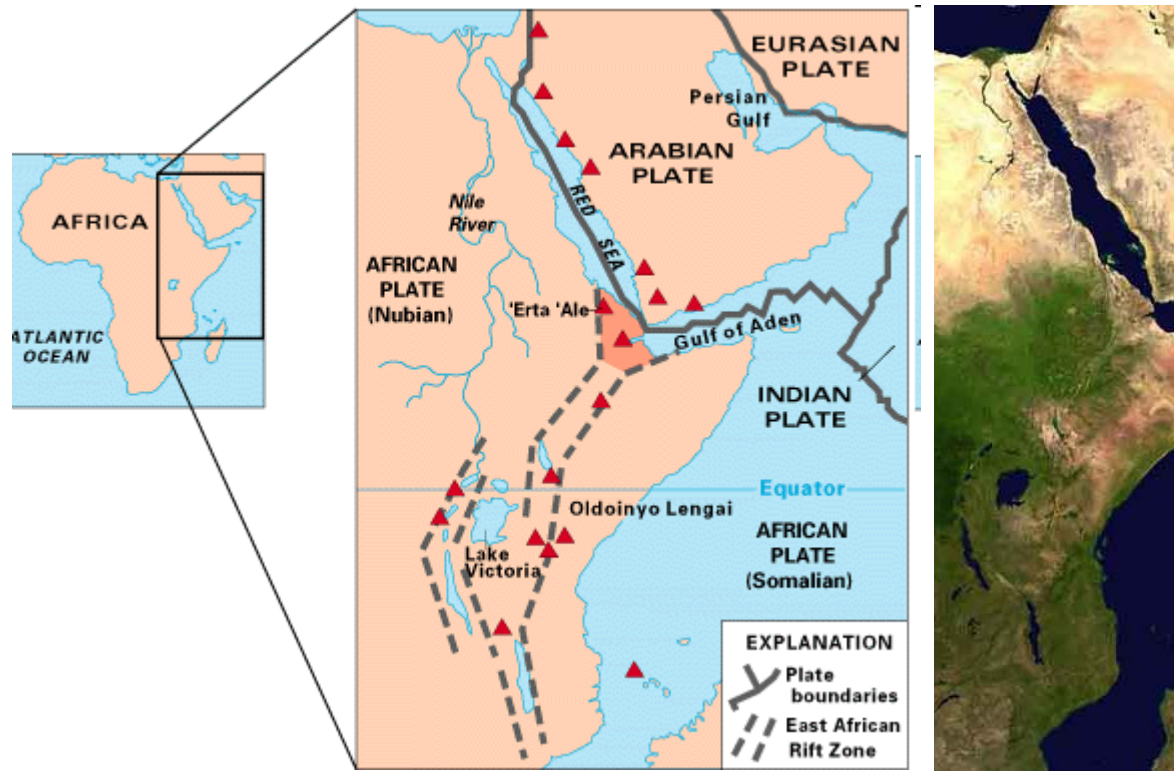
- oceánské
- kontinentální



*(Stein, Wysession 2003)*

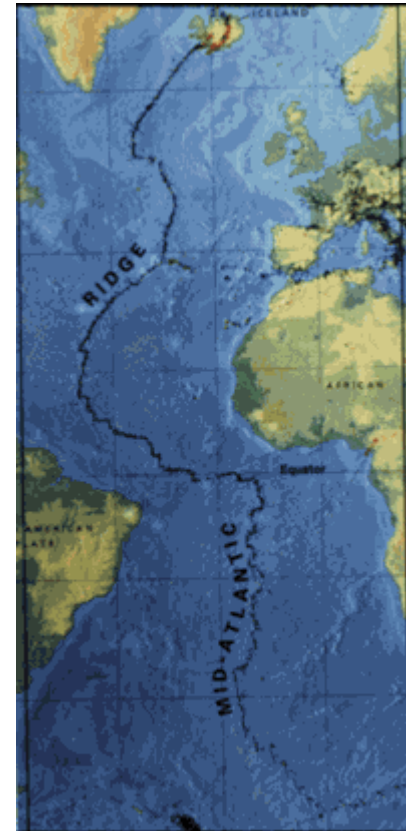
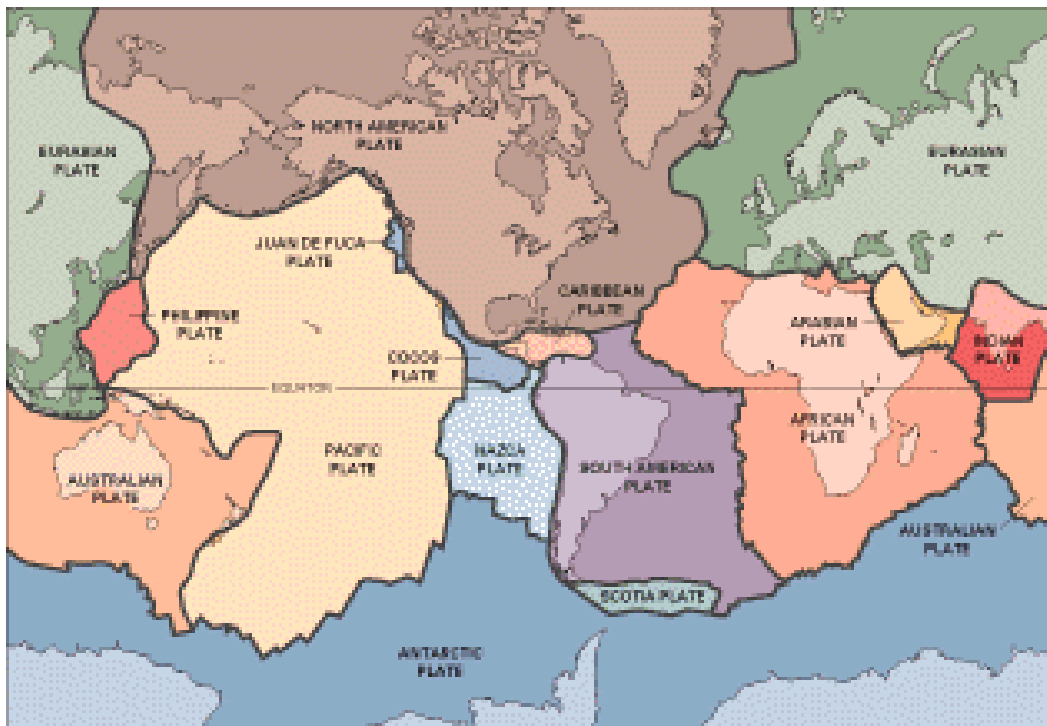


Příklad kontinentálního riftu: východoafrický rift  
Odděluje dvě části africké desky (nubijskou a somálskou)



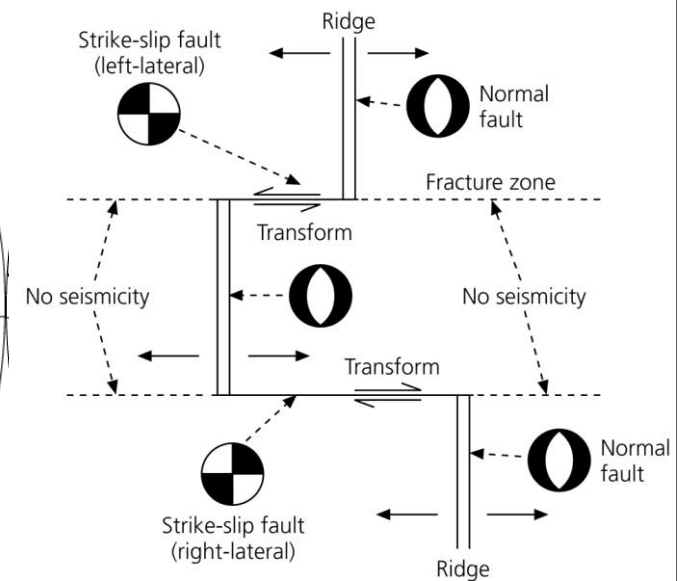
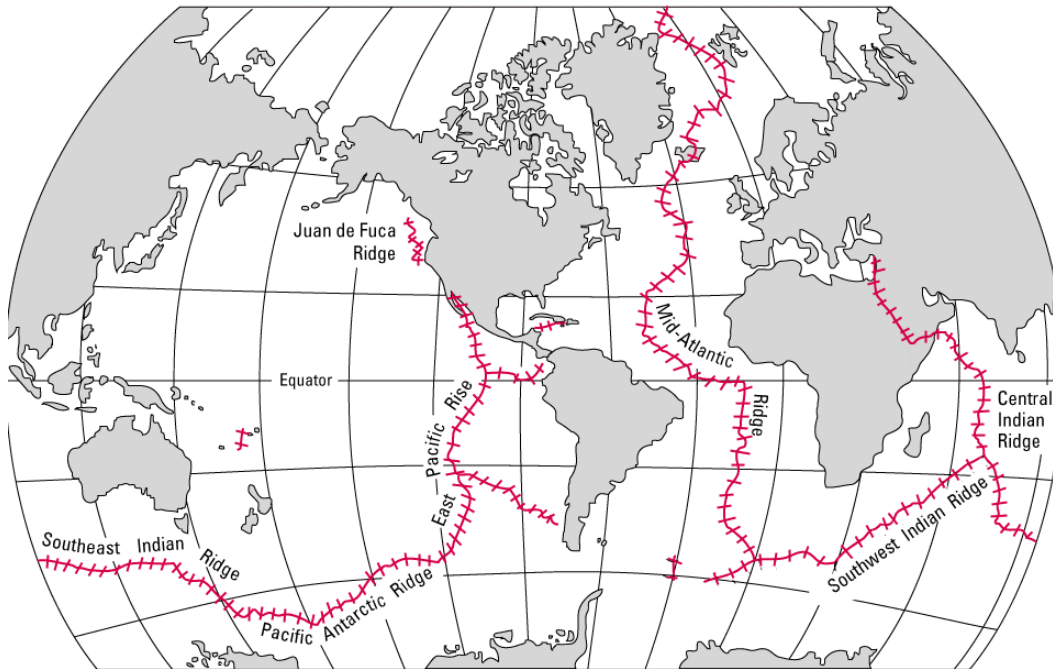
Příklad oceánského riftu: středoatlantický hřbet

Odděluje africkou a euroasijskou desku od jihoamerické a severoamerické desky.

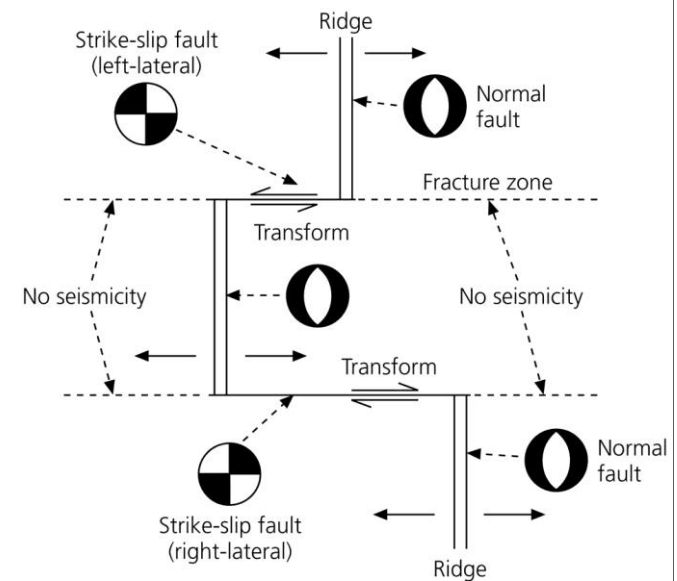
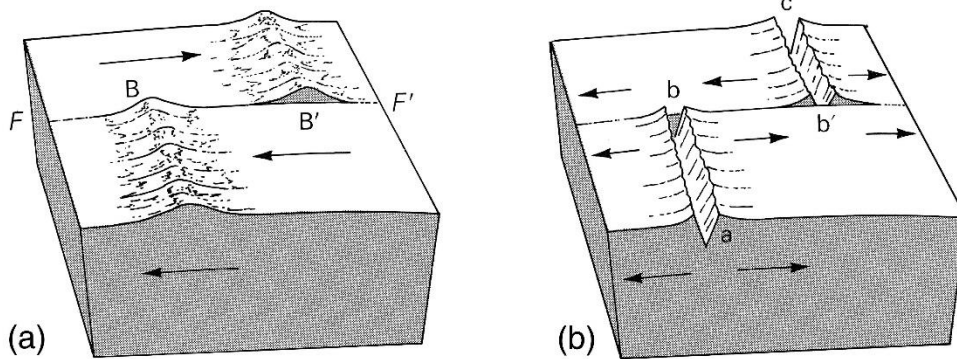




Oceánské rifty tvoří významnou část deskových rozhraní. Obecně jde o komplikované systémy tvořené vedle vlastních riftů (v užším slova smyslu) také dalšími strukturami.



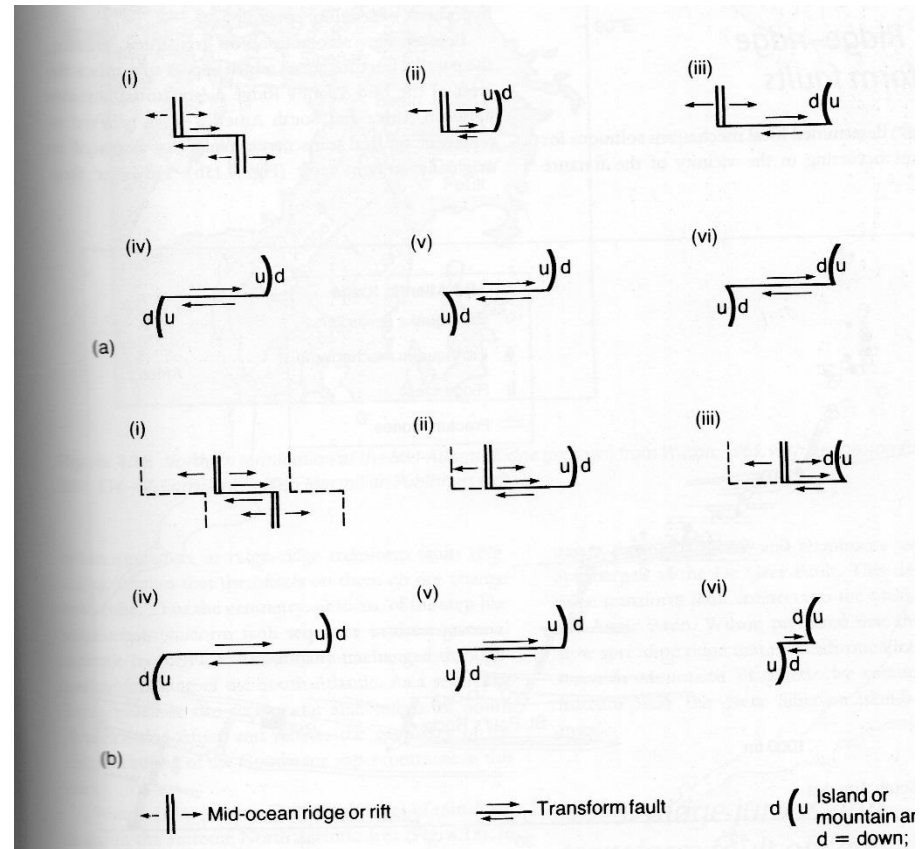
Průběh riftů je modifikován tzv. transformními zlomy.



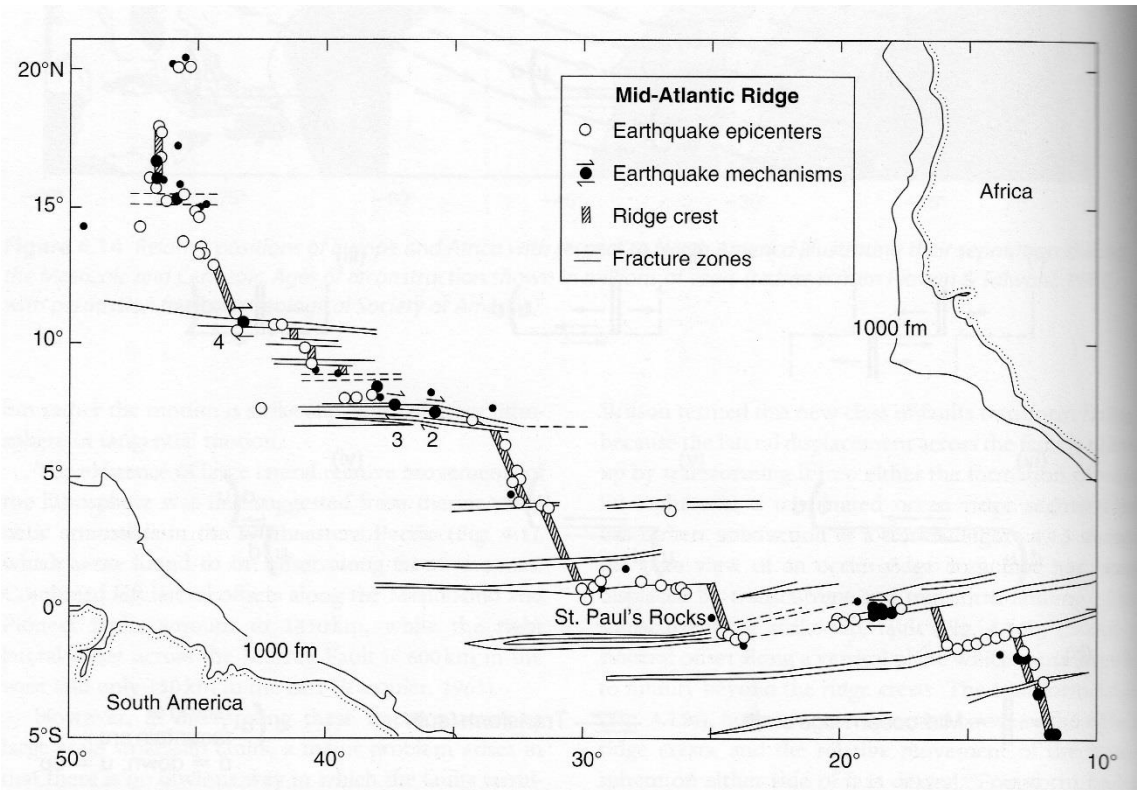
**Rozdíl mezi běžným příčným zlomem (vlevo) a transformním zlomem (vpravo) (Uyeda 2002)**

Transformní zlomy jsou kombinovány různým způsobem s rifty a subdukčními zónami.

**Šest možných typů dextrálních transformních zlomů; schema příslušných transformních zlomů po uplynutí časového úseku (Kearey et al. 2009)**

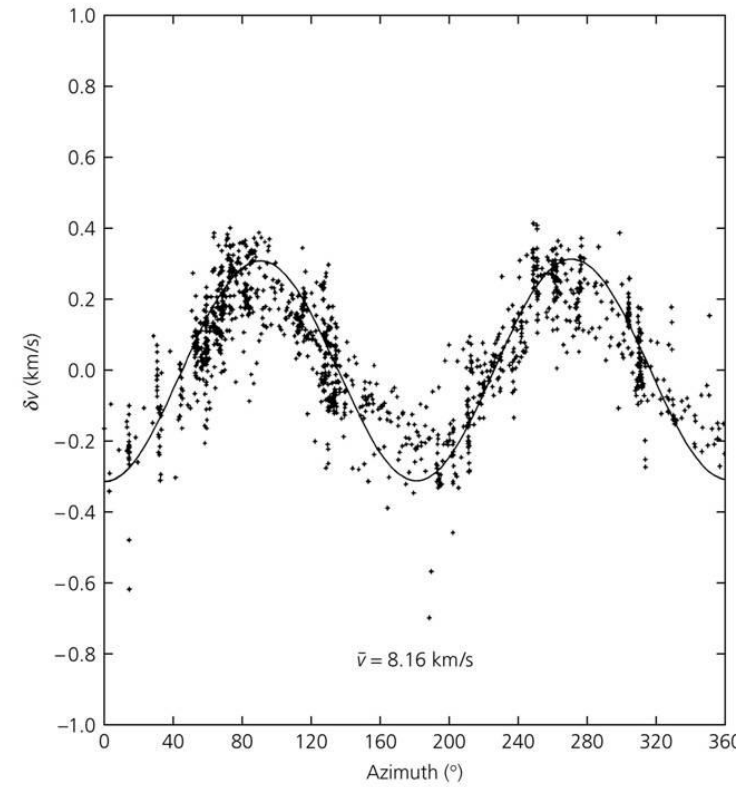
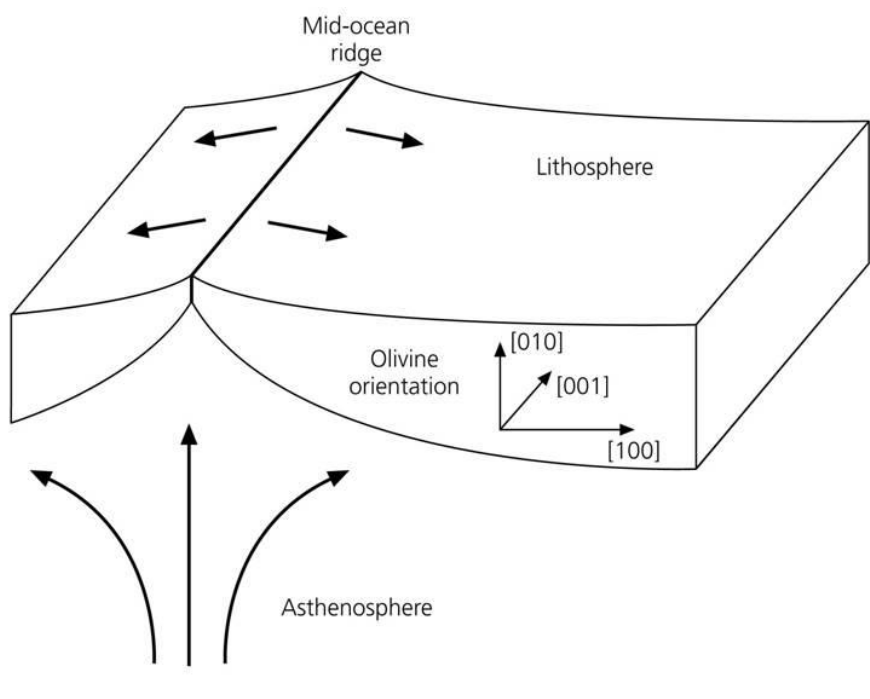


Na středooceánských hřbetech jsou časté transformní zlomy propojující jednotlivé úseky riftu. Seismická aktivita je vázána také na transformní zlomy.



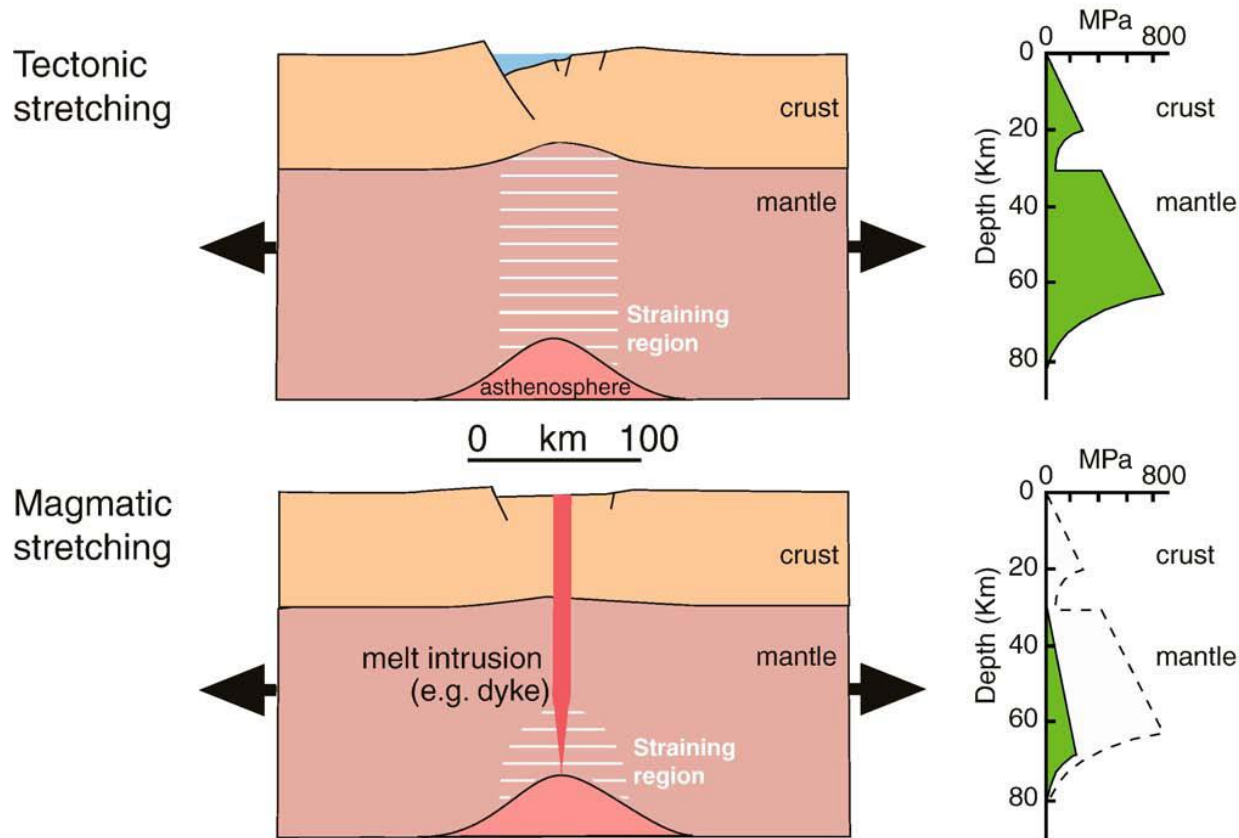
(Kearey et al. 2009)

Mechanismus vzniku oceánské kůry na riftech vede k přednostní orientaci minerálů, která způsobuje anizotropii rychlostí seismických vln.



*(Stein, Wysession 2003)*

Iniciace riftové struktury závisí nejen na tektonickém tahu, ale také na dalších fenoménech, např. na magmatismu.

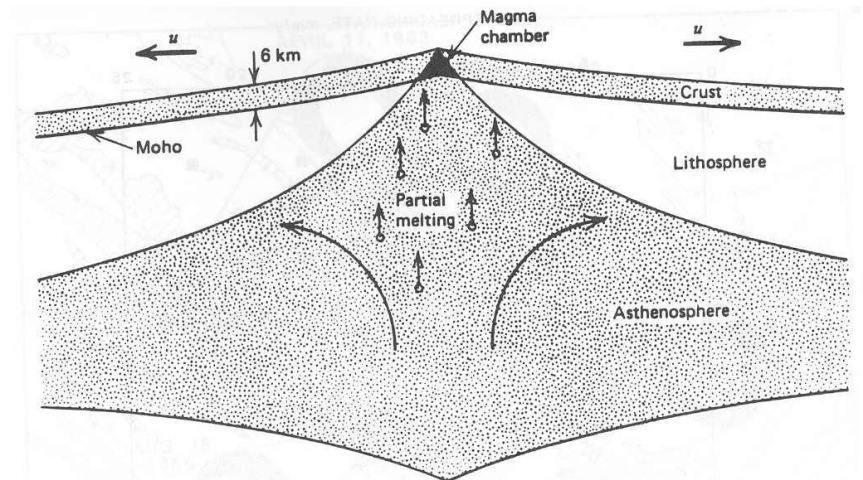


(Corti 2009)

## 9.3.a: Hloubka ohnisek na divergentních rozhraních



**Divergentní rozhraní se vyznačují mělkými ohnisky - pod 10 km, obvykle jen několik km (vysoký tepelný tok, absence zanořené kůry). Empiricky lze vysledovat vztah mezi rychlostí oddalování desek a maximální hloubkou hypocenter - hloubky jsou tím menší, čím je rychlost oddalování vyšší.**

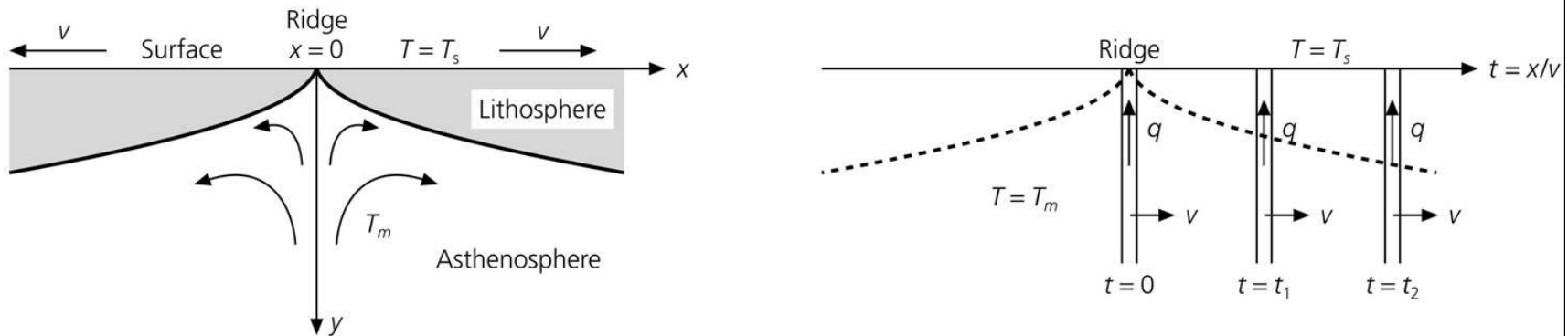


**FIGURE 11.5** Schematic cross section through a spreading center. The lithosphere is defined by an isotherm, so as the plate cools and moves away from the ridge, its thickness increases. This associates the oceanic lithosphere with a thermal boundary layer. (From Turcotte and Schubert, 1982.)



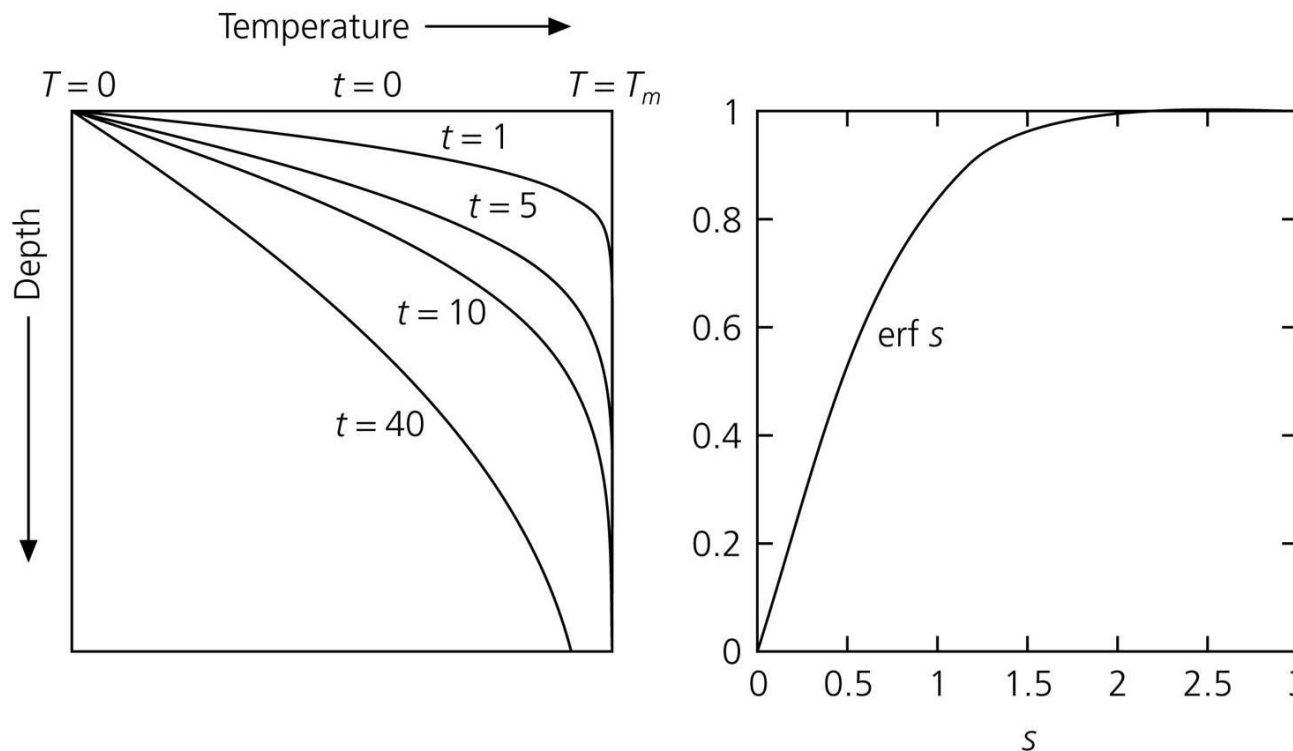
Materiál oceánské desky postupně v průběhu oddalování od riftové zóny chladne. Protože horizontální pohyb desky je rychlejší, než je rychlost kondukce tepla v horizontálním směru, lze problematiku chladnutí omezit na jednorozměrný model (vertikální kondukcí).

**Figure 5.3-4: Model for the cooling of the oceanic plate.**



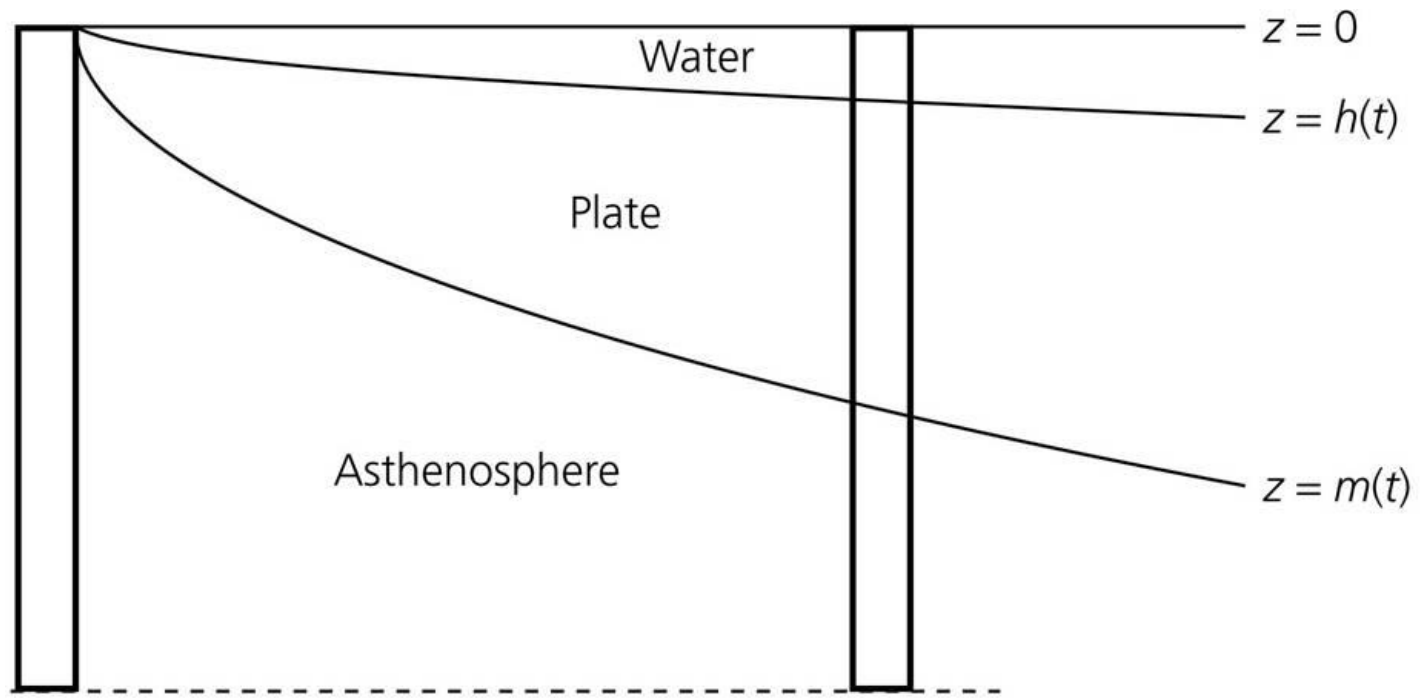
*(Stein, Wysession 2003)*

Teplota horninového materiálu oceánské desky pak závisí na hloubce a na čase (na době chladnutí).



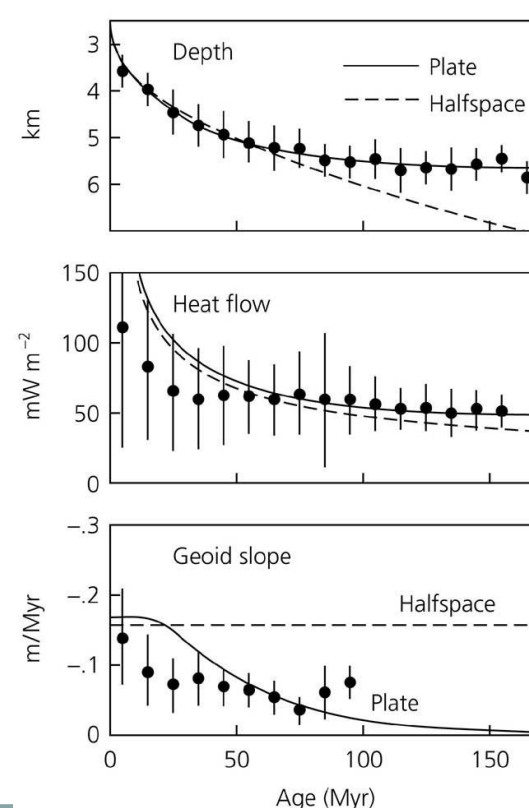
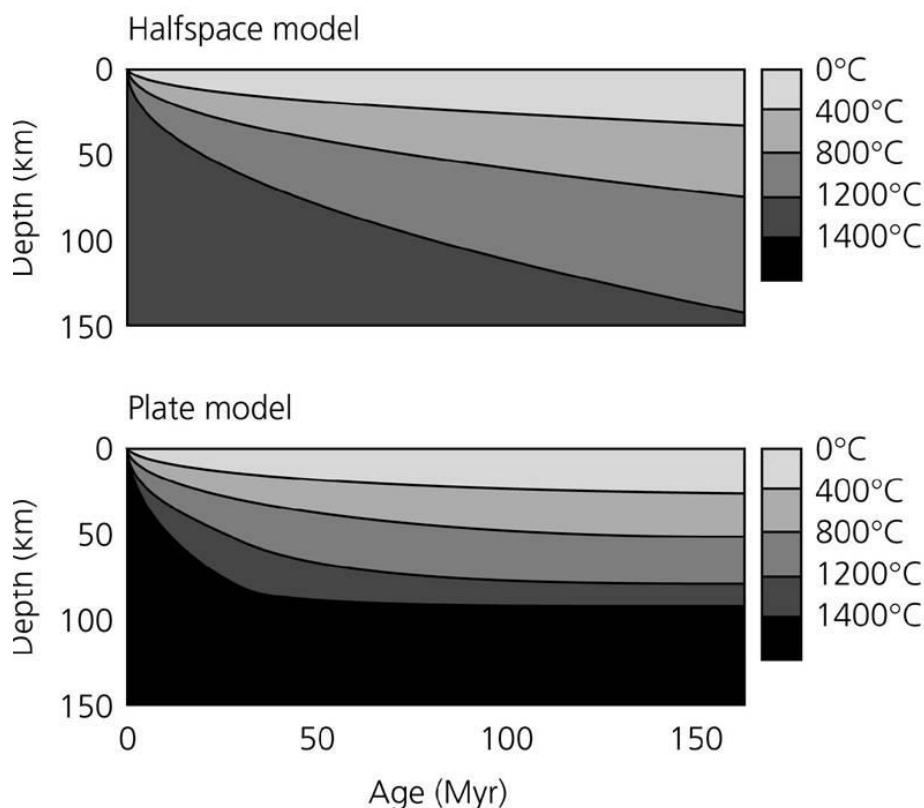
*(Stein, Wysession 2003)*

S poklesem teploty roste hustota a dochází k izostatickému vyrovnávání.



*(Stein, Wysession 2003)*

Empirická porovnání modelů chladnutí oceánské kůry s reálnými daty ukazují, že bližší skutečnosti jsou modely předpokládající trend oceánské kůry směřující k dosažení jisté konečné mocnosti a fixní teploty (tzv. "plate model").

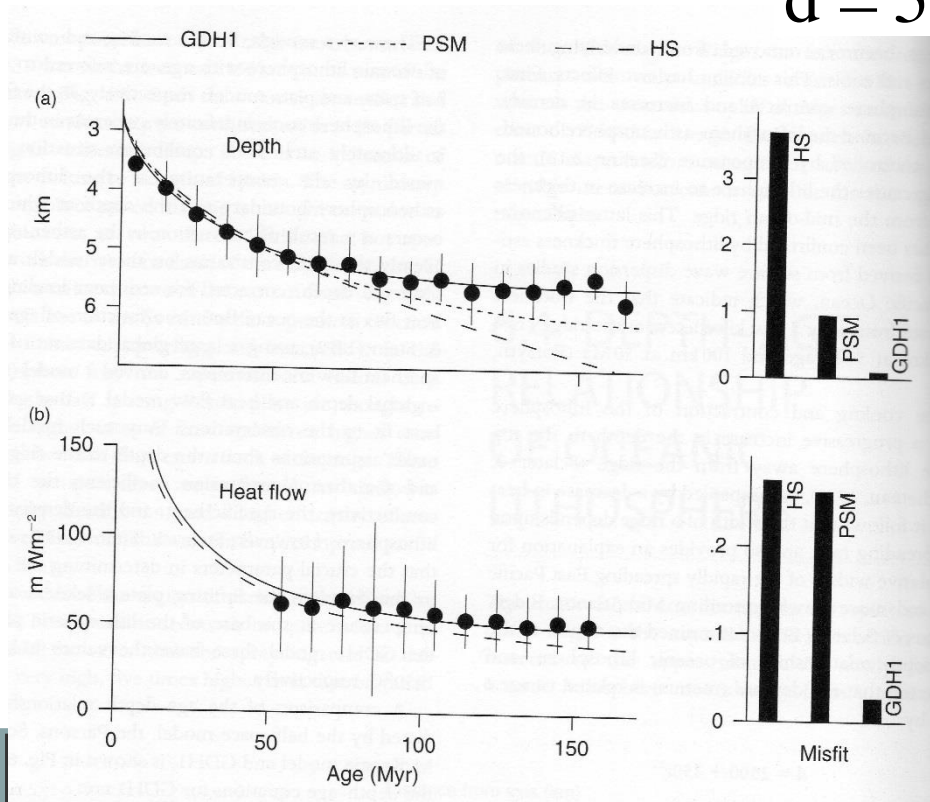


*(Stein,  
Wyssession  
2003)*

Mocnost oceánské kůry jako funkce času (podle modelu GDH1 – Global depth and heat flow model 1):

$$d = 2600 + 365\sqrt{t} \iff t < 20\text{Ma}$$

$$d = 5650 - 2473 \frac{t}{36} \iff t > 20\text{Ma}$$



*Pozorované hloubky a tepelný tok pro oceánské rifty porovnané s modely (Kearey et al. 2009)*



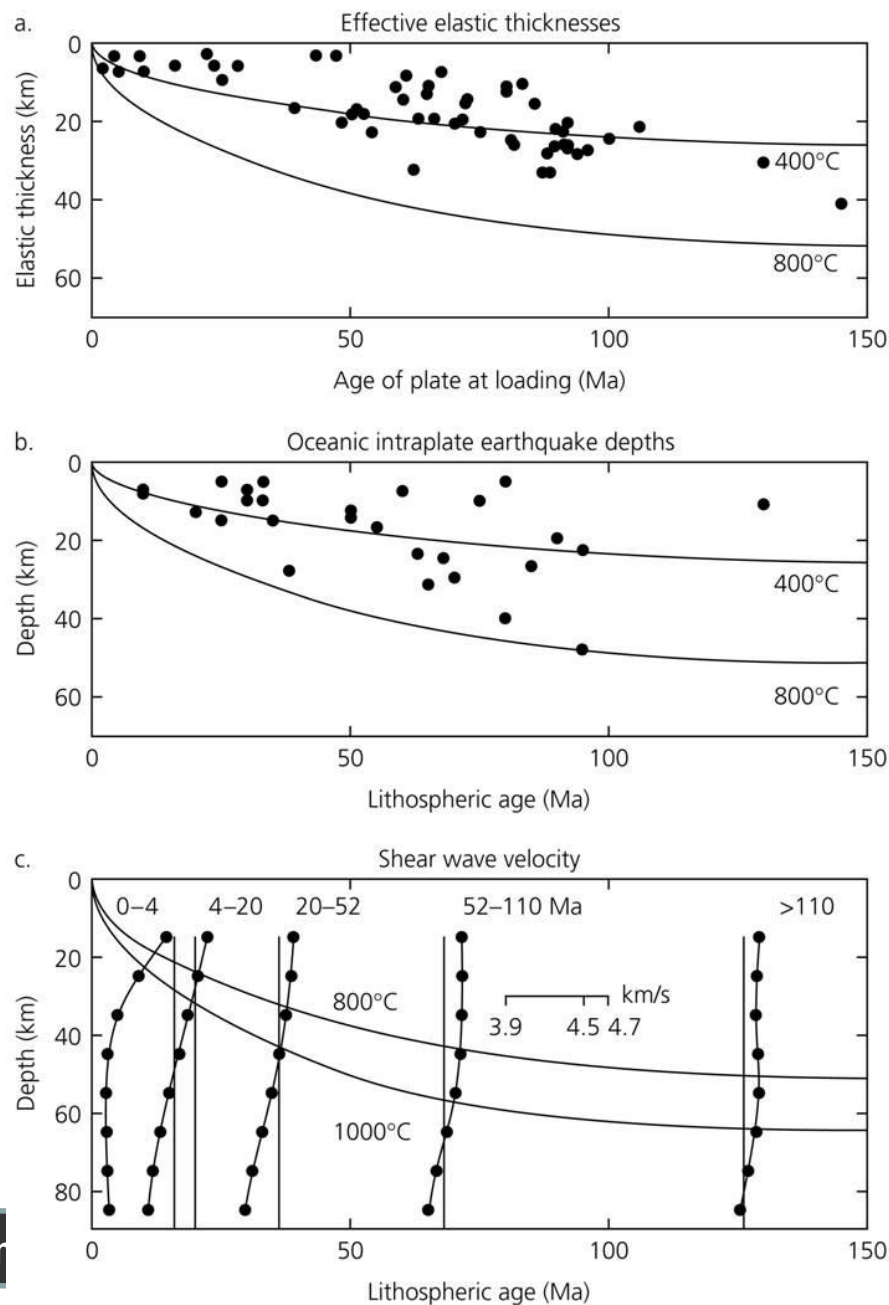
Hloubka hypocenter otřesů v oceánských oblastech závisí na reologických vlastnostech oceánské kůry.

Elastická část litosféry odpovídá teplotám do 400°C.

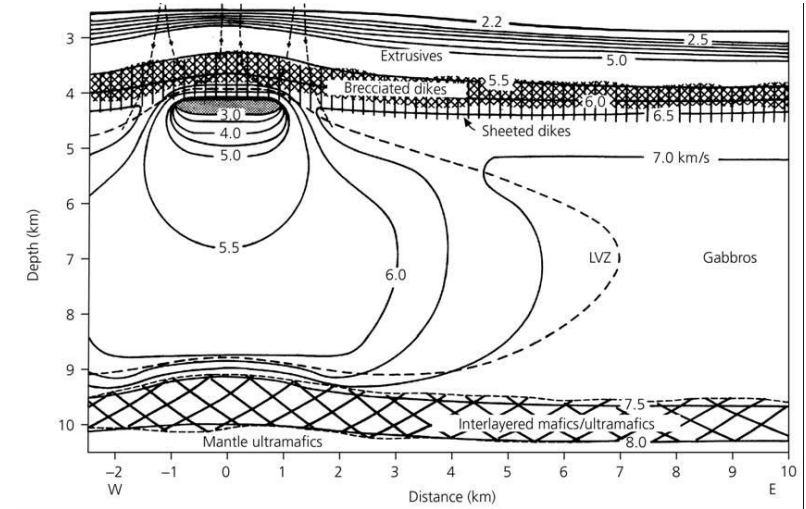
Hypocentra nejhlubších otřesů spadají do regionů s teplotou 600-800 °C.

Zóna snížených seismických rychlostí se nachází přibližně nad 1000 °C.

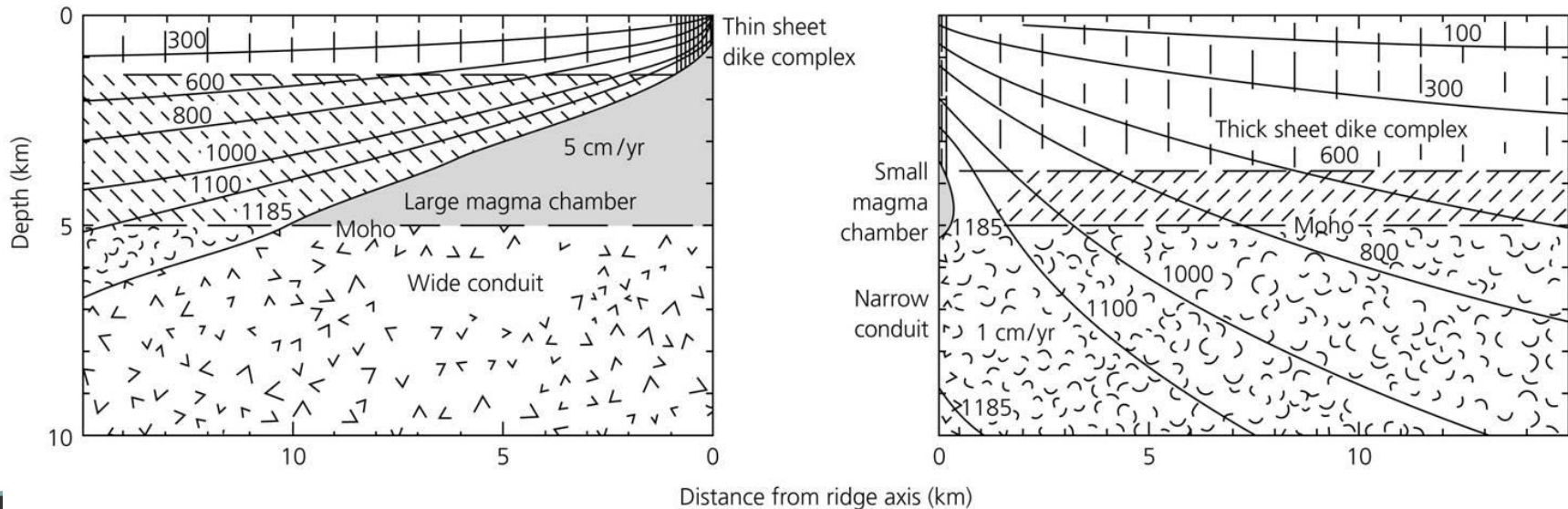
Figure 5.3-9: Elastic thickness, extent of seismicity, and seismic structure with age.



Pod vlastními rifty je zóna snížených rychlostí seismických vln interpretovaná jako horká oblast magmatického krbu.

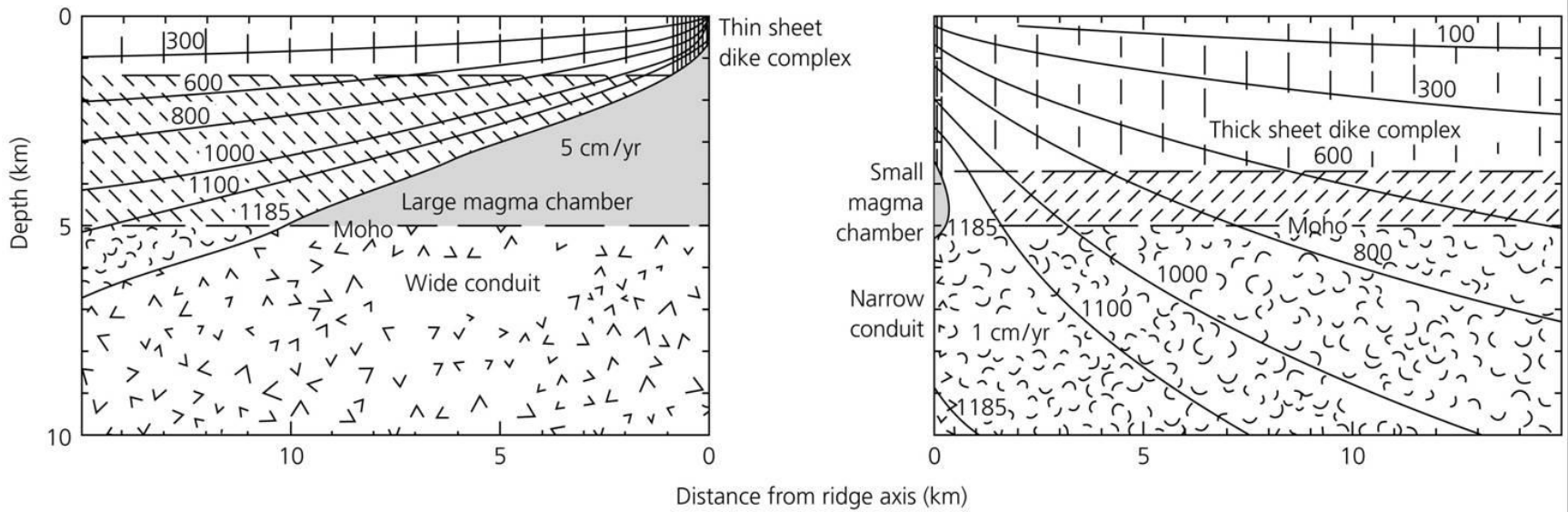


**Figure 5.3-11: Different structures for slow and fast spreading ridges.**



Hloubka izoterm (a tedy hloubky reologicky významných rozhraní) závisí na rychlosti oddalování od riftů.

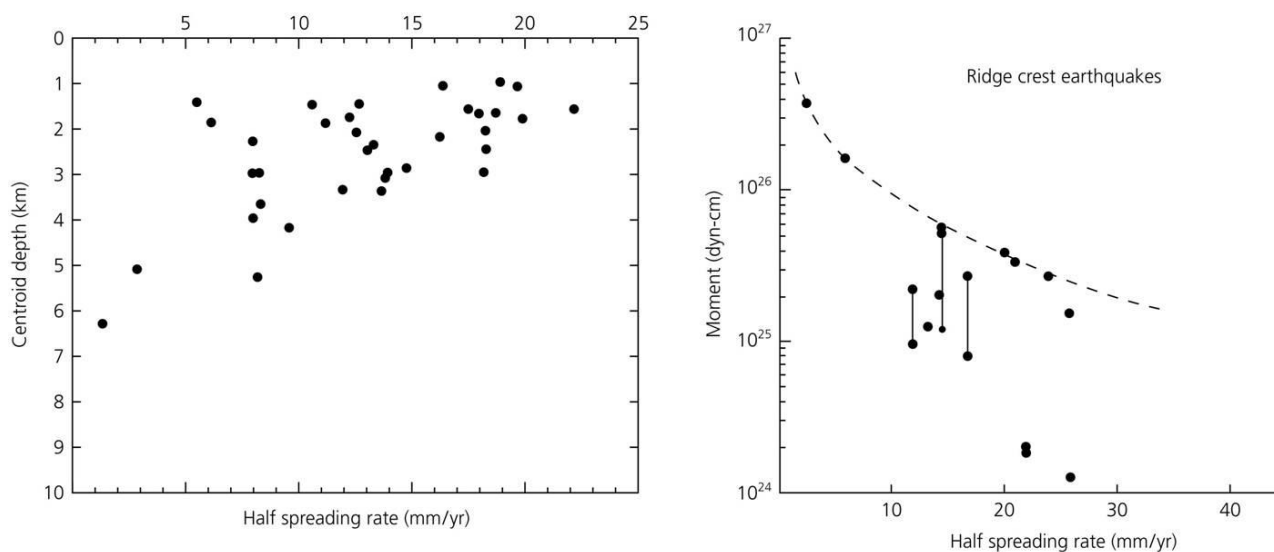
**Figure 5.3-11: Different structures for slow and fast spreading ridges.**



*Rozdíl ve strukturním složení u rychle se vzdalujících riftů (vlevo) a pomalu se vzdalujících riftů (vpravo) (Stein, Wysession 2003).*

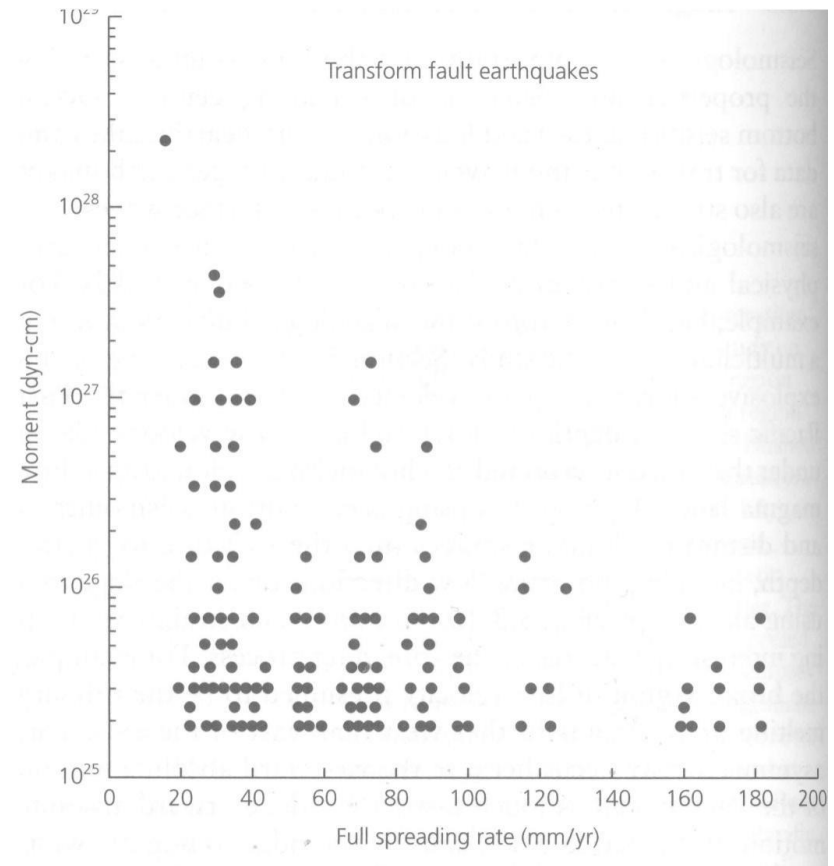
Čím vyšší je rychlost oddalování se od riftů, tím menší jsou hloubky hypocenter otřesů na poklesových zlomech spojených s rifty a tím menší je seismický moment těchto otřesů.

**Figure 5.3-12: Ridge seismicity as a function of spreading rate.**



*Hloubka hypocenter otřesů na poklesových zlomech v riftových strukturách v závislosti na rychlosti oddalování (vlevo) a odpovídající pokles maxima seismického momentu (vpravo) (Stein, Wyssession 2003).*

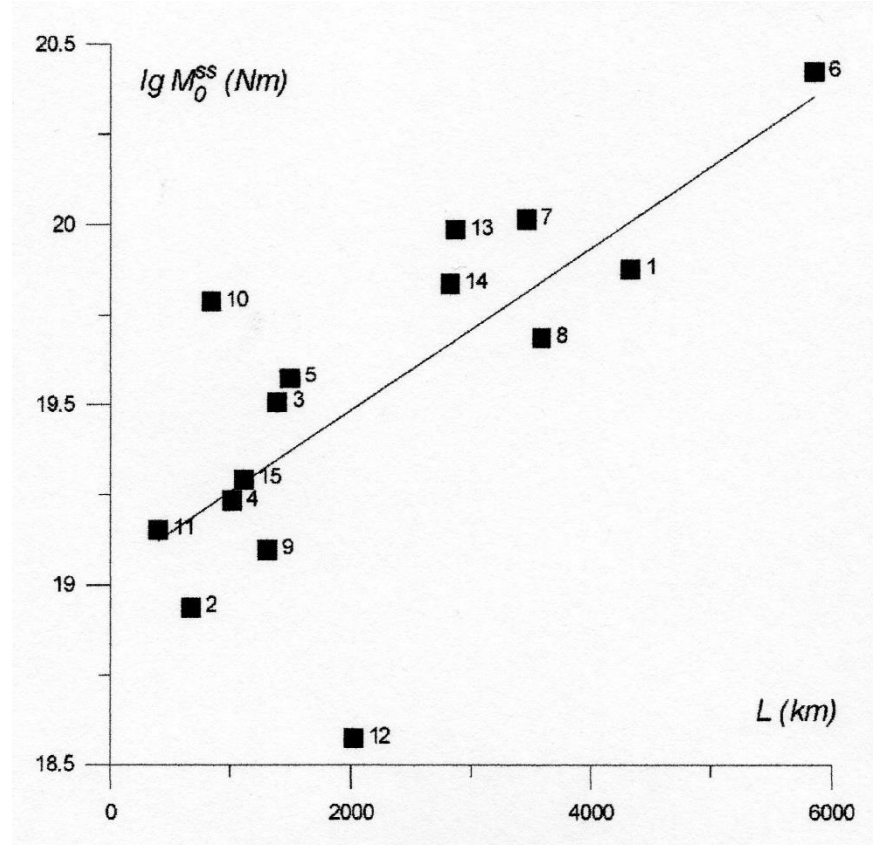
Podobnou vazbu na rychlost oddalování se od riftů lze pozorovat také u otřesů na transformních zlomech.



***Pokles maxima seismického momentu otřesů na transformních zlomech v závislosti na rychlosti oddalování (Stein, Wyssession 2003).***

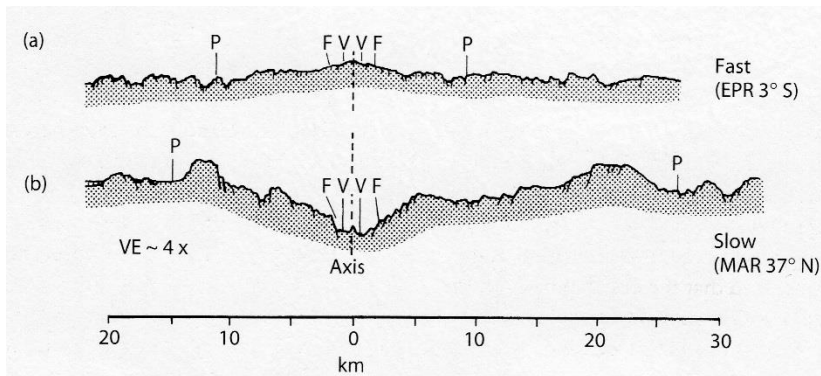


Závisí ovšem také na délce transformních zlomů.

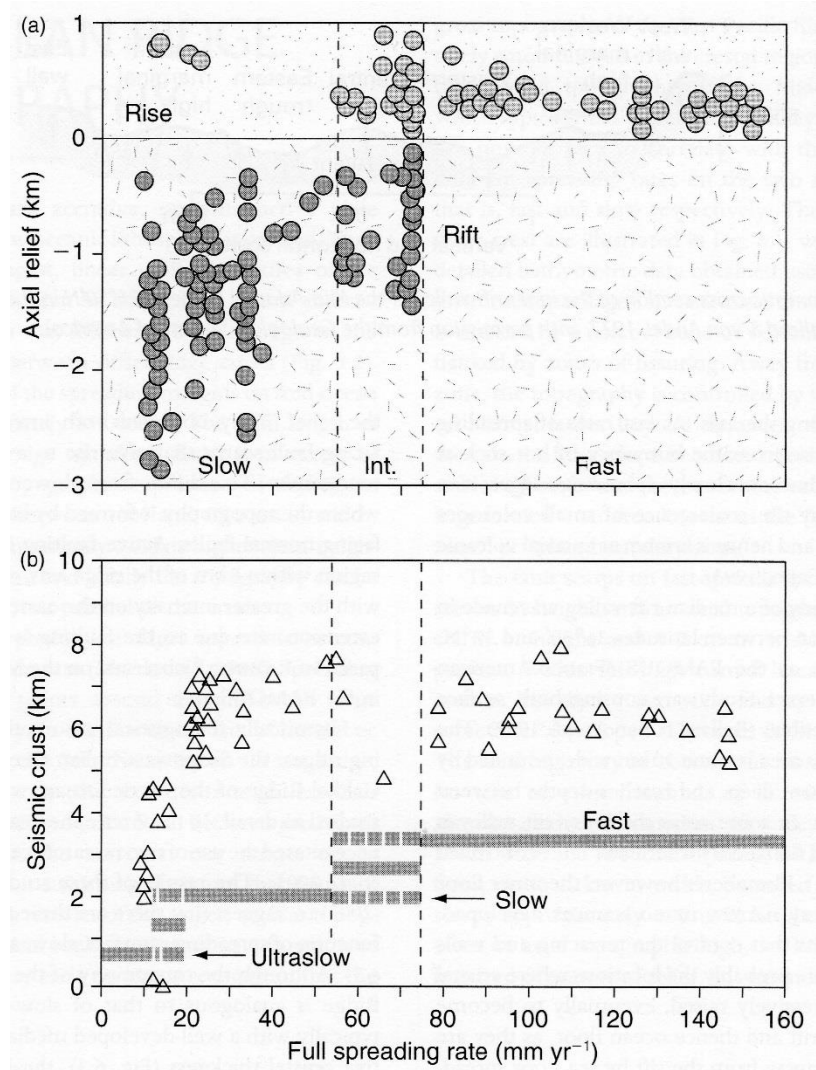


*Seismický moment otřesů na transformních zlomech v závislosti na délce zlomů (Rundquist, Sobolev 2002).*

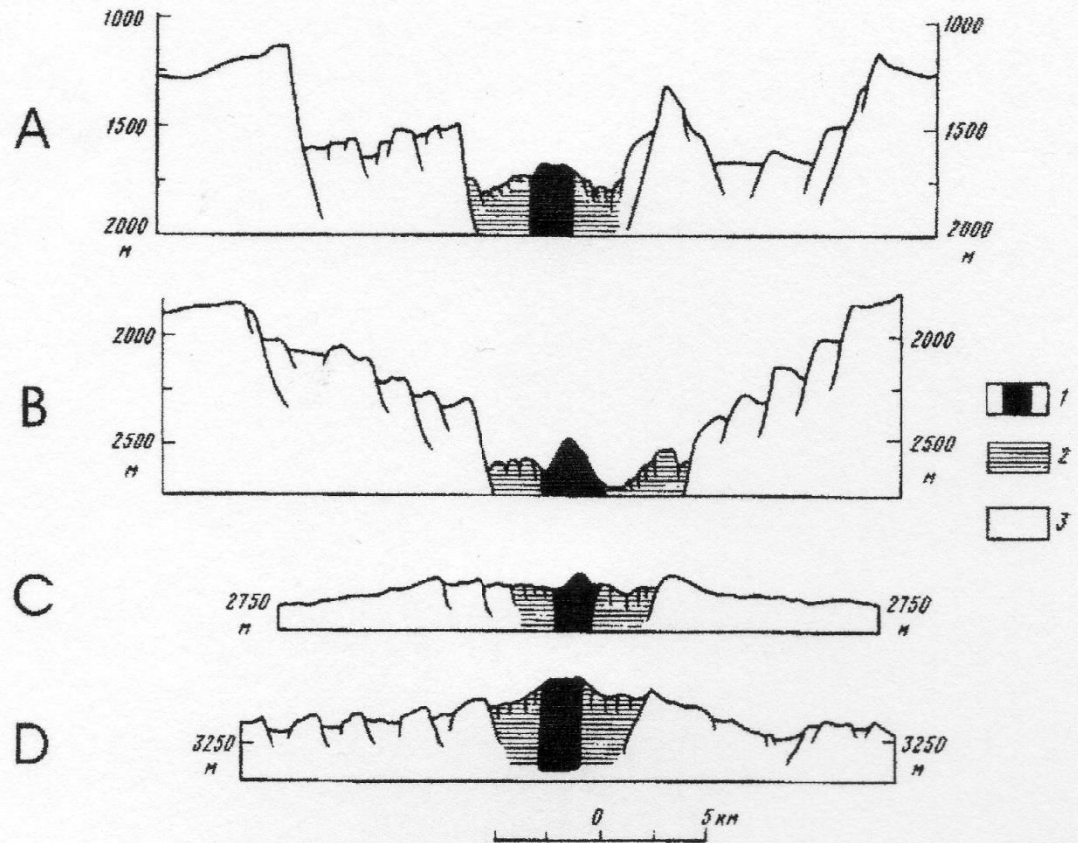
Rychlost oddalování se od riftů  
ovlivňuje také reliéf celé riftové  
struktury.



**Reliéf riftu a „seismická“ mocnost kůry  
jako funkce rychlosti oddalování na  
středoocéánském hřbetu (Kearey et al.  
2009).**



Rychlost oddalování se od riftů ovlivňuje také reliéf celé riftové struktury.



*Reliéf riftu při různé rychlosti oddalování na středoocéánském hřbetu (Rundquist, Sobolev 2002): A – rift Rudého moře, 18°N ( $v = 1.5$  cm/rok); B – středoatlantický rift, 37°N ( $v = 2.5$  cm/rok); C – východopacifický rift, 21°N ( $v = 6$  cm/rok); východopacifický rift, 3°S ( $v = 15$  cm/rok).*

## **9.3.b: Velikost zemětřesení na divergentních rozhraních**

**Velikost zemětřesení závisí na velikosti dislokací** (t.j. na délce riftu) a na rychlosti oddalování desek.

Maximální velikost zemětřesení roste s délkou riftu:

Bajkalský Rift, délka **2000km**, maximální magnitudo **7.5**

Východoafrický Rift, délka **3000km**, maximální magnitudo **7.5**

Rýnský prolom, délka **300km**, maximální magnitudo **5.0-5.5**

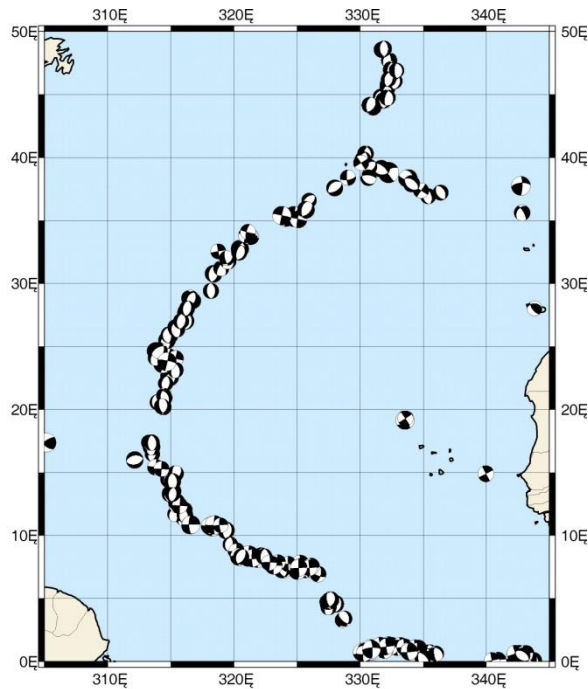
Rift Rio Grande, délka **700km**, maximální magnitudo **6.5**

Maximální velikost zemětřesení klesá s rostoucí rychlostí oddalování desek. Rychle se rozšiřující rifty se vyznačují menším počtem otřesů a obecně menším magnitudem těchto otřesů.

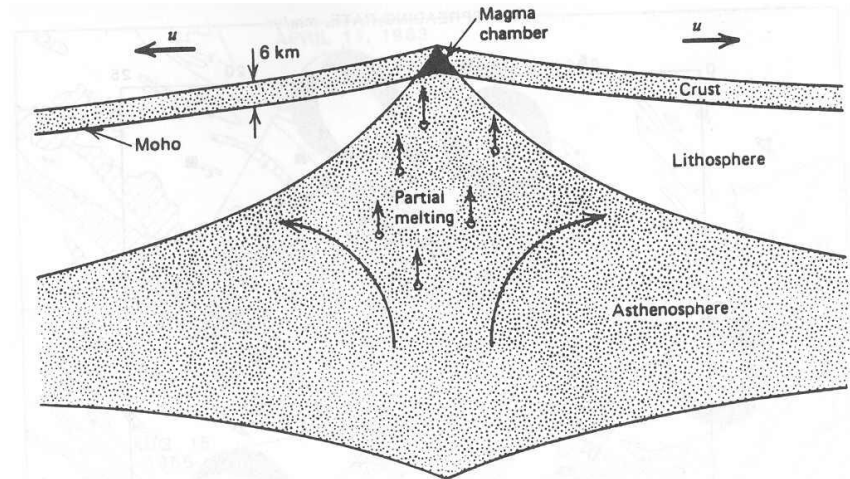


## 9.3.c: Mechanismus zemětřesení na divergentních rozhraních

**Pro divergentní rozhraní je charakteristický extenzní režim, který se projevuje poklesovým charakterem pohybů na dislokacích.**

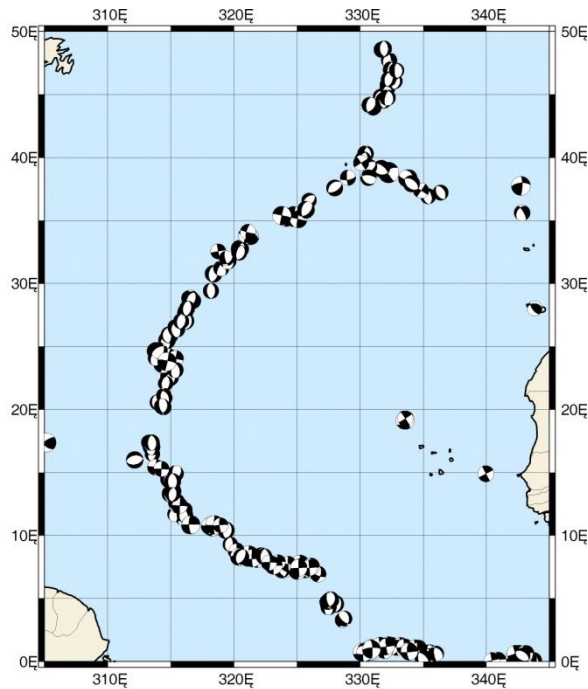


GMT Dec 1 01:54 The Cornell Middle East/North Africa Project, [http://www.geo.cornell.edu/geology/ne\\_nain/nain.html](http://www.geo.cornell.edu/geology/ne_nain/nain.html)

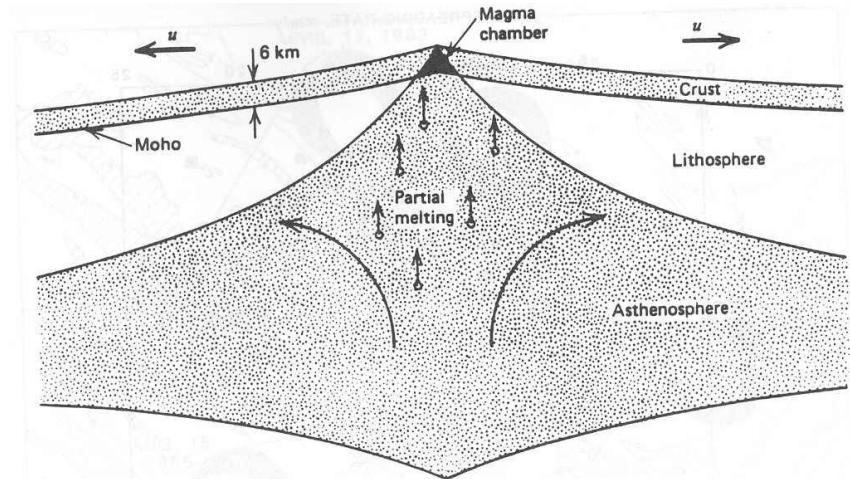


**FIGURE 11.5** Schematic cross section through a spreading center. The lithosphere is defined by an isotherm, so as the plate cools and moves away from the ridge, its thickness increases. This associates the oceanic lithosphere with a thermal boundary layer. (From Turcotte and Schubert, 1982.)

Zemětřesení se na divergentních rozhraních nevyskytují přímo na kontaktu desek, ale jsou vázány na poklesové zlomy v blízkém okolí, především na zlomy v riftovém údolí.

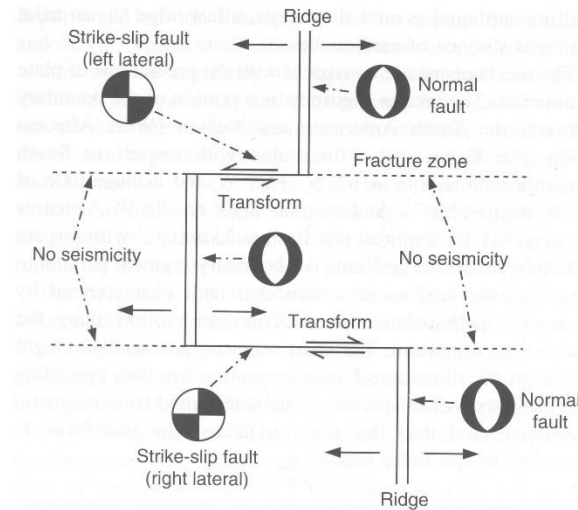
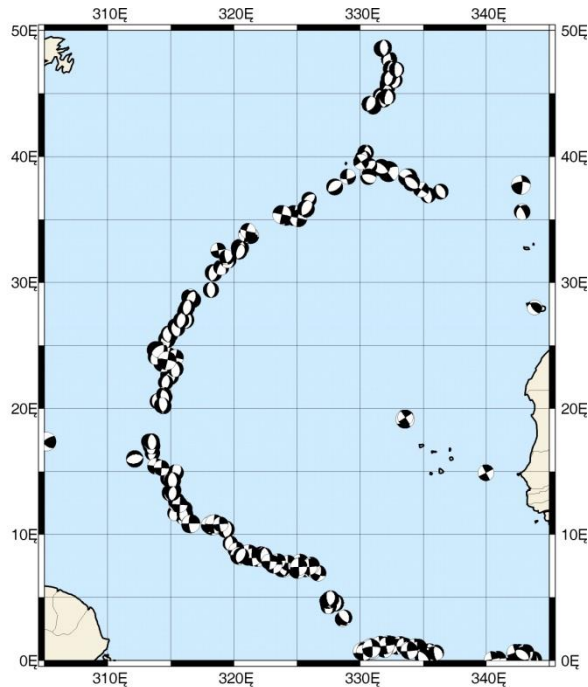


GMT Dec 1 01:54 The Cornell Middle East/North Africa Project, [http://www.geo.cornell.edu/geology/mne\\_nam/na.html](http://www.geo.cornell.edu/geology/mne_nam/na.html)



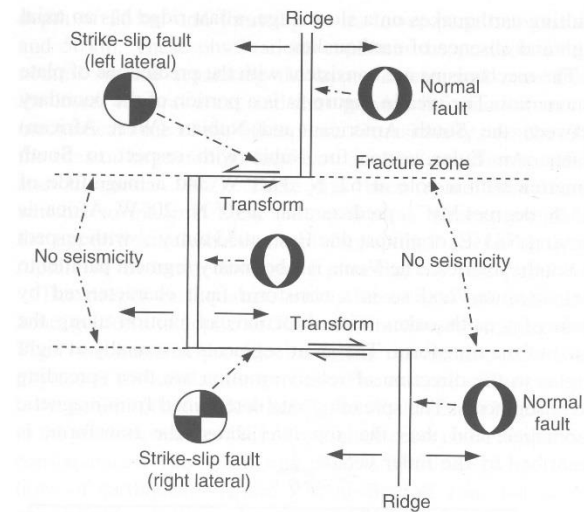
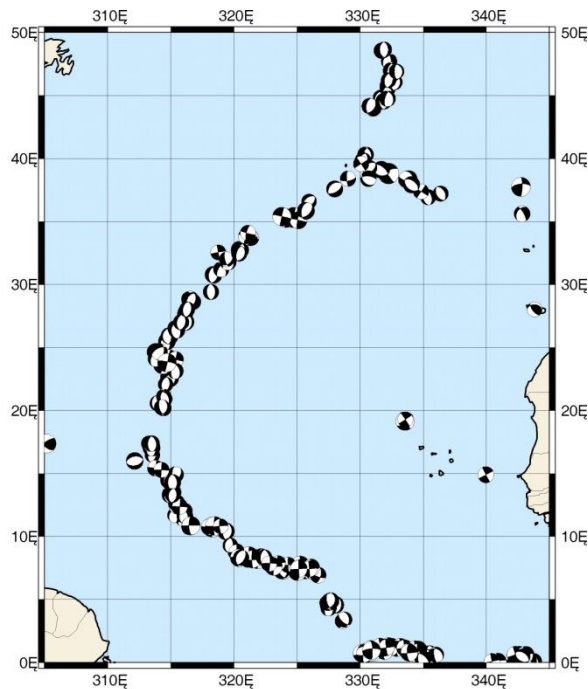
**FIGURE 11.5** Schematic cross section through a spreading center. The lithosphere is defined by an isotherm, so as the plate cools and moves away from the ridge, its thickness increases. This associates the oceanic lithosphere with a thermal boundary layer. (From Turcotte and Schubert, 1982.)

Poklesový režim je ale kombinován s pohybem na transformních zlomech, který má charakter horizontálního stříhu. Aktivní jsou pouze ty úseky transformních zlomů, které oddělují sousedící desky, zbývající úseky zasahující dovnitř desek nevykazují významnou seismickou aktivitu.



**FIGURE 4** Possible tectonic settings of earthquakes at an oceanic spreading center. Most events occur on the active segment of the transform and have strike-slip mechanisms consistent with transform faulting. On a slow spreading ridge, like the Mid-Atlantic, normal fault earthquakes occur. Very few events occur on the inactive fracture zone.

Záleží také na rychlosti vzájemného pohybu sousedních desek. Seismická aktivita má různý charakter v případě rychle se vzdalujících a v případě pomalu se vzdalujících desek.

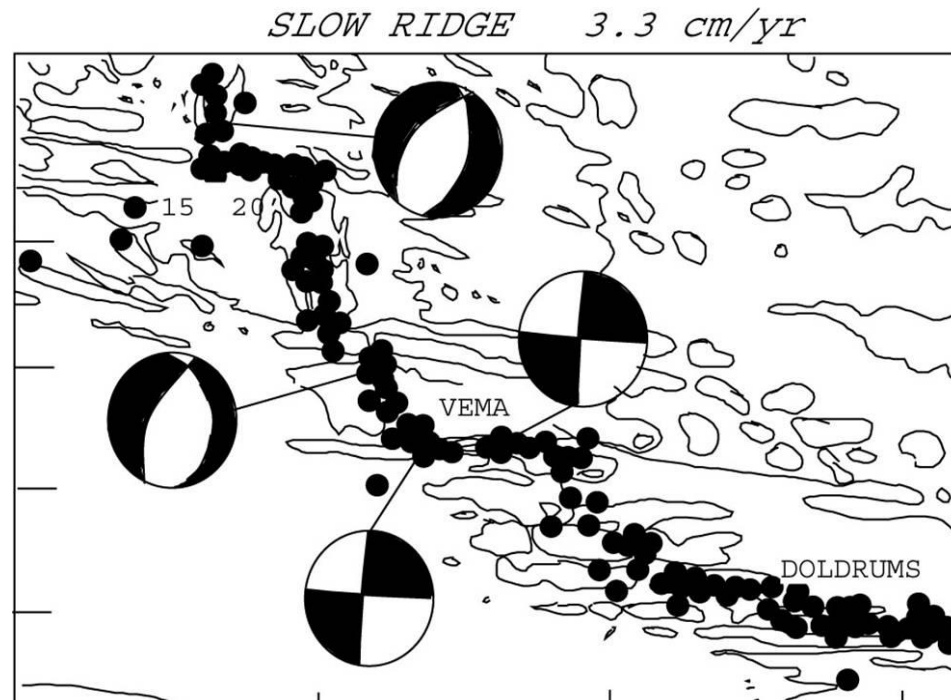


**FIGURE 4** Possible tectonic settings of earthquakes at an oceanic spreading center. Most events occur on the active segment of the transform and have strike-slip mechanisms consistent with transform faulting. On a slow spreading ridge, like the Mid-Atlantic, normal fault earthquakes occur. Very few events occur on the inactive fracture zone.

**pomalu se vzdalující rifty**

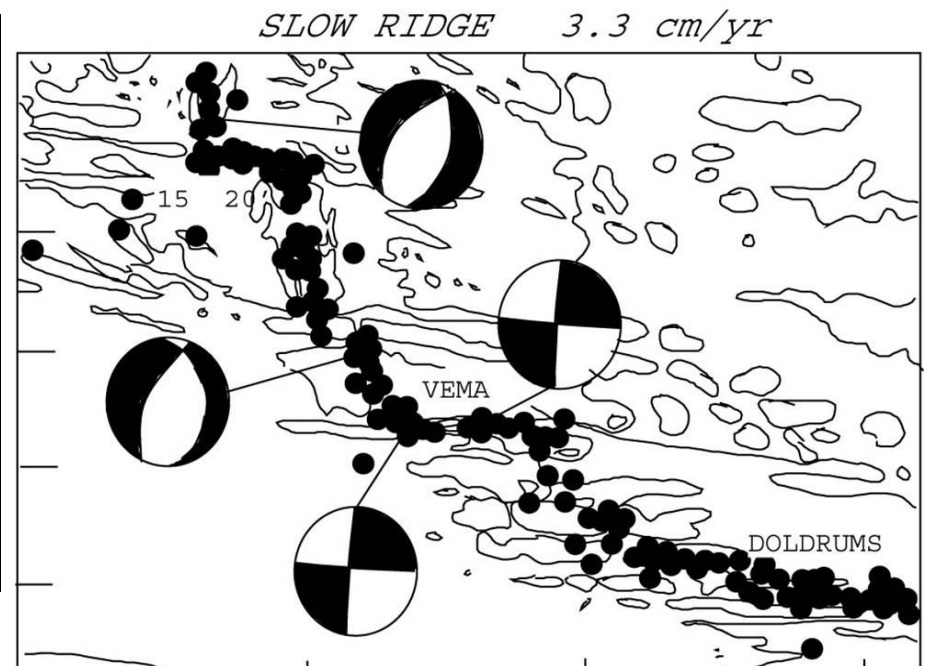
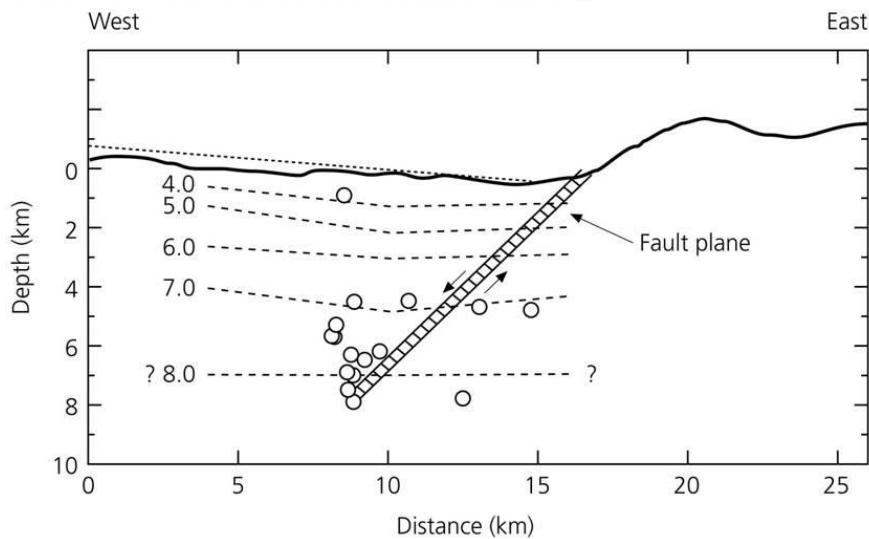


V případě **pomalů se vzdalujících desek** (např. Středoatlantický hřbet) lze pozorovat očekávanou kombinaci otřesů na poklesových zlomech v blízkosti vlastních divergentních rozhraní v užším slova smyslu a na strike-slipových transformních zlomech.

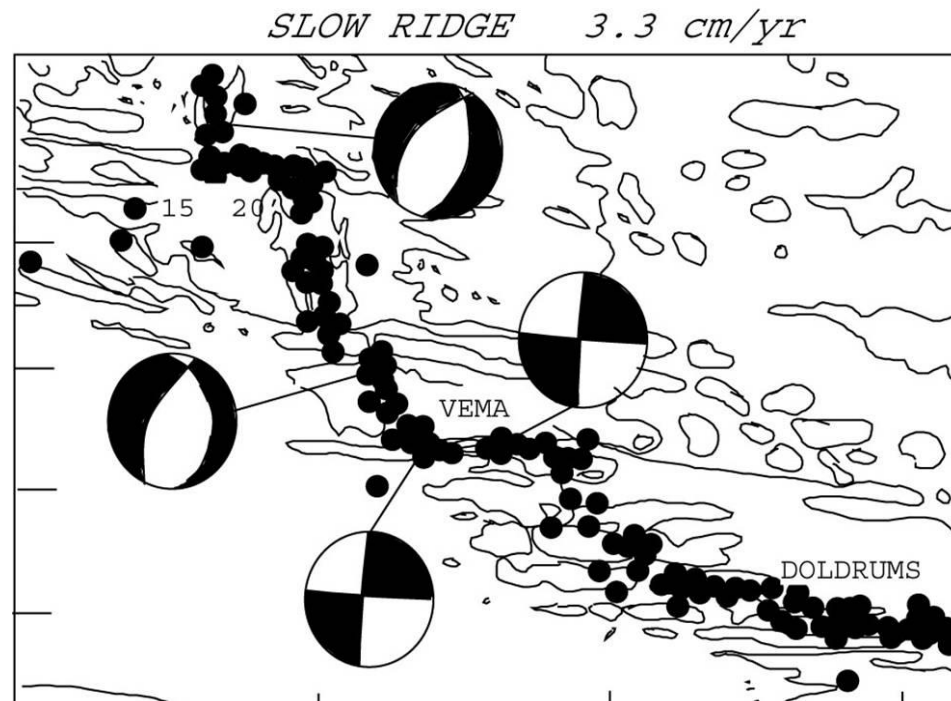


Fokální mechanismy v blízkosti vlastních divergentních rozhraní mají tedy charakter poklesů se směrem zlomu paralelním s rozhraním. Geometrie nodálních ploch odpovídajících poklesovým zlomům dobře koresponduje s distribucí hypocenter.

Figure 5.3-3: Cross-section of the Mid-Atlantic Ridge.

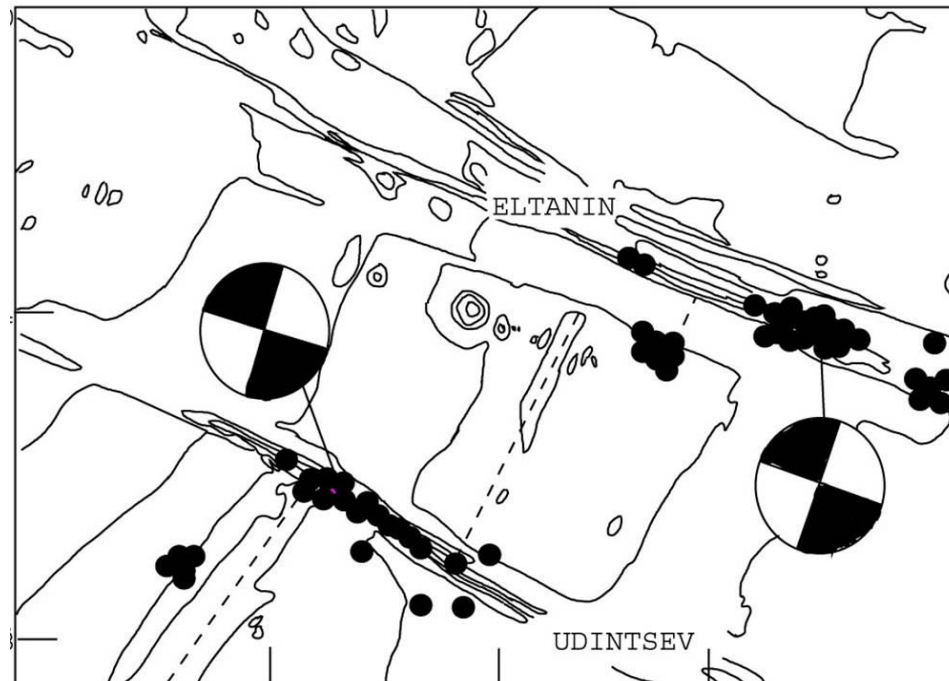


Fokální mechanismy na transformních zlomech zřetelně ukazují horizontální stříh na těchto strmých plochách.



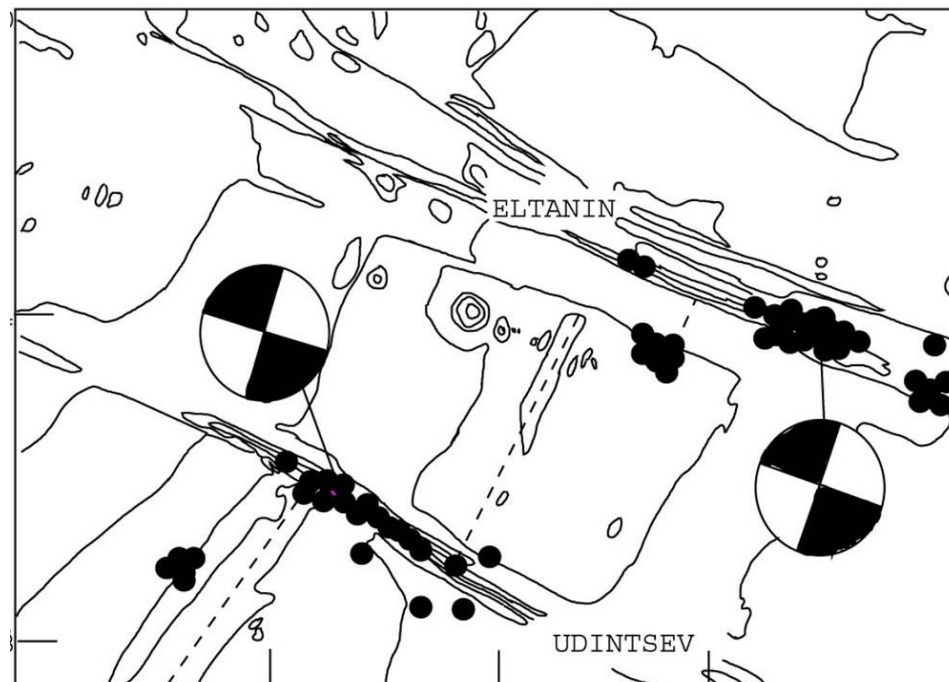
**rychle se vzdalující rifty**

V případě **rychle se vzdalujících desek** (např. Východopacifický hřbet) je pozorována pouze významná seismicita spjatá s transformními zlomy, s typickými fokálními mechanismy ukazujícími horizontální posuny na strmých plochách.



Nejsou ale pozorovány významnější seismické projevy poklesové tektoniky v blízkosti vlastního divergentního rozhraní.

Důvodem je patrně to, že při rychlém vzdalování desek je v blízkosti vlastního hřbetu extrémně mladá oceánská kůra, která má zřetelně menší schopnost akumulovat napětí.





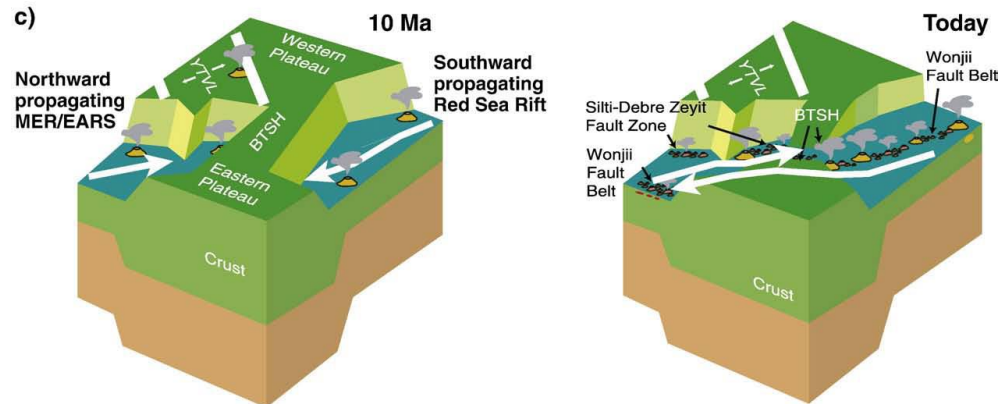
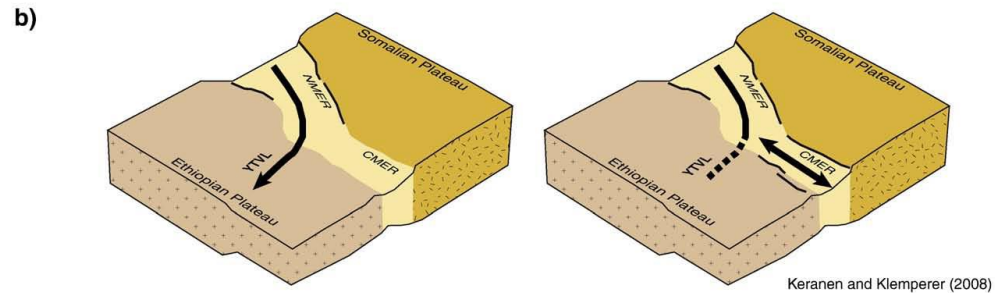
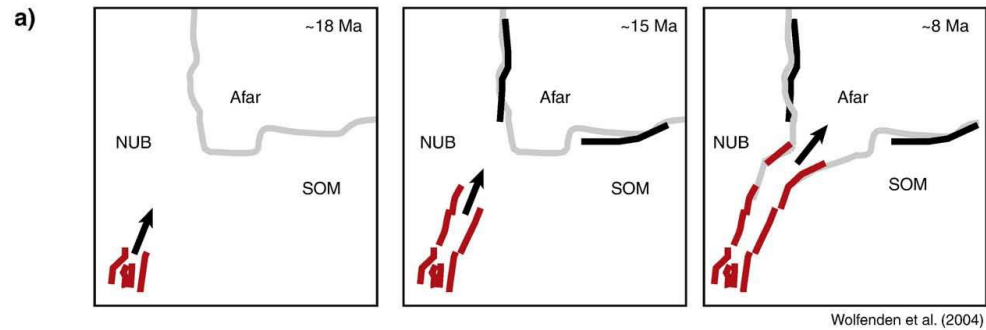
## 9.3.d: Příklady seismicity divergentních rozhraní

# příklad kontinentálního východoafrického riftu

Východoafrický rift odděluje dvě části africké desky: nubijskou a somálskou. Rychlost oddalování je malá (cca 1 cm/rok) - proto je obvykle africká deska považována za jedno deskové těleso (je obtížné ji modelovat jako dvě tělesa).

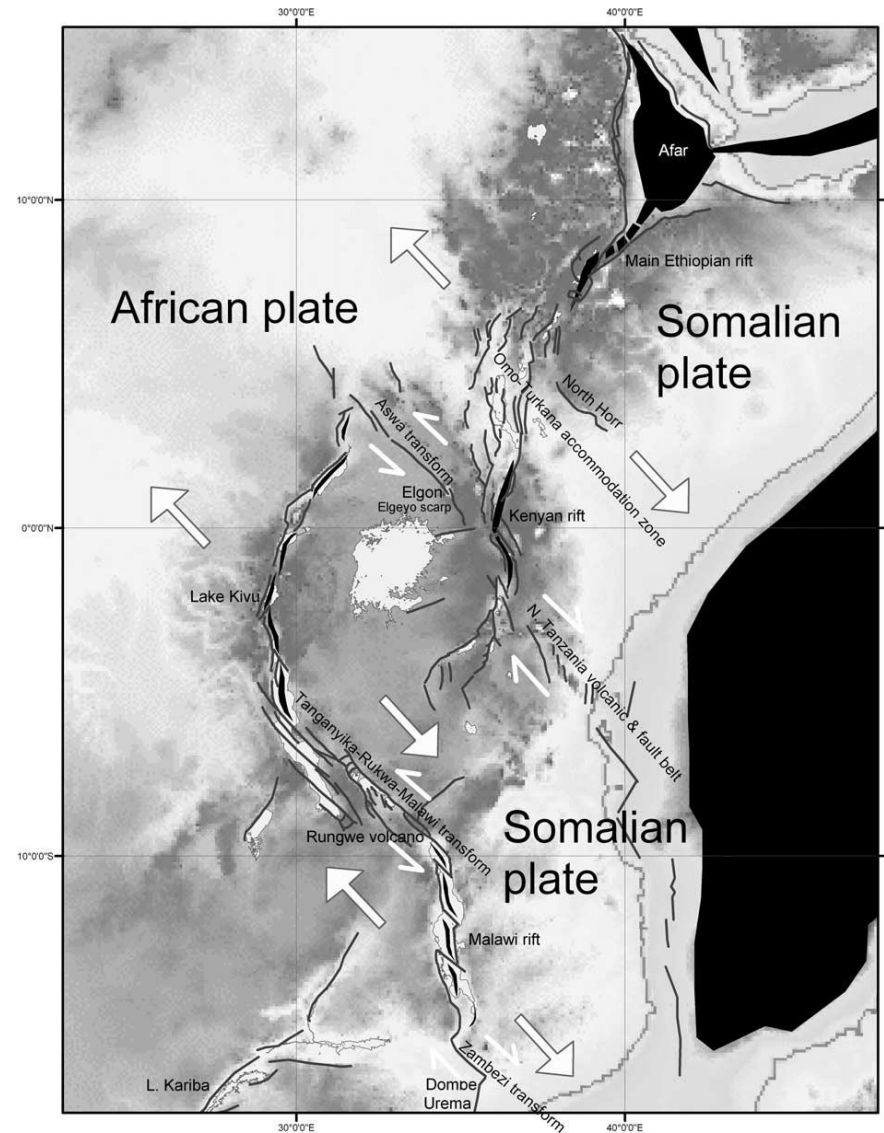


Tektonický vývoj je limitován zejména propagací východoafrického riftu k severu a riftu rudého moře k jihu.



(Corti 2009)

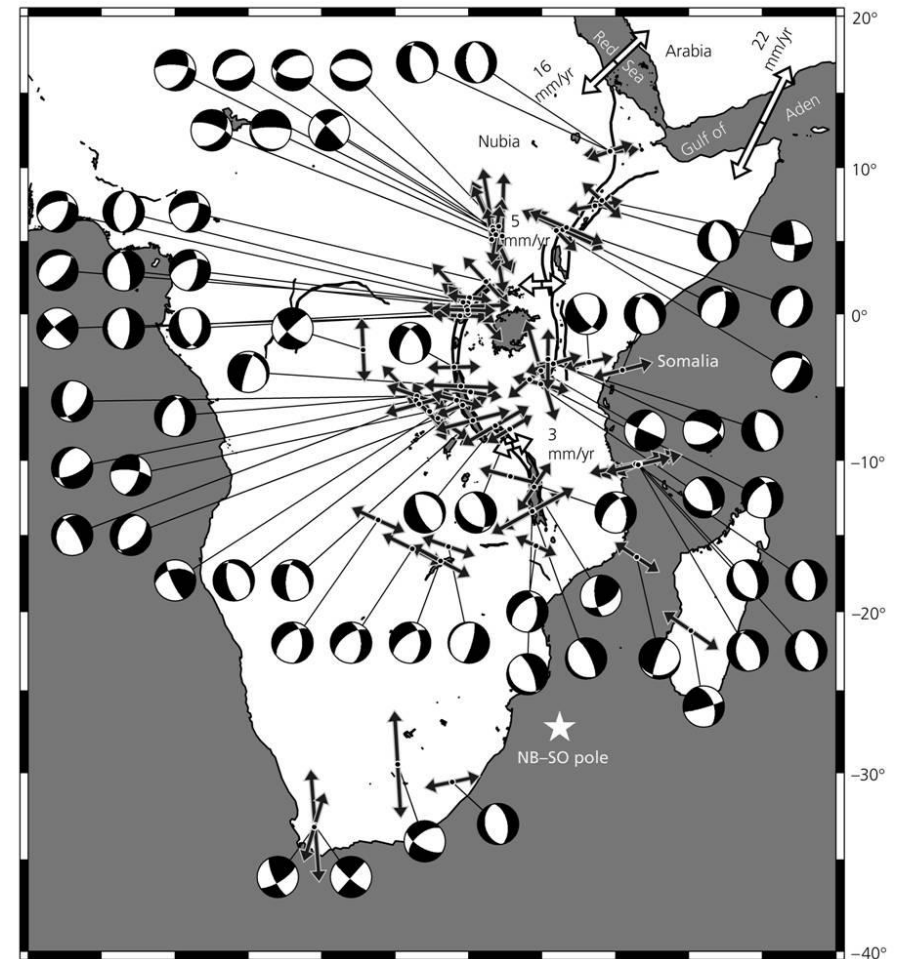
Struktura východoafrického riftu je modifikovaná významnými transformními zlomy.



(Chorowicz 2005)

Seismicita východoafrického riftu ukazuje na extenzní charakter struktury.

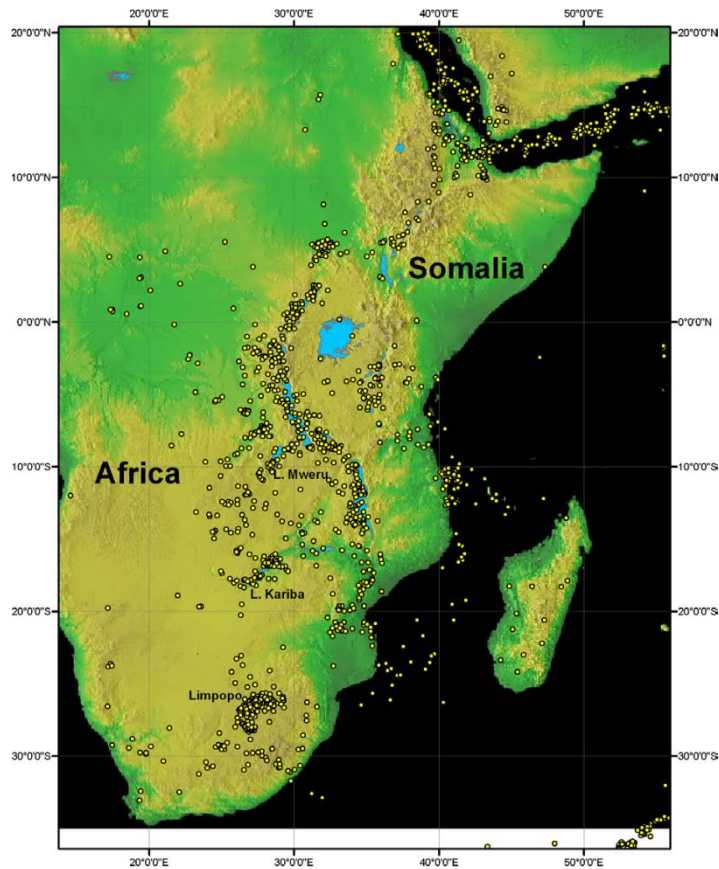
Figure 5.6-2: Seismicity and focal mechanisms for the Nubian-Somalian plate system.



*(Stein, Wysession 2003)*

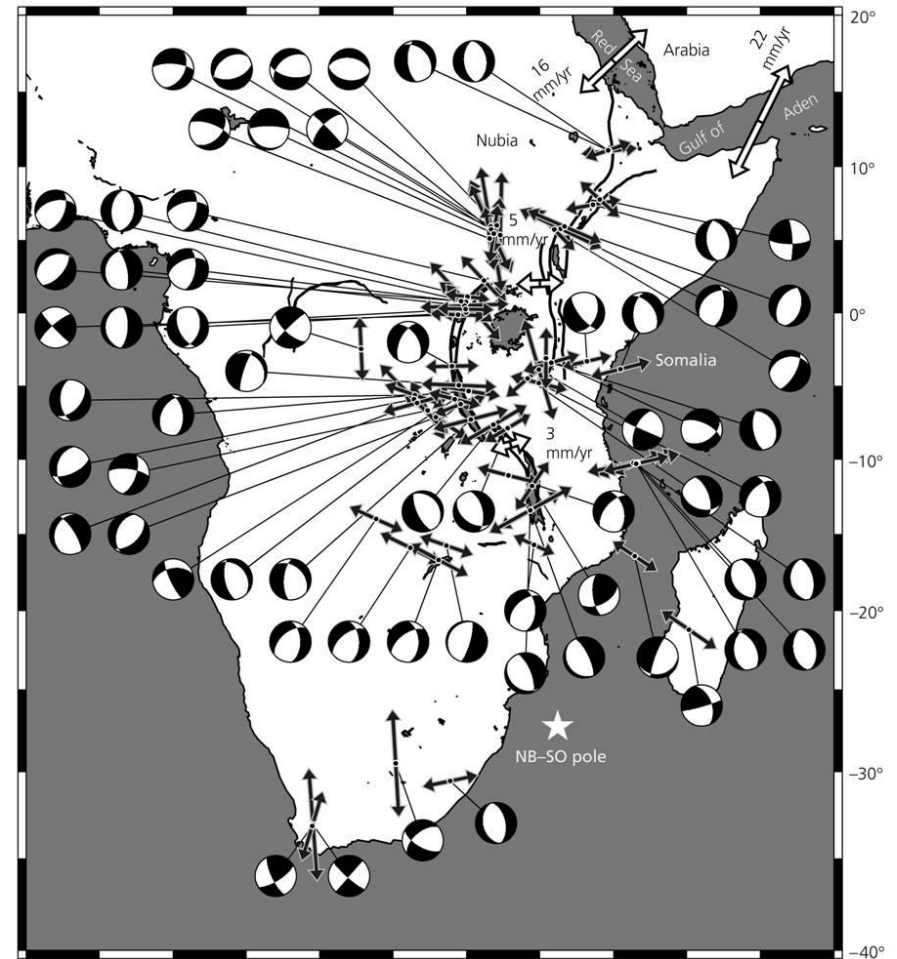


Seismicita je ovšem komplexnější a více rozptýlená ve srovnání s oceánskými rifty.

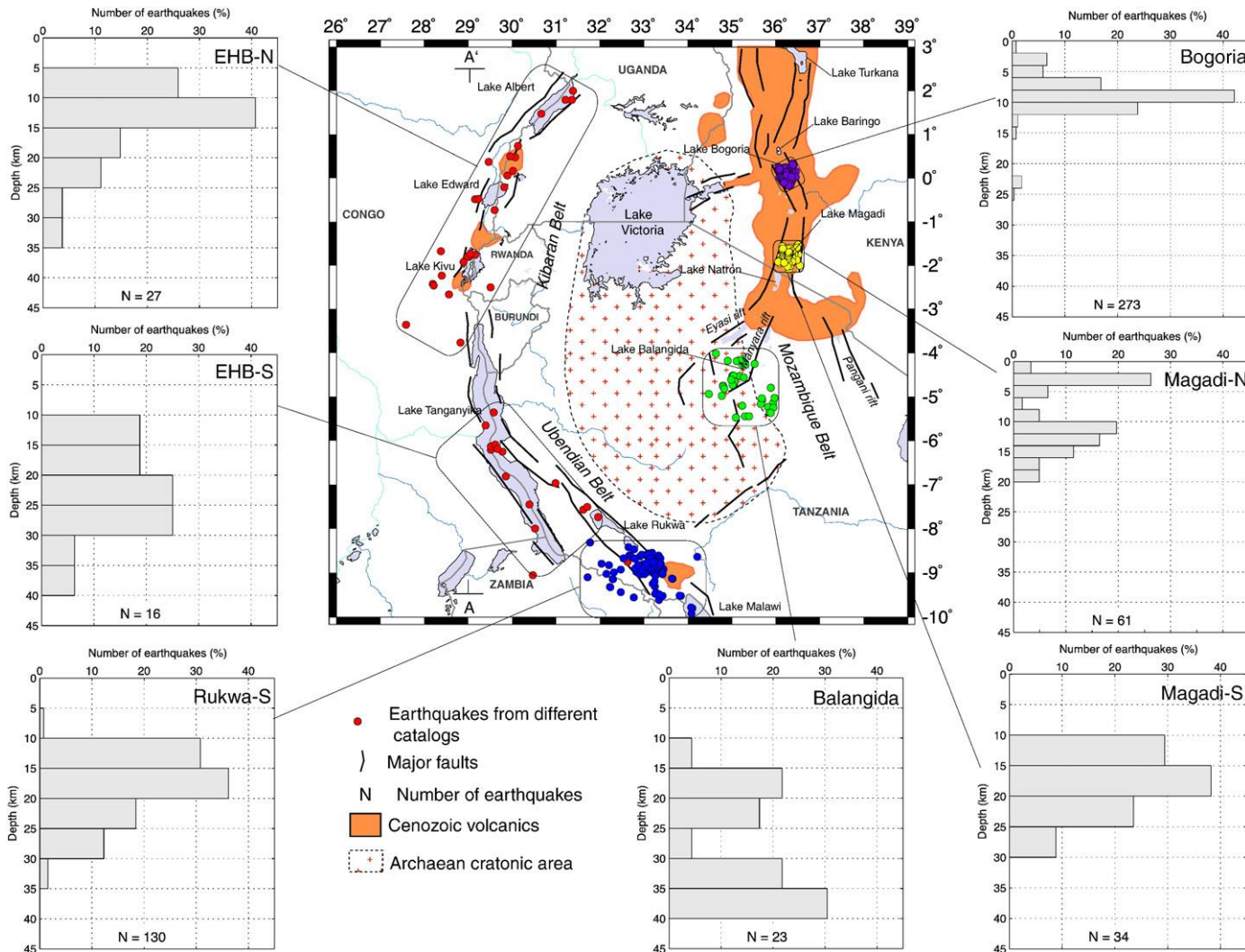


*(Chorowicz 2005)*

**Figure 5.6-2: Seismicity and focal mechanisms for the Nubian-Somalian plate system.**

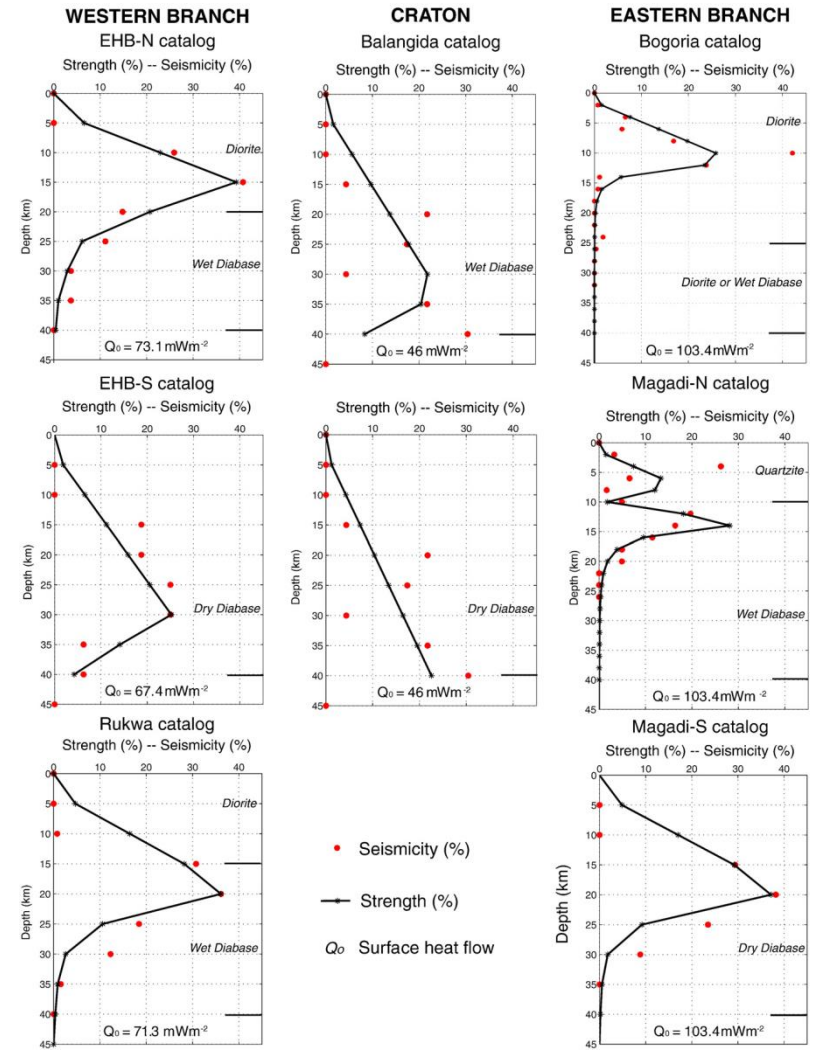
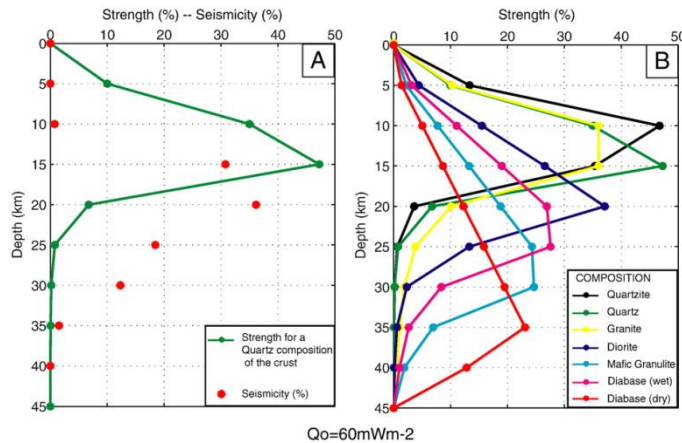


*(Stein, Wyssession 2003)*



**Schema tektonické stavby jižní a střední části východoafrického riftu a histogramy hloubek hypocenter vybraných zemětřesení (Albaric et al.2009)**

Maximální hloubky hypocenter odpovídají mocnosti kůry ... hloubky korespondují s reologií.

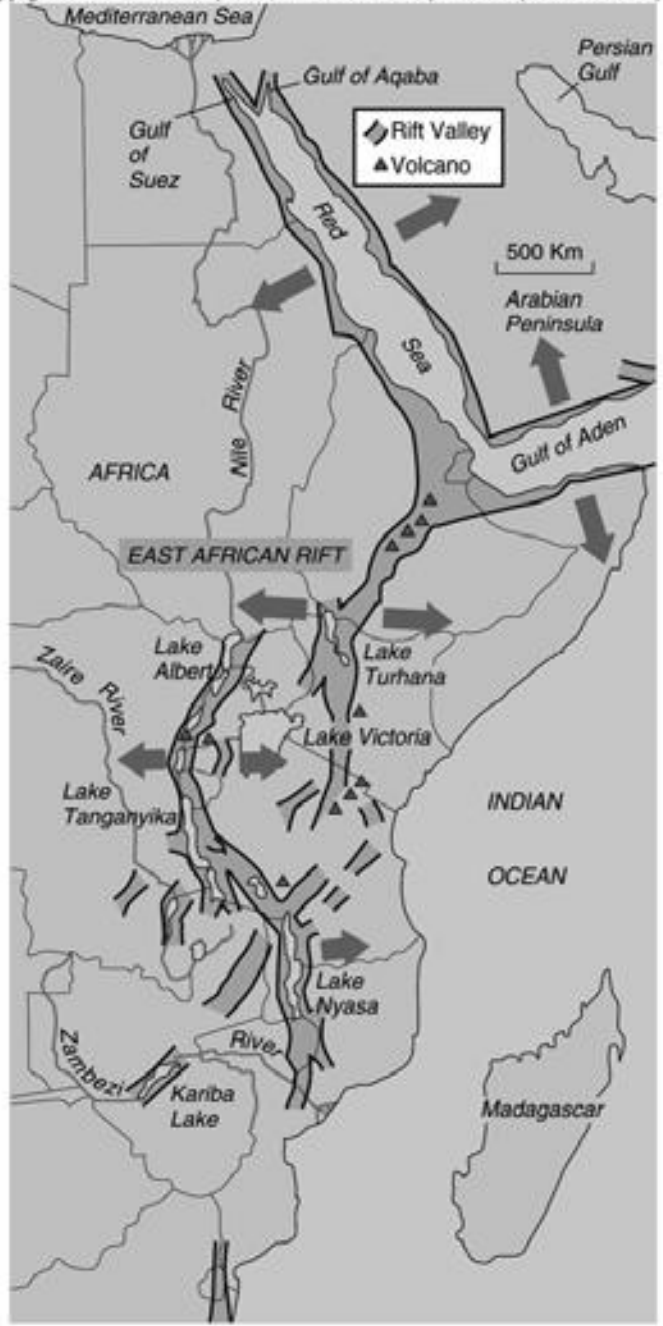
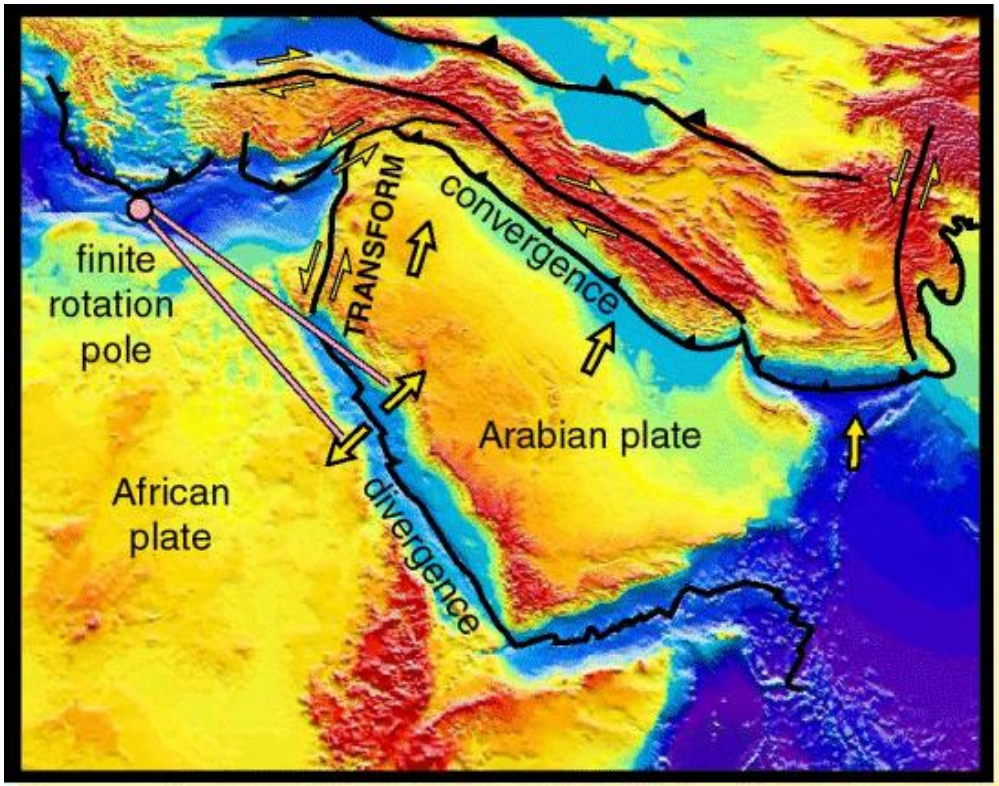


*Hloubky hypocenter vybraných zemětřesení a reologie jednotlivých regionů východoafrického riftu (Albaric et al.2009)*

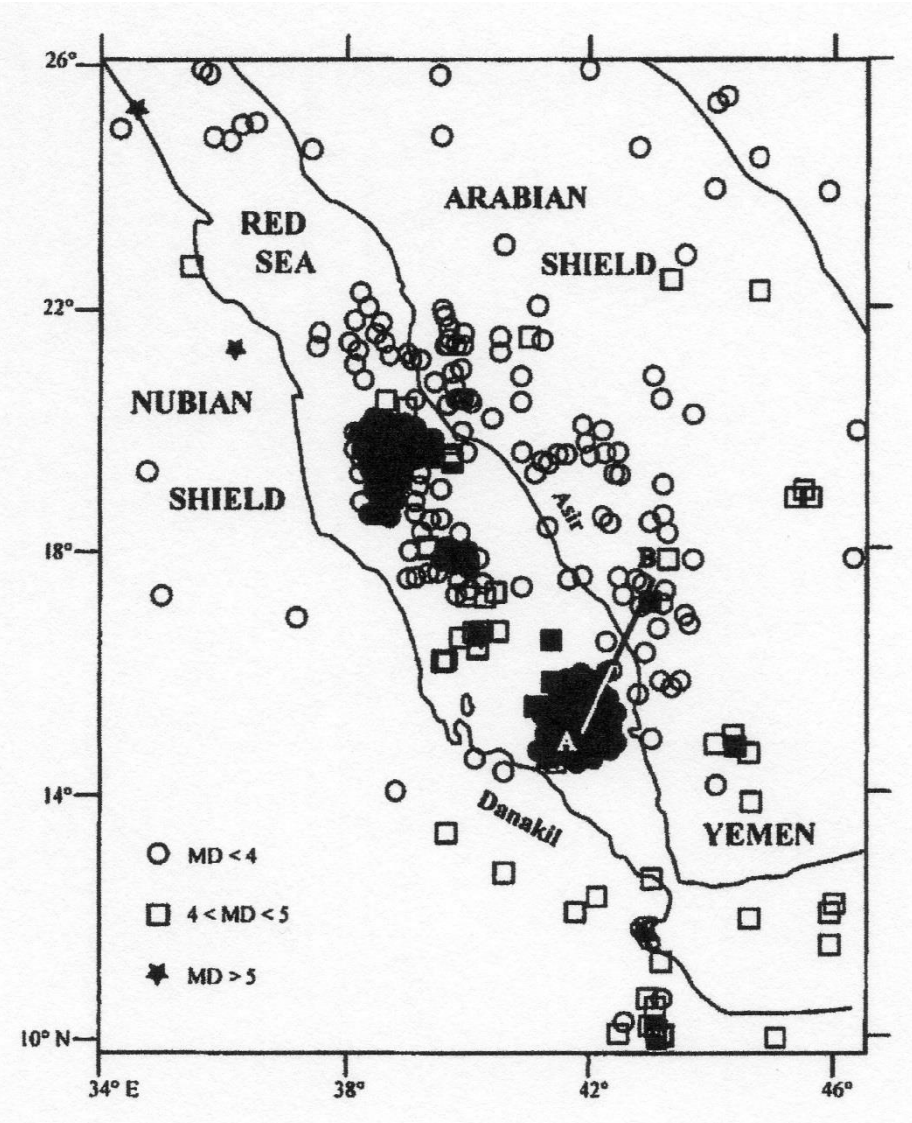
# příklad riftu Rudého moře



Rift Rudého moře odděluje africkou a arabskou desku. Rychlost oddalování je malá (cca 1-2 cm/rok).



Rudé moře tvoří relativně úzkou zónu, rozptyl epicenter zemětřesení je ale širší.

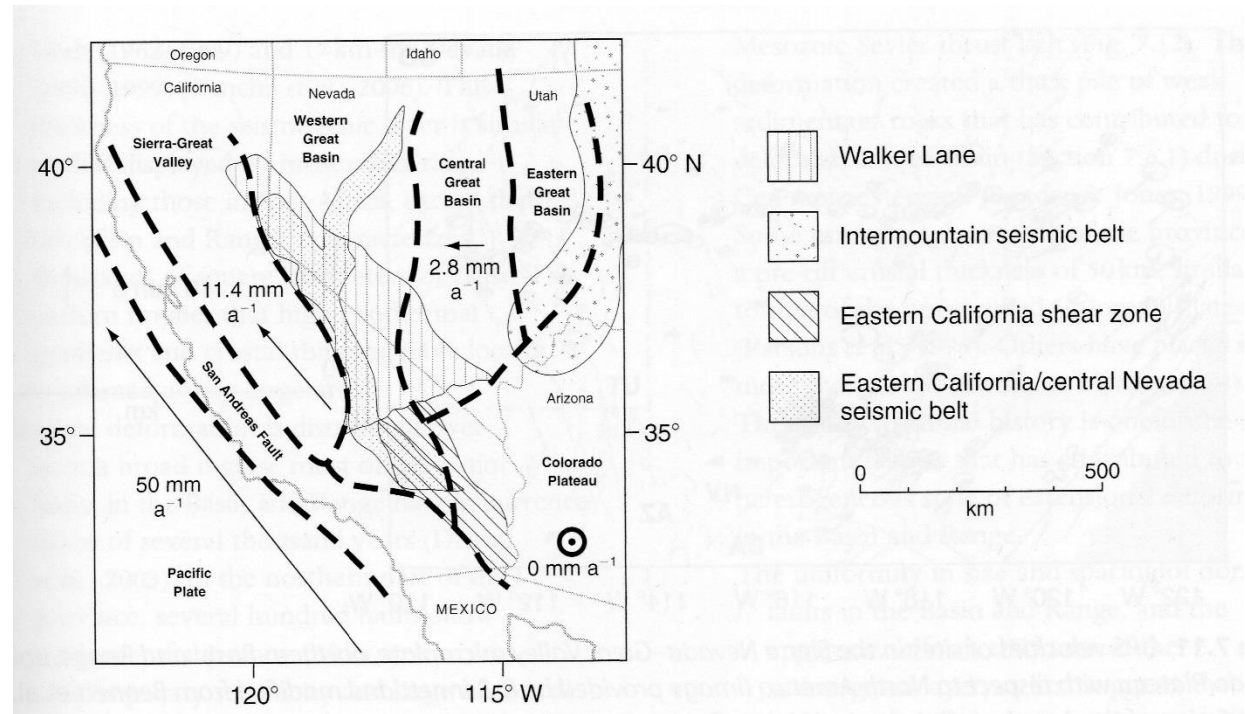


*(Dwivedi, Hayashi)*



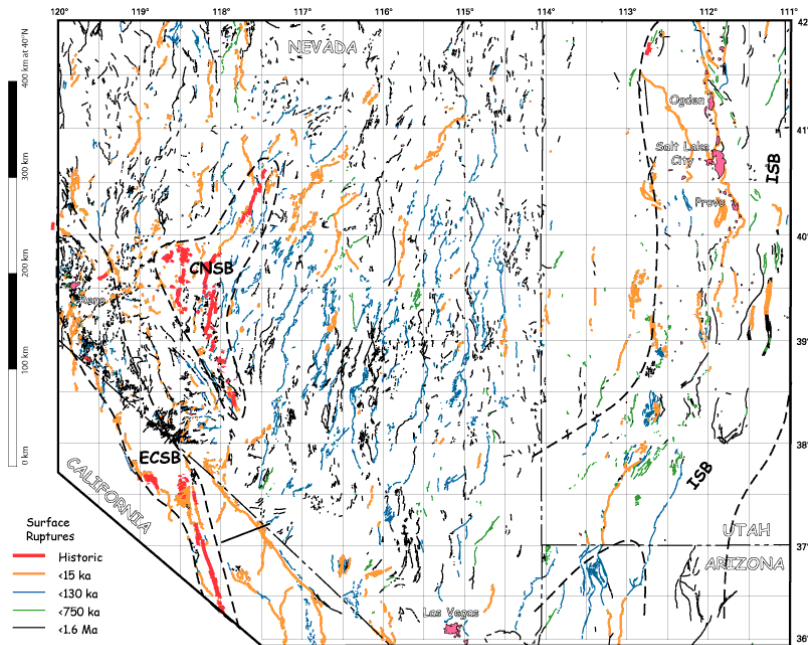
# **příklad tzv. širokého kontinentálního riftu – Basin and Range Province**

Region Basin and Range se nachází v západní části severoamerické desky. Je charakterizován střídáním pásu hor a širokých údolí a extenzní tektonikou.

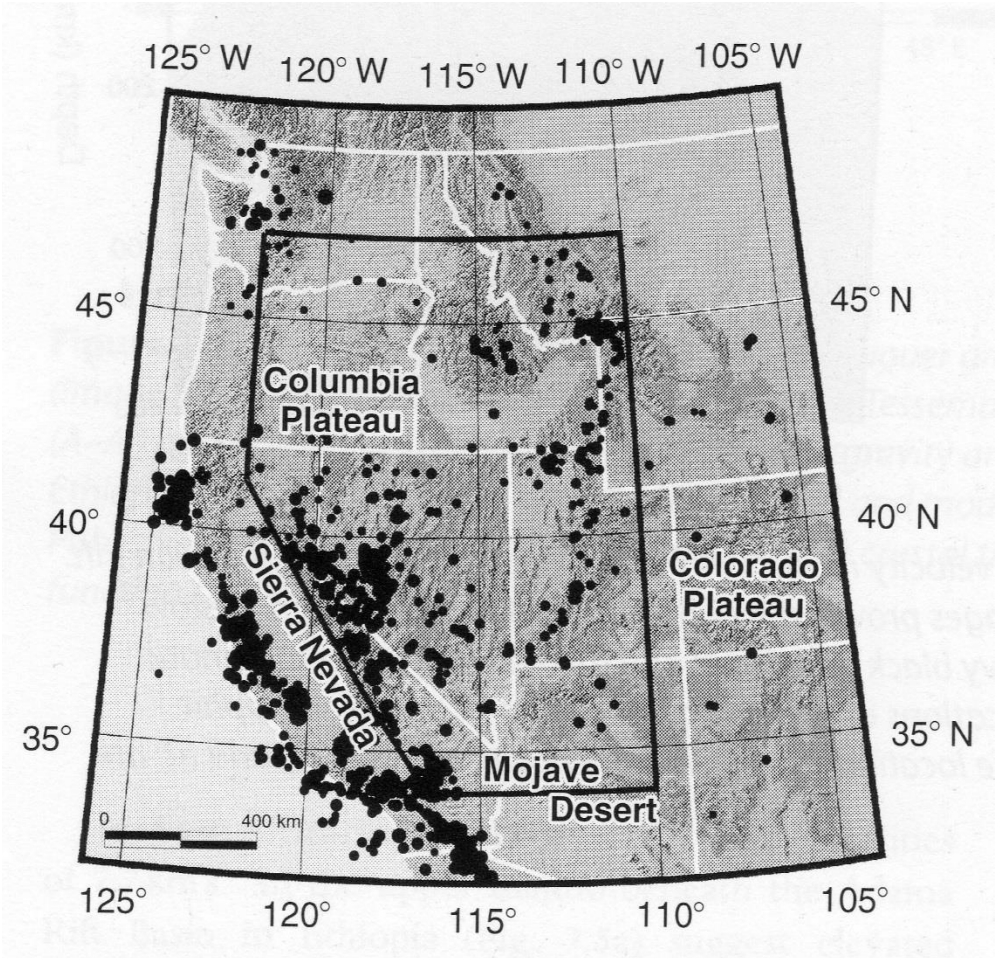


*Schema tektonických provincií v regionu Basin and Range (Kearey et al.2009)*

Recentní křehké deformace jsou spojeny se seismickou aktivitou.



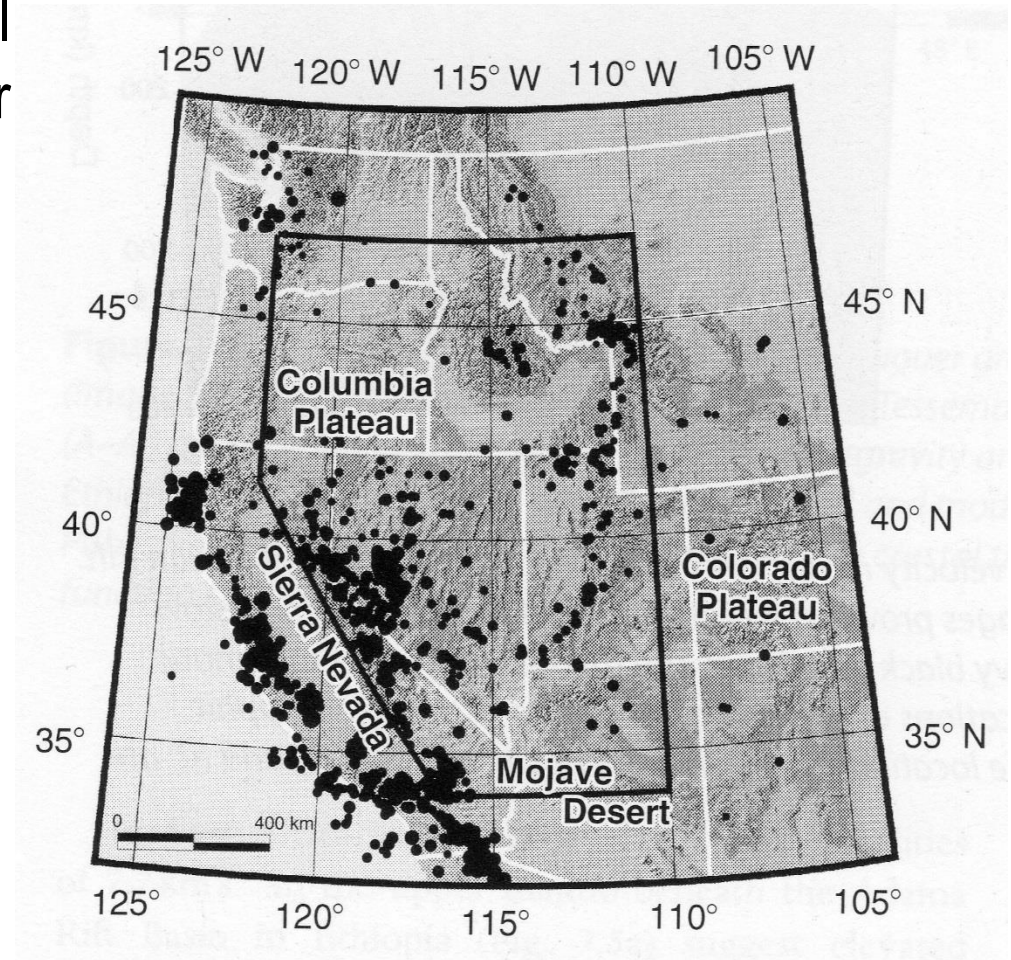
Map showing faults that had surface rupture in the past 1,600,000 yr (1.6 Ma, Quaternary) in the Great Basin.



**Seismicita ( $M > 4.7$ ) spojená s deformacemi v regionu Basin and Range (Kearey et al.2009)**



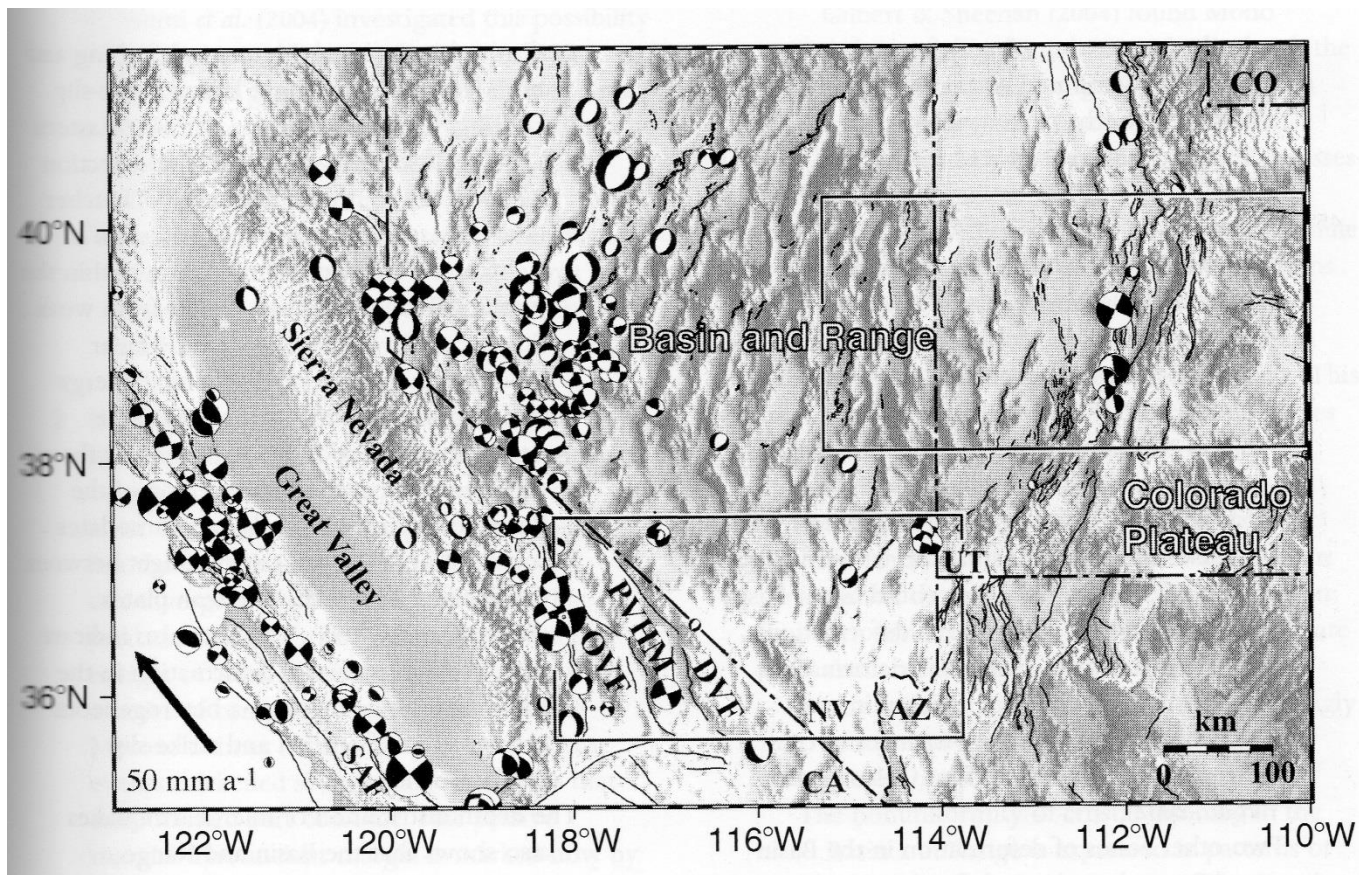
Charakteristický je široký rozptyl  
v distribuci epicenter  
zemětřesení.



*Seismicita ( $M > 4.7$ ) spojená s deformacemi v regionu Basin and Range (Kearey et al.2009)*



Fokální mechanismy ukazují poklesový a strike-slipový charakter mechanismů zemětřesení.

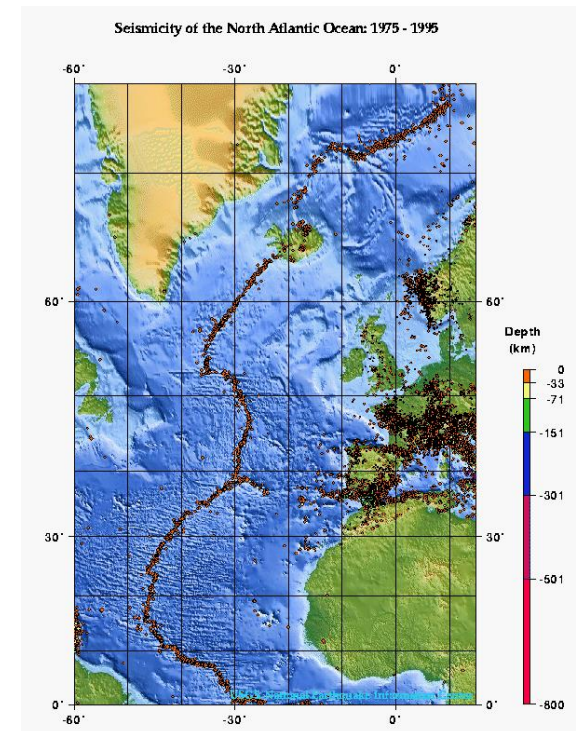
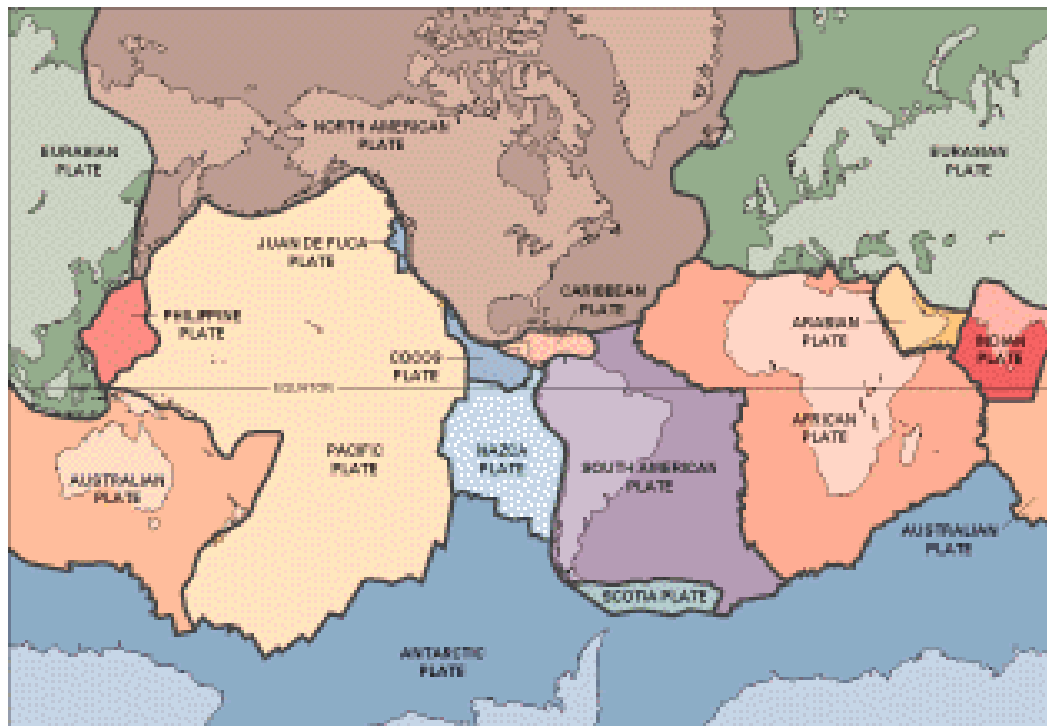


*Severní část regionu Basin and Range (Kearey et al.2009)*

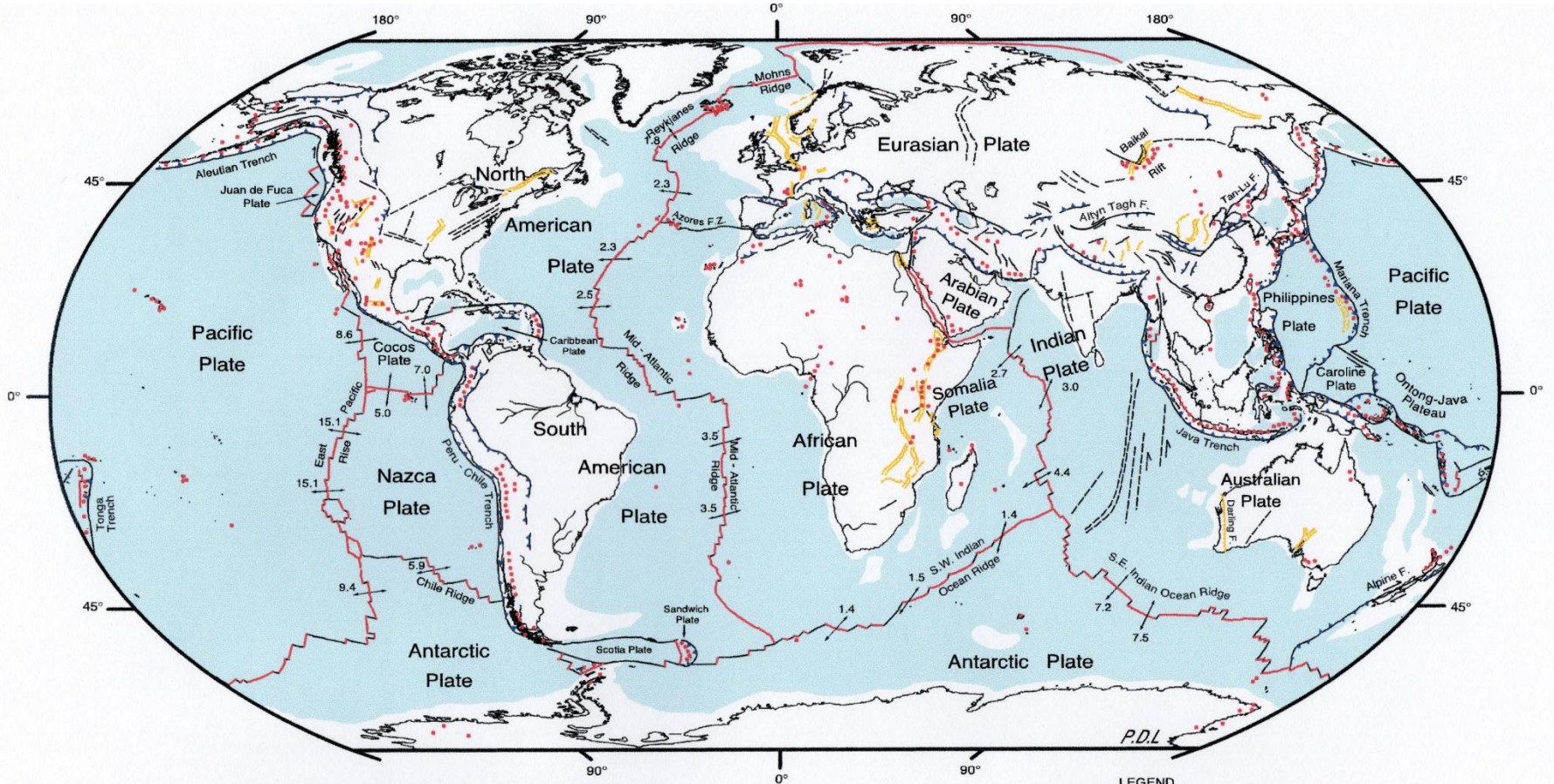
# příklad středoatlantického riftu



Středoatlantická riftová struktura odděluje africkou a euroasijskou desku od jihoamerické a severoamerické desky.



Rychlost vzdalování se je nízká (cca 2-4 cm/rok).



**GLOBAL TECTONIC ACTIVITY MAP OF THE EARTH**  
 Tectonism and Volcanism of the Last One Million Years  
**DTAM - 1**



NASA/Goddard Space Flight Center  
 Greenbelt, Maryland 20771

Robinson Projection  
 Mainly oceanic crust  
 Mainly continental crust  
 October 2002

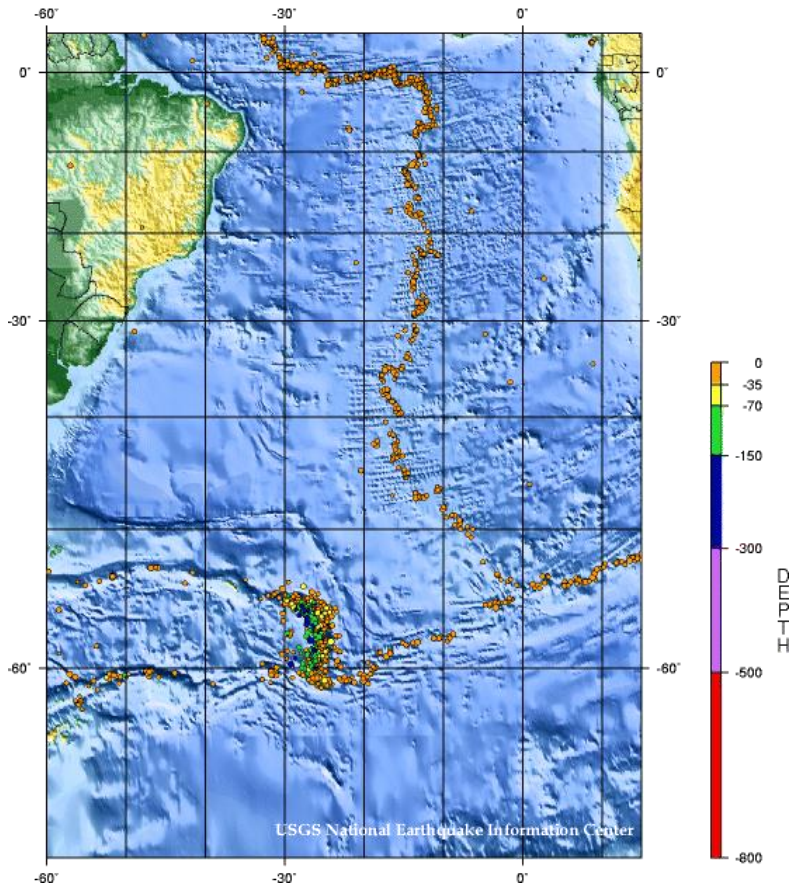
- LEGEND**
- Actively-spreading ridges and transform faults
  - Total spreading rate, cm/year
  - Major active fault or fault zone; dashed where nature, location, or activity uncertain
  - Normal fault or rift; hachures on downthrown side
  - Reverse fault (overthrust, subduction zones); generalized; bars on upthrown side
  - Volcanic centers active within the last one million years; generalized. Minor basaltic centers and seamounts omitted.



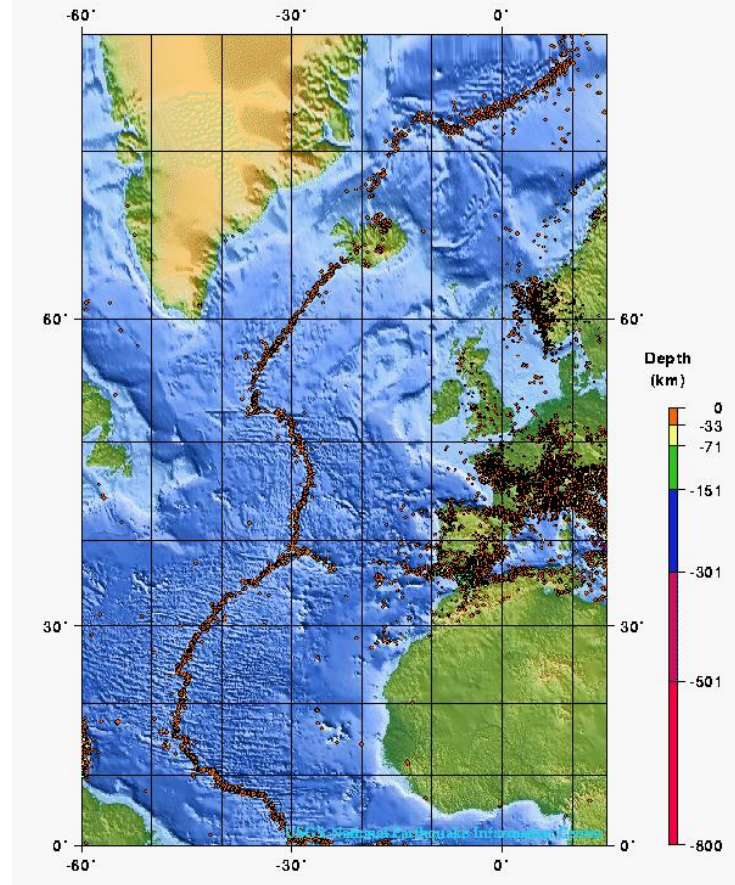


Seismicky aktivní zóna je úzká.

Seismicity of the South Atlantic Ocean: 1990 - 2000

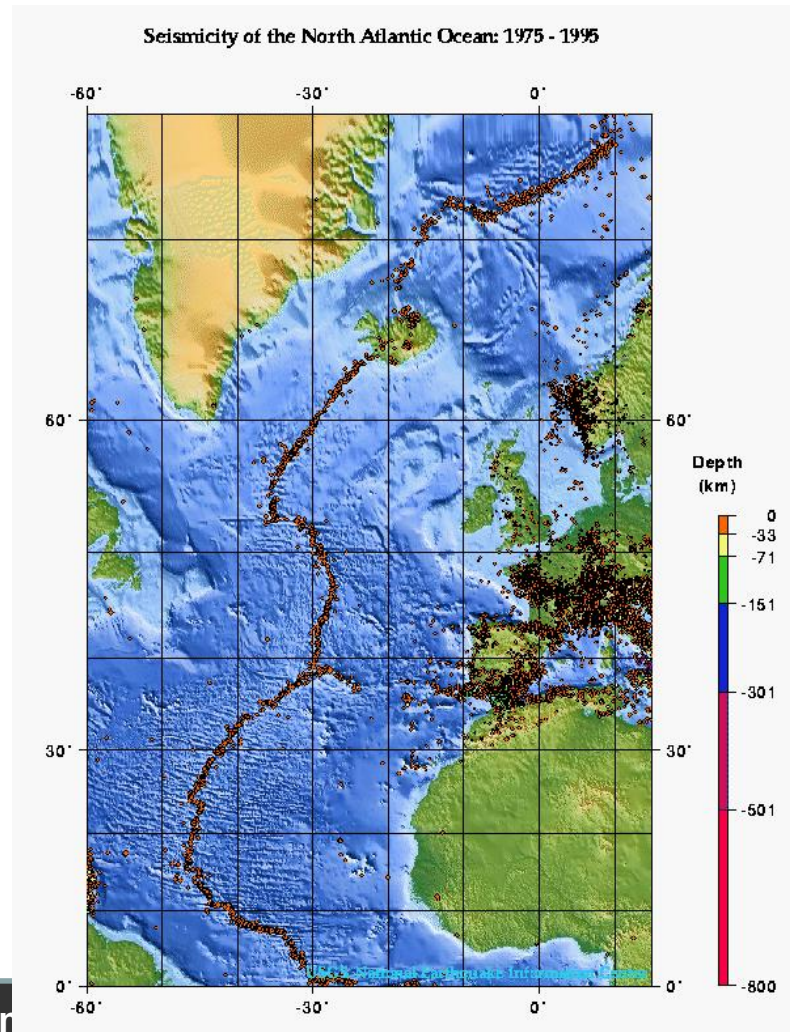
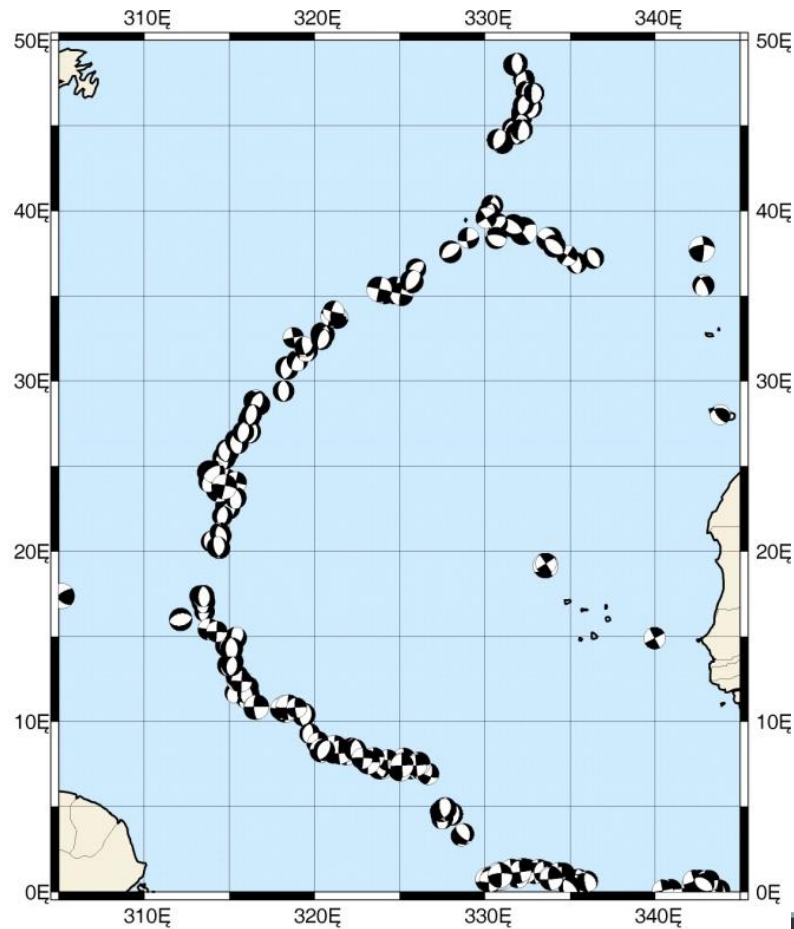


Seismicity of the North Atlantic Ocean: 1975 - 1995





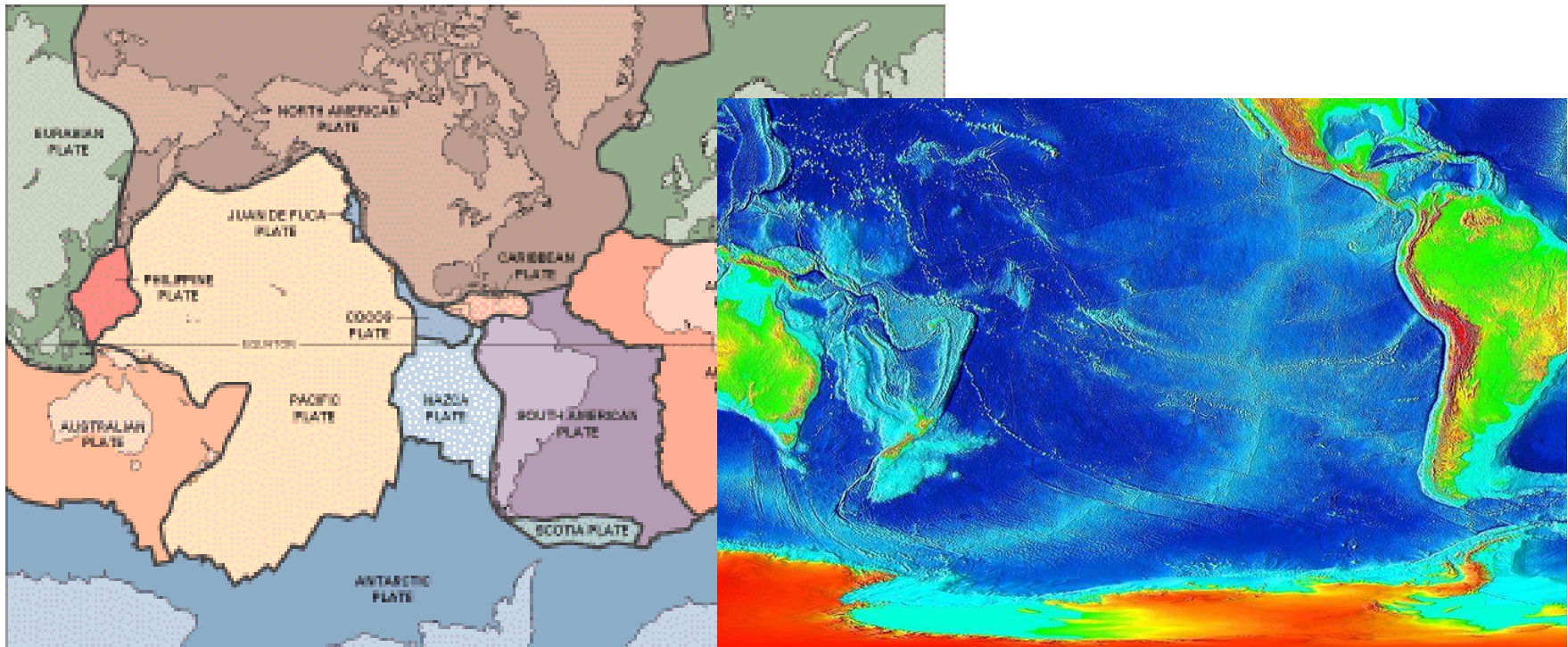
Fokální mechanismy ukazují významné zastoupení poklesů a horizontálních posunů.



# příklad východopacifického riftu

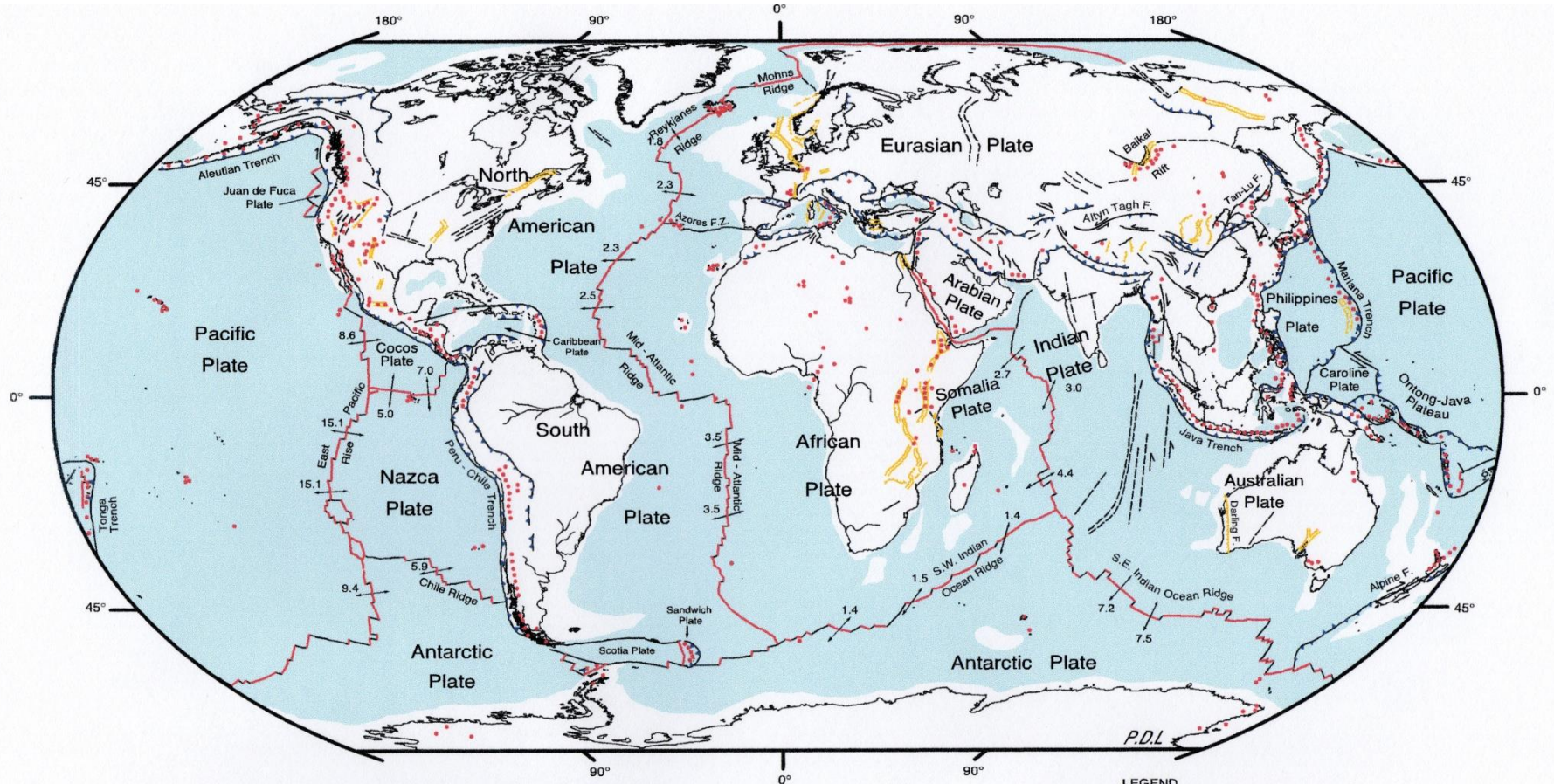


Východopacifická riftová struktura odděluje pacifickou desku od východně situovaných desek (Antarktická deska, deska Nazca, deska Cocos).





Je pro něj typická vysoká rychlost vzdalování (>10 cm/rok).



**GLOBAL TECTONIC ACTIVITY MAP OF THE EARTH**  
Tectonism and Volcanism of the Last One Million Years

**DTAM - 1**



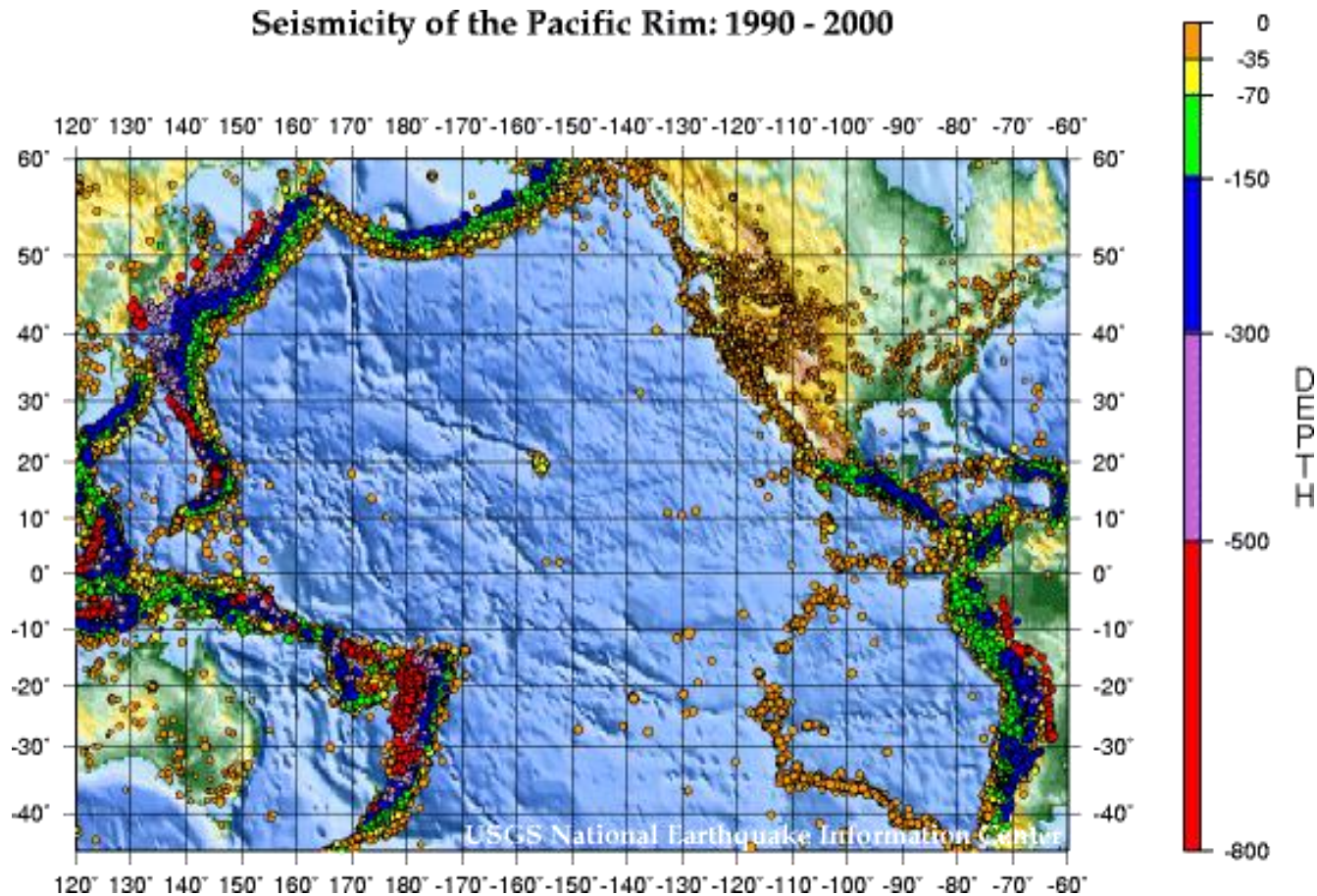
NASA/Goddard Space Flight Center  
Greenbelt, Maryland 20771

Robinson Projection  
 Mainly oceanic crust  
 Mainly continental crust  
 October 2002

- LEGEND**
- Actively-spreading ridges and transform faults
  - Total spreading rate, cm/year
  - Major active fault or fault zone; dashed where nature, location, or activity uncertain
  - Normal fault or rift; hachures on downthrown side
  - Reverse fault (overthrust, subduction zones); generalized; bars on upthrown side
  - Volcanic centers active within the last one million years; generalized. Minor basaltic centers and seamounts omitted.

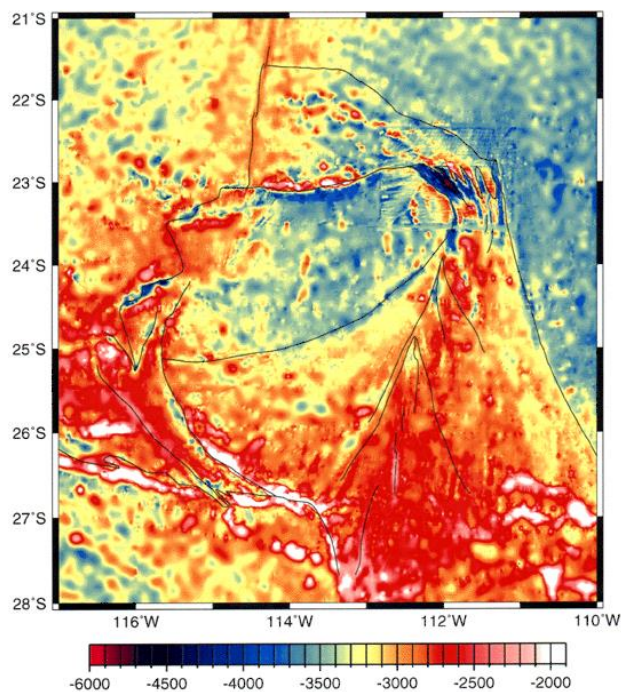


Rozptyl epicenter je širší (ve srovnání se středoatlantickým hřbetem).

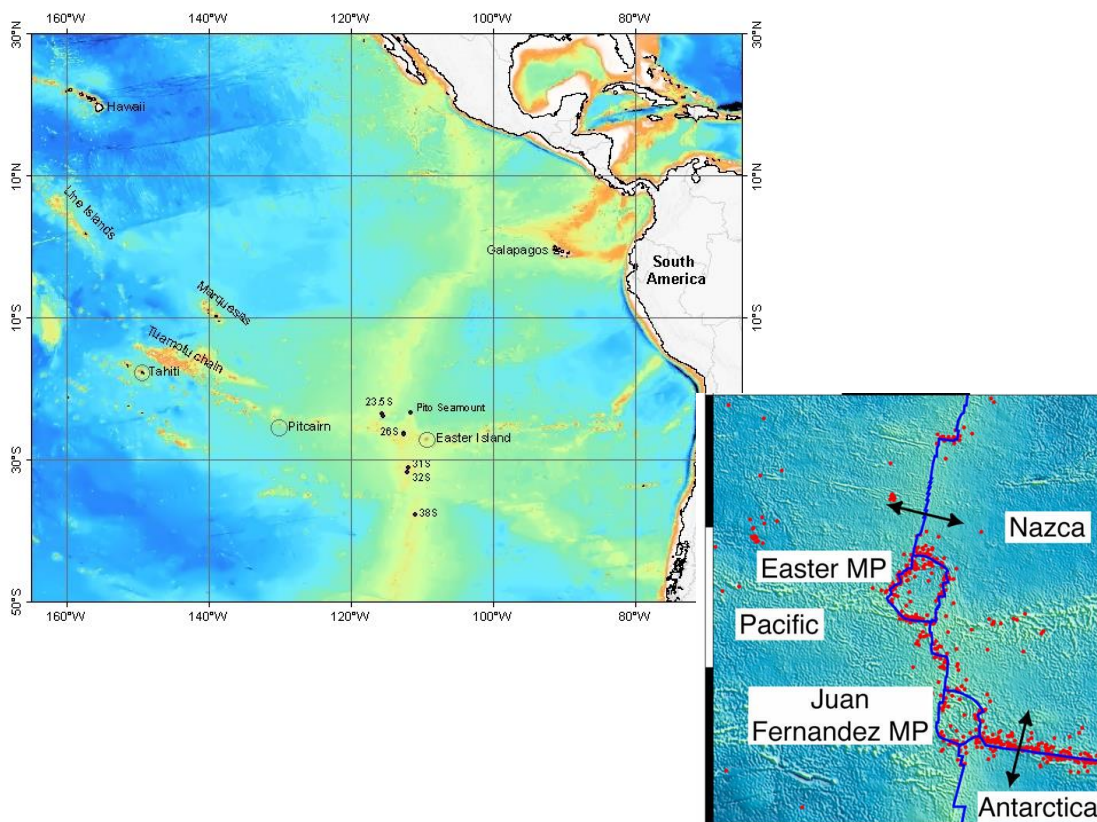


# otazník mikrodesky Easter

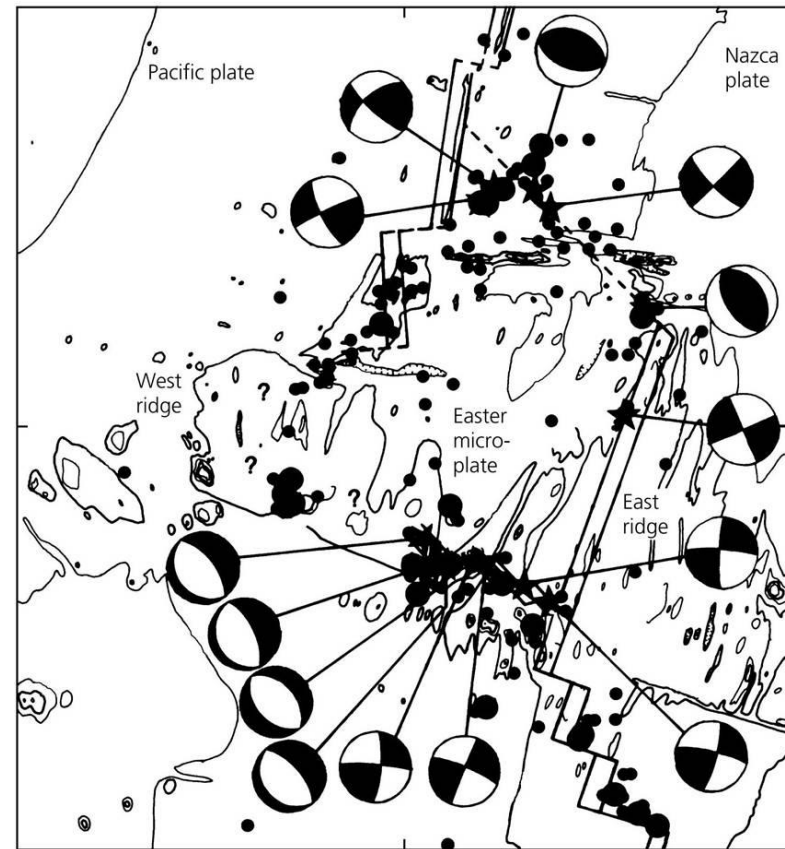
Mikrodeska Easter se nachází na rozhraní pacifické desky a desky Nazca v regionu Velikonočního ostrova (Easter Island).



**Bathymetrická mapa mikrodesky Easter.**



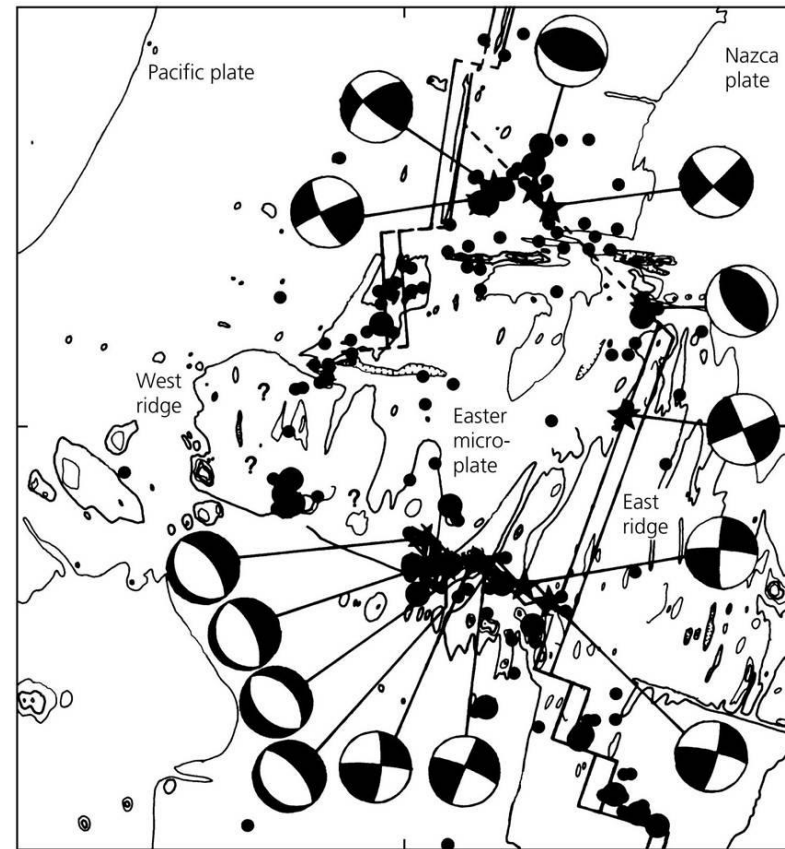
Při jižním okraji mikrodesky Easter nalézáme otřesy s poklesovou mechanikou, přestože rychlost oddalování je v těchto místech vyšší (15 cm/rok) a odpovídá rychle se vzdalující desce.



*(Stein, Wysession 2003)*

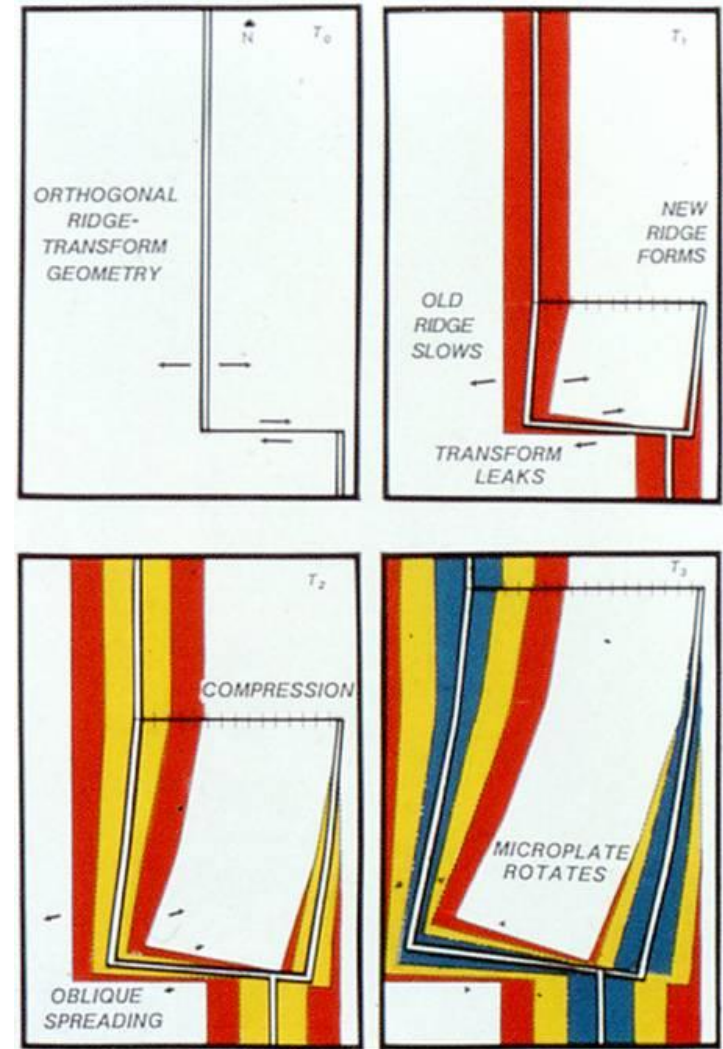
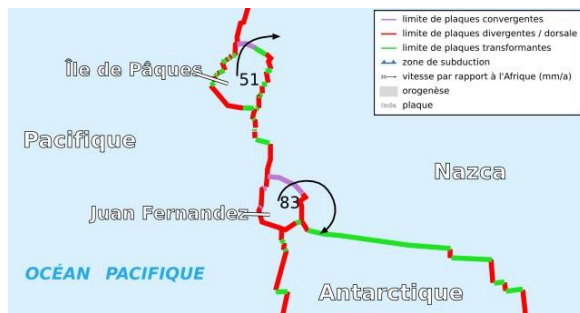


Mikrodeska Easter je z východu a západu lemována riftovými strukturami. Východní rift propaguje k severu a rychlost oddalování pak klesá směrem k jihu.



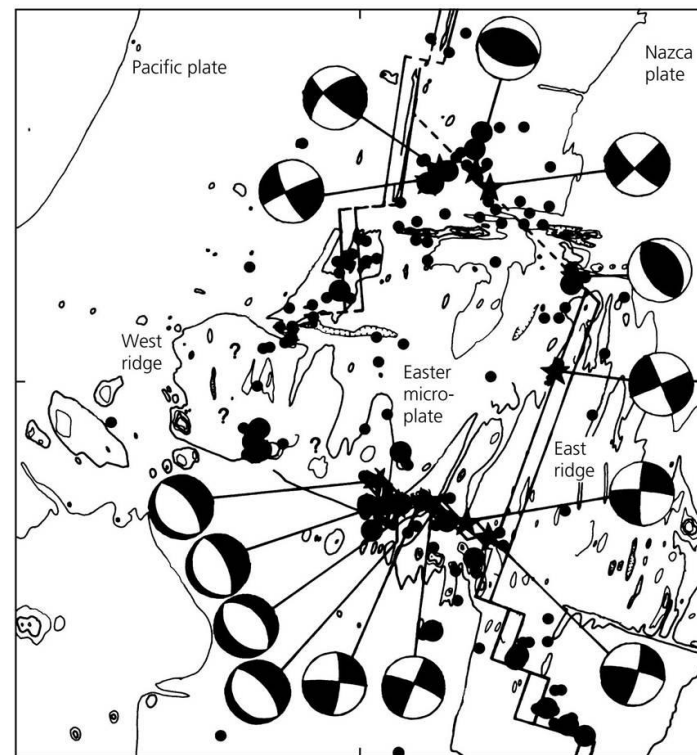
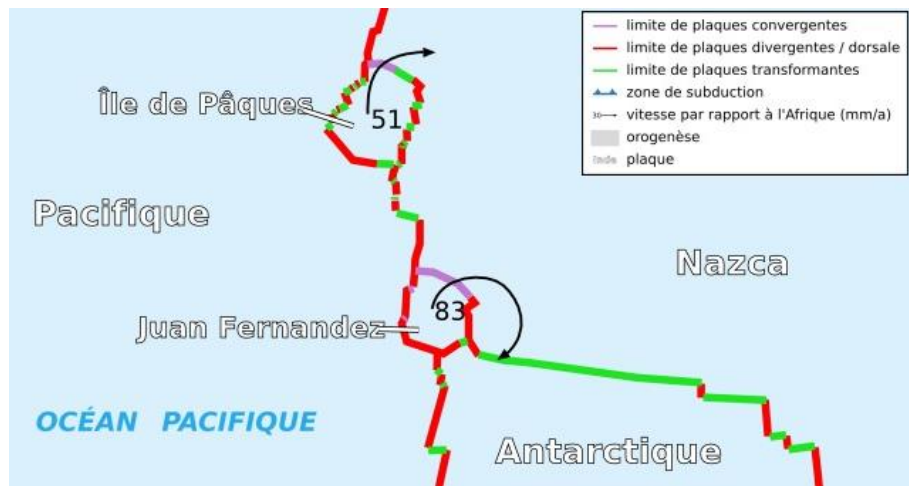
*(Stein, Wysession 2003)*

Propagace západního riftu k severu a vzrůst rychlosti oddalování se směrem k jihu vede k rotaci mikrodesky. Výsledkem rotace je pak zóna extenze při jižním okraji mikrodesky a zóna komprese při severním okraji mikrodesky.



*(Stein, Wysession 2003)*

Existence zmíněných zón extenze a komprese pak vysvětluje výskyt otřesů s mechanismy, které jsou vůči obecnému modelu mechanismů zemětřesení na riftových strukturách anomální.



*(Stein, Wyssession 2003)*

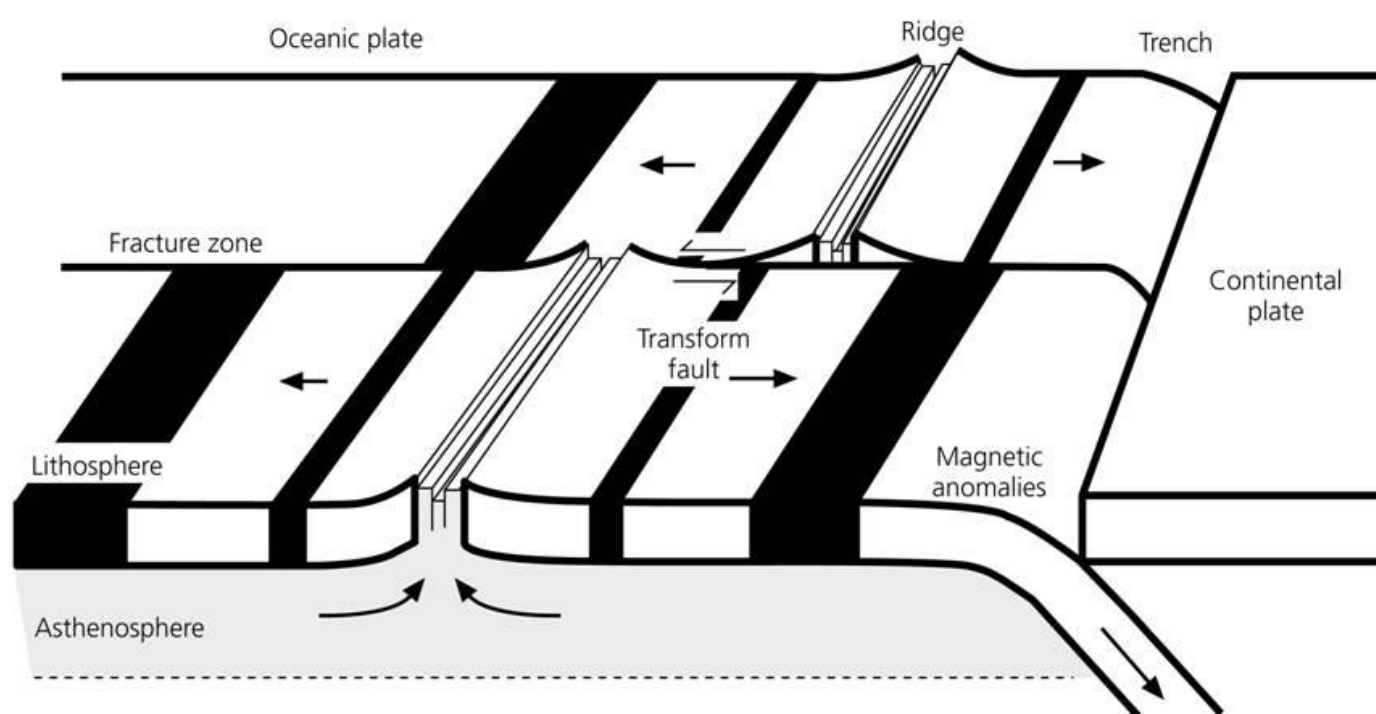
# Shrnutí

## Pro divergentní rozhraní je charakteristické:

- spíše mělká ohniska
- poklesový (poklesy v riftovém údolí) nebo strike-slipový (transformní zlomy) mechanismus
- bližší charakteristika seismicity významně závislá na rychlosti oddalování desek

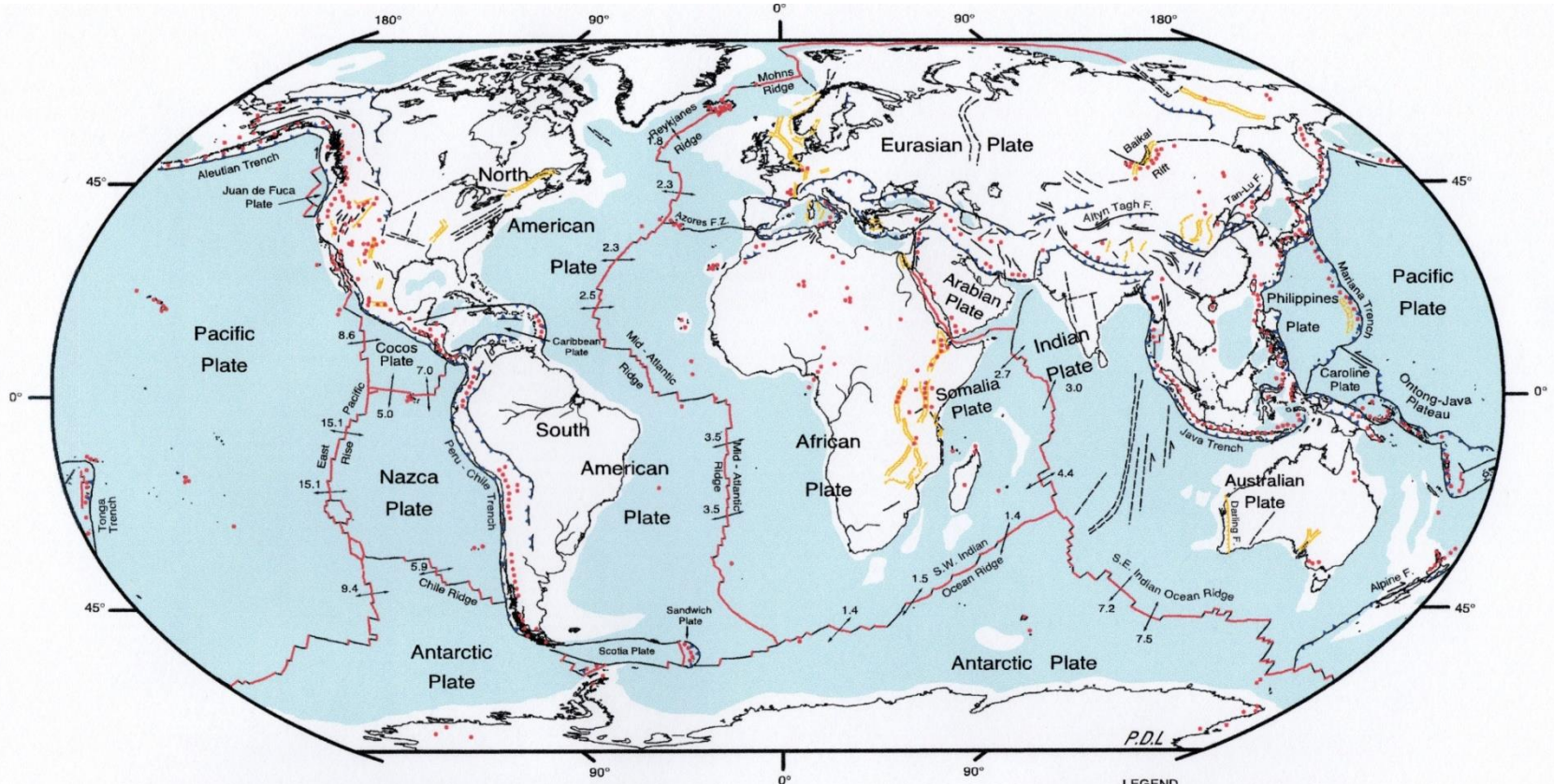
# 9.4: Seismotektonika transformních rozhraní

**Transformní rozhraní** jsou taková rozhraní litosferických desek, na nichž se dvě desky pohybují vzájemně paralelně.





Na celkové délce deskových rozhraní se významné transformní zlomové struktury podílejí v menší míře.



**GLOBAL TECTONIC ACTIVITY MAP OF THE EARTH**  
Tectonism and Volcanism of the Last One Million Years

**DTAM - 1**



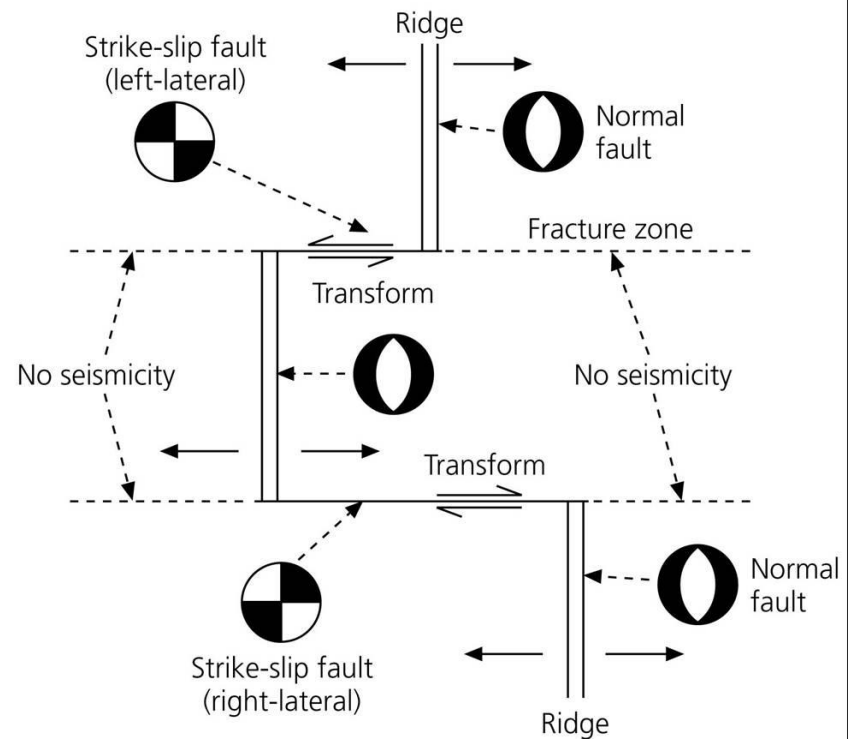
NASA/Goddard Space Flight Center  
Greenbelt, Maryland 20771

Robinson Projection  
 Mainly oceanic crust  
 Mainly continental crust  
 October 2002

**LEGEND**

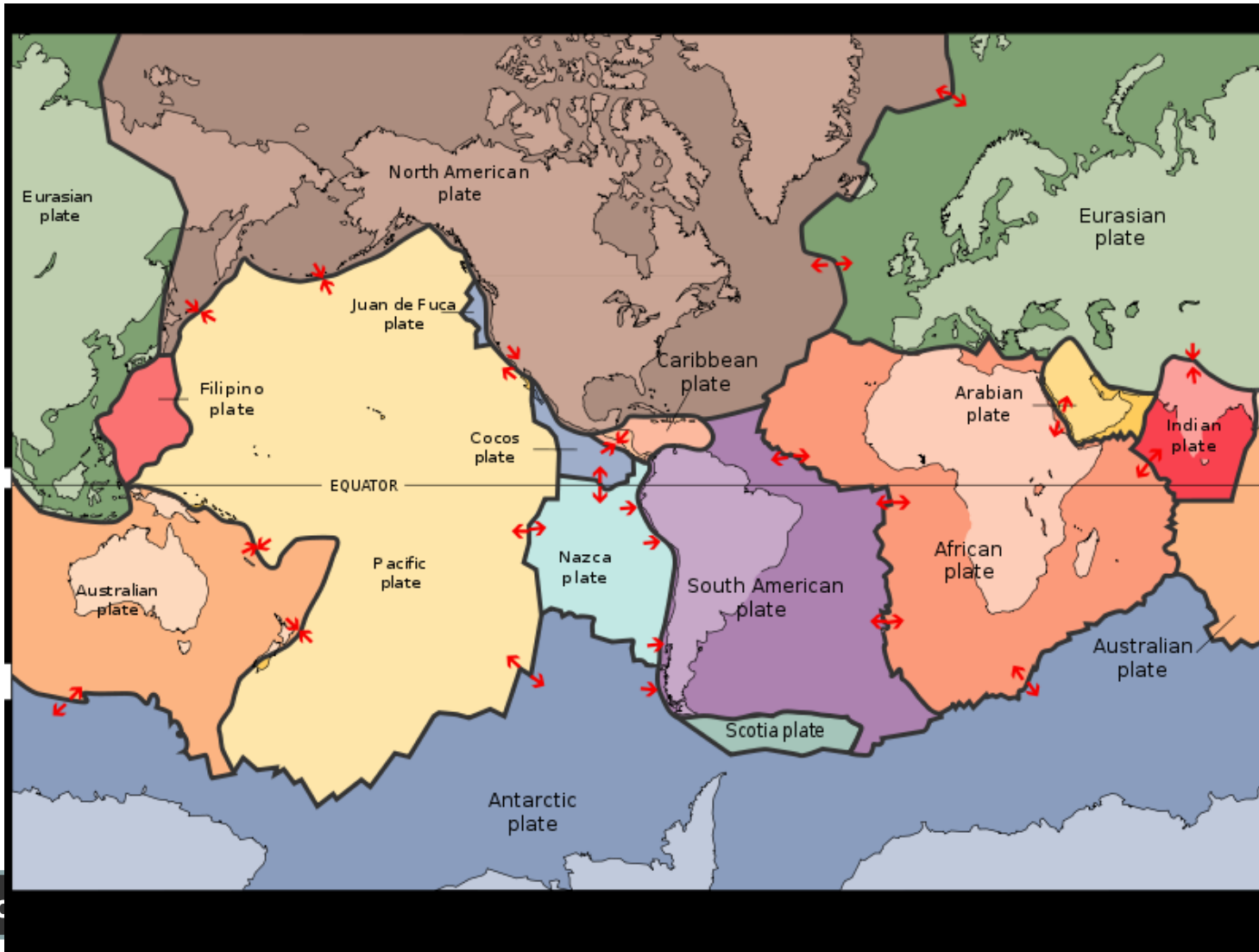
- Actively-spreading ridges and transform faults
- Total spreading rate, cm/year
- Major active fault or fault zone; dashed where nature, location, or activity uncertain
- Normal fault or rift; hachures on downthrown side
- Reverse fault (overthrust, subduction zones); generalized; bars on upthrown side
- Volcanic centers active within the last one million years; generalized. Minor basaltic centers and seamounts omitted.

Menší transformní zlomy reprezentují dílčí struktury jiných typů deskových rozhraní (typické jsou transformní zlomy komplikující riftové struktury).



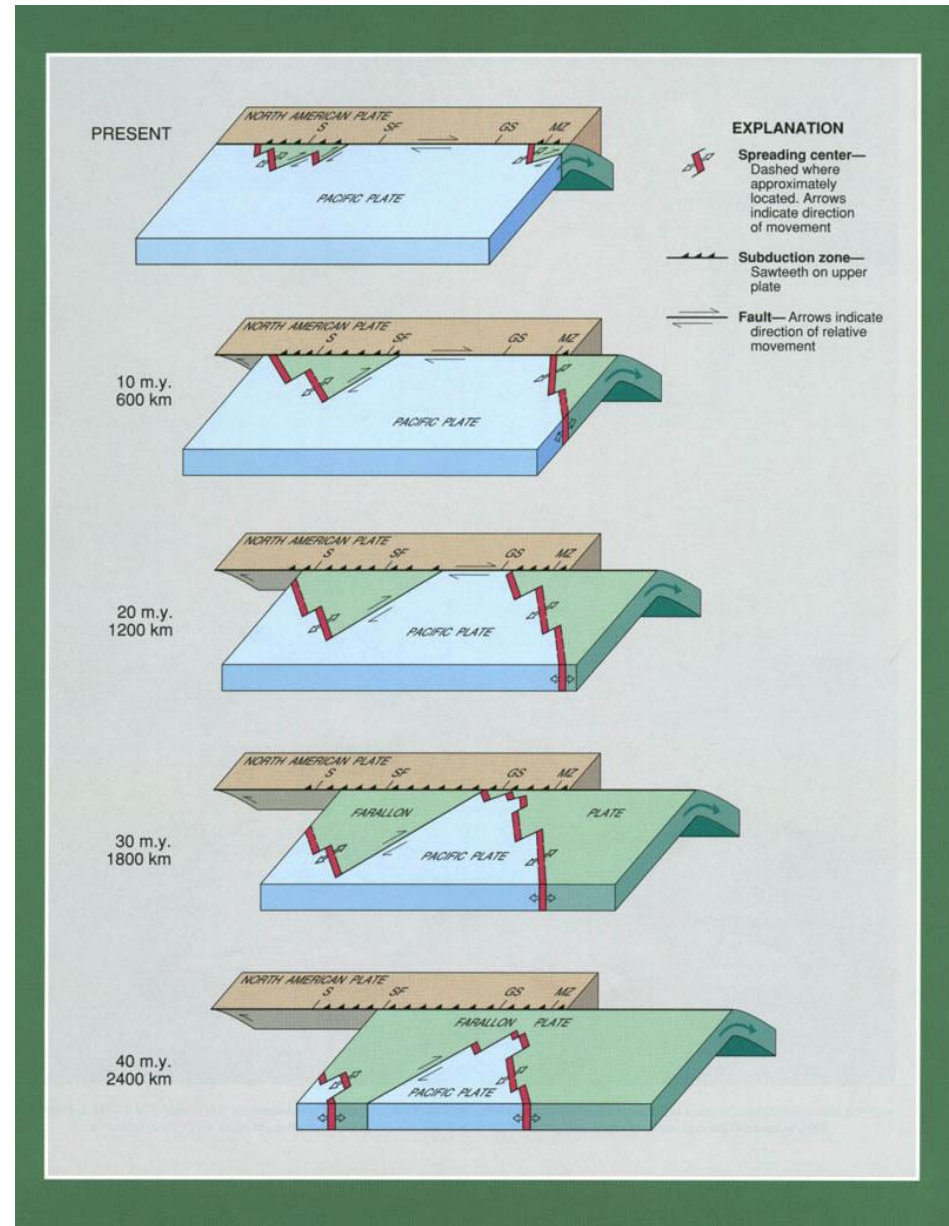
# příklad zlomu San Andreas

Zlom **San Andreas** tvoří cca 1300 km dlouhé transformní rozhraní mezi pacifickou a severoamerickou deskou.



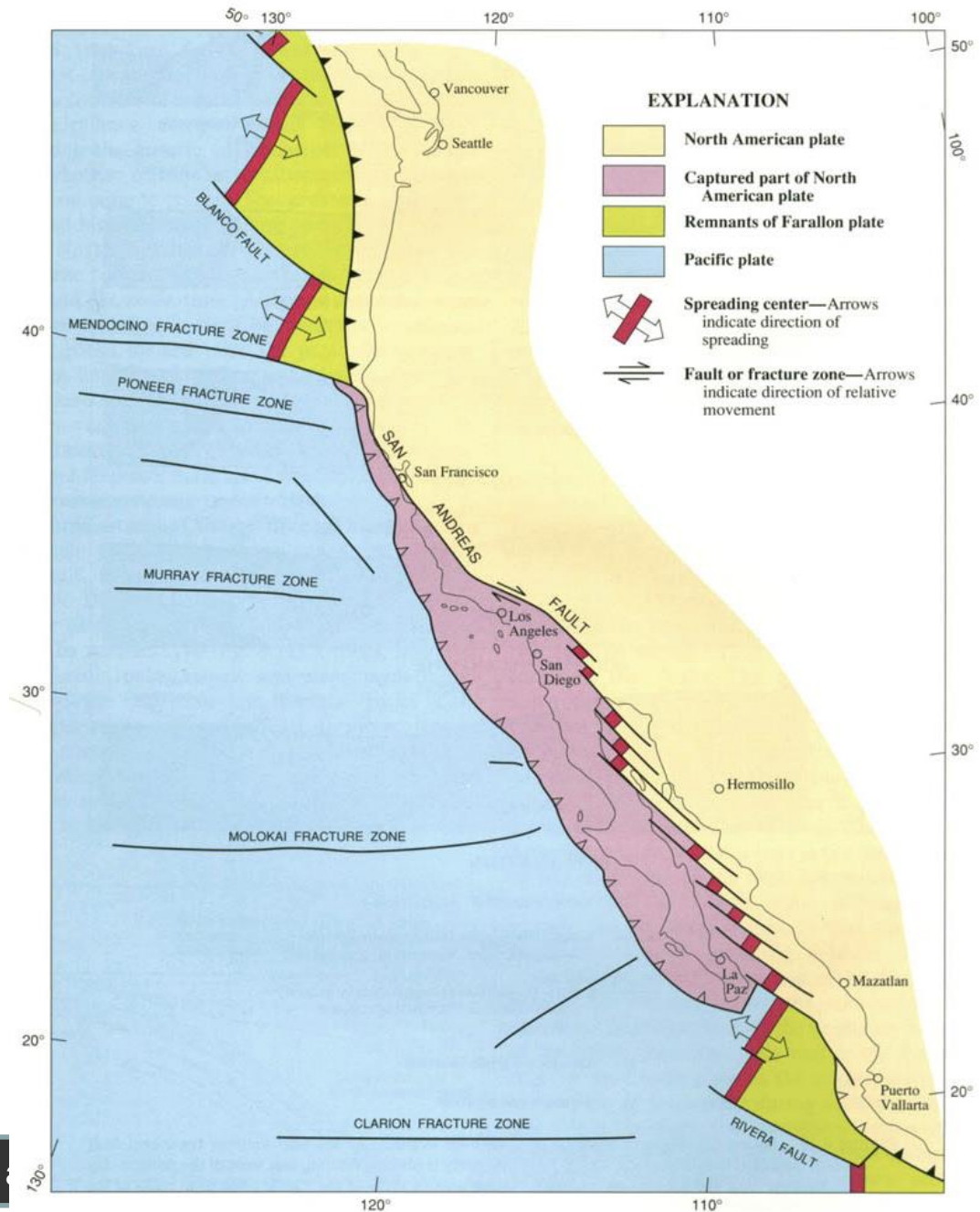


Vznik tohoto transformního rozhraní souvisí s kinematikou na rozhraní pacifické a severoamerické desky komplikovanou mikrodeskami (Juan de Fuca, Cocos, Rivera) representující zbytky subdukované desky Farallon.





Jedná se opět komplexní strukturu - obsahuje také divergentní úseky a přechází do konvergentních rozhraní.



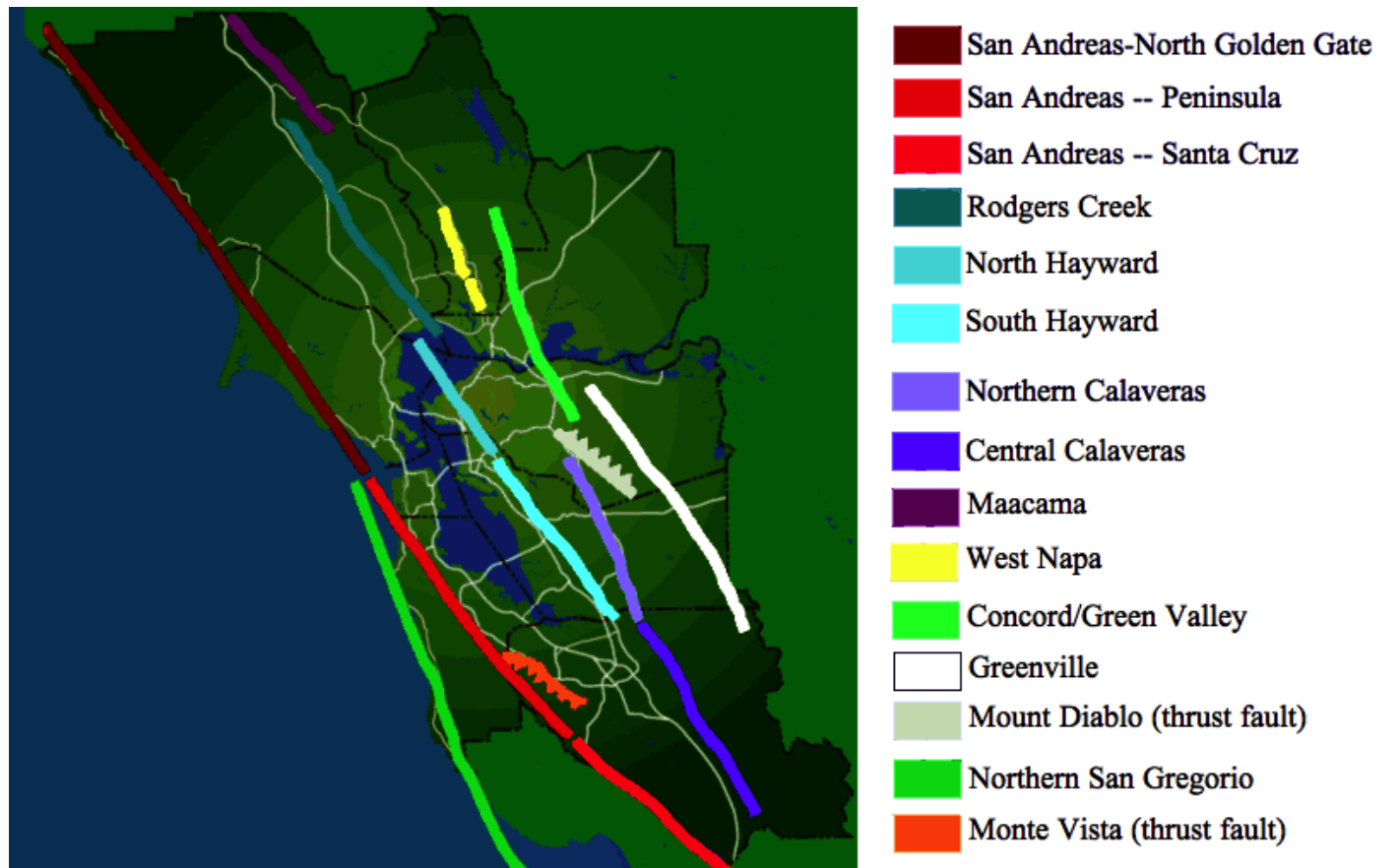
Zlom San Andreas byl identifikován a pojmenován profesorem Lawsonem v roce 1895.



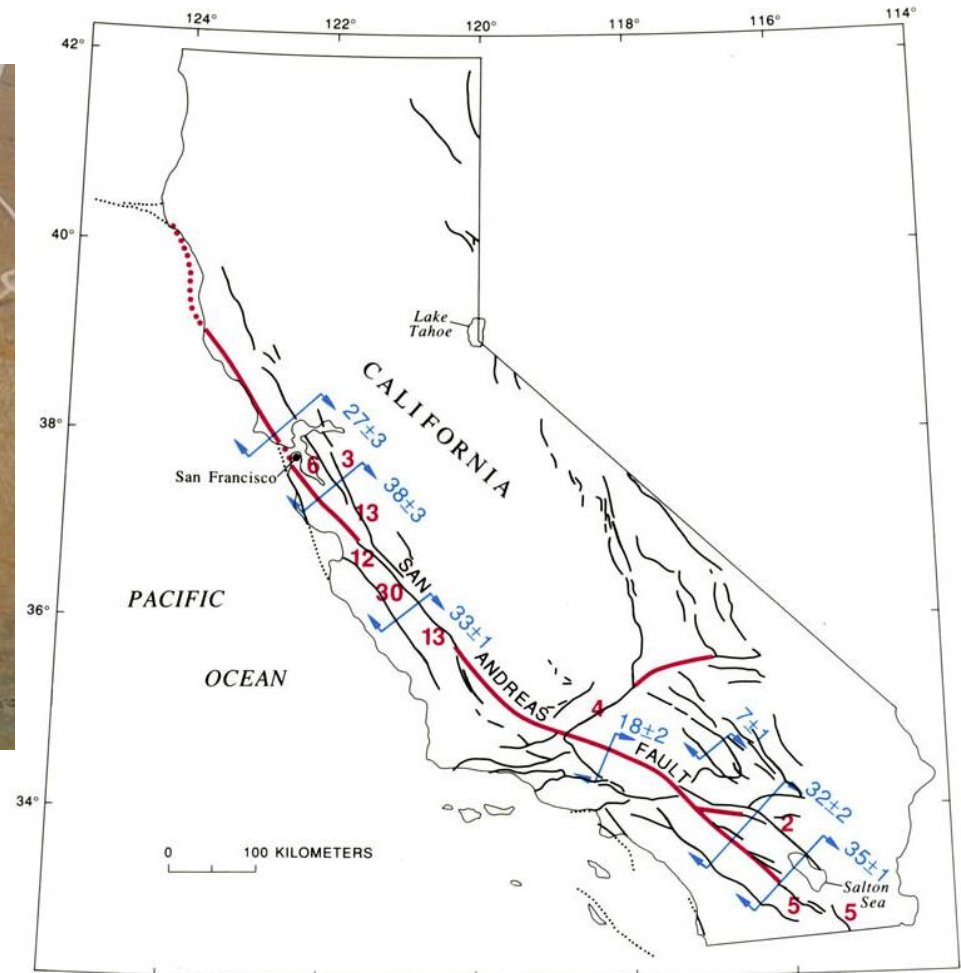
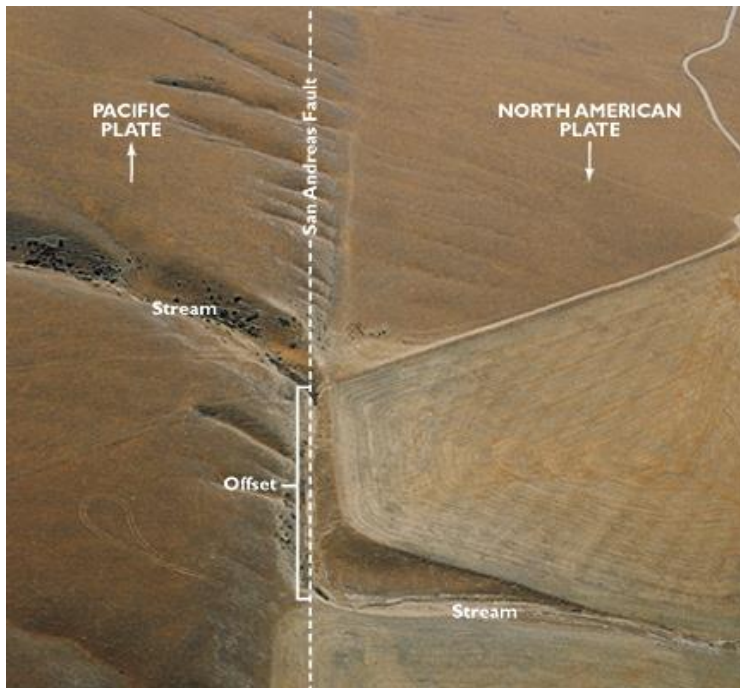
*Andrew Cowper Lawson  
(1861-1952)*



Zlom San Andreas je dominantní zónou na kontaktu desek, ale je spojen s řadou dalších významných křehkých struktur, s nimiž vytváří složitý komplex.

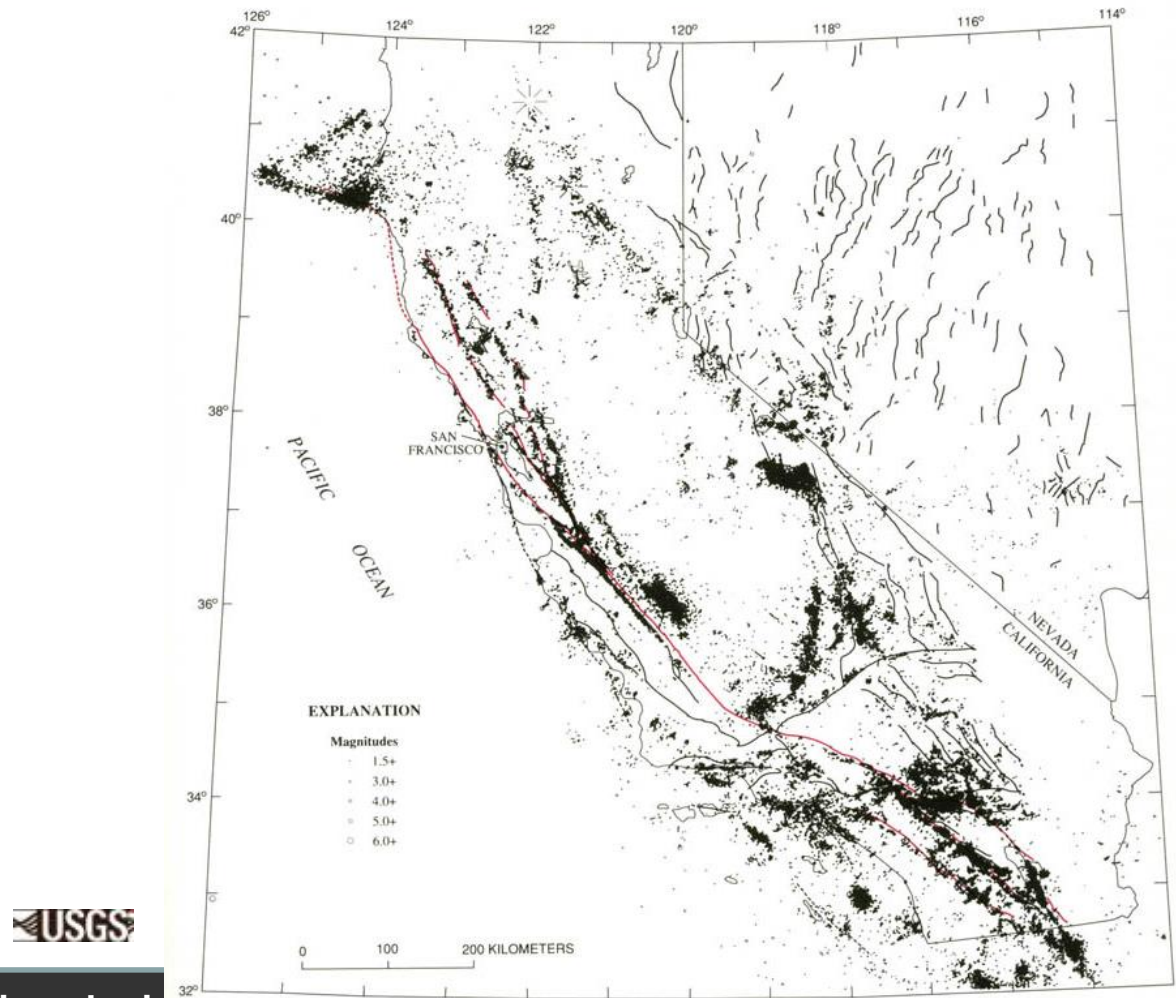


Rychlost pohybu pacifické desky vůči severoamerické dosahuje hodnoty 5.1 cm/rok. Rychlost pohybu na vlastním zlomu San Andreas (ve střední části) dosahuje až hodnoty 3.5 cm/rok.





Seismická aktivita je vázána nejen na samotnou zónu San Andreas, ale také na další křehké struktury.





Hloubky hypocenter korespondují s mocností seismogenní vrstvy zemské kůry.

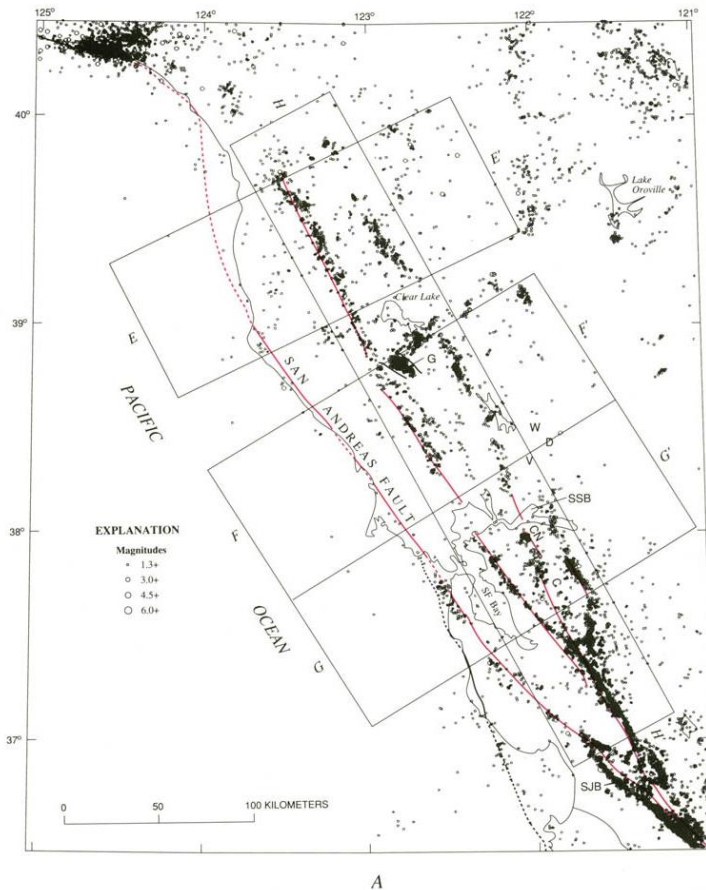
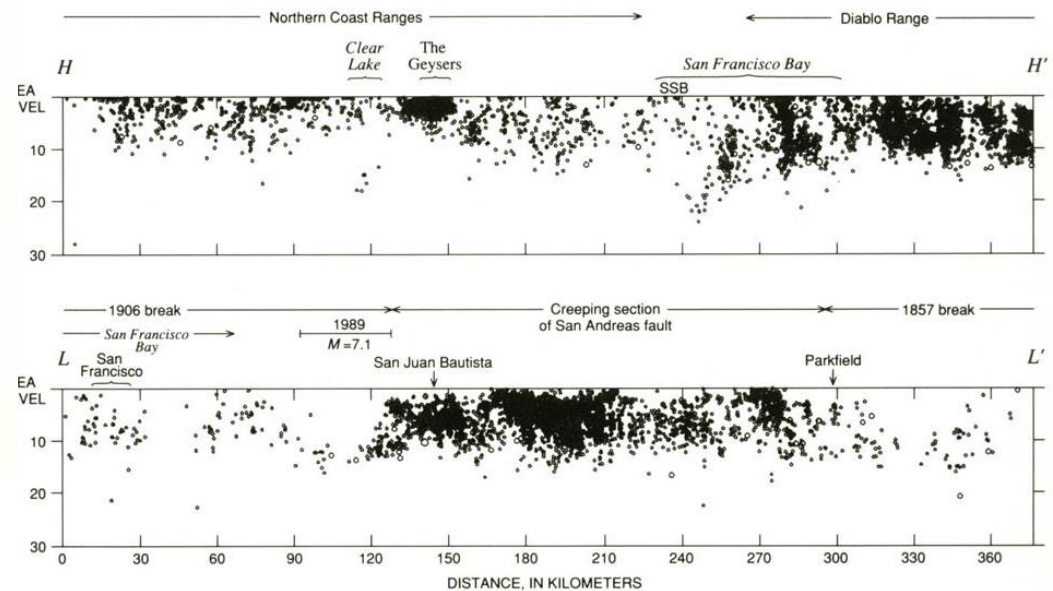
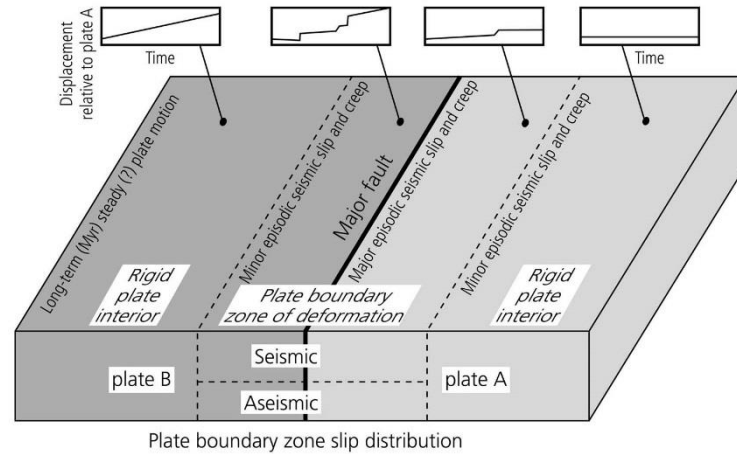
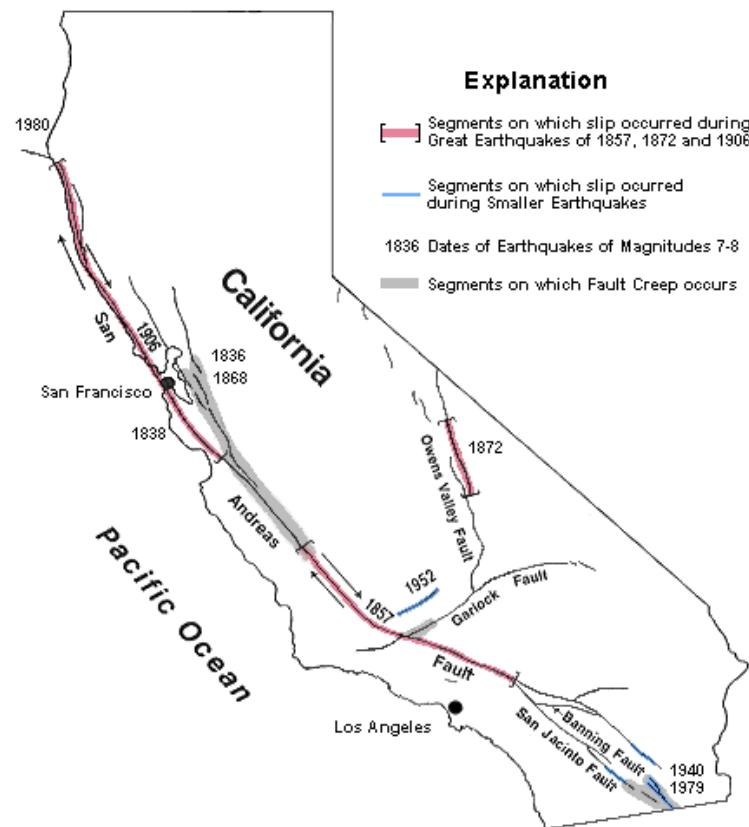


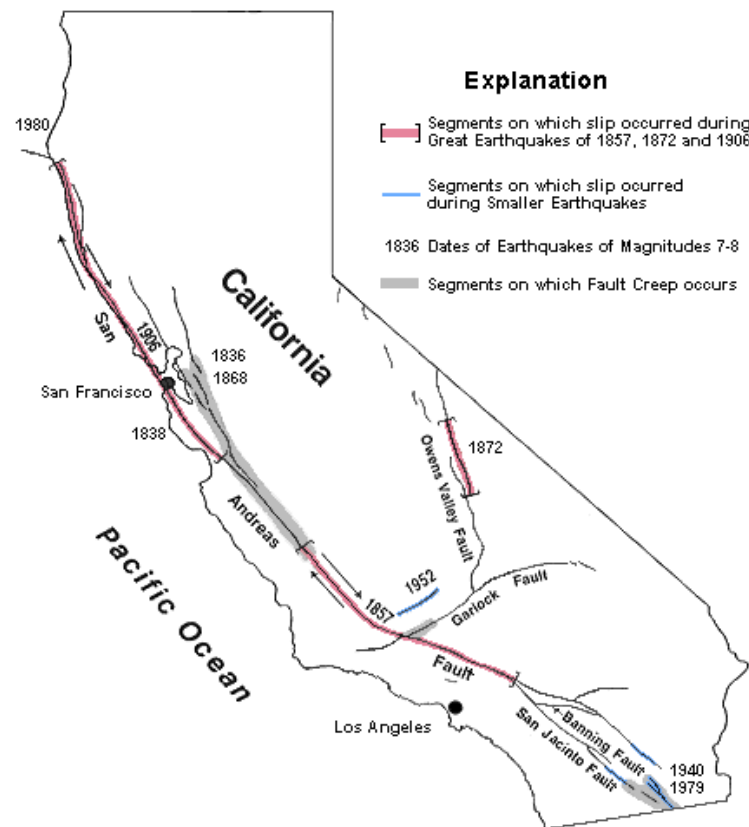
Figure 5.6-4: Cartoon for a diffuse transform plate boundary zone.



Na některých úsecích zlomu San Andreas dochází k silným otřesům (San Francisco 1906, Fort Tejon 1857: magnitudo obou otřesů bylo  $M_s=7.9-8.0$ ).

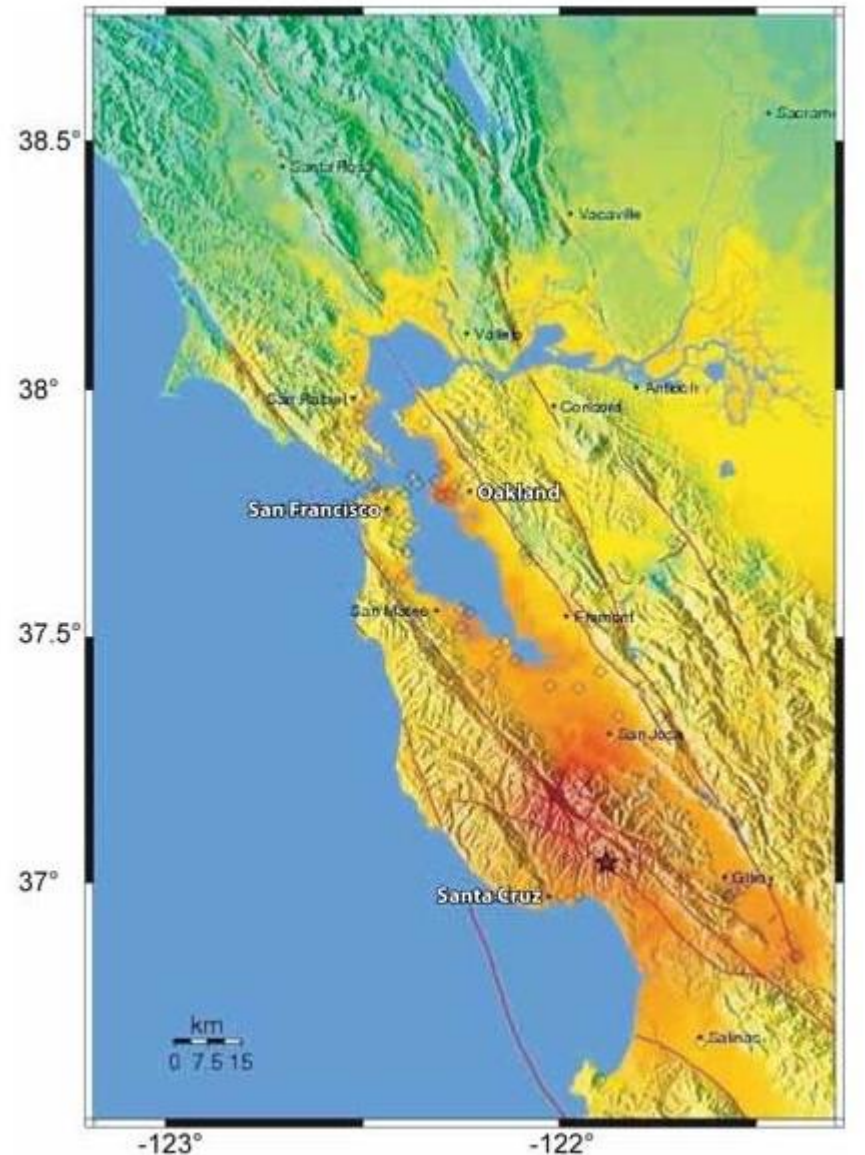


Silné otřesy jsou ale také na doprovodných zlomech. V 80. letech minulého století byla Kalifornie postižena 12 silnými ničivými zemětřeseními spojenými se střížnými pohyby na transformním rozhraní. Pouze jediné z nich (Loma Prieta 1989) leželo přímo na zlomu San Andreas, ostatní otřesy byly vázány na doprovodné zlomy.



Zemětřesení v regionu Loma Prieta (1989) bylo situováno v severní části zlomu San Andreas (segment Santa Cruz).

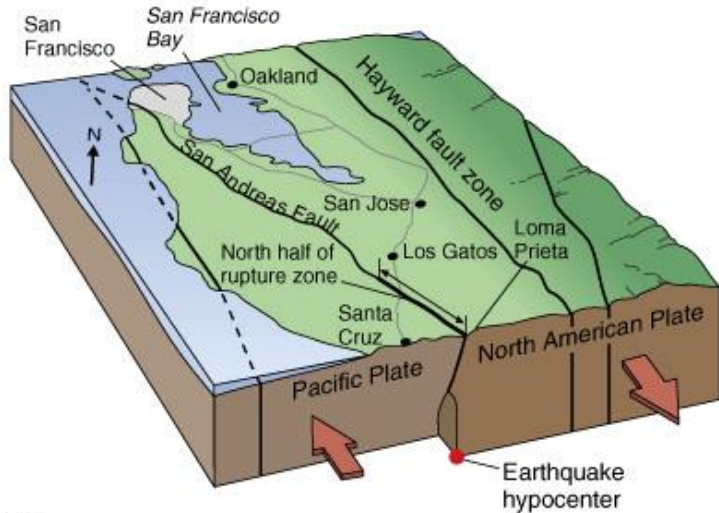
Magnitudo dosáhlo hodnoty 6.9 ( $M_w$ ) až 7.1 ( $M_s$ ).



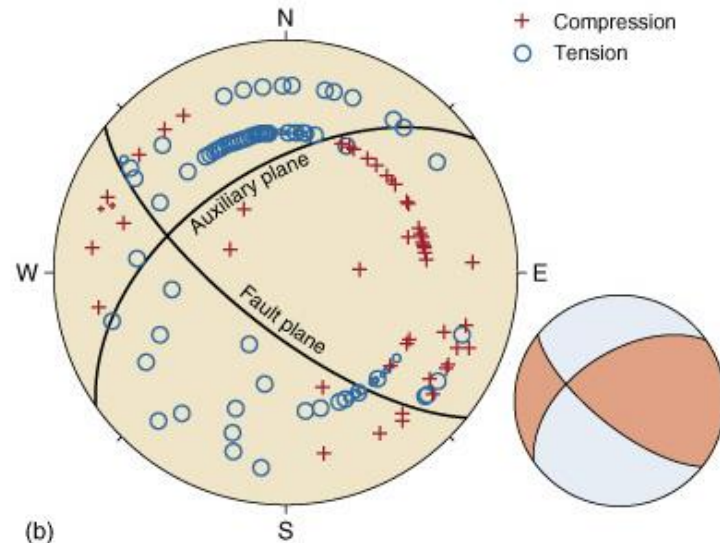
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
MODIFIED MERCALLI INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+



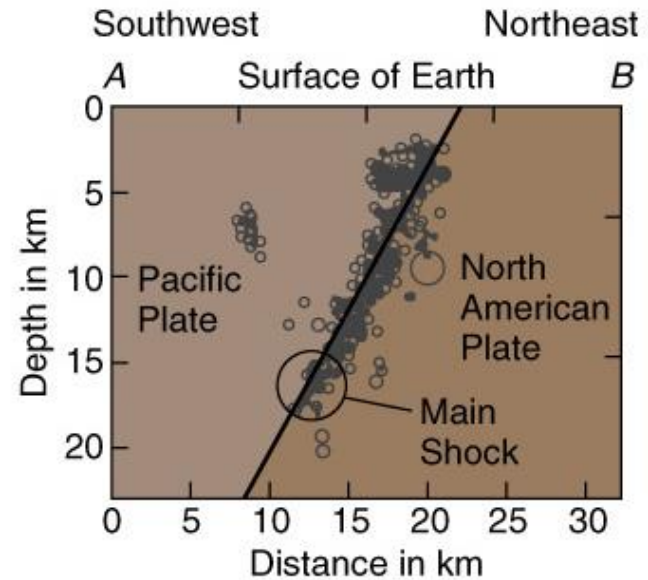
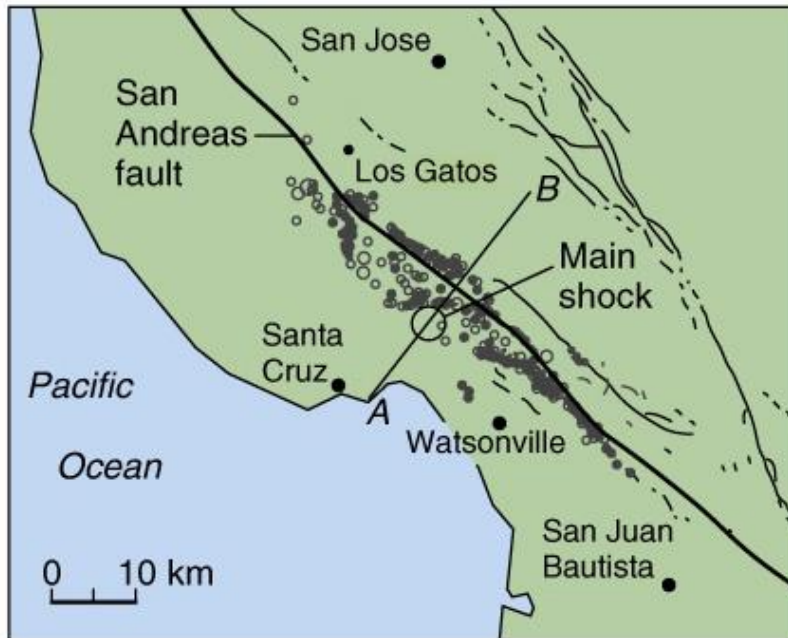
# Zemětřesení Loma Prieta (1989) - převzato z prezentace S. Steina



(a)

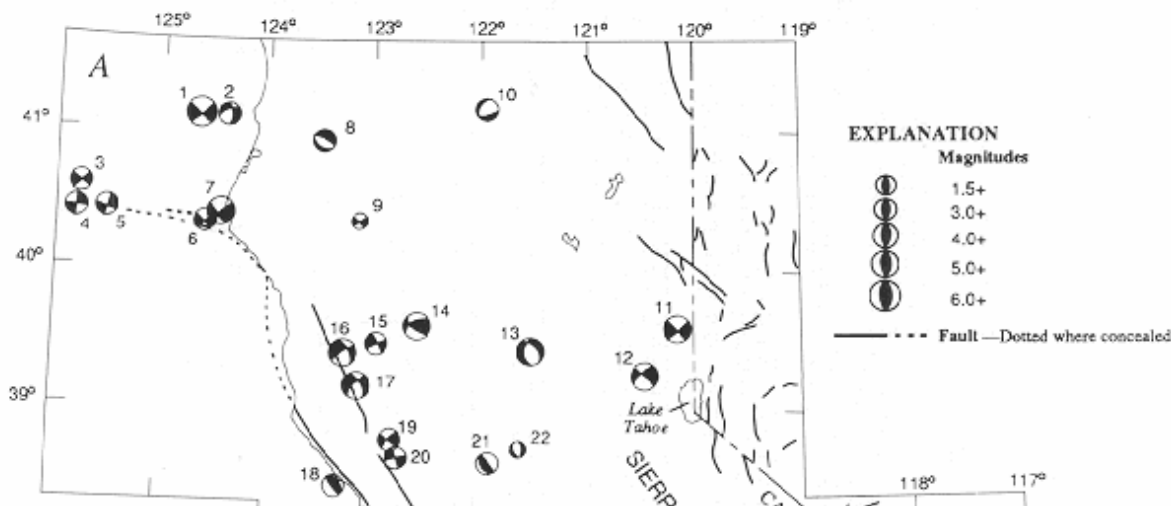


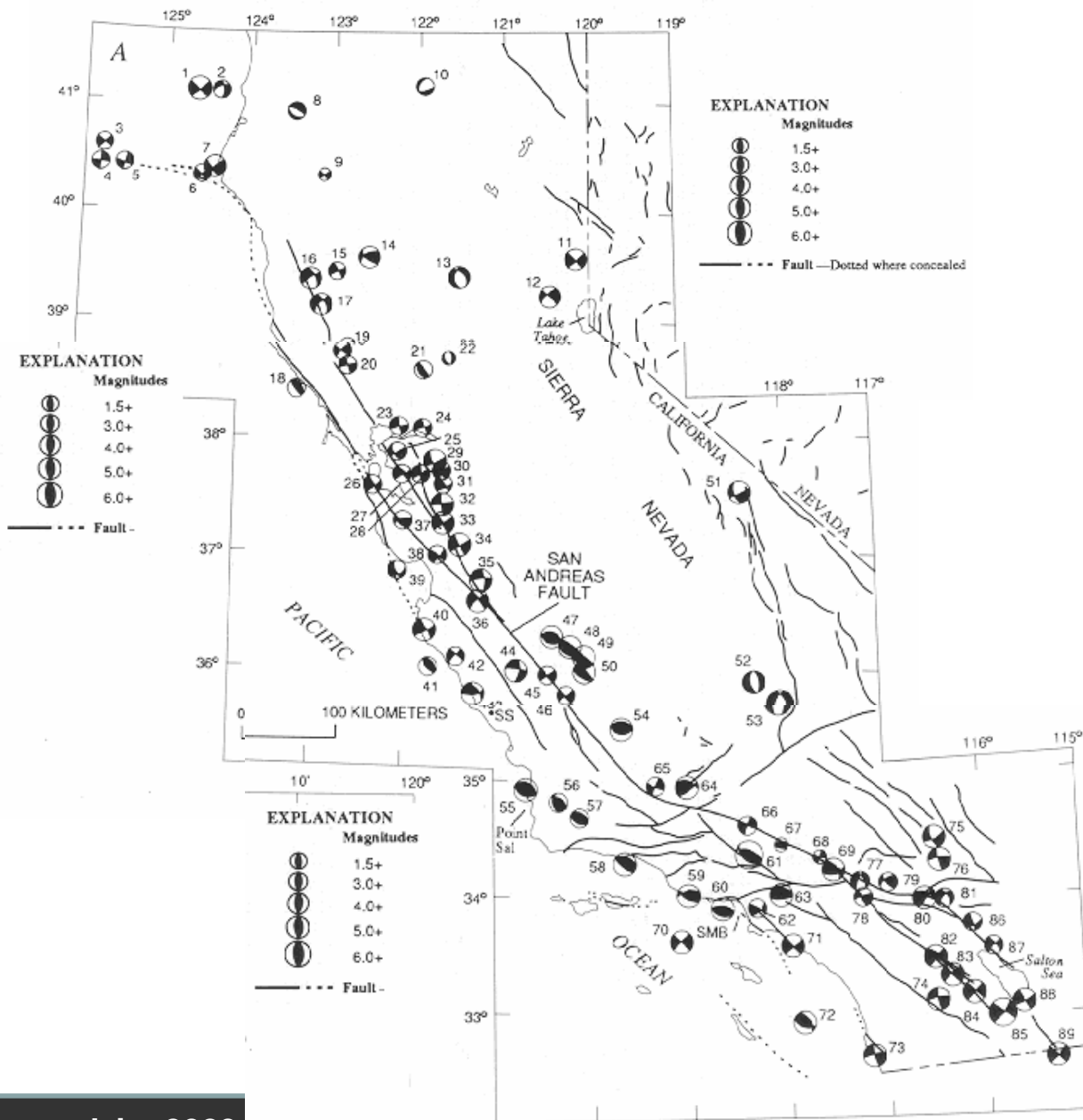
(b)



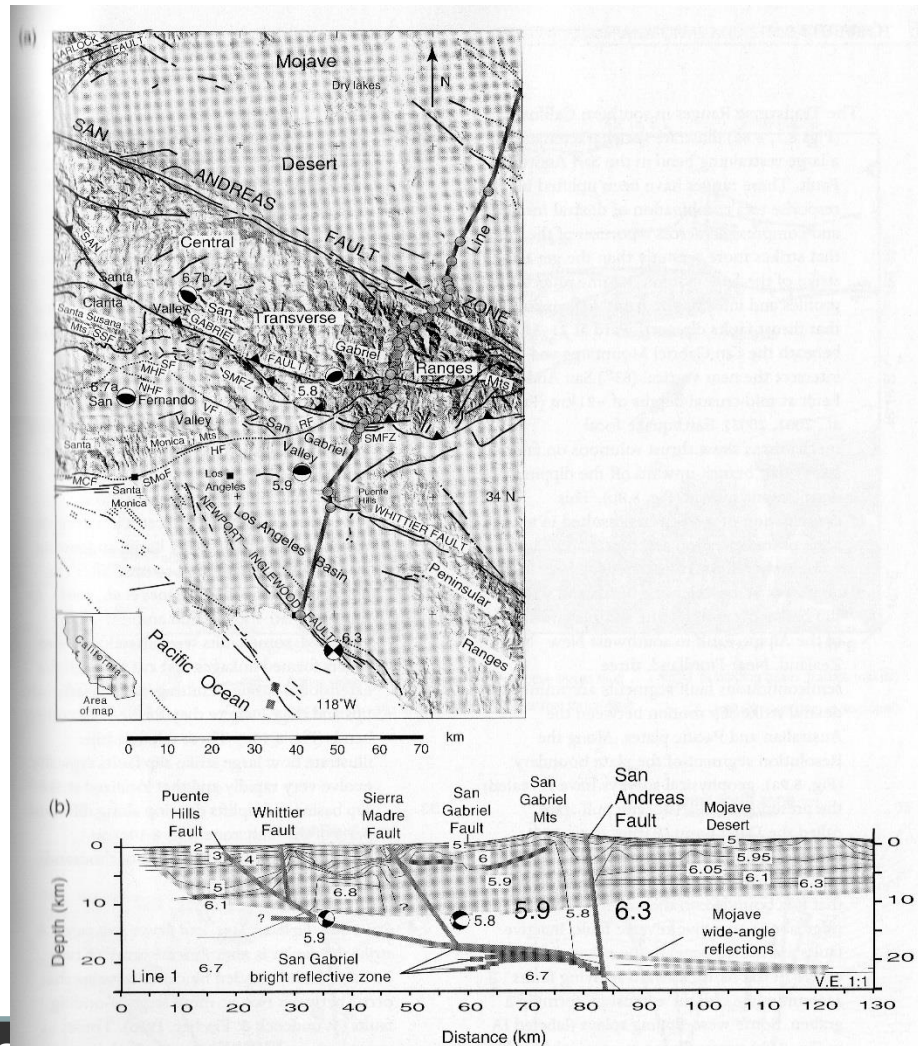


Transformní rozhraní je tak tvořeno komplikovaným systémem. Pouze některé zlomy mají kinematiku pravostranného horizontálního stříhu odpovídající vlastnímu transformnímu zlomu San Andreas. U doprovodných zlomů, jejichž směr je pootočen více k v.-z. směru, ukazují fokální mechanismy na šikmé násuny, u zlomů, jejichž směr je pootočen více k s.-j. směru, ukazují fokální mechanismy na šikmé poklesy.





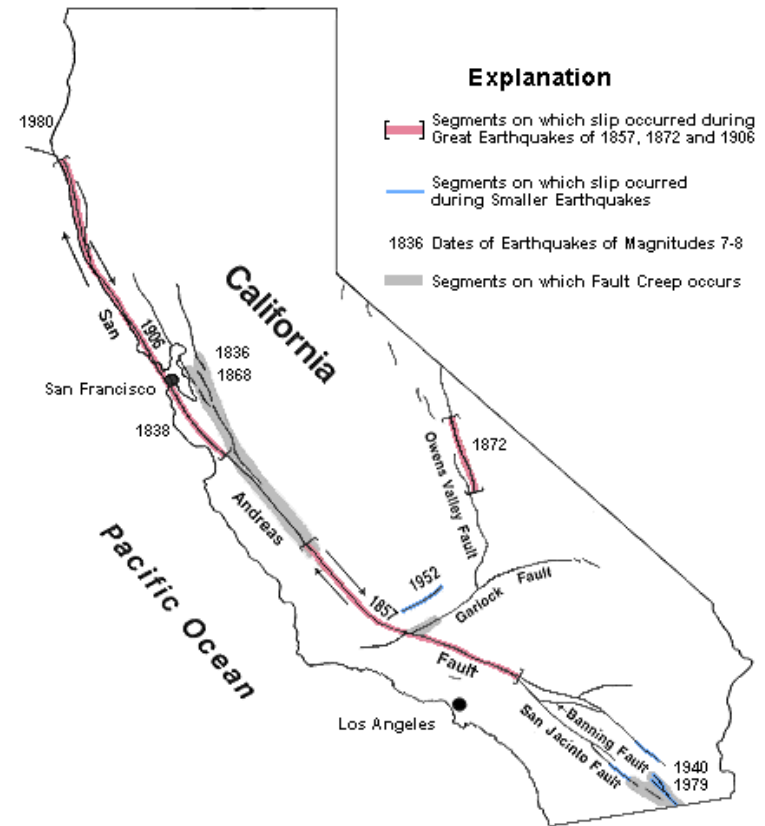
V jižní kalifornii lze doložit kombinaci dextrálního pohybu a komprese podél zlomů orientovaných více do směru v.-z. oproti zlomu San Andreas.



(Kearey et al. 2009)

Některé úseky zlomové zóny se chovají aseismicky a lze na nich pozorovat creep.

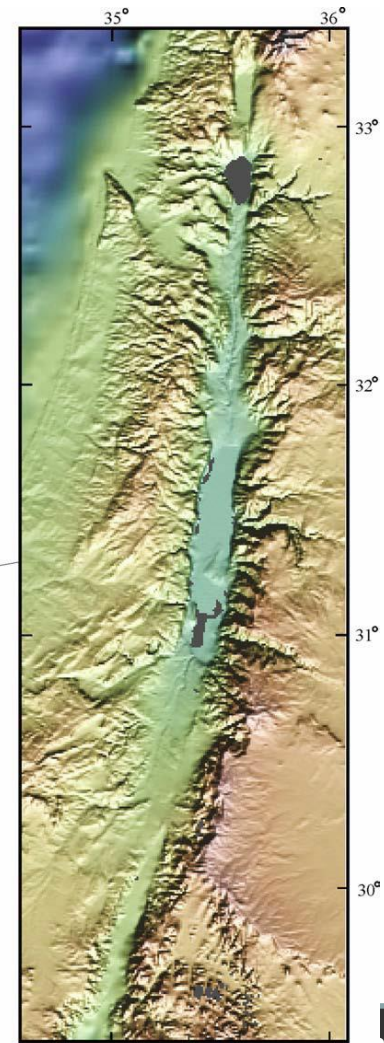
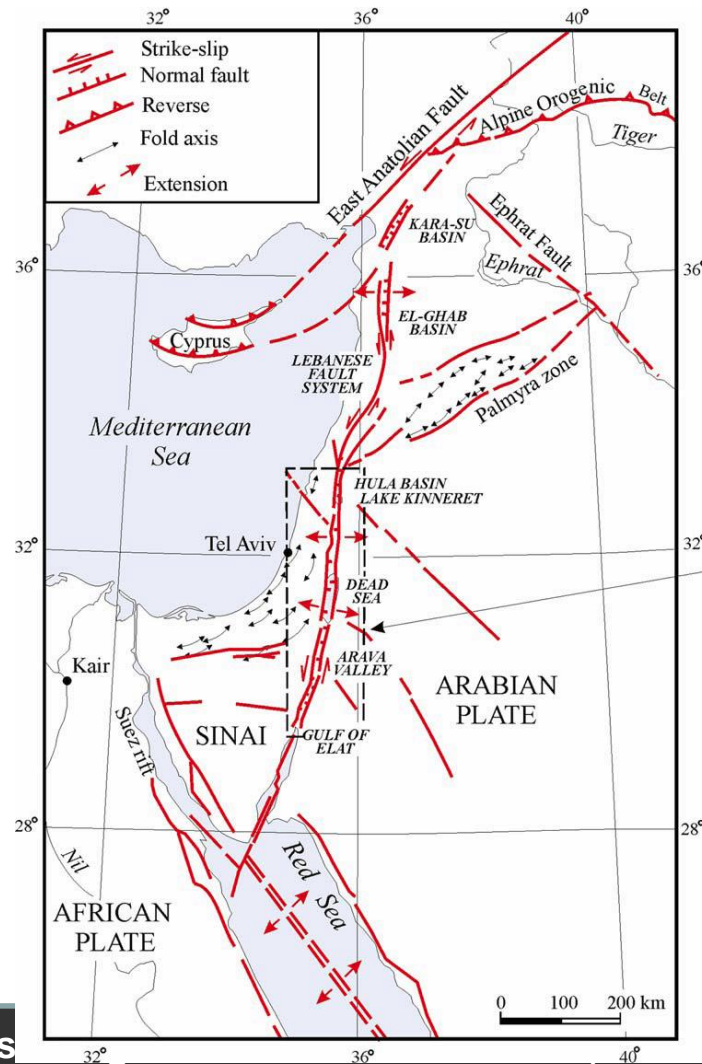
Předpokládá se, že aseismicky je vyrovnáno 60 až 70% celkového přemístění tomto na deskovém rozhraní.



# příklad zóny Mrtvého moře (Dead Sea Fault Zone)

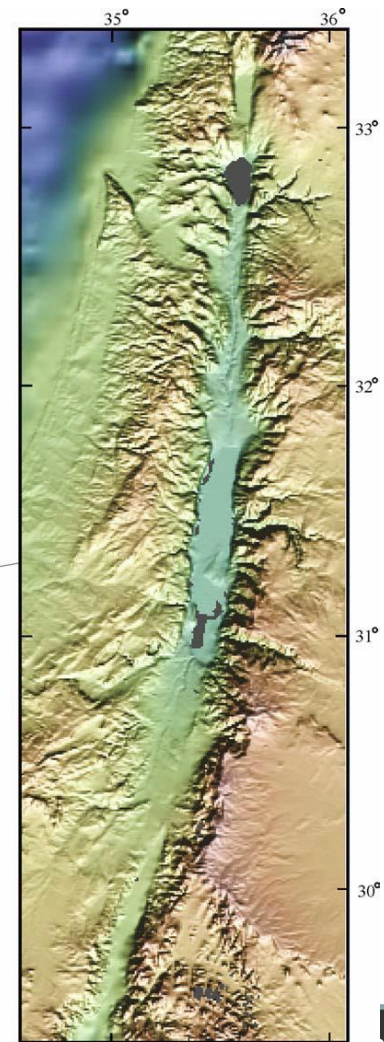
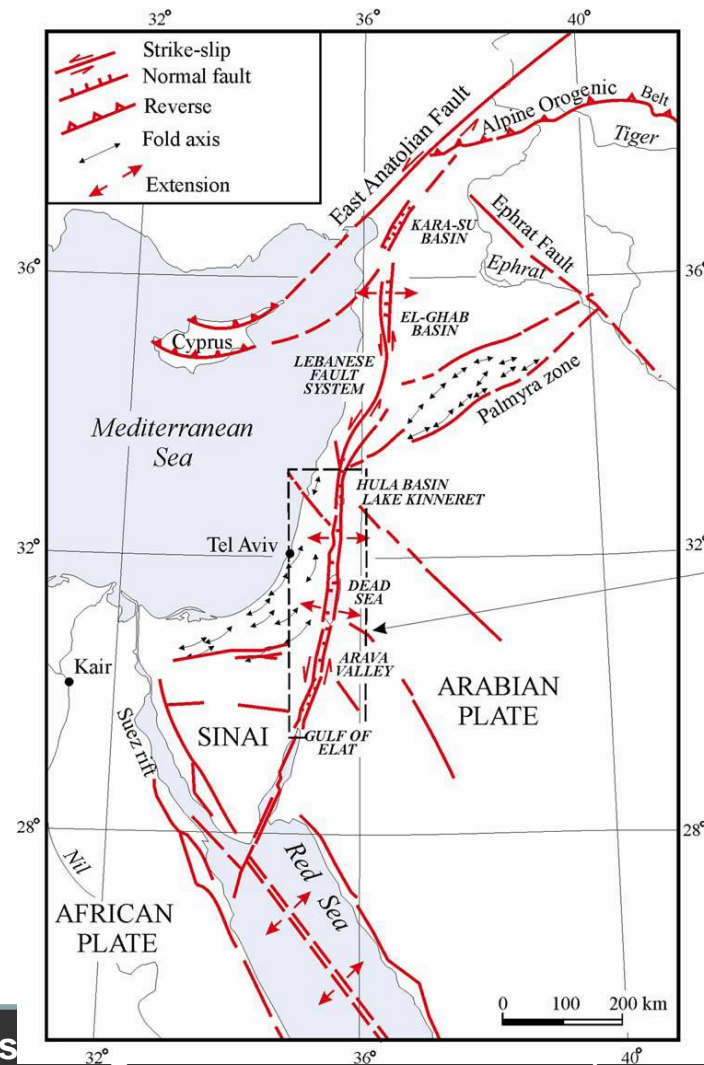


Zlomová zóna Mrtvého moře odděluje africkou desku od arabské mikrodesky.



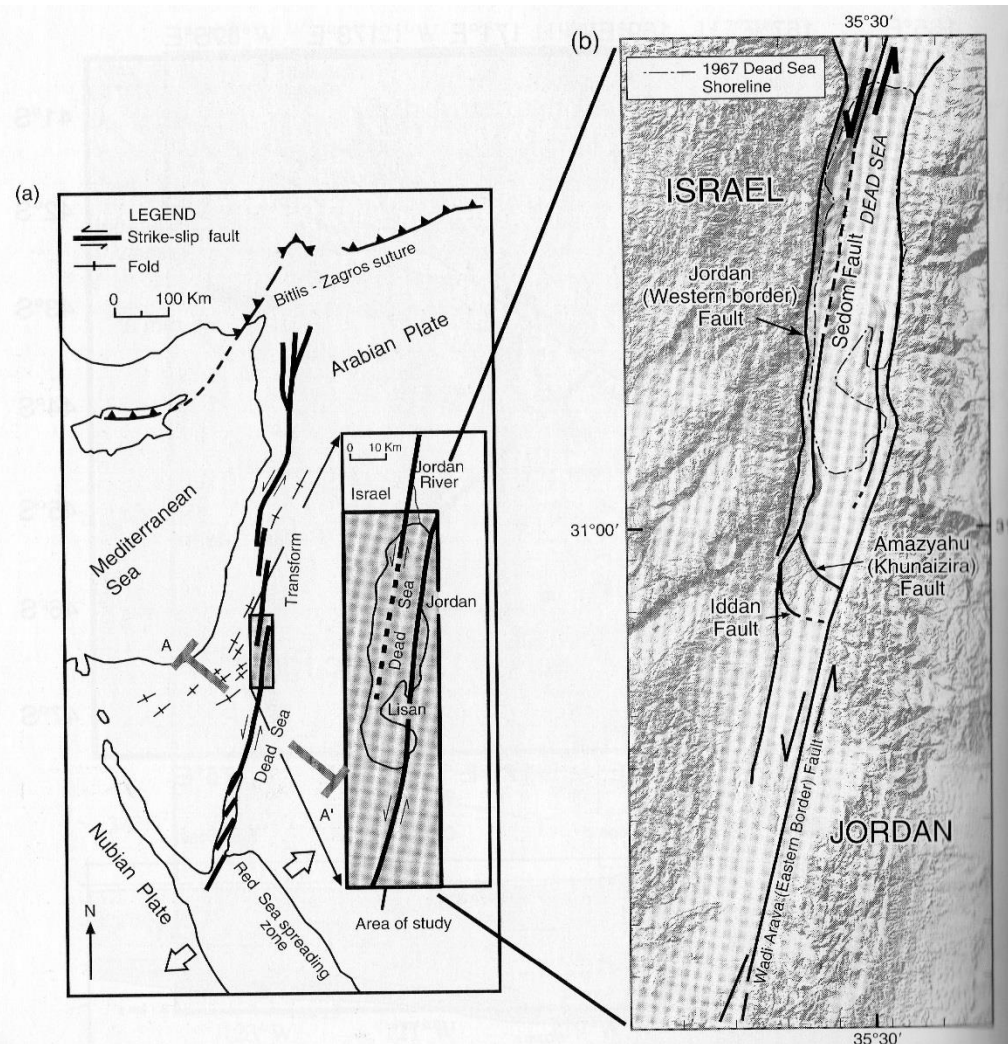
(Lunina et al. 2005)

Zóna je kombinácií divergentného a transformného rozhraní a vyrovnáva levostranný pohyb medzi africkou a arabskou deskou.



(Lunina et al. 2005)

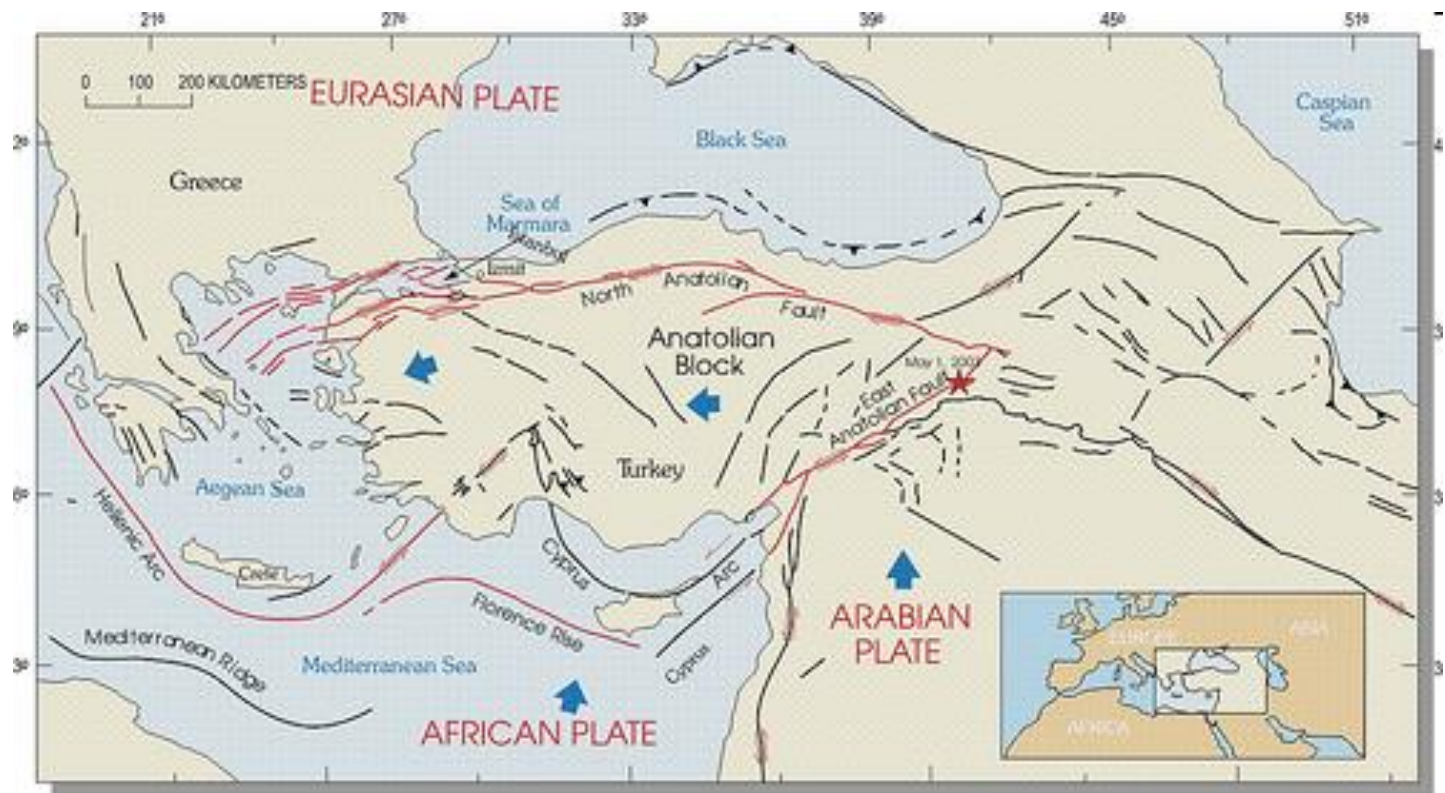
V oblasti Mrtvého moře vytváří zóna transtenzní struktury lemovanou levostrannými horizontálními posuny.



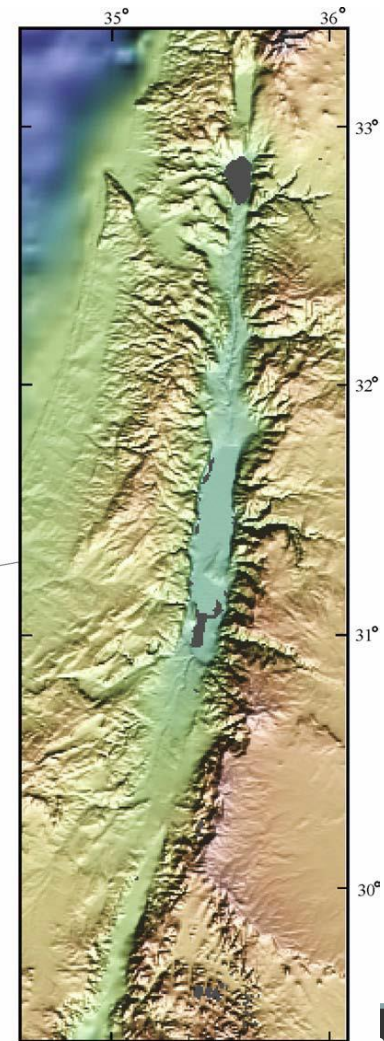
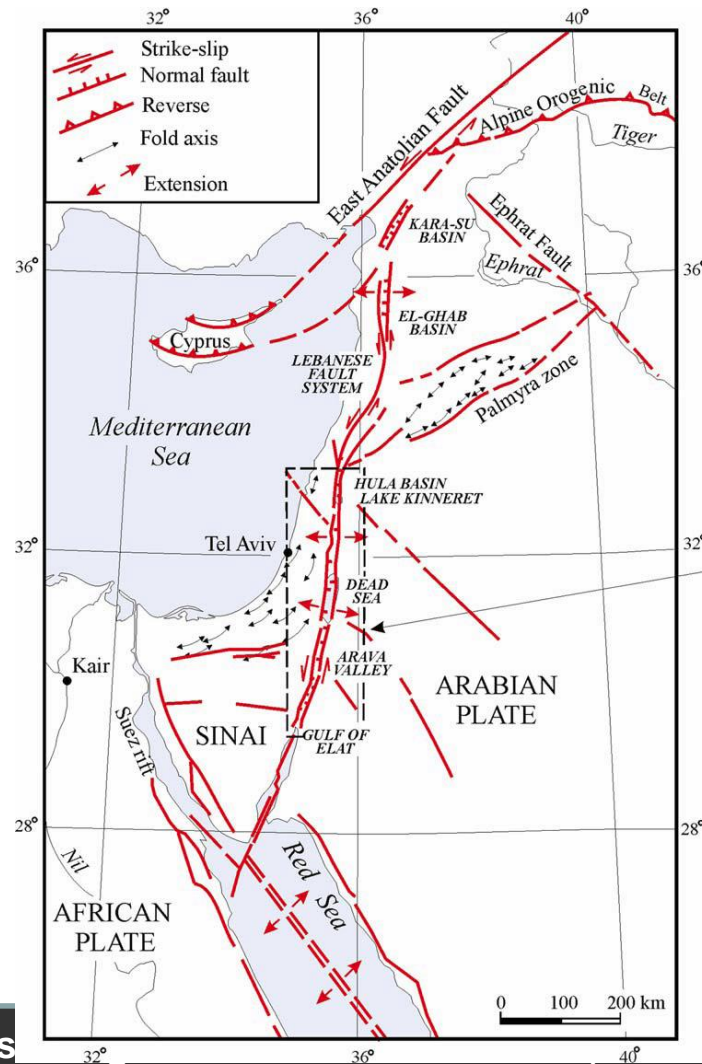
*(Kearey et al. 2009)*



Na severu navazuje na konjugovaný systém severoanatského a východoanatského zlomu.



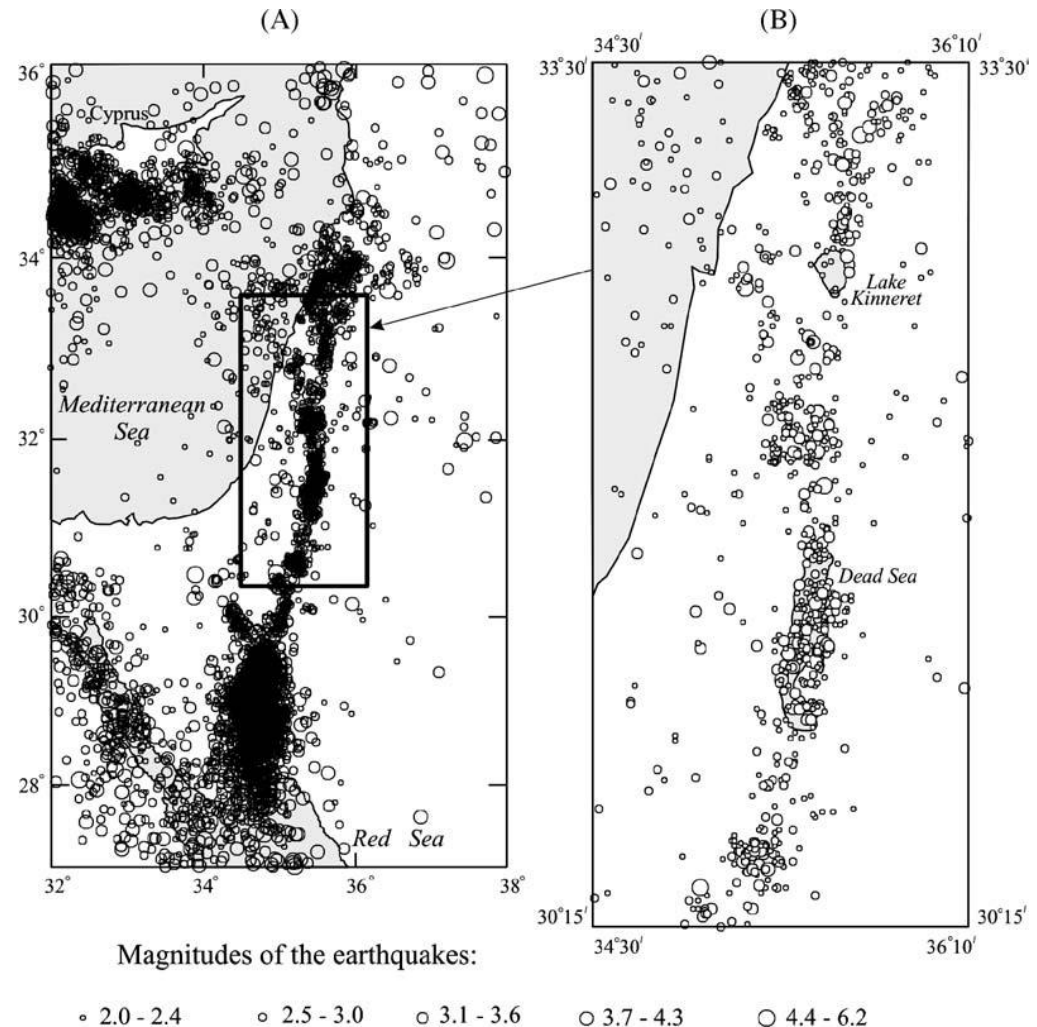
Na jihu navazuje na rift Rudého moře.



(Lunina et al. 2005).



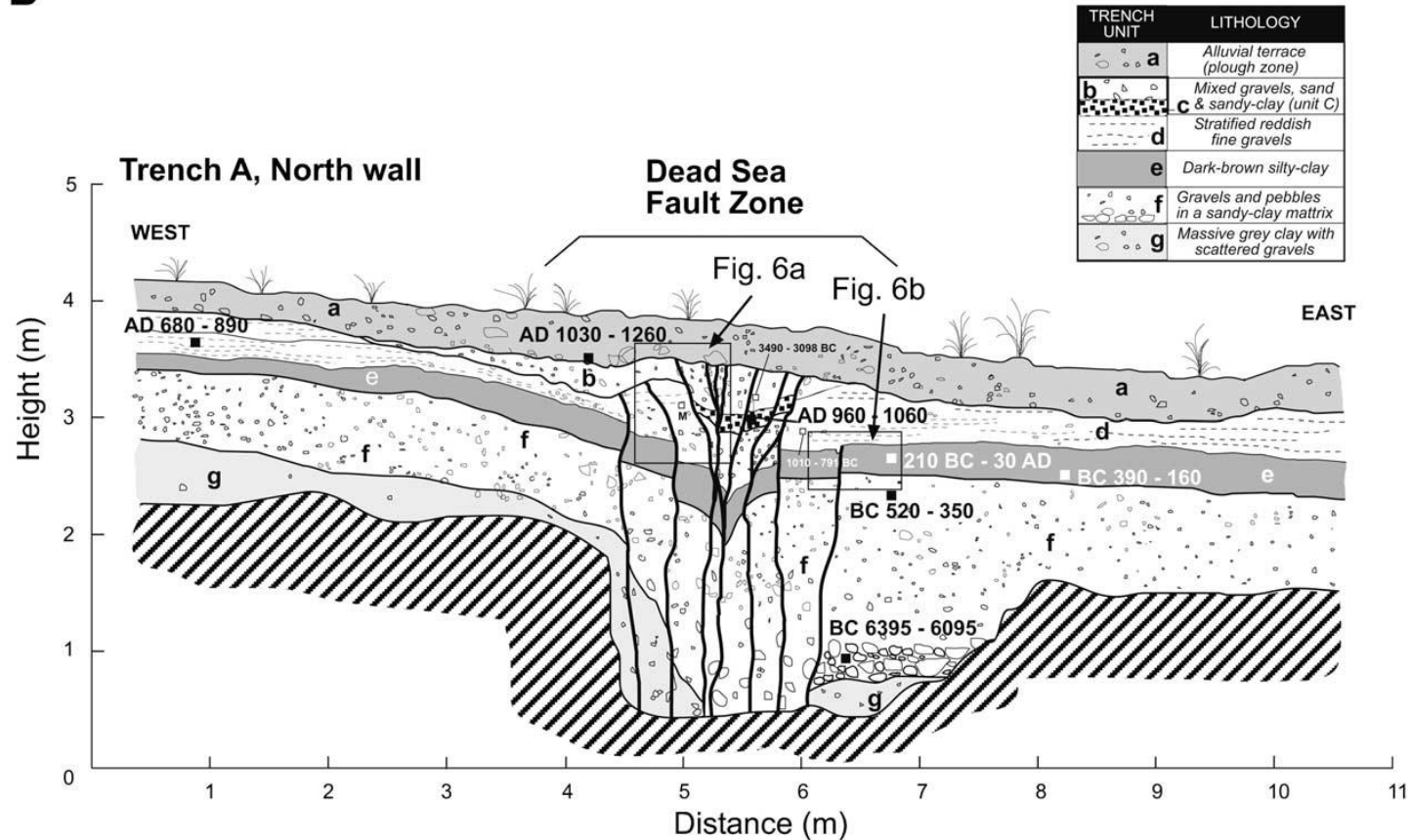
Epicentra zemětřesení vykazují větší rozptyl, přednostně se ale soustředí na vlastní zlomovou zónu. Šířka zóny je malá (pouze 20-40 km).



*Epicentra zemětřesení z let 1983-2002 (Lunina et al. 2005).*

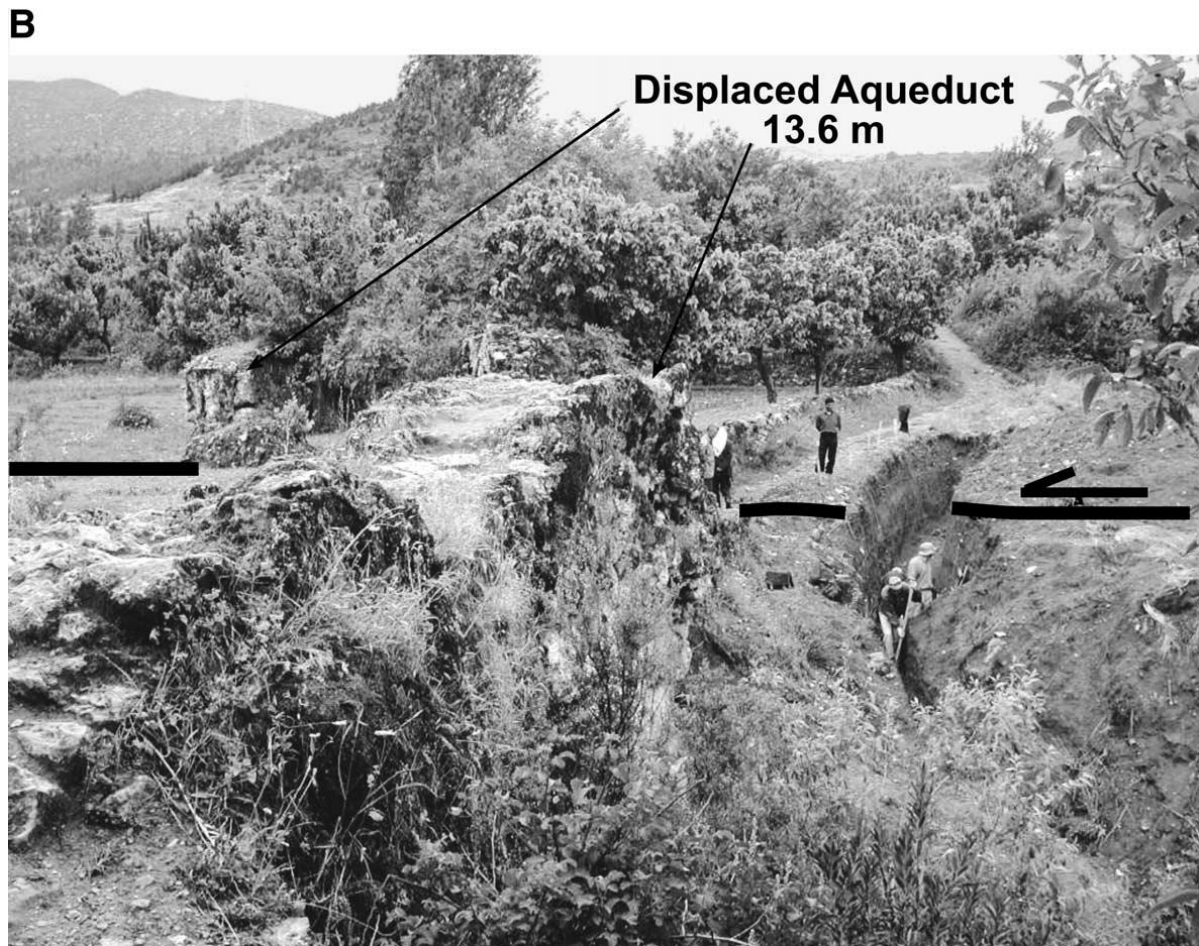
# Široce jsou aplikovány paleoseismologické metody.

**B**



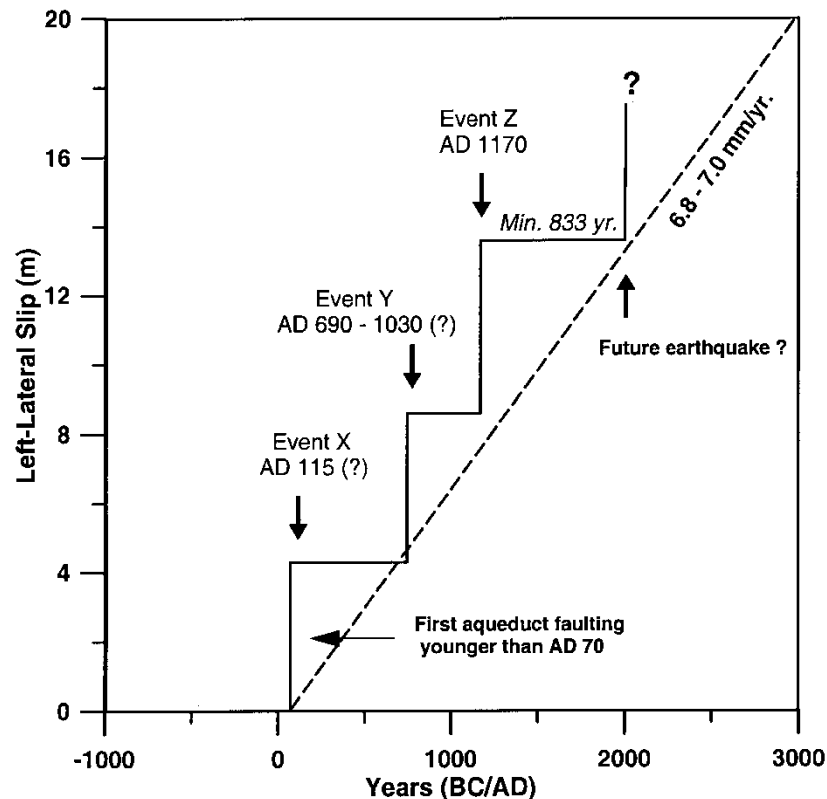
*(Meghraoui et al. 2003).*

Historická seismicita je úspěšně studována za pomoci archeologie.



*Akvadukt porušený horizontálním posunem o délce 13.6m (Meghraoui et al. 2003).*

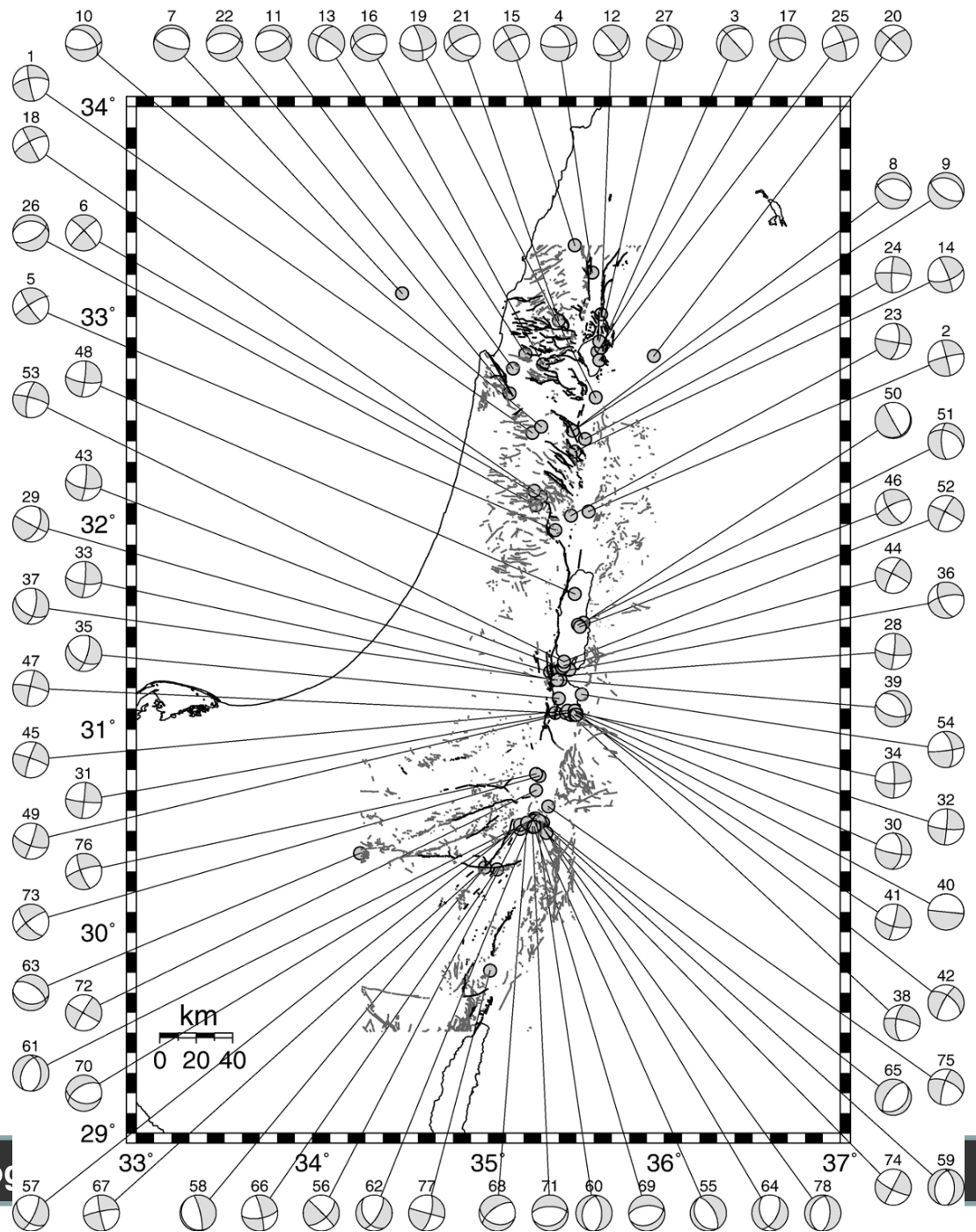
V severní části zóny byl na základě paleoseismologie rozpoznán seismický cyklus, který ukazuje rychlost posunutí cca 6.8-7.0 mm/rok a četnost silných otřesů ( $M_w=7.3-7.5$ ) jednou za 550 až 830 let.



(Meghraoui et al. 2003).



*(Hofstetter et al. 2007).*





# Shrnutí

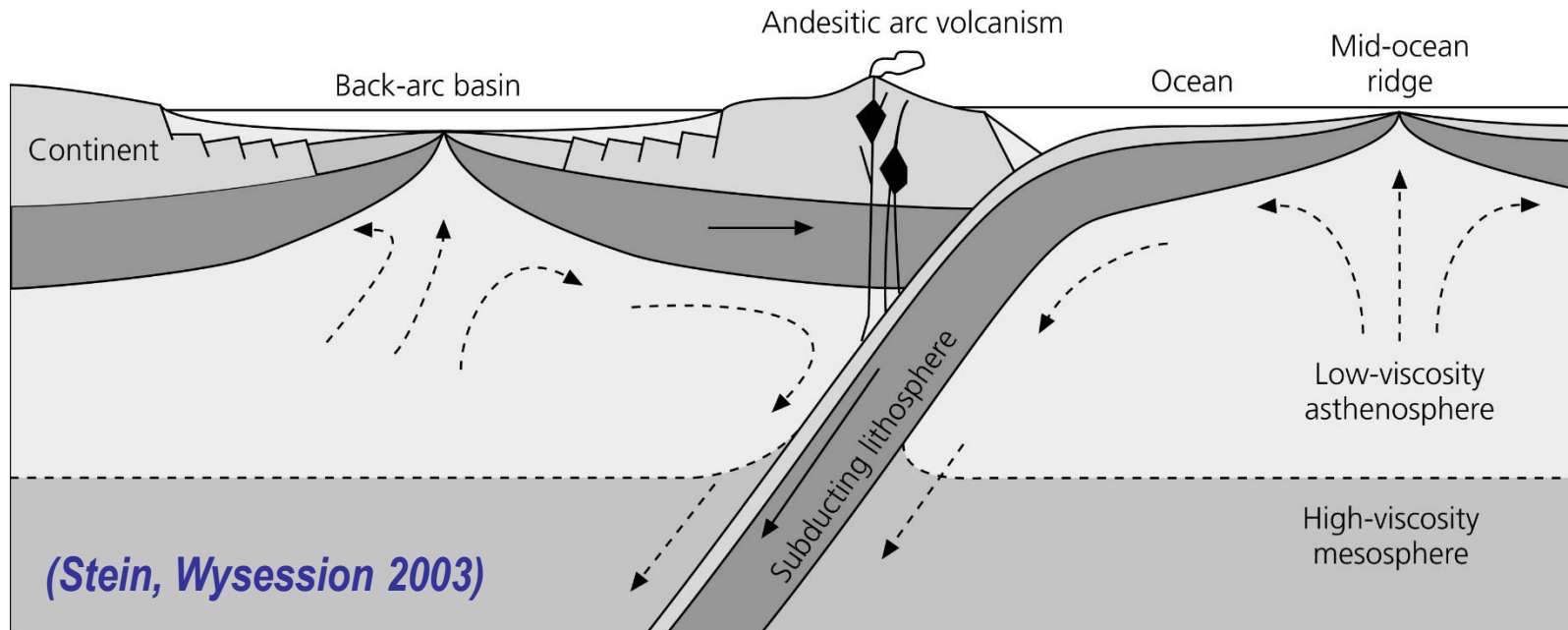
## Pro transformní rozhraní je charakteristické:

- tvoří propojující struktury mezi segmenty větších struktur divergentního nebo konvergentního rozhraní
- větší rozhraní transformního typu jsou opět spíše komplexní struktury tvořené větším množstvím zlomových ploch
- typické horizontální pohyby na strmých zlomových plochách mohou být doplněny dalšími mechanismy (šikmé poklesy, šikmé přesmyky) na doprovodných zlomech

# 9.5: Seismotektonika konvergentních rozhraní

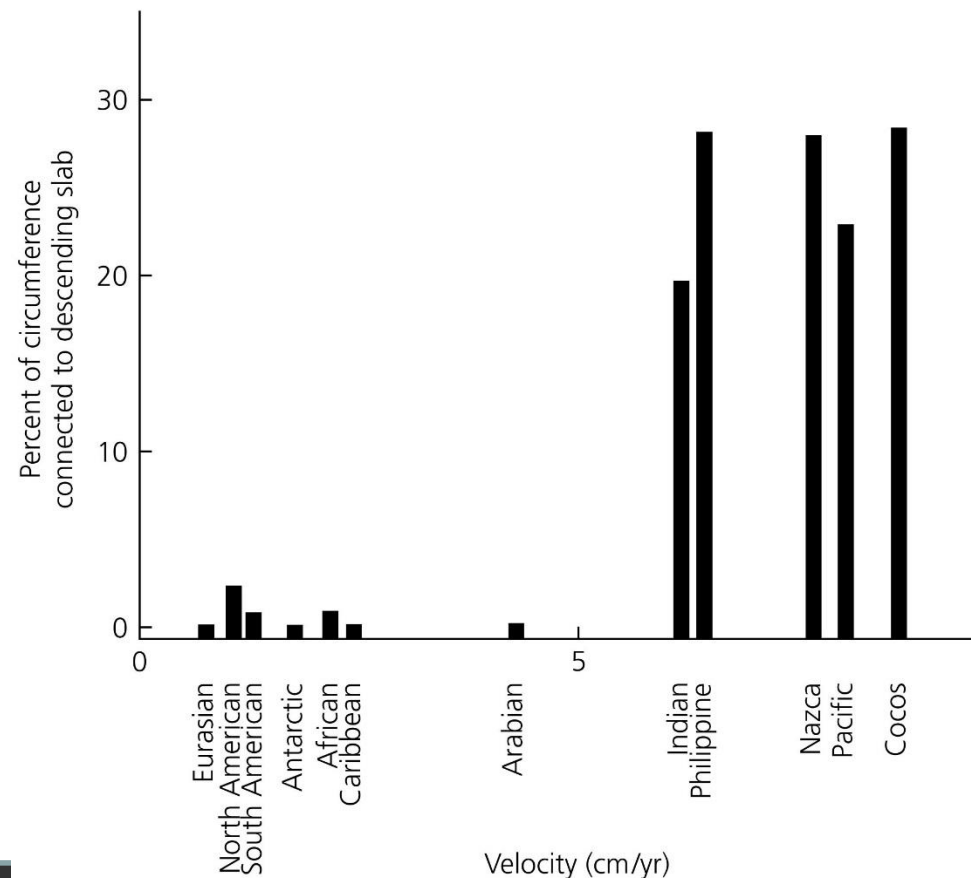
**Konvergentní rozhraní** jsou taková rozhraní litosferických desek, na nichž se dvě desky k sobě přibližují. Jedna z desek se ponořuje v subdukční zóně hluboko do svrchní části zemského pláště, přičemž je subdukující deska vtahována do subdukční zóny gravitací.

**Figure 5.4-1: Cartoon of a subduction zone.**



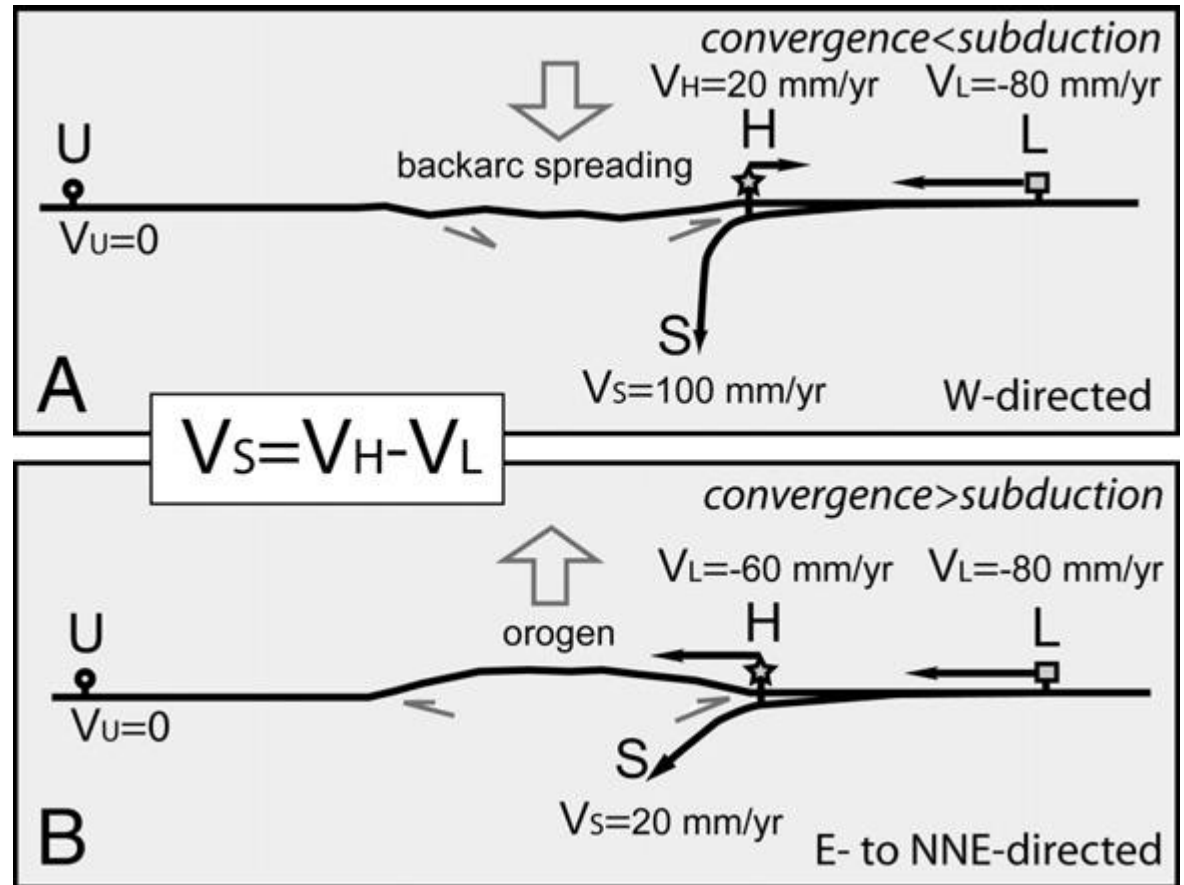
Graf závislosti rychlosti pohybu desek a procentuálního zastoupení rozhraní, na kterých daná deska subdukuje, ukazuje na významnost sil působících v subdukčních zónách.

**Figure 5.4-12: Plate velocity as a function of the amount of subducting lithosphere.**



*(Stein, Wyession 2003)*

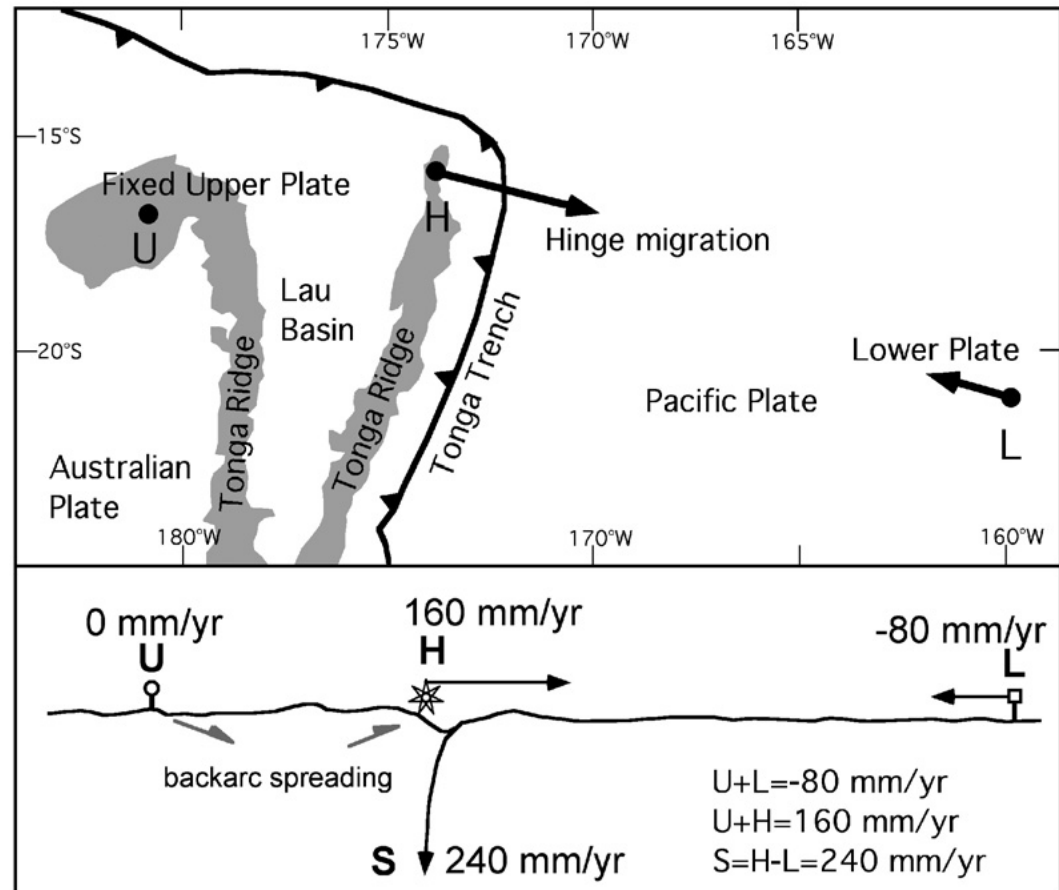
Rychlost subdukce  $v_S$  nemusí být totožná s rychlostí pohybu subdukované desky  $v_L$ , ale záleží také na rychlosti pohybu subdukčního ohybu  $v_H$ .



(Doglioni et al. 2008)

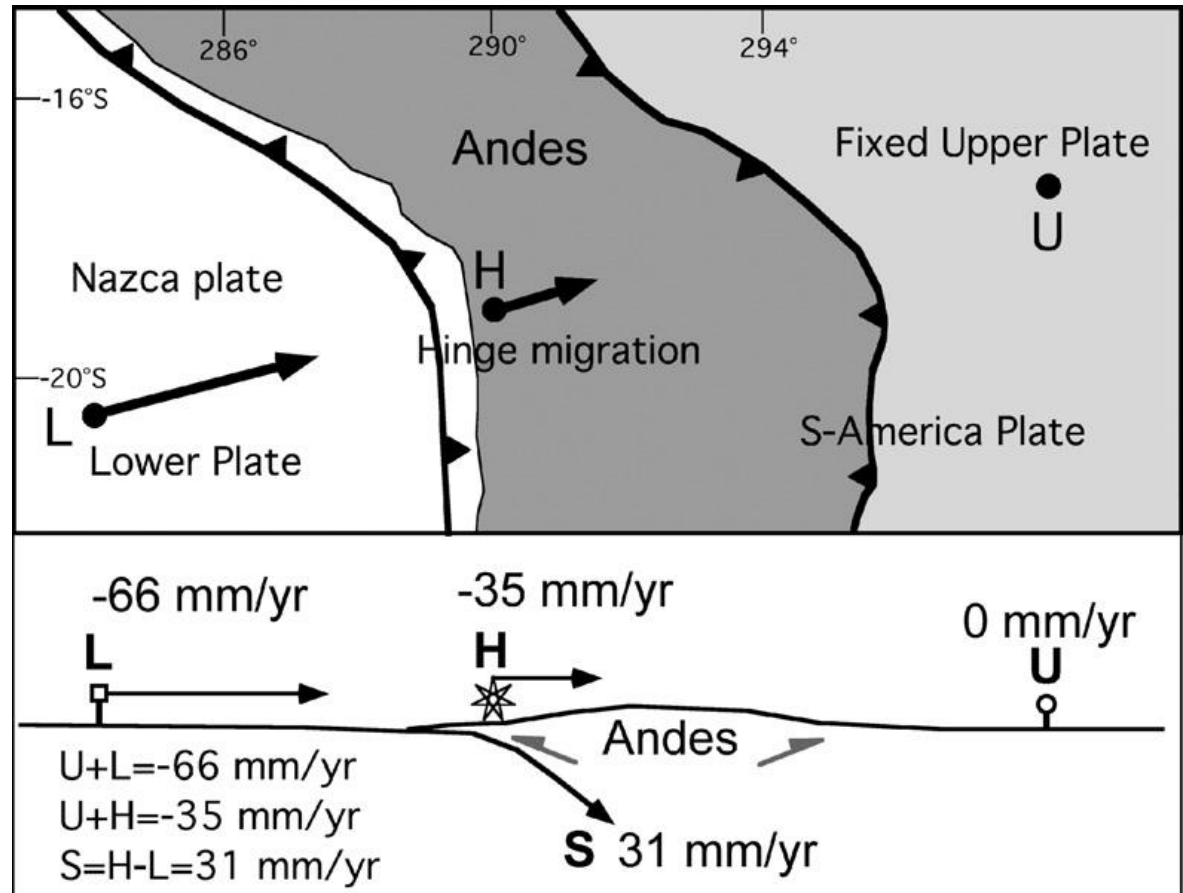


Příklad ze subdukční zóny v souostroví Tonga: pacifická deska se pohybuje rychlostí 80 mm/rok, ale současně ustupuje také ohyb desky rychlostí 160 mm/rok – rychlost subdukce tak dosahuje až hodnoty 240 mm/rok.



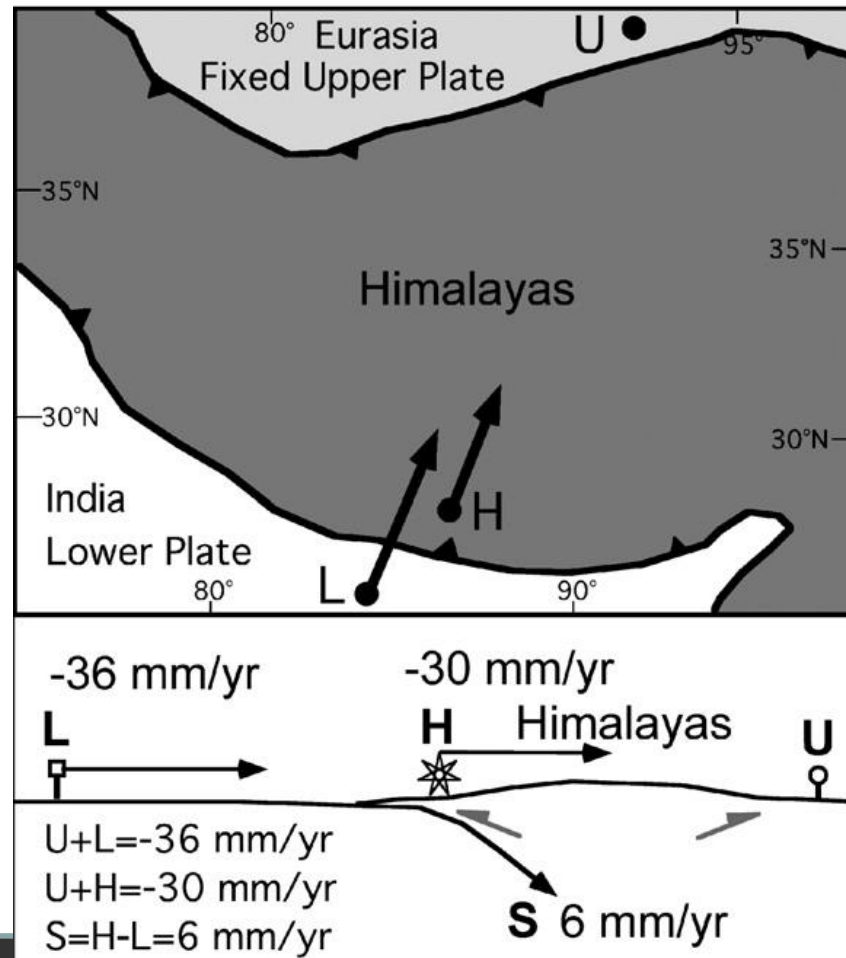
*(Doglioni et al. 2008)*

Příklad ze subdukční zóny při západním pobřeží Jižní Ameriky: deska Nazca se pohybuje rychlostí 66 mm/rok, ale současně postupuje také ohyb desky rychlostí 35 mm/rok – rychlost subdukce tak dosahuje jen hodnoty 31 mm/rok.



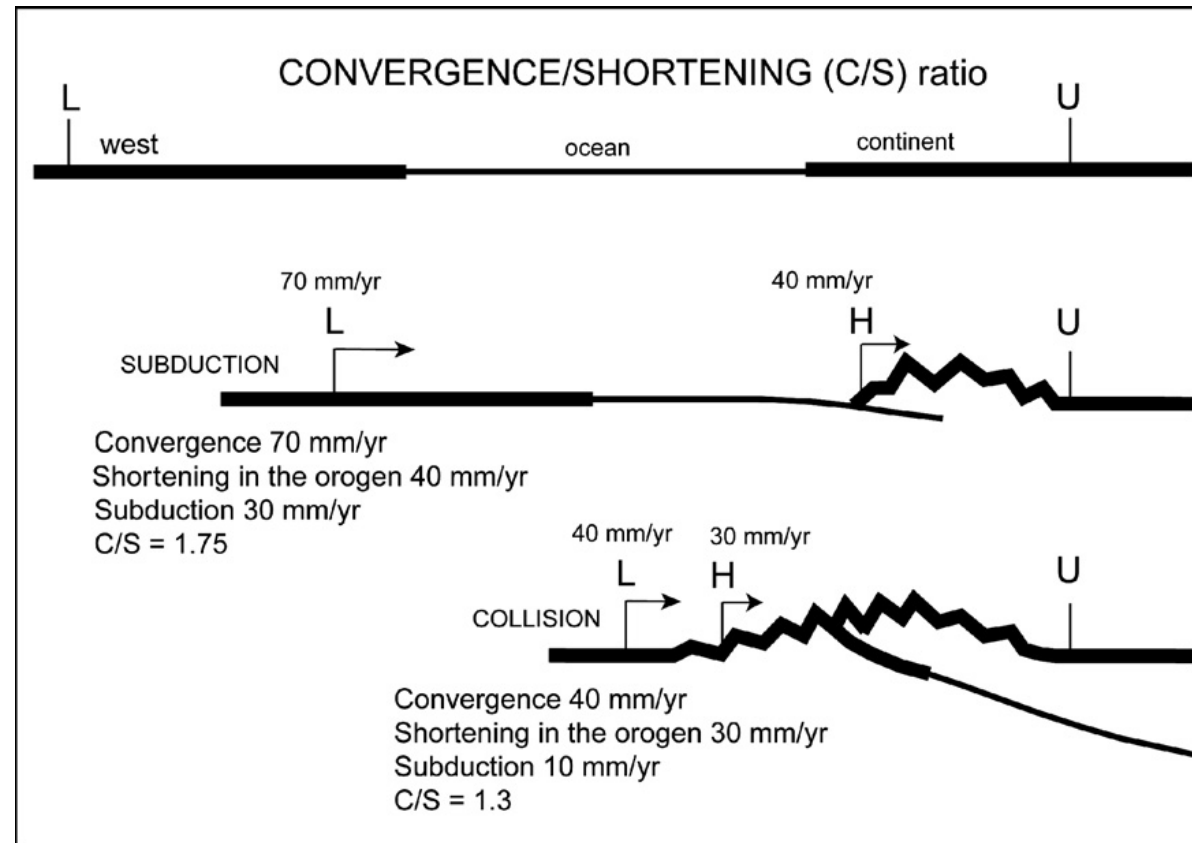
*(Doglioni et al. 2008)*

Příklad z kolizní zóny V regionu Himalájí: indická deska se pohybuje rychlostí 36 mm/rok, ale současně postupuje také ohyb desky rychlostí 30 mm/rok – rychlost „subdukce“ tak dosahuje jen hodnoty 6 mm/rok.



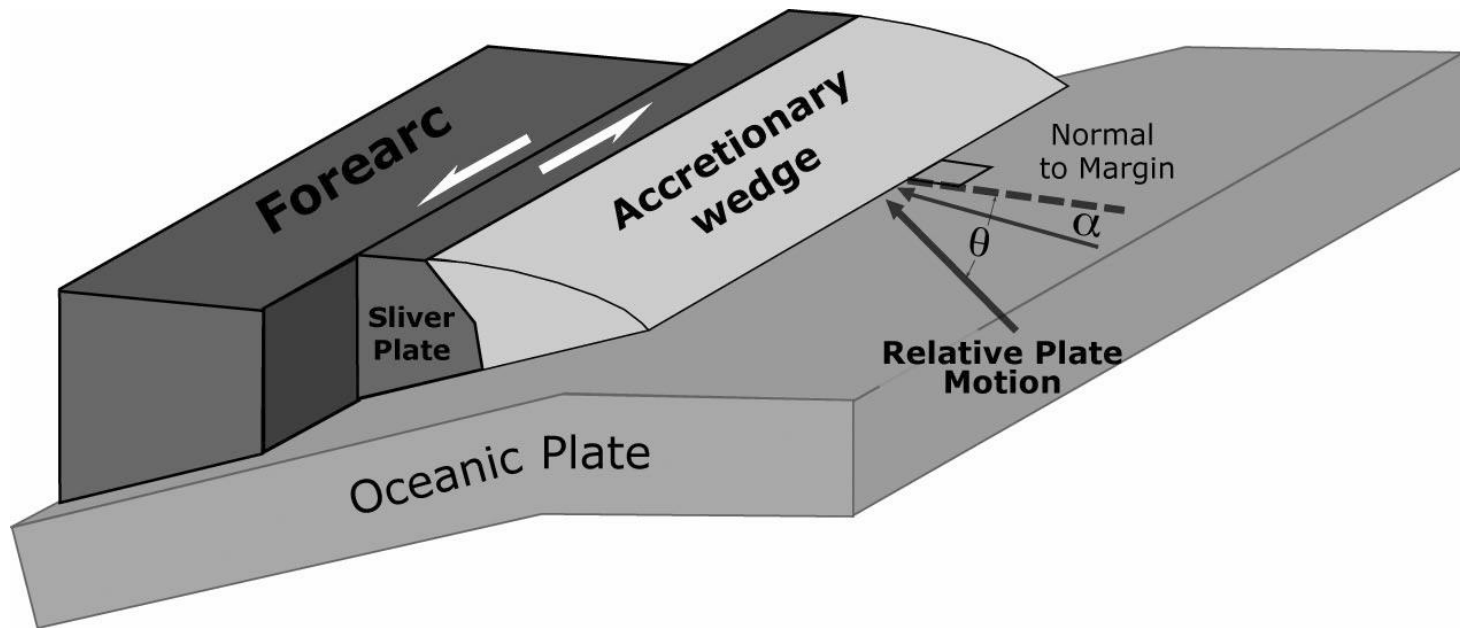
*(Doglioni et al. 2008)*

U kolizních zón silně klesá poměr rychlosti zkrácení vlivem subdukce a konvergence.



*(Doglioni et al. 2008)*

V případě šikmé konvergence jsou horizontální složky pohybu obvykle vyrovnávány strmými horizontálními posuny oddělující předobloukovou část od zbytku desky. Předoblouková část se pohybuje vůči oběma deskám.



*(Haq, Davis 2009)*



Lze rozlišit dva základní typy subdukce:

- **Vysokonapěťový (Čilský) typ.** Subdukující deska se ponořuje pod horní desku s mírnějším sklonem, na okraji horní desky lze pozorovat známky převažujícího kompresního režimu.

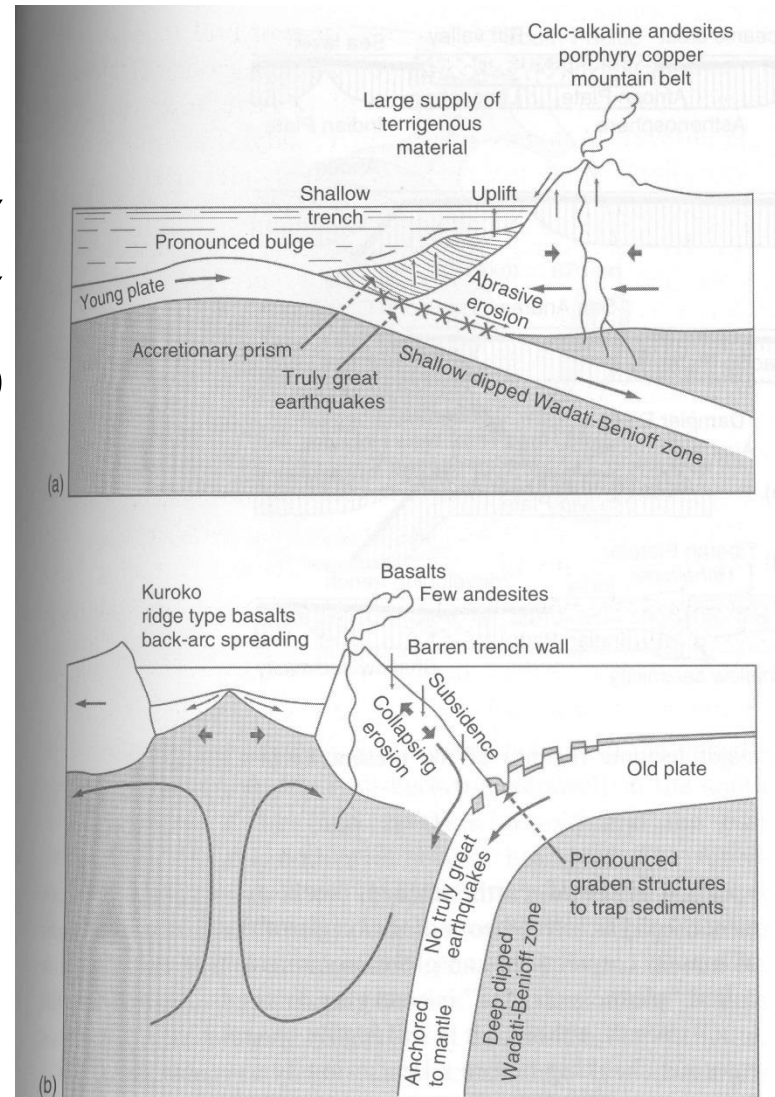


FIGURE 11 Schematic diagrams showing the two typical modes of subduction. (a) High-stress (Chilean) type; (b) low-stress (Mariana) type.

## - Nízkonapěťový (Mariánský) typ.

Subdukující deska se ponořuje pod horní desku prudce pod strmým sklonem, na okraji horní desky lze pozorovat nejen známky kompresního režimu, ale dále za deskovým okrajem také známky výrazného extenzního režimu spojeného s „přitahováním“ desky k ustupujícímu (třebaže konvergentnímu) rozhraní. Extenze se projevuje až vznikem zaobloukových pánví s vyvinutým riftem.

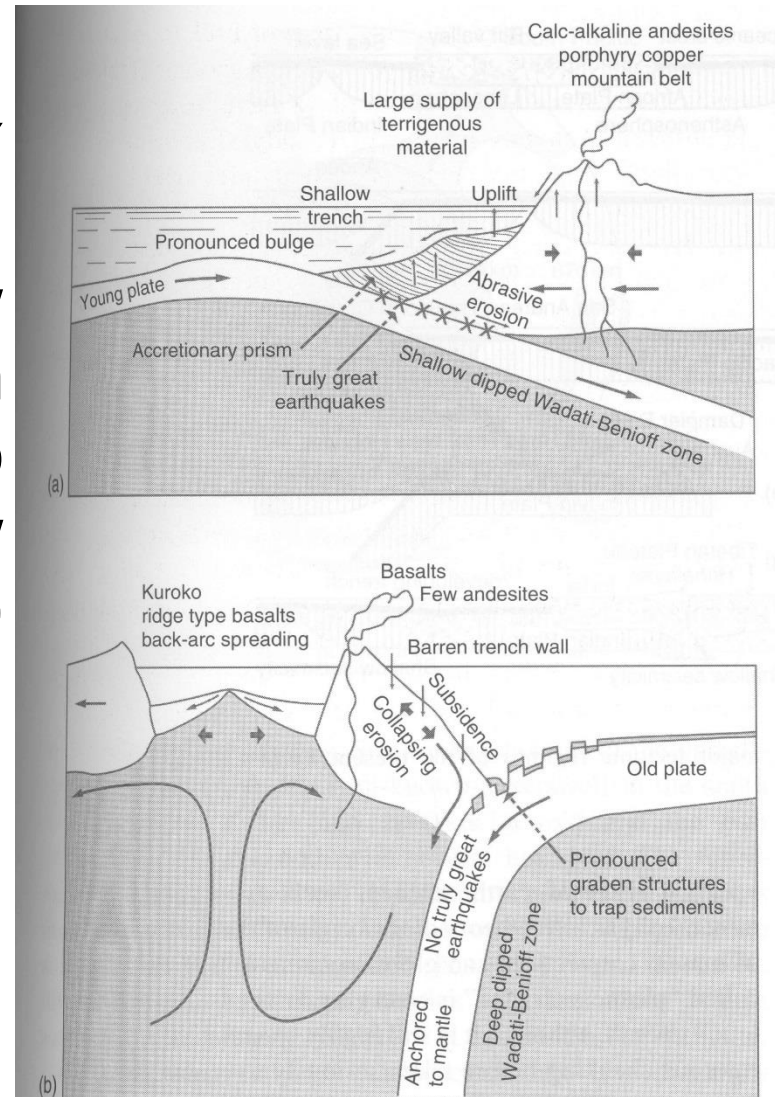
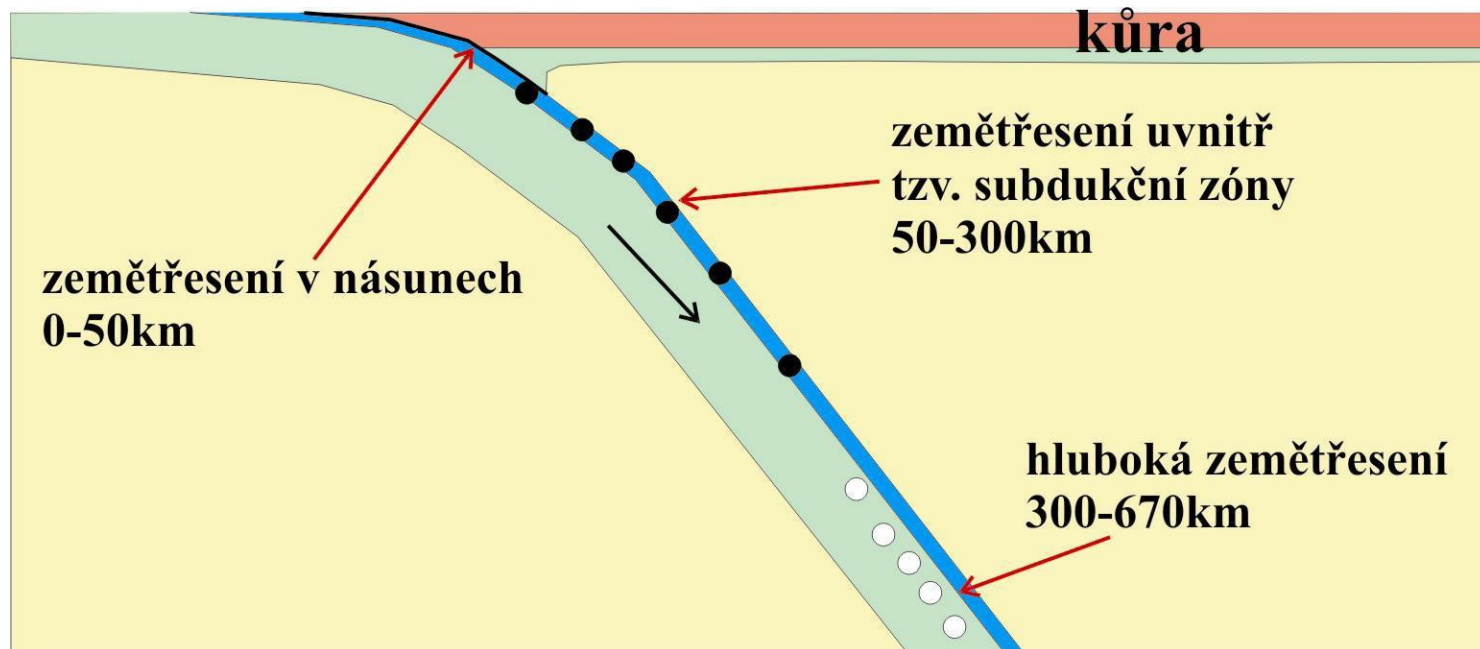


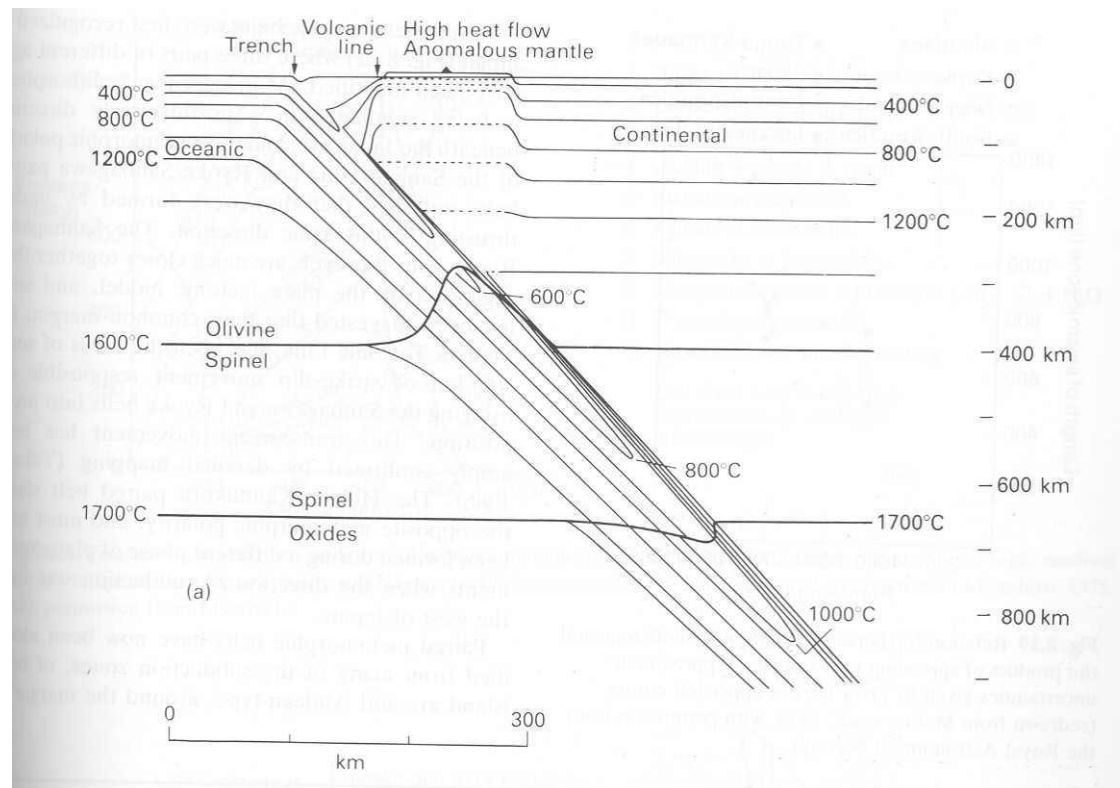
FIGURE 11 Schematic diagrams showing the two typical modes of subduction. (a) High-stress (Chilean) type; (b) low-stress (Mariana) type.

# 9.5.a: Hloubka ohnisek na subdukčních zónách

**Konvergentní rozhraní se vyznačují existencí i velmi hlubokých zemětřesení.** Otřesy se vyskytují nejen v horní (nasouvané) desce v hloubkách řádově první desítky km, ale také v podsouvané desce, kde mohou hloubky ohnisek dosahovat stovky km.



Podmínky pro velmi hluboká zemětřesení (až do 660 km) jsou splněny především díky průniku relativně chladné (a tedy rigidní) kůry do svrchního pláště.





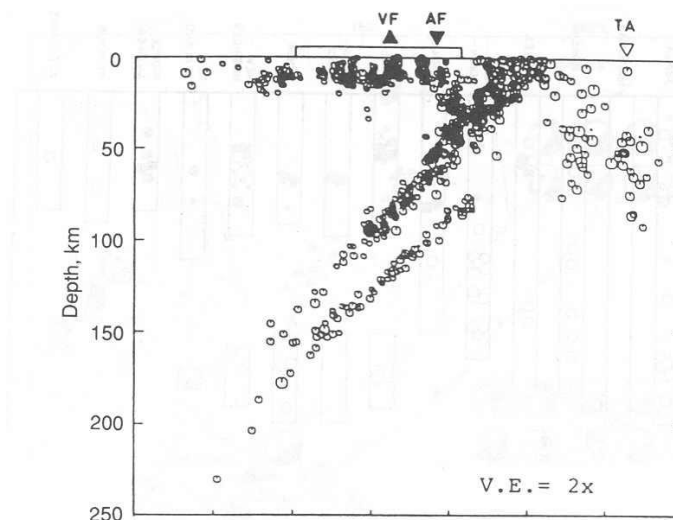
Výzkumu hlubokých zemětřesení se v Japonsku intenzivně věnoval v letech 1927-1934 Wadati. V roce 1954 pak Benioff zjistil v regionu Kamčatky, že ve vertikálním řezu jsou hluboká zemětřesení soustředěna do úzké zóny nazývané dnes **Wadati-Benioffova zóna**.



**Kiyoo Wadati**  
(1902-1995)



**Victor Hugo Benioff**  
(1899-1968)

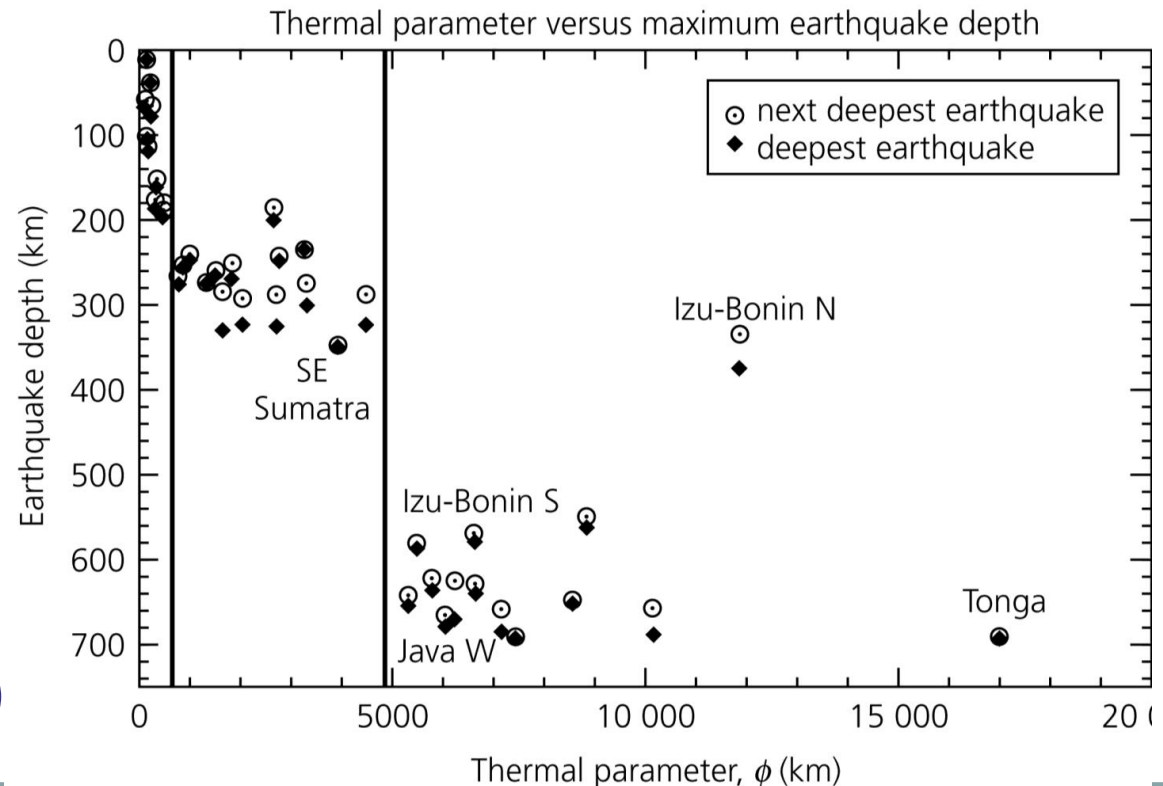


**FIGURE 11.24** Double Wadati-Benioff zone in northeast Japan. (After Hasegawa *et al.*, 1978.)

Maximální hloubky zemětřesení závisí na tzv. termálním parametru.

Thermal parameter:  $\phi = tv \sin \delta$

$t$  = age of plate,  $v$  = plate velocity,  $\delta$  = slab dip

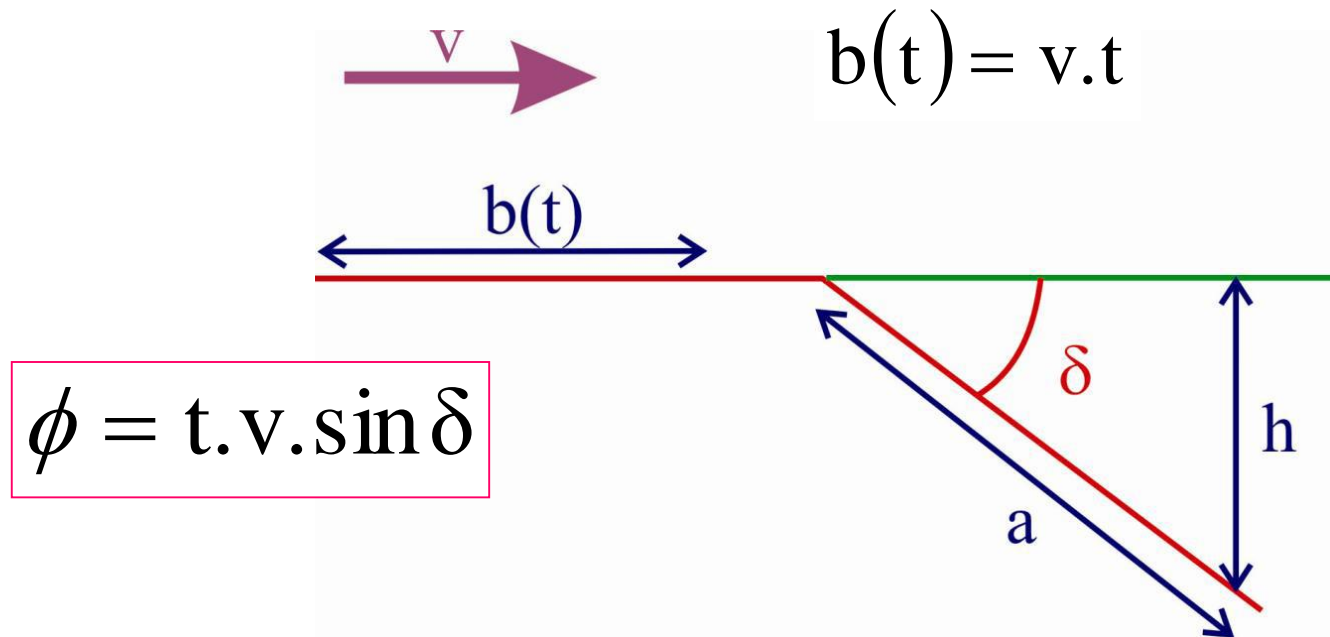


(Stein, Wysession 2003)

Sinus sklonu desky  $\delta$  odpovídá hloubce, je-li délka desky rovna  $a$ :

$$\sin \delta = \frac{h}{a} \Leftrightarrow h = a \cdot \sin \delta$$

Součin rychlosti desky  $v$  a času  $t$  odpovídá vzdálenosti, do které se bod na desce posune za čas  $t$  (tj. za dobu odpovídající stáří desky):

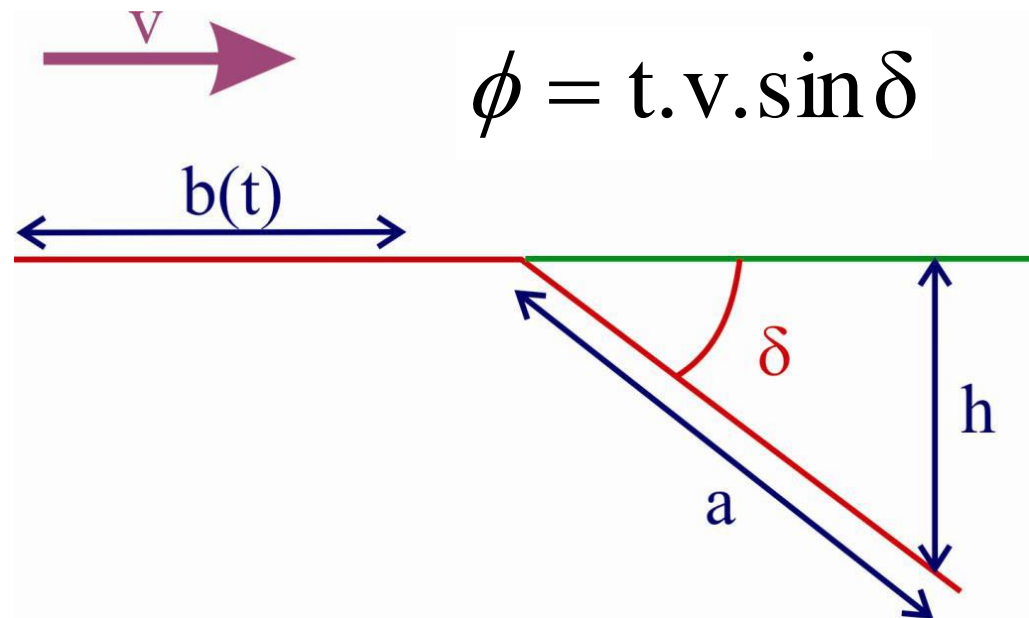


Termální parametr  $\phi$  tak má význam hypotetické „maximální hloubky“, do které by se deska zanořila, pokud by byla celá ponořená v subdukční zóně.

$$h = a \cdot \sin \delta$$

$$b(t) = v \cdot t$$

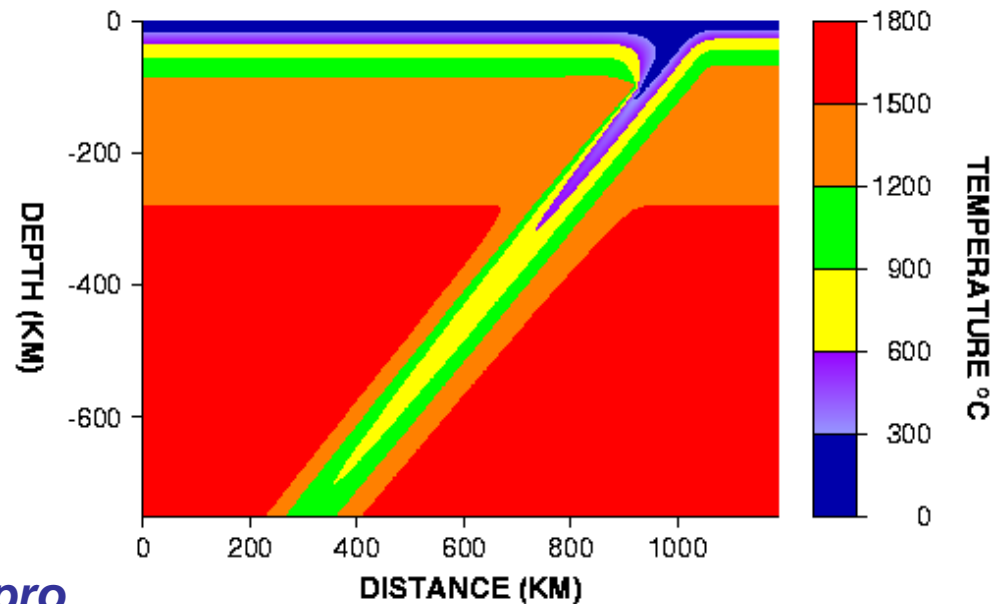
$$\phi = b(t) \cdot \sin \delta$$



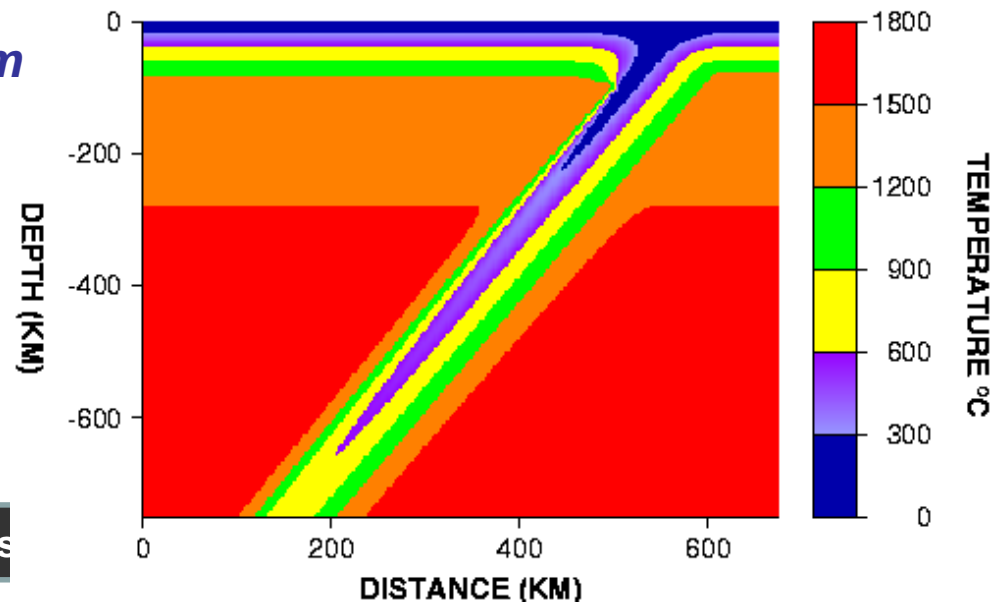
*Porovnání teplotní struktury pro relativně mladší a pomalejší subdukovanou desku – Aleuty:  $t=50\text{My}$ ,  $v=70\text{mm/rok}$ ,  $\phi=2500\text{km}$ ; pro relativně starší a rychlejší subdukovanou desku – Tonga:  $t=140\text{My}$ ,  $v=140\text{mm/rok}$ ,  $\phi=17000\text{km}$  (Stein, Wysession 2003)*

$$\phi = t \cdot v \cdot \sin \delta$$

### YOUNGER, SLOWER, HOTTER, SLAB



### OLDER, FASTER, COLDER, SLAB

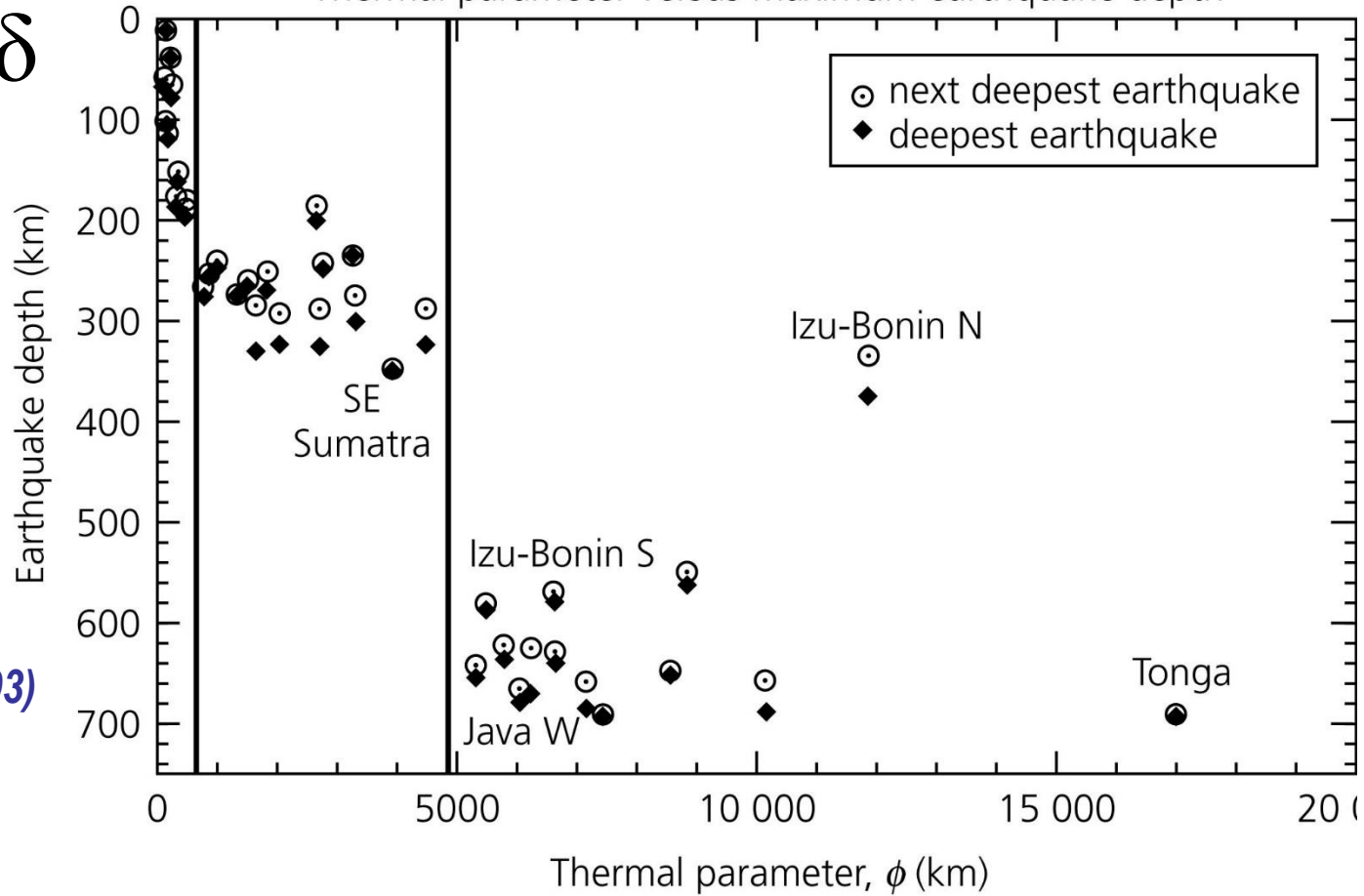




Hypocentra s hloubkou větší než 300km se vyskytují pouze na subdukčních zónách s parametrem  $\phi$  vyšším, než 5000km. Maximální hloubka hypocenter je 700km.

$$\phi = t.v.\sin\delta$$

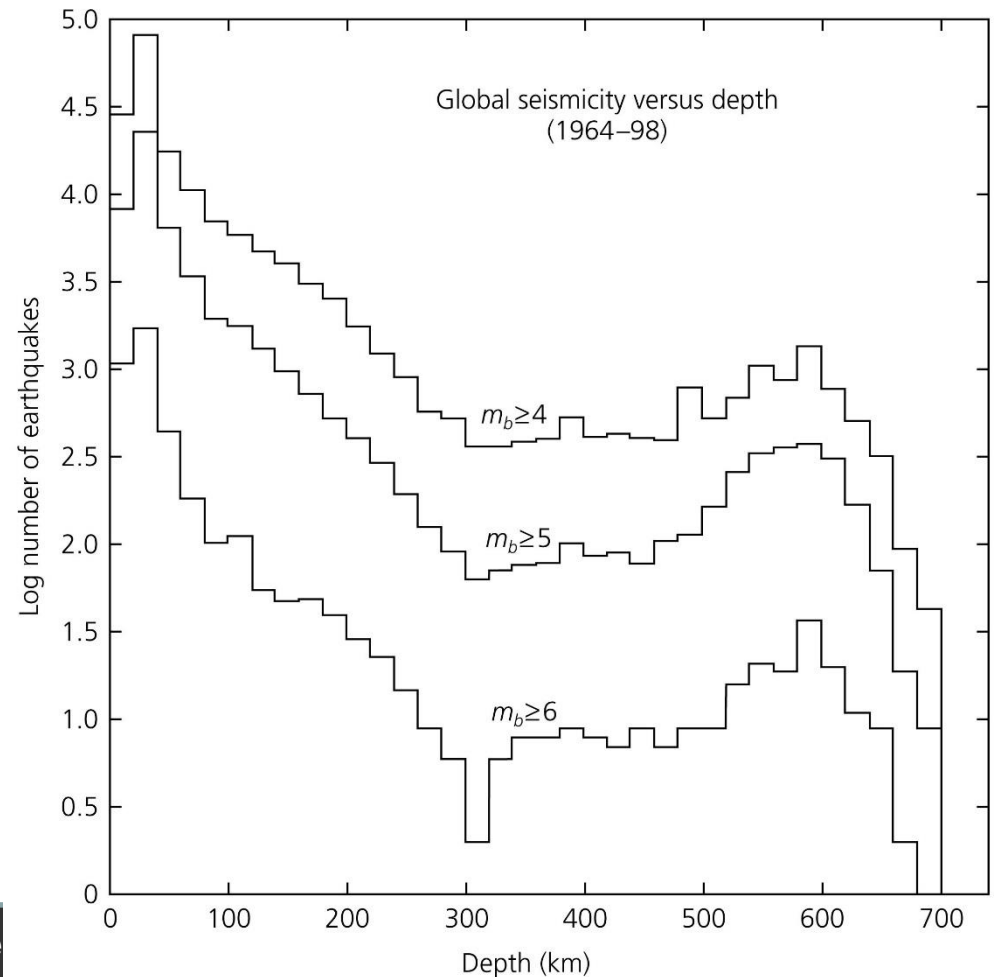
Thermal parameter versus maximum earthquake depth



(Stein, Wysession 2003)

Globální distribuce hypocenter podle hloubky vykazuje minimum při hloubce 300km. Pak četnost otřesů opět roste s maximem kolem 600km.

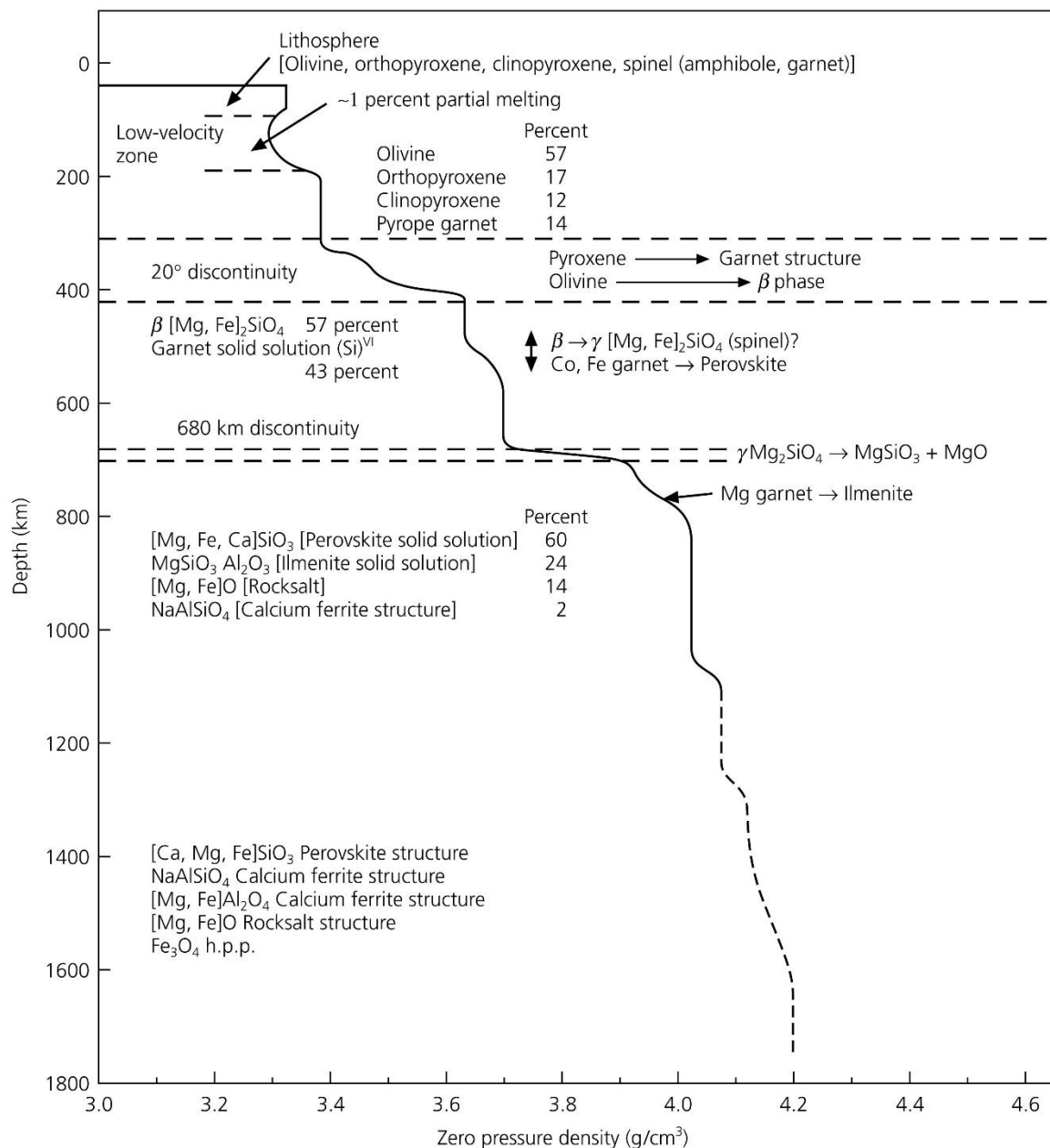
**Figure 5.4-9: Distribution of seismicity with depth in subduction zones.**



*(Stein, Wyession 2003)*

Hypocentra mohou být situována pod rozhraním 410km, nejsou ale pod rozhraním 660km.

**Figure 3.8-8: Predicted mineral assemblages for the mantle.**

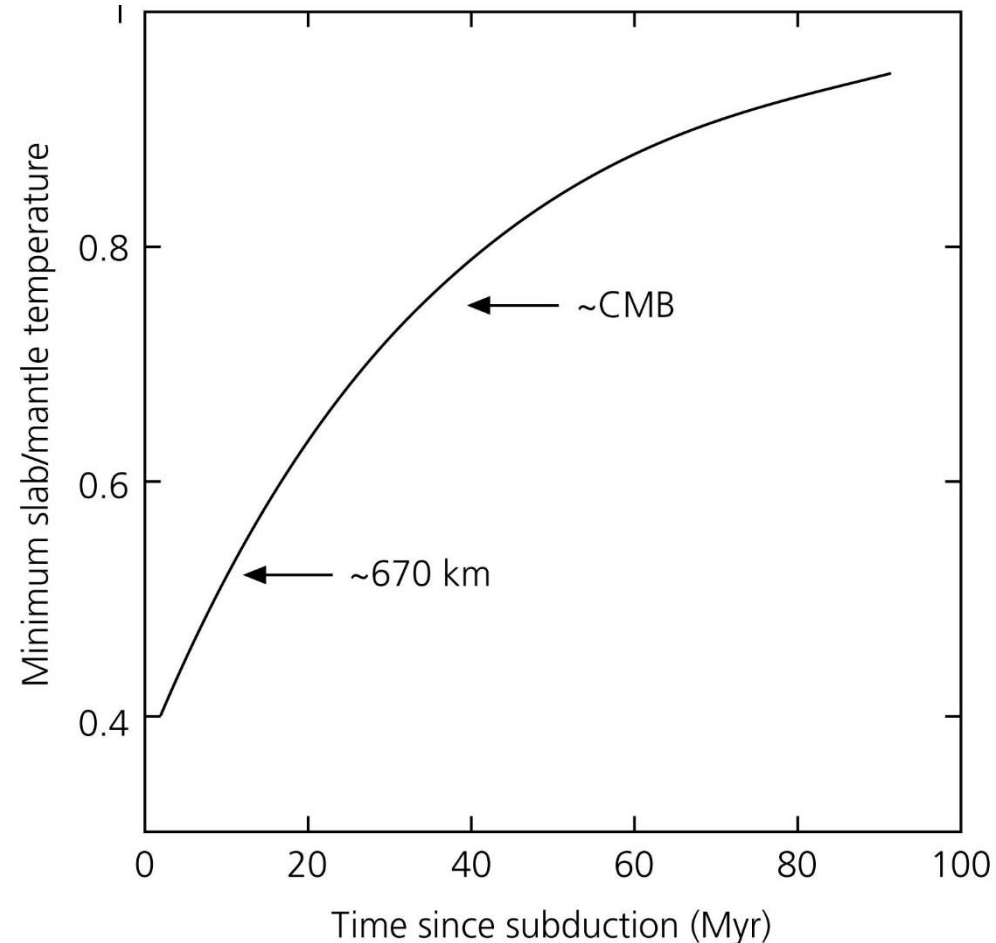


(Stein, Wyession 2003)

Deska může proniknout do hloubky 660km během cca 10Ma. Během této doby je zahřátá na polovinu teploty pláště.

Z termálního hlediska nelze vyloučit zanořování materiálu i do spodního pláště.

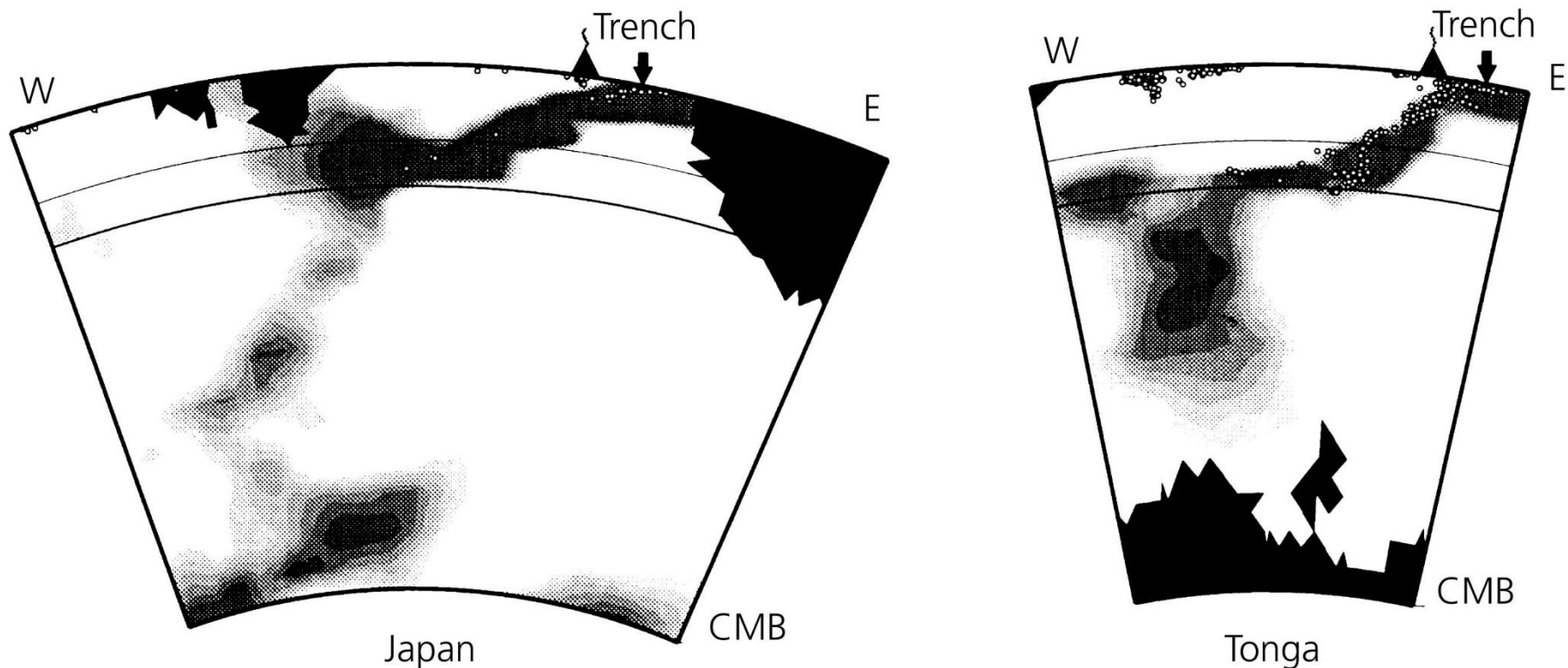
*(Stein, Wysession 2003)*



Možnost pronikání desky (bez seismických projevů) do spodního pláště potvrzuje také seismická tomografie.

*(Stein, Wysession 2003)*

**Figure 5.4-21: Seismic tomographic images across the Japan and Tonga subduction zones.**

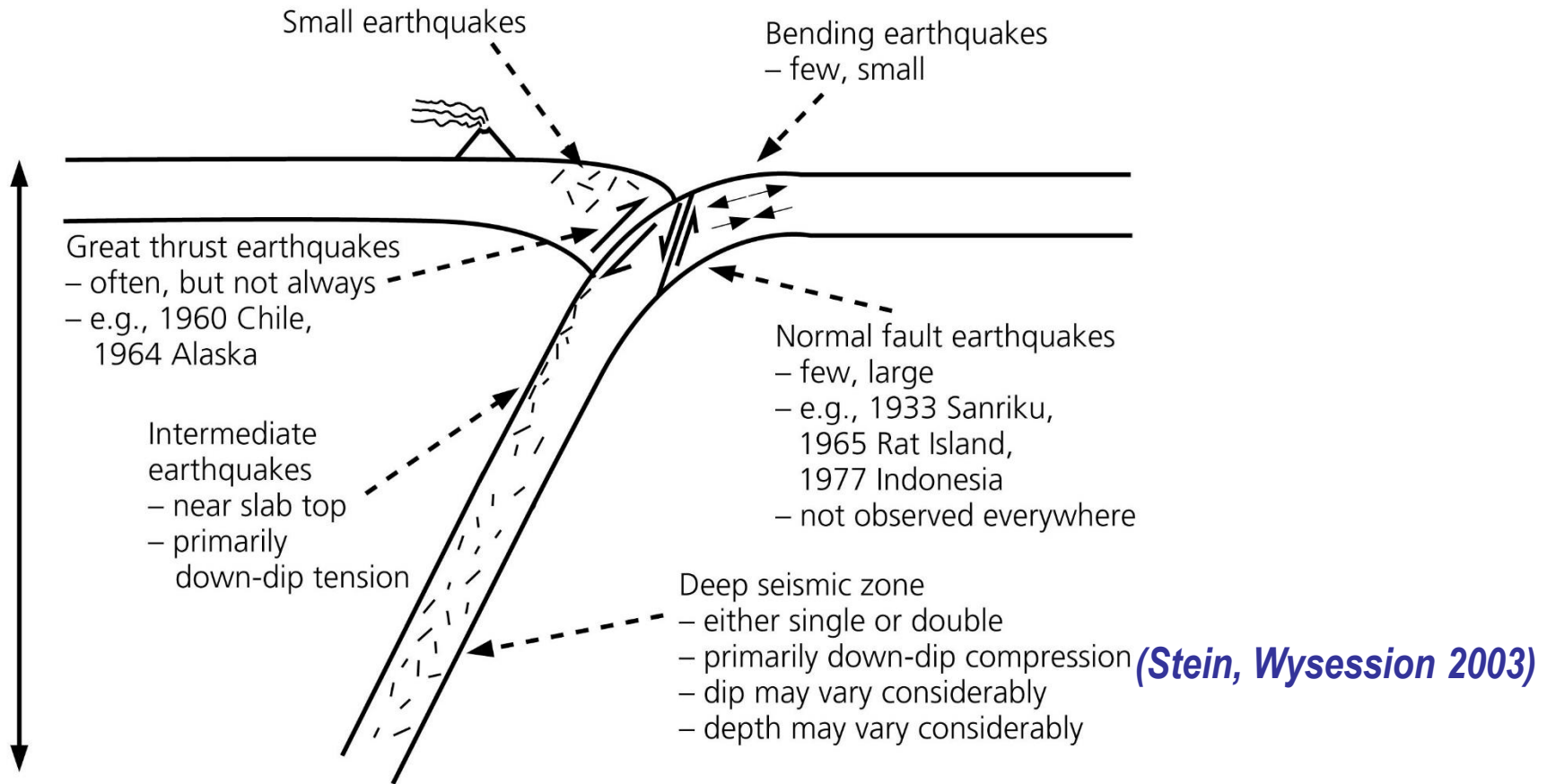




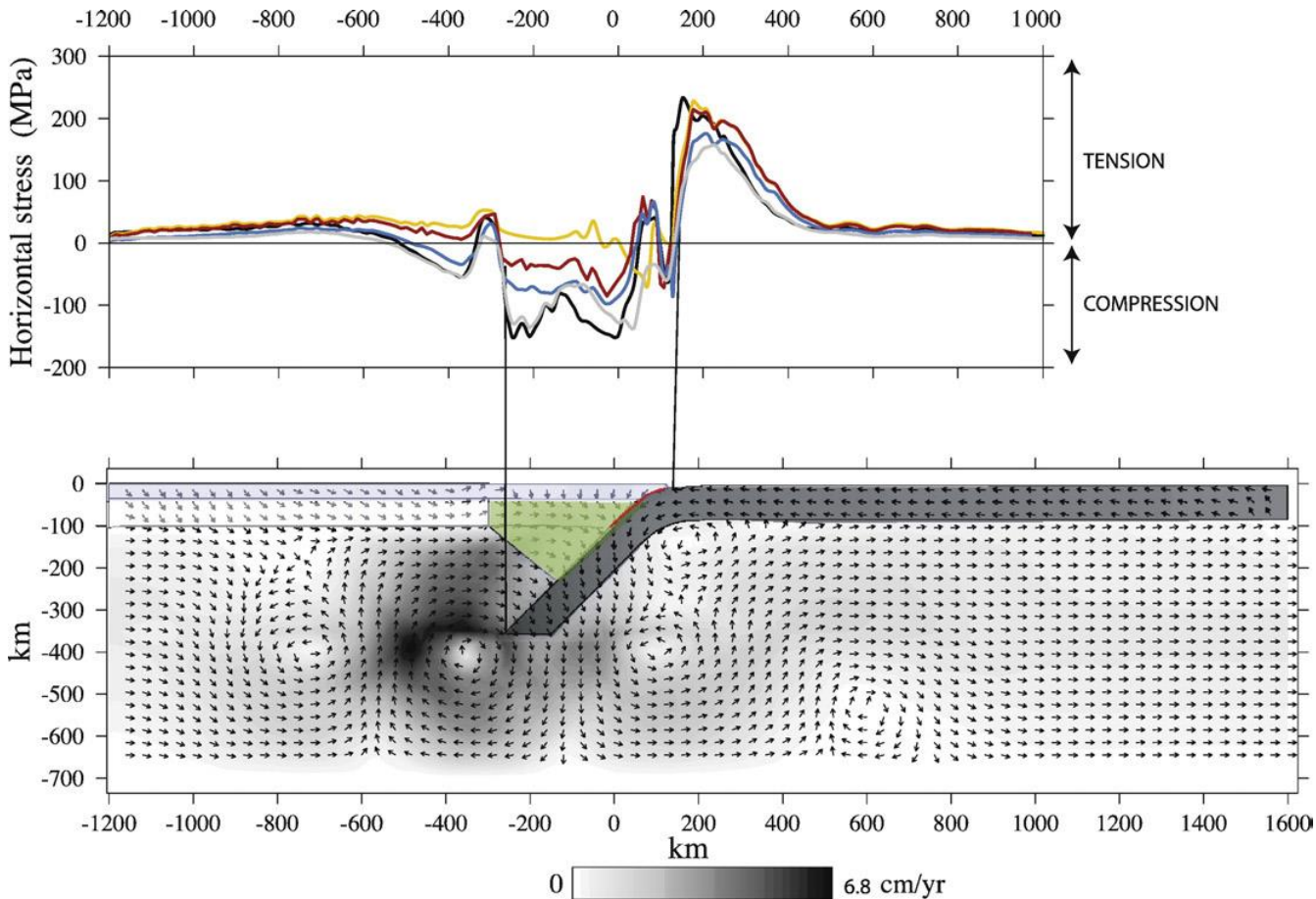
## **9.5.b: Variabilita kinematiky zemětřesení na subdukčních zónách**

Na subdukčních zónách pozorujeme značnou variabilitu v mechanismu zemětřesení v závislosti na konkrétní pozici epicentra.

**Figure 5.4-2: Various earthquake types observed at subduction zones.**

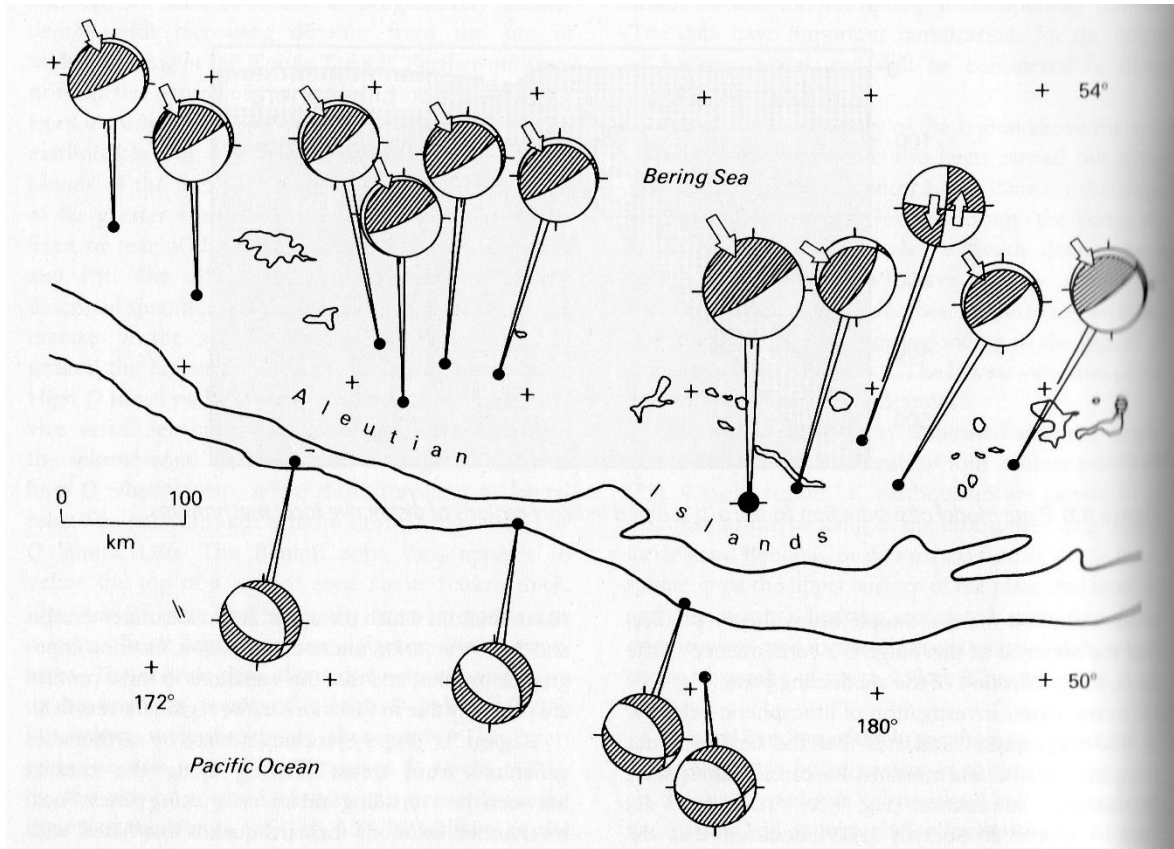


Modely stavu napjatosti v subdukčních zónách ukazují vysokou variabilitu napěťového režimu.



*(de France et al. 2008)*

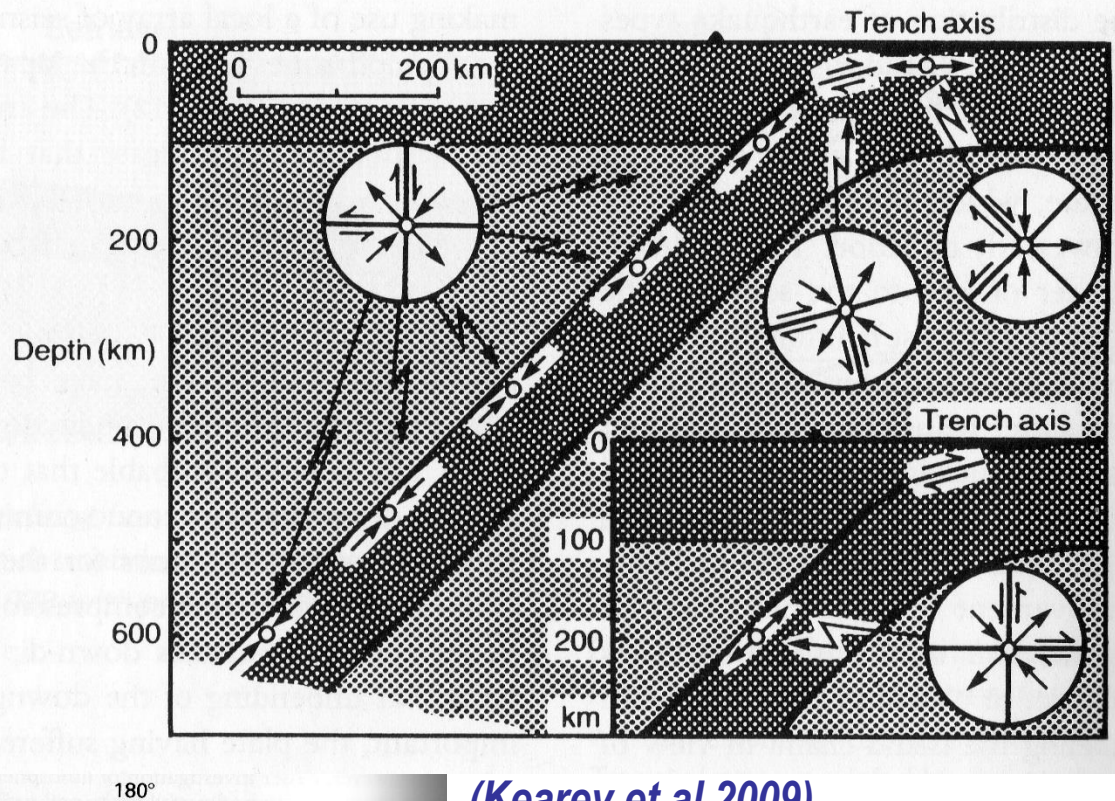
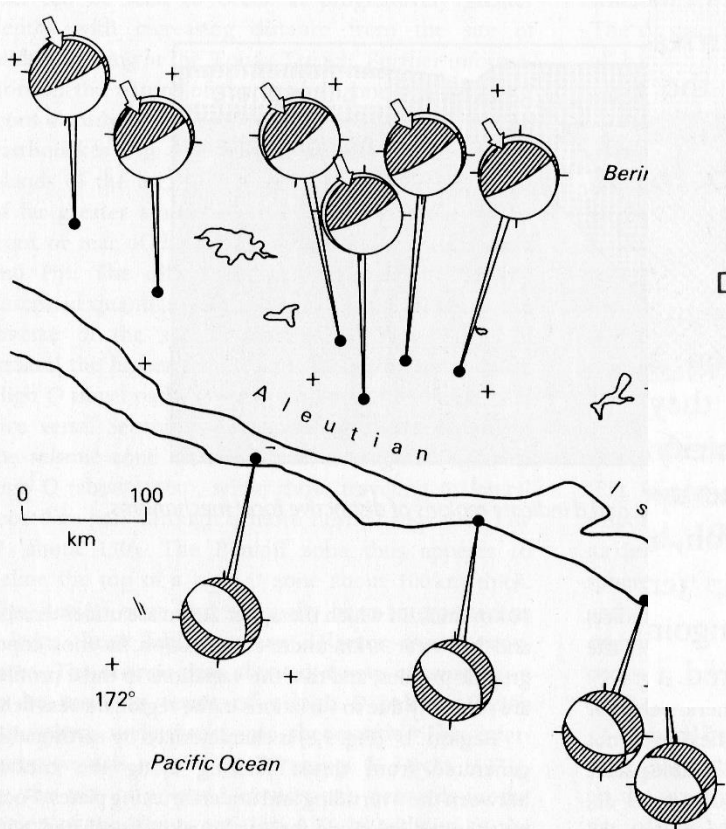
Zásadně se liší orientace nodálních ploch zemětřesení v subdukované desce před a za ohybem subdukované desky.



(Kearey et al.2009)



Před vlastním příkopem je deska subhorizontální. Subdukovaná deska je do subdukční zóny vtahována gravitační silou, což způsobuje extenzi subparalelní s deskou. Výsledkem je aktivita poklesů se středními úklony.



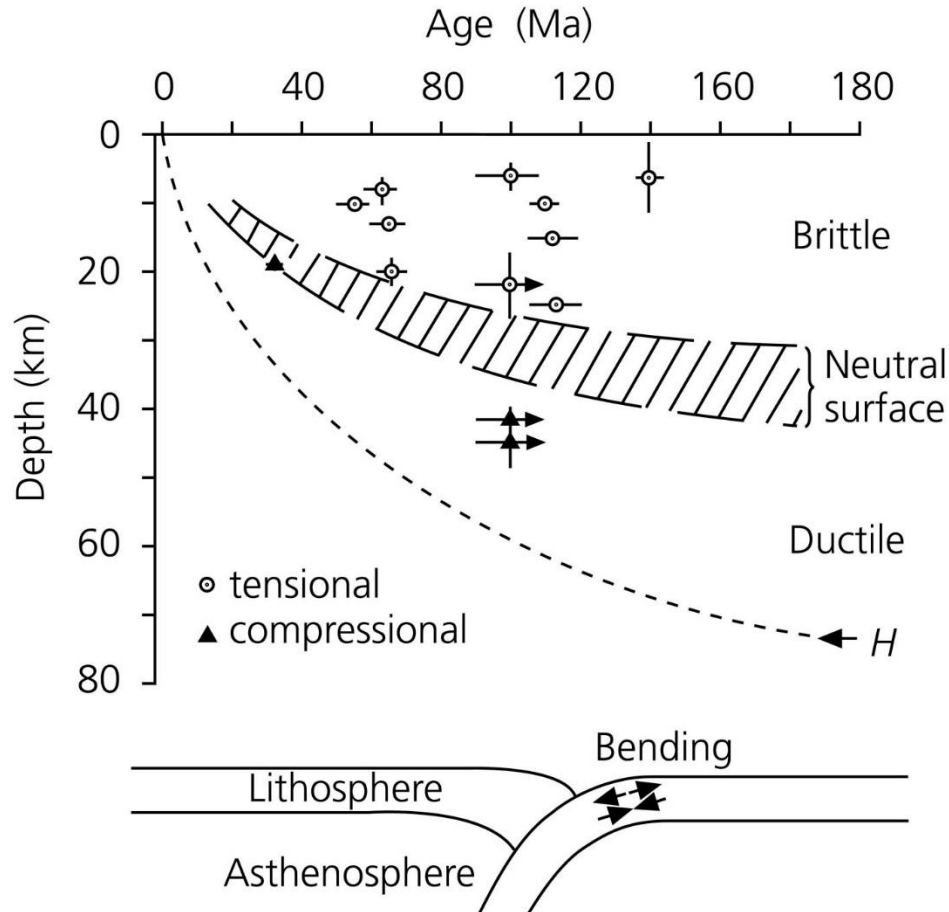
(Kearey et al. 2009)

09 (seismicita deskových rozhraní)



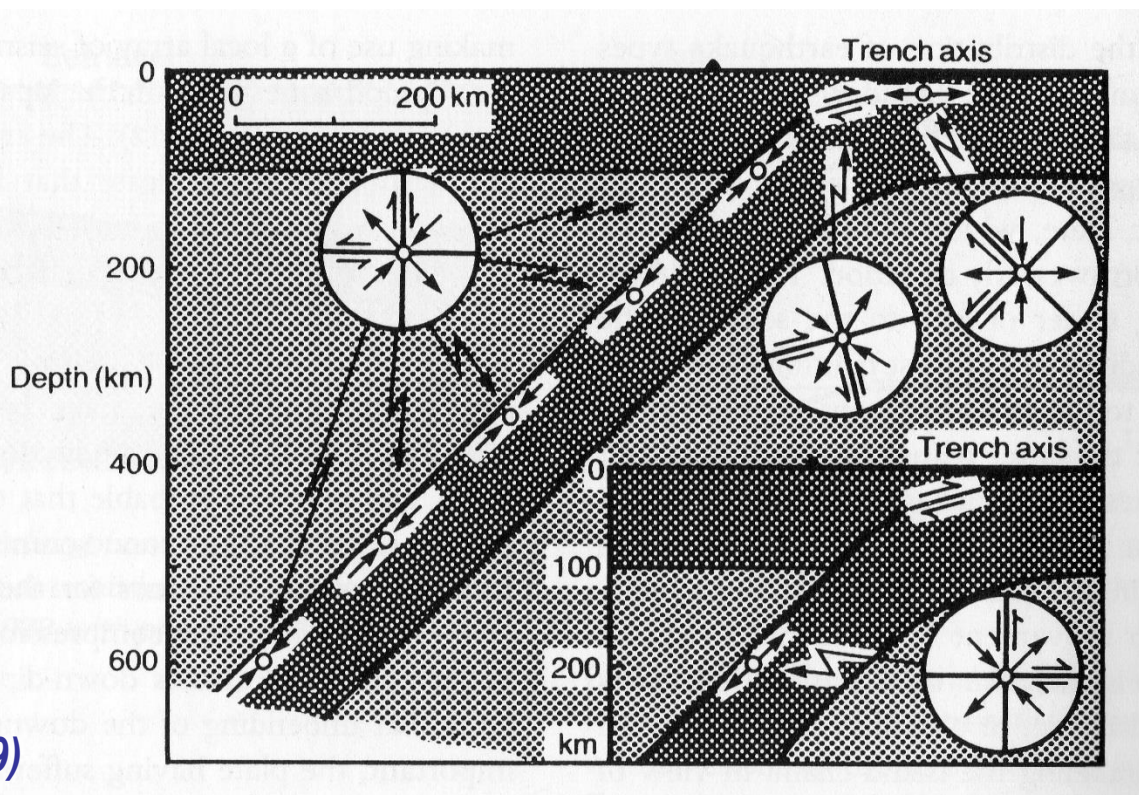
V místě ohybu podsouvané desky lze pozorovat extenzi v horní části a kompresy ve spodní části (vlivem ohybu).

Figure 5.4-31: Focal depths of flexural earthquakes due to outer-rise bending.



*Prázdná kolečka – extenzní jevy;  
plné trojúhelníky – kompresní jevy  
(Stein, Wysession 2003)*

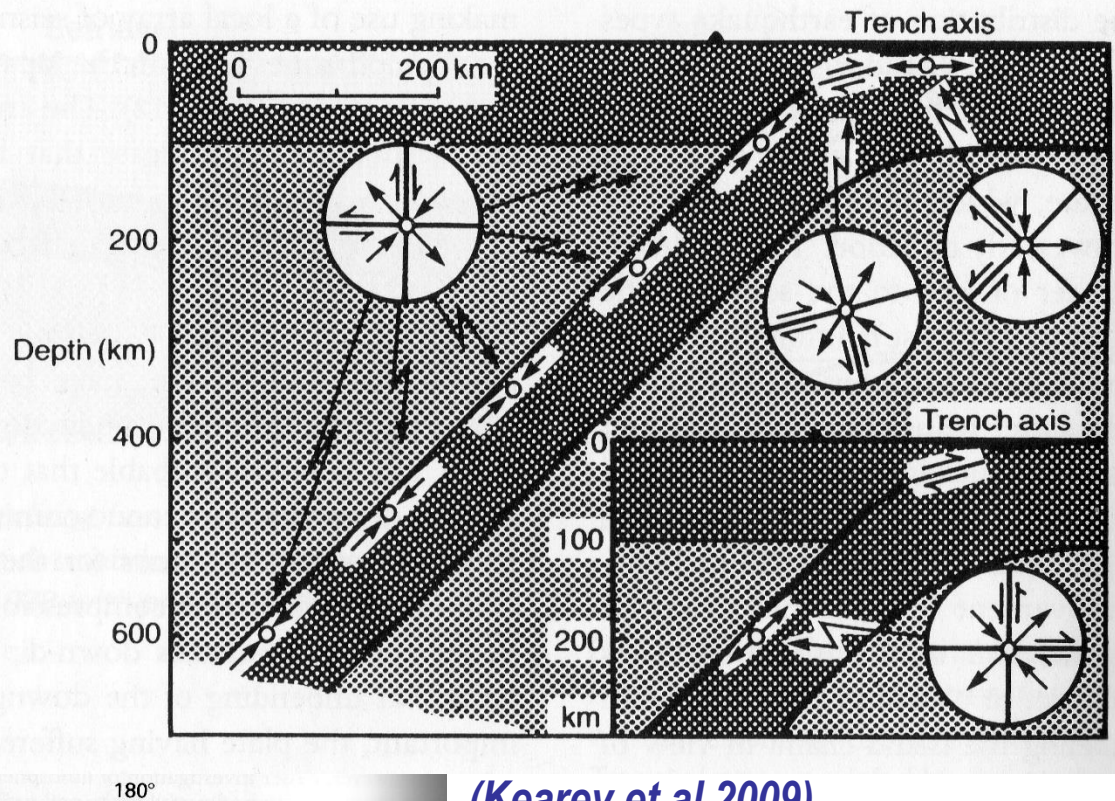
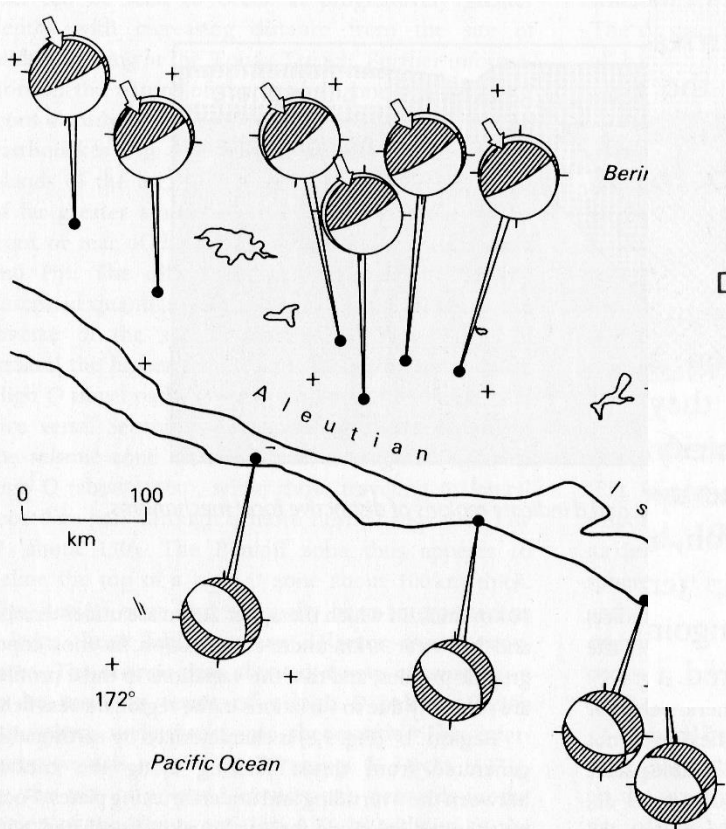
Ve vyšší části Benioffovy zóny (v oblasti vzájemného dotyku obou sousedících desek) lze vzhledem ke kompresnímu režimu očekávat zemětřesení násunového charakteru, kde plocha zlomu je paralelní s kontaktem obou desek.



*(Kearey et al.2009)*



Za vlastním příkopem je deska ukloněná. Hlavní osy napětí opět působí ve směru subparalelním s deskou. Výsledkem jsou charakteristické fokální mechanismy s jednou suvertikální a s jednou subhorizontální nodální plochou.

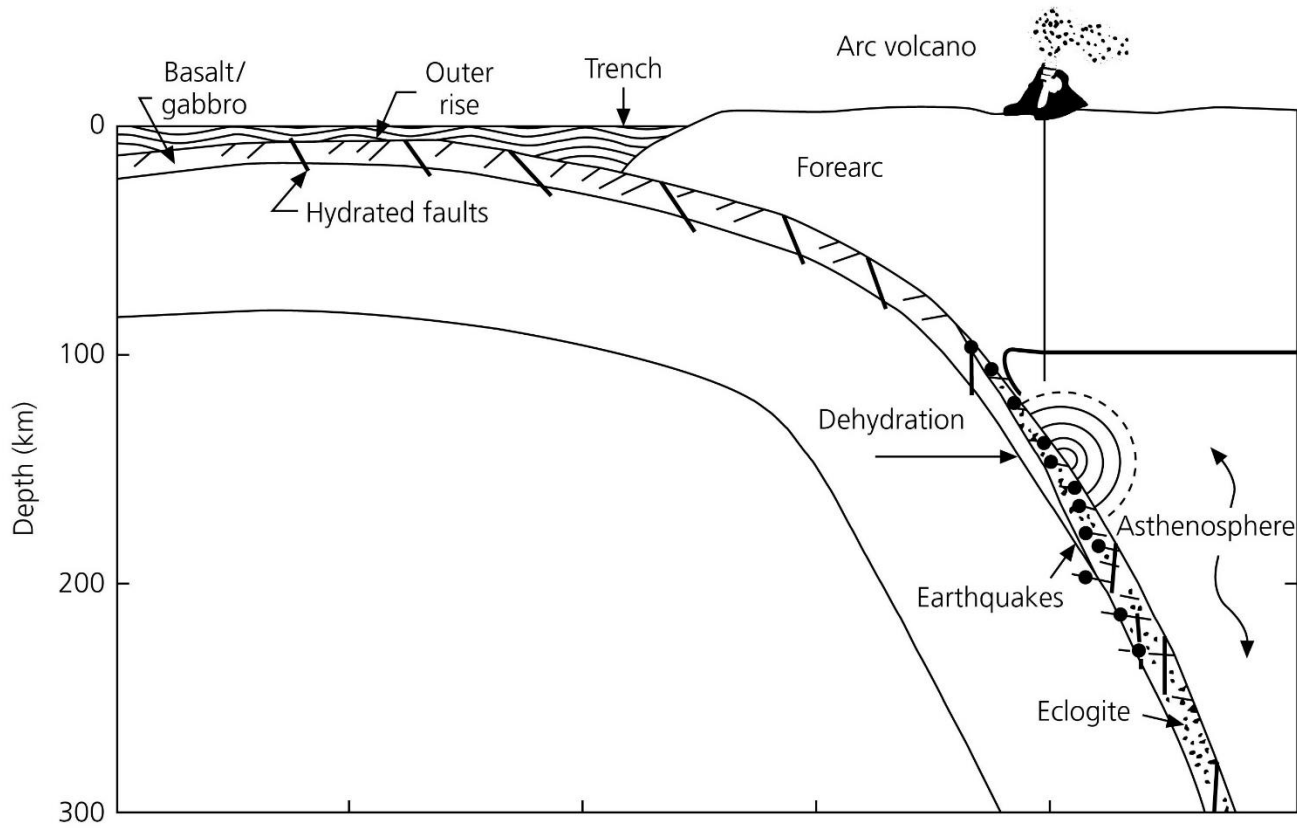


(Kearey et al. 2009)

09 (seismicita deskových rozhraní)

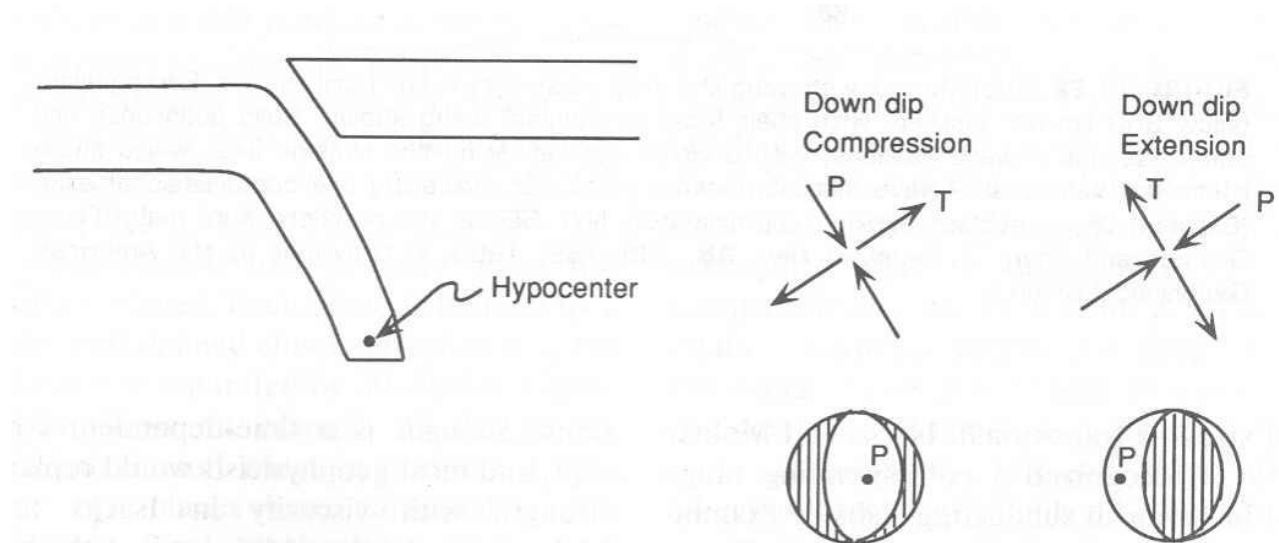
Výsledkem jsou charakteristické fokální mechanismy s jednou suvertikální a s jednou subhorizontální nodální plochou.

**Figure 5.4-22: Model for intermediate-depth earthquakes.**



*(Stein, Wysession  
2003)*

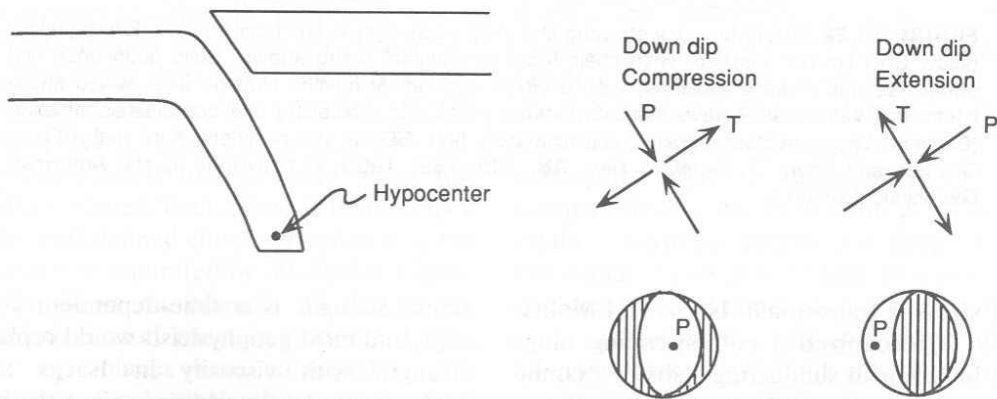
Vtahování desky (chladné oceánské kůry) do subdukční zóny gravitační silou může vést k tenzi paralelní s podsouvanou deskou v horní části Benioffovy zóny. Naopak ve spodní části klade plášť již odpor proti dalšímu zanořování desky a paralelně s podsouvanou deskou pak působí komprese.



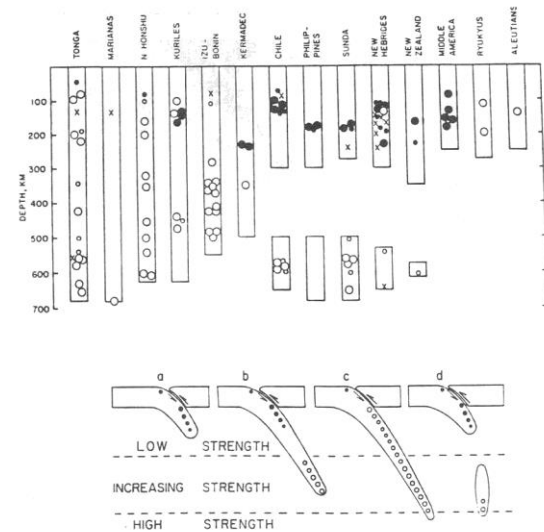
**FIGURE 11.21** Focal mechanisms expected for *downdip compression* and *downdip extension*. The focal mechanism can appear to involve normal or thrust motion, depending on the slab dip and the orientation of the principal stresses. The relevant characterization of the stress regime is the direction of the *P* and *T* axes with respect to the dipping slab.



V horní části Benioffovy zóny je deska ovlivněná gravitačním vtahováním do subdukční zóny. Působí extenze paralelní s deskou. Vzhledem k úklonu desky je ale osa extenze strmější a fokální mechanismy mají charakter přesmyků.

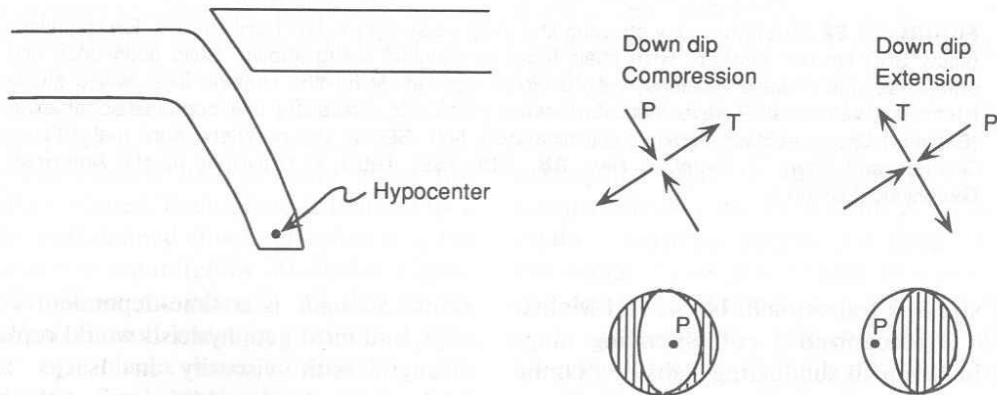


**FIGURE 11.21** Focal mechanisms expected for *downdip compression* and *downdip extension*. The focal mechanism can appear to involve normal or thrust motion, depending on the slab dip and the orientation of the principal stresses. The relevant characterization of the stress regime is the direction of the *P* and *T* axes with respect to the dipping slab.

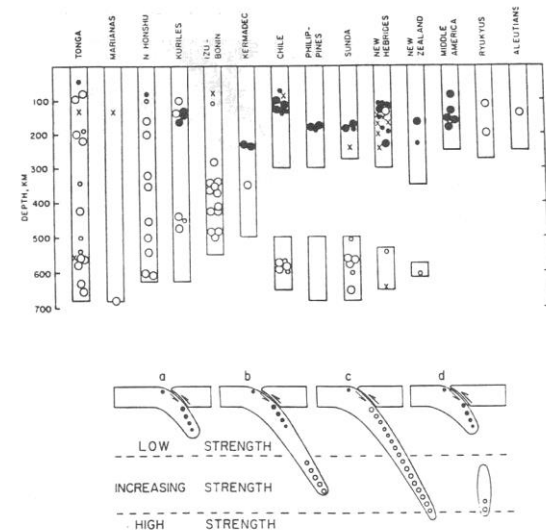


**FIGURE 11.23** Distribution of downdip extension (solid hypocenters) and downdip compression (open hypocenters) in various subduction zones. The mechanical interpretation is shown below. (From Isacks and Molnar, 1971.)

Ve spodní části Benioffovy zóny je deska ovlivněná odporem plášťového materiálu proti dalšímu pronikání subdukované desky do hloubky. Působí komprese paralelní s deskou. Vzhledem k úklonu desky je ale osa komprese strmější a fokální mechanismy mají charakter poklesů.

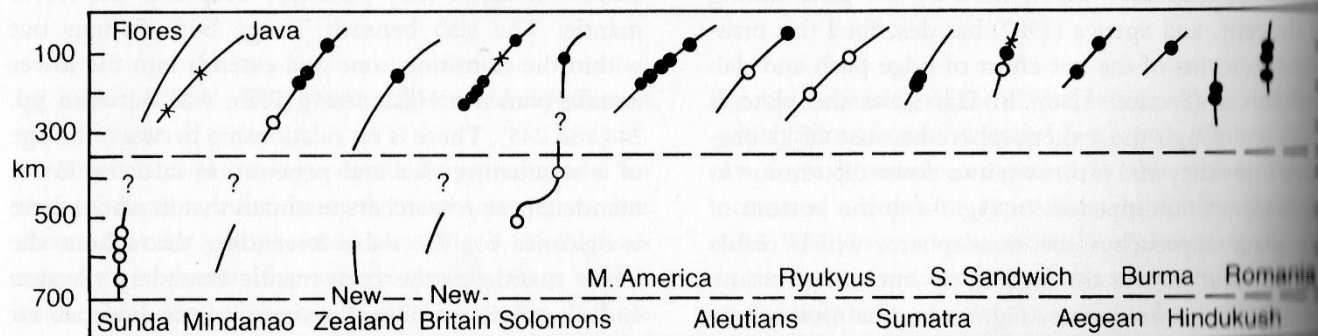
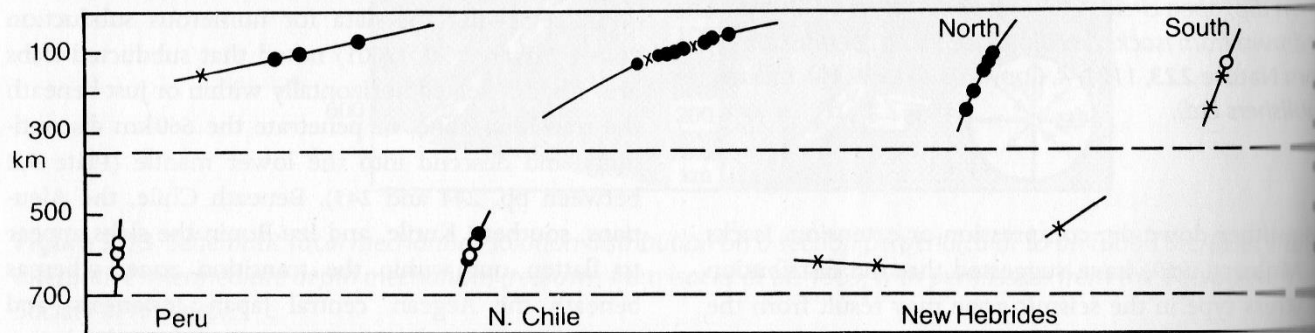
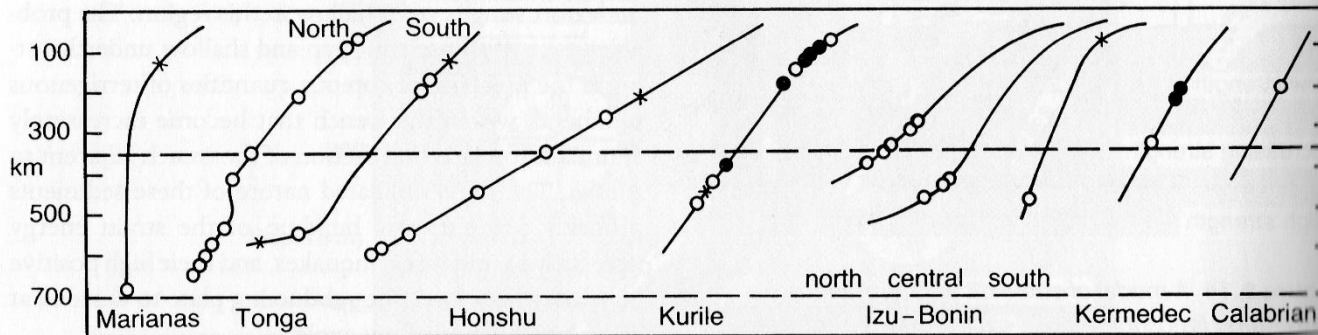


**FIGURE 11.21** Focal mechanisms expected for *down-dip compression* and *down-dip extension*. The focal mechanism can appear to involve normal or thrust motion, depending on the slab dip and the orientation of the principal stresses. The relevant characterization of the stress regime is the direction of the *P* and *T* axes with respect to the dipping slab.



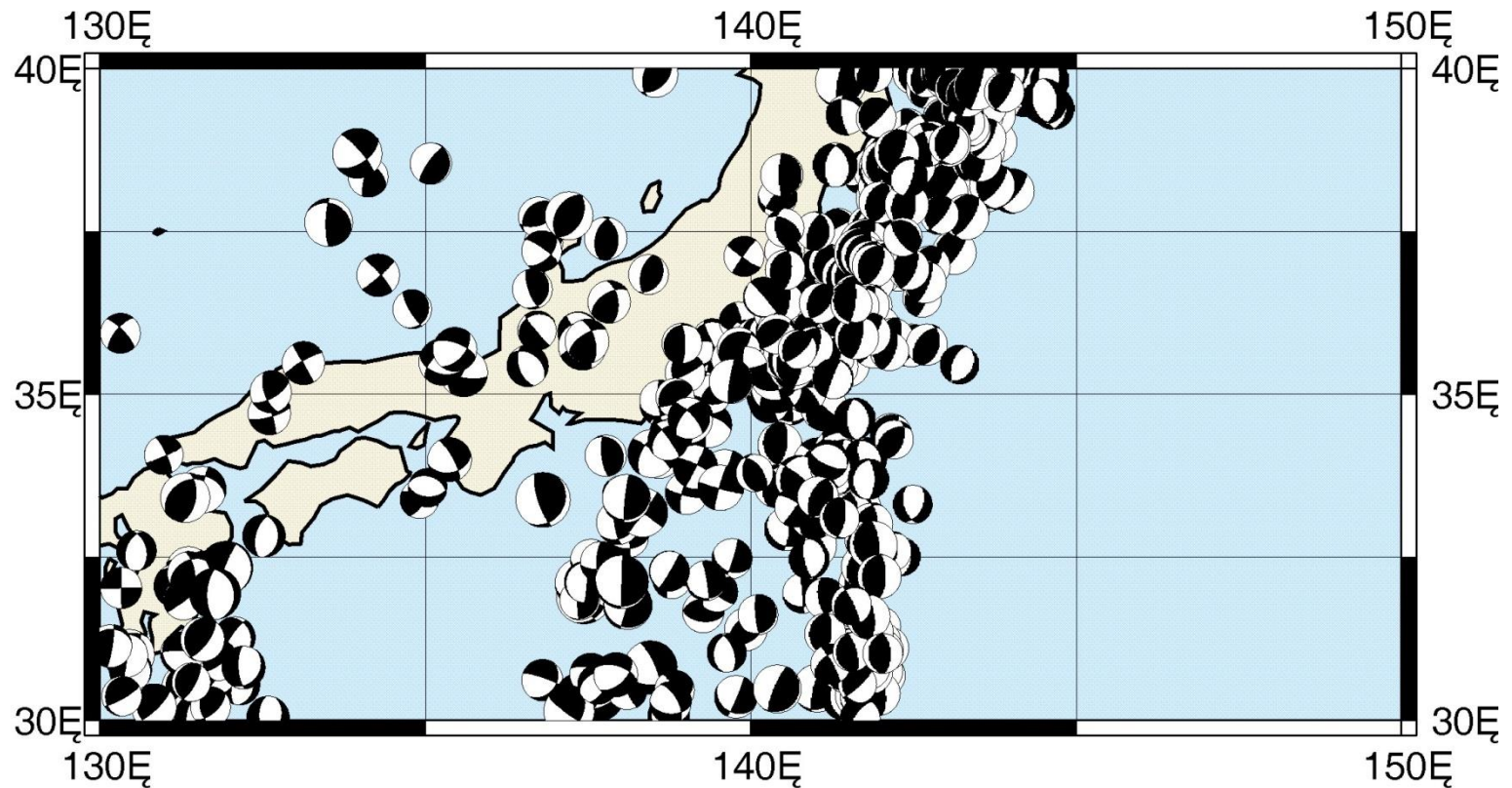
**FIGURE 11.23** Distribution of down-dip extension (solid hypocenters) and down-dip compression (open hypocenters) in various subduction zones. The mechanical interpretation is shown below. (From Isacks and Molnar, 1971.)

**Souhrn schémat recentních subdukčních zón: otevřená kolečka – P-osa paralelní s deskou; plná kolečka – T-osa paralelní s deskou; křížky – žádná osa není paralelní s deskou (Kearey et al. 2009).**



deskových rozhraní)

Na subdukčních zónách tak lze pozorovat často velkou variabilitu v charakteru fokálních mechanismů jednotlivých otřesů.



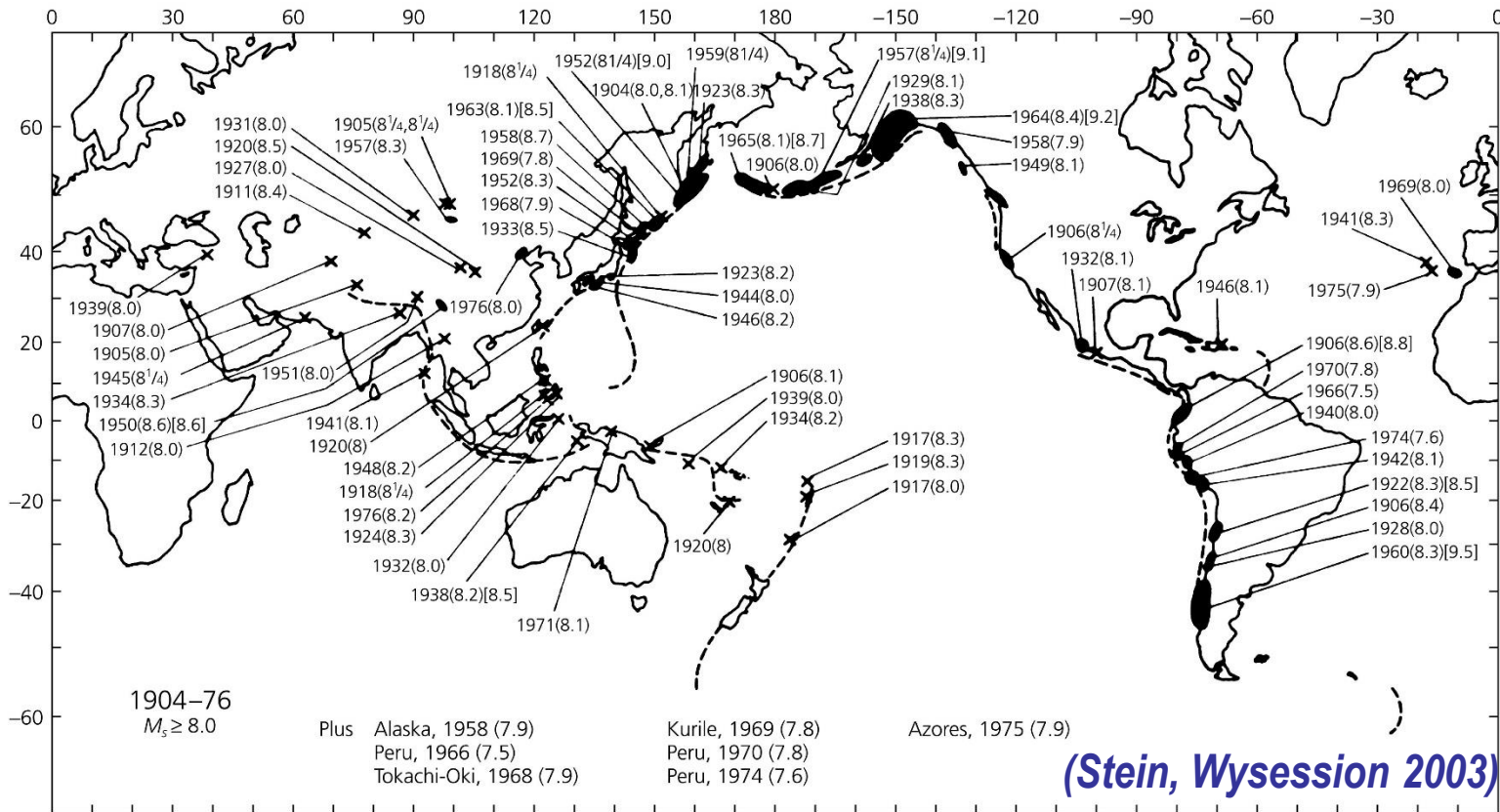
GMT Dec 1 02:10 The Cornell Middle East/North Africa Project, [http://www.geo.cornell.edu/geology/me\\_na/main.html](http://www.geo.cornell.edu/geology/me_na/main.html)

## **9.5.c: Velikost zemětřesení na subdukčních zónách**



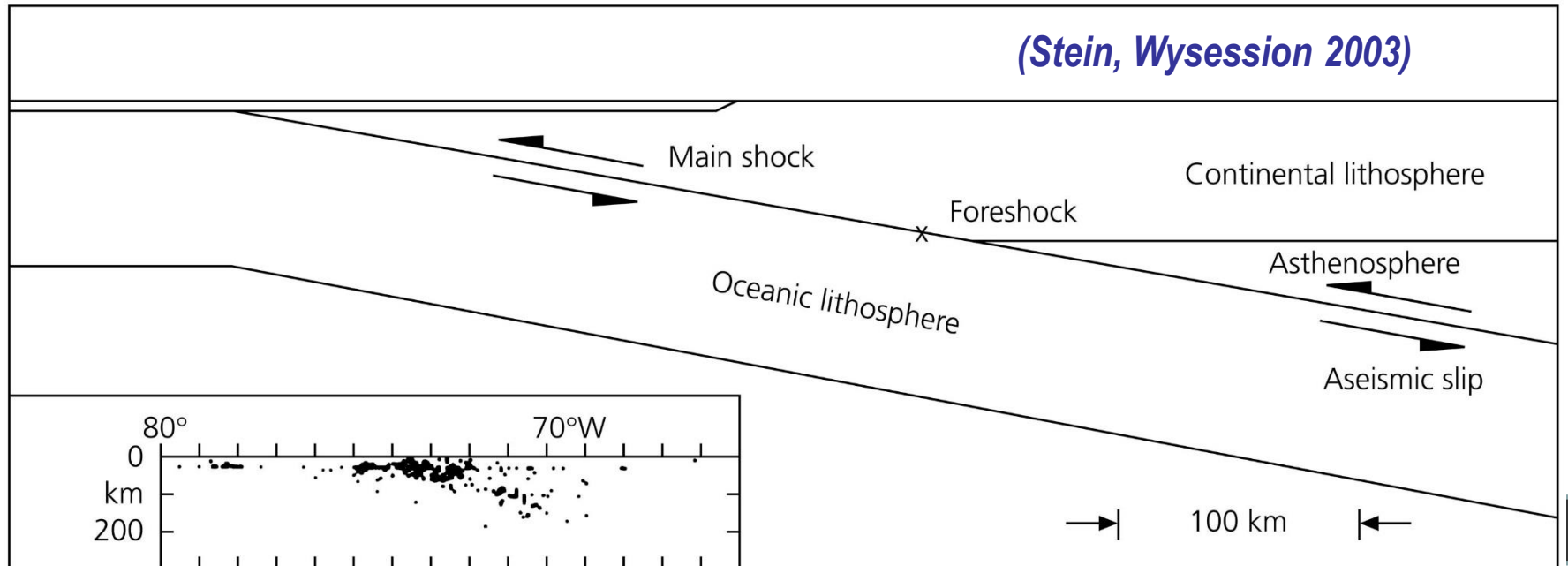
**Velikost zemětřesení na konvergentním rozhraní může být extrémní.**  
 Subdukční zóny vykazují větší četnost silných zemětřesení ve srovnání s ostatními typy deskových rozhraní.

**Figure 5.4-24: Locations of the largest earthquakes during 1904-1976.**



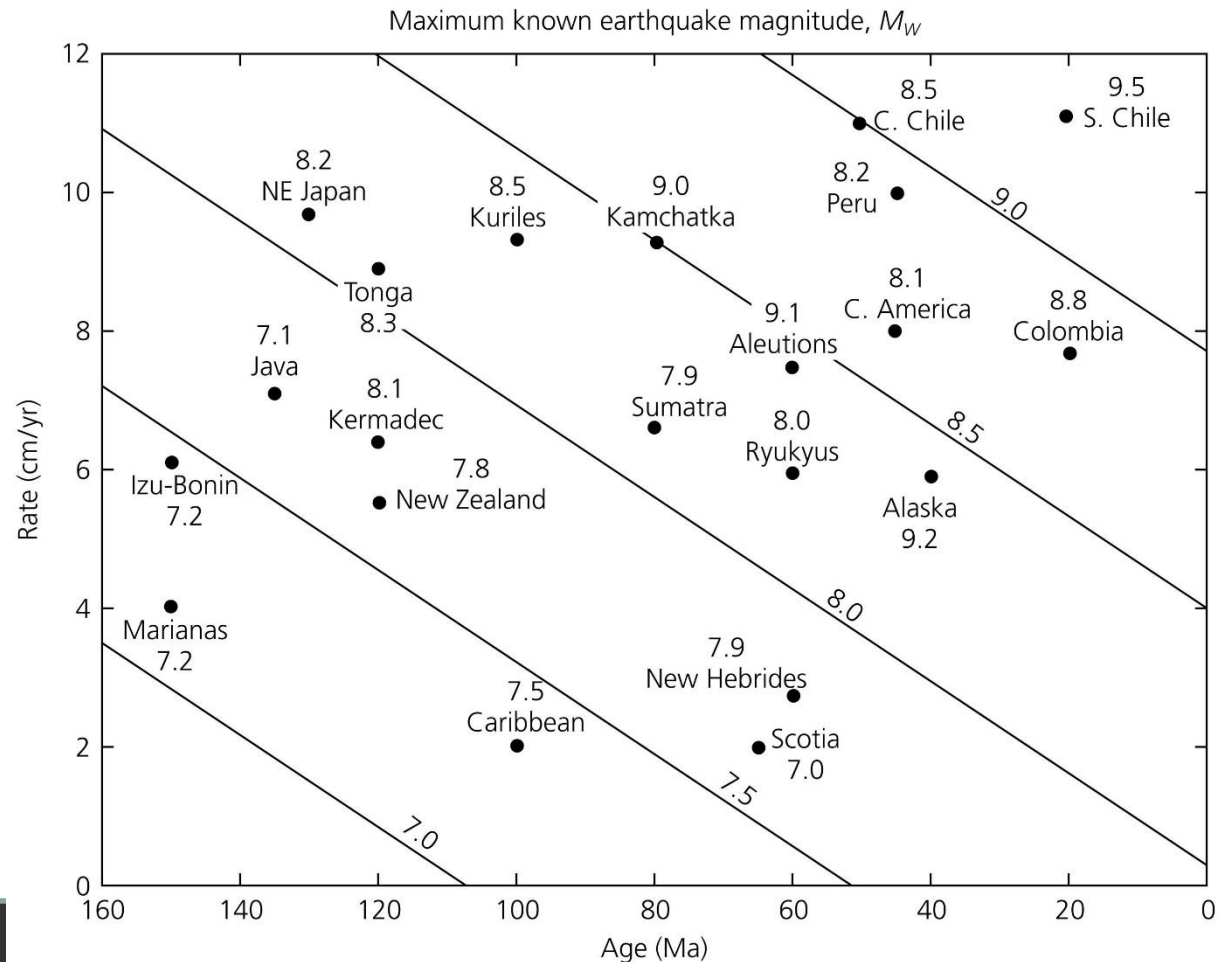
K nejsilnějším patří otřesy způsobené násunovými prokluzy přímo na rozhraní litosferických desek - při zemětřesení v Chile v roce 1960 bylo spojeno takové zemětřesení s aktivitou na dislokaci o délce cca 700km a šířce 200km při středním posunutí 21m. **Hodnota momentového magnituda  $M_w$  byla 9.5.**

**Figure 5.4-25: Fault geometry and aftershock distribution for the 1960 Chilean earthquake.**



Velikost zemětřesení závisí na rychlosti podsouvání a na stáří subdukované desky.

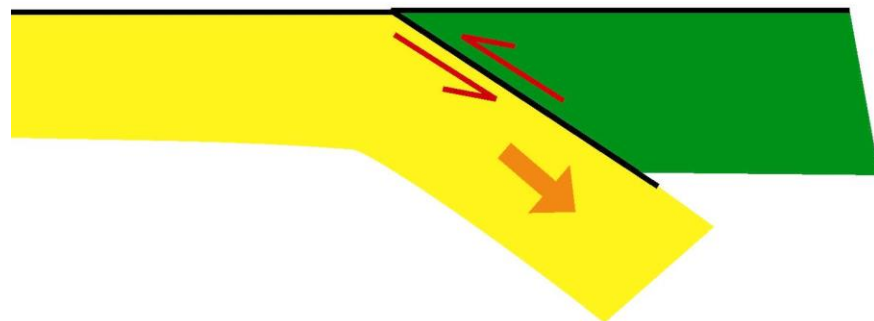
**Figure 5.4-30: Peak subduction zone magnitude as a function of plate age and subduction rate.**



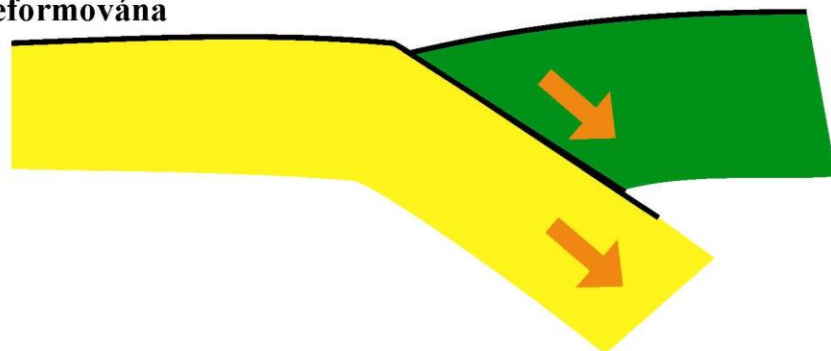
(Stein, Wyession 2003)

Extrémně silné otřesy na subdukčních rozhraních jsou spojeny s náhlým vyrovnáním napětí při zpětném prokluzu na zlomech kompresního systému na rozhraní obou sousedních desek.

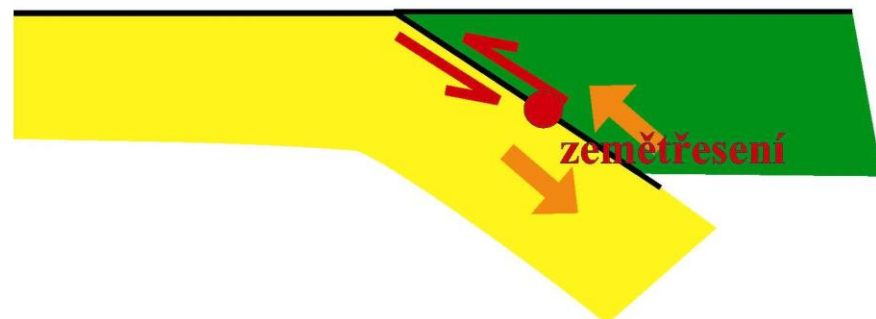
subdukční rozhraní



spodní deska se plynule podsouvá, horní deska je elasticky deformována

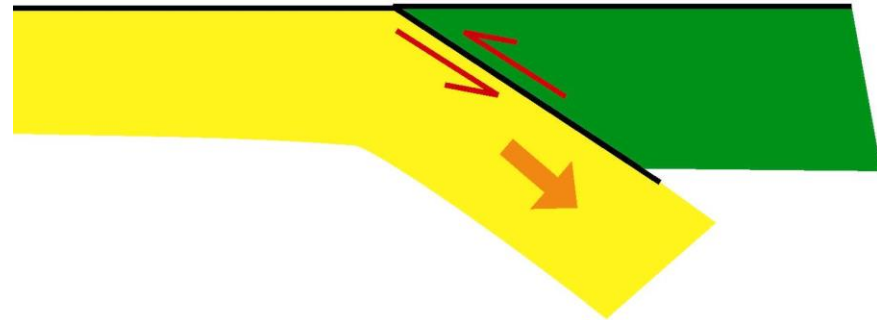


napětí na deskovém rozhraní projevující se elastickou deformací dosáhlo kritické úrovně - dochází k náhlému křehkému prokluzu, při kterém je napětí uvolněno

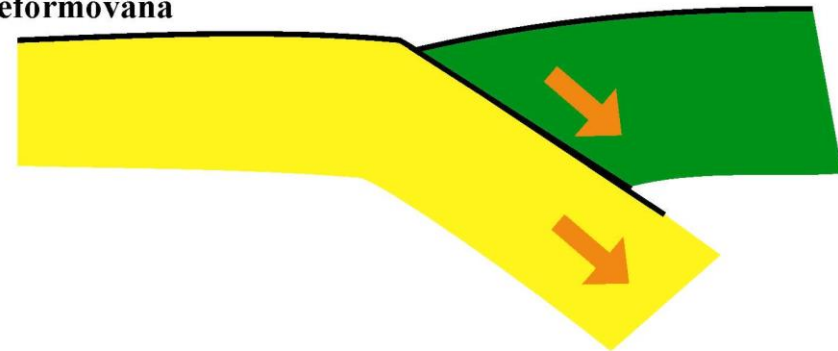


Napětí je dlouhodobě akumulováno a projevuje se elastickou deformací okraje horní desky, který je „strháván“ subdukující deskou – trendy pohybu okraje horní desky jsou v souladu s pohybem spodní desky, nikoli s pohybem zbývajících částí horní desky.

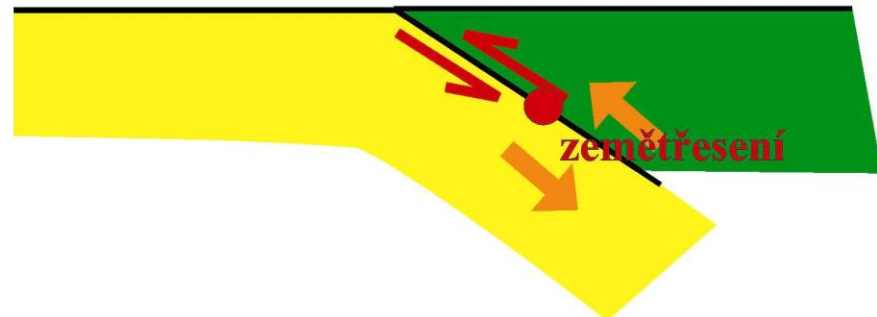
subdukční rozhraní



spodní deska se plynule podsouvá, horní deska je elasticky deformována



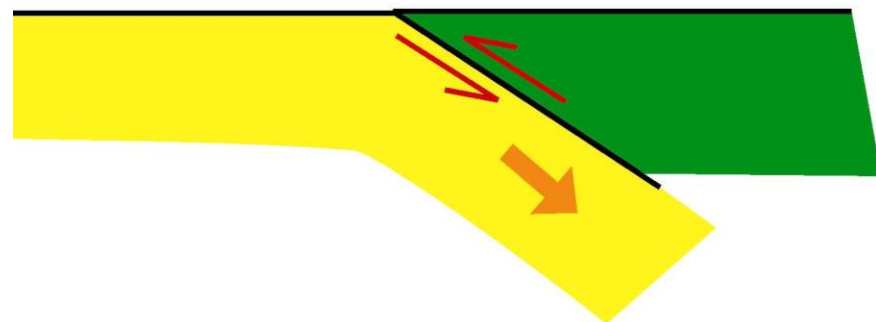
napětí na deskovém rozhraní projevující se elastickou deformací dosáhlo kritické úrovně - dochází k náhlému křehkému prokluzu, při kterém je napětí uvolněno



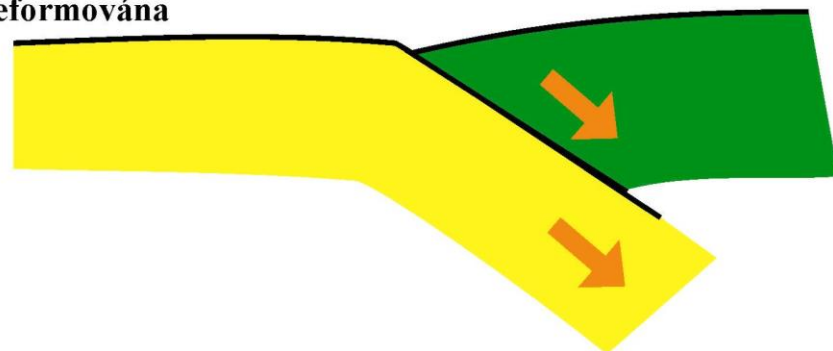


System deskového rozhraní v subdukční zóně sestává z plošně extrémně rozsáhlých zlomů – délky přesahují i tisíc km. Zlomy se nachází v kompresním režimu a mají proto vysoké hodnoty statického tření. Tření je také zvyšováno nerovnostmi ploch. Energie, která může být na subdukční zóně akumulována a náhle uvolněna v průběhu jednoho jevu tak může dosáhnout mimořádné úrovně.

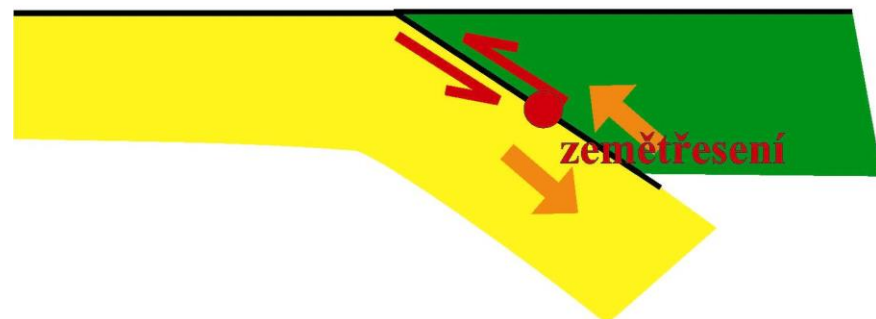
subdukční rozhraní



spodní deska se plynule podsouvá, horní deska je elasticky deformována

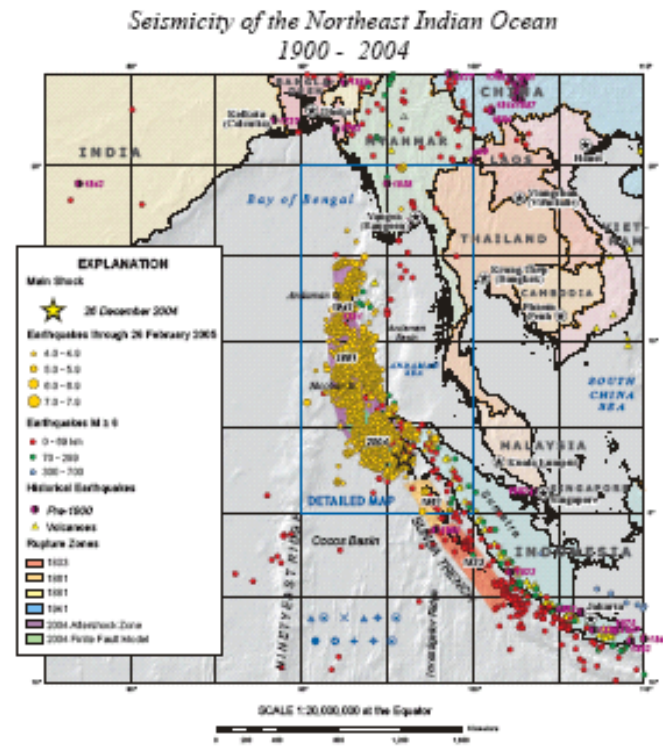
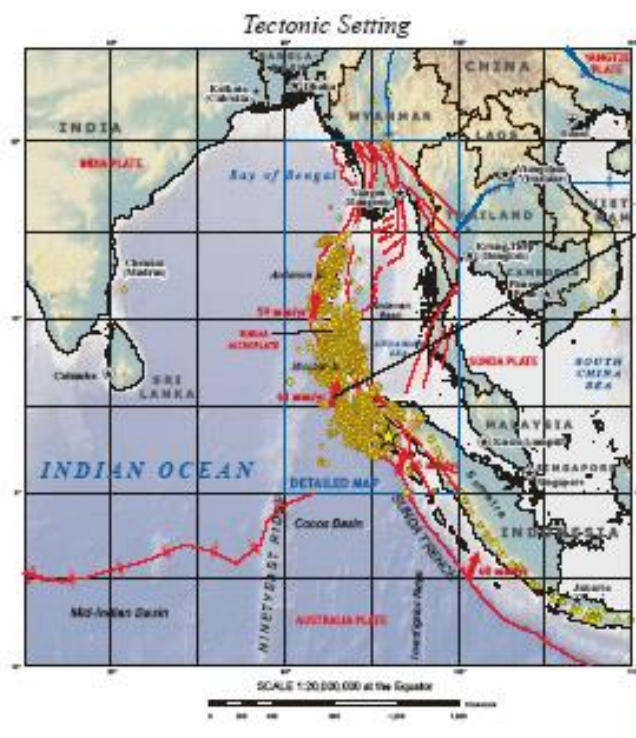


napětí na deskovém rozhraní projevující se elastickou deformací dosáhlo kritické úrovně - dochází k náhlému křehkému prokluzu, při kterém je napětí uvolněno

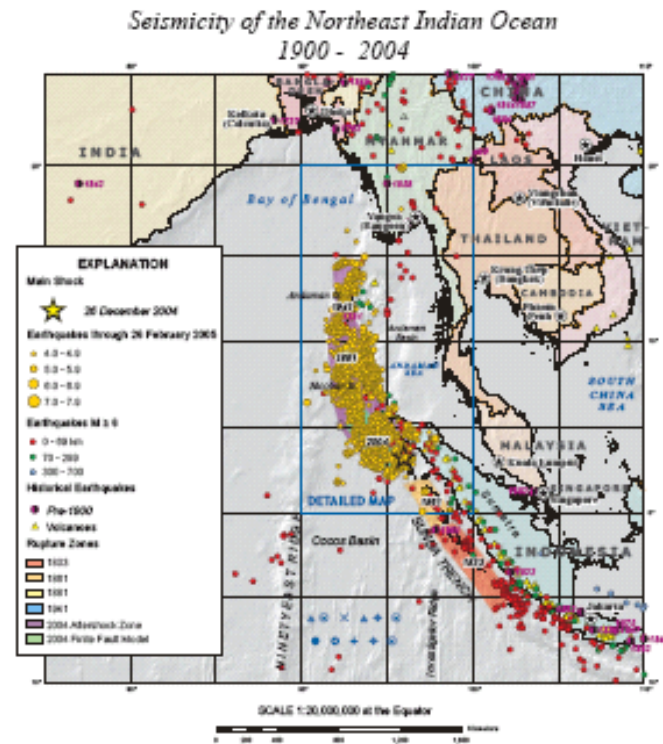
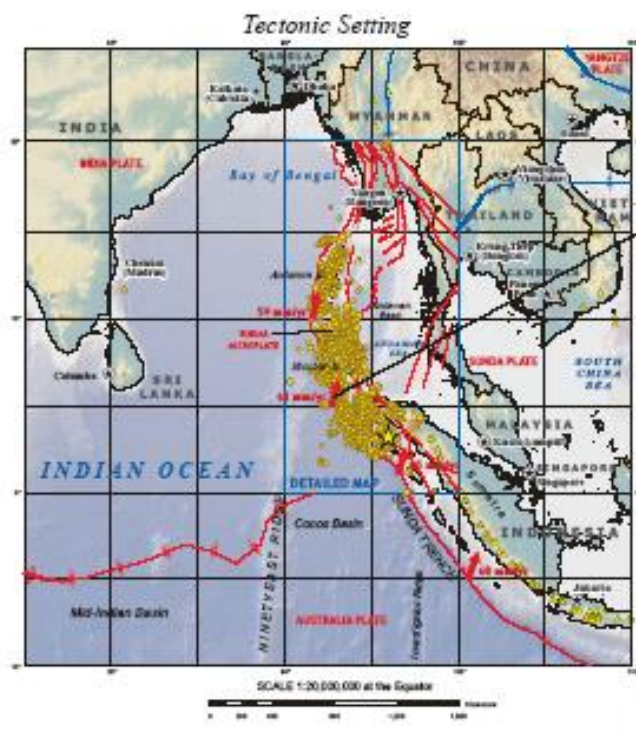


**příklad zemětřesení u Sumatry  
26.12.2004 , Mw=9.0**

Příkladem extrémního zemětřesení spojeného se zpětným prokluzem při uvolnění napětí akumulovaného na subdukční zóně je zemětřesení u Sumatry z 26.12.2004.

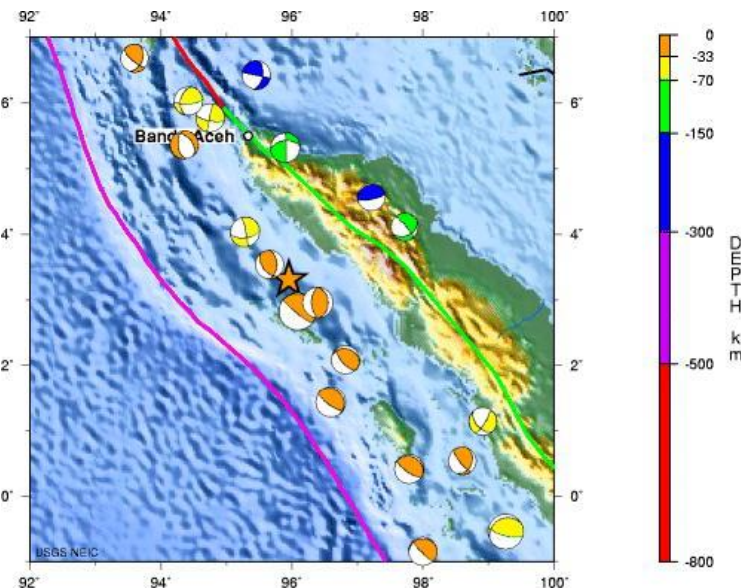
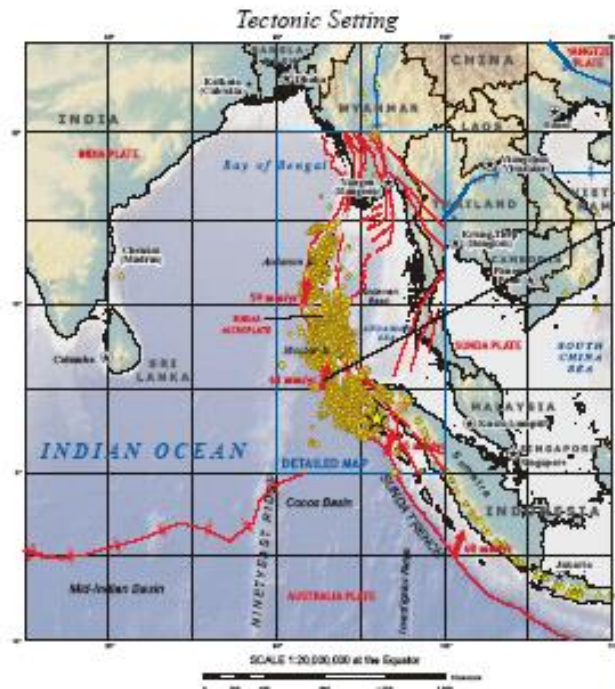


Toto zemětřesení bylo generováno na rozhraní, podél kterého indická deska subdukuje pod barskou mikrodesku, a to v jižní části tohoto rozhraní, odkud se křehká deformace šířila k severu.





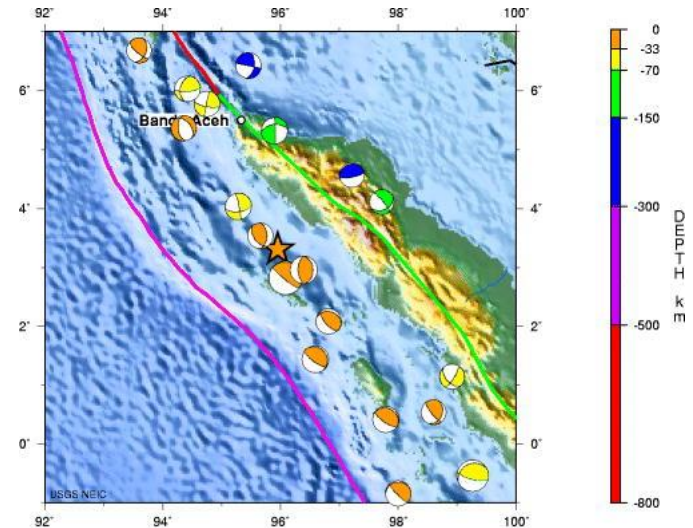
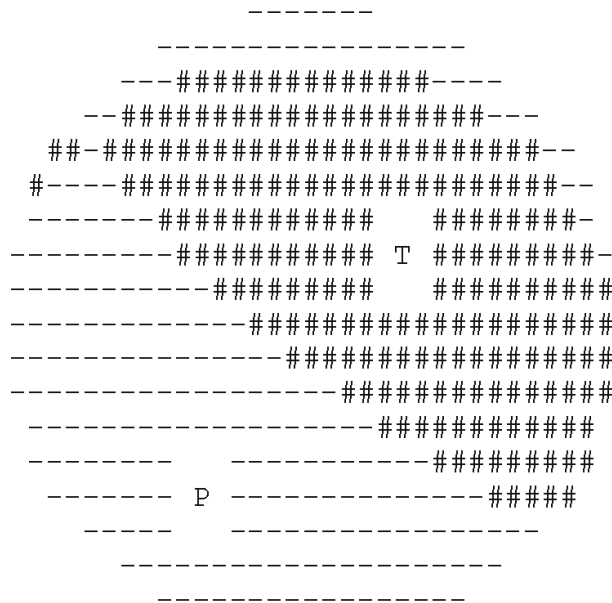
Pohyb indické desky je vůči deskovému rozhraní (sundskému příkopu) šikmý. Horizontální pohyb subparalelní s rozhraním je vyrovnáván strike-slipovým systémem v oblasti Sumatry, vlastní rozhraní v subdukční zóně je charakterizováno zejména dip-slipovými pohyby.



OFF W COAST OF NORTHERN SUMATRA  
 2004 12 26 00:58:53 UTC 3.31N 95.95E Depth: 30.0 km, Magnitude: 9.0  
 Historical Moment Tensor Solutions  
 Major Tectonic Boundaries: Subduction Zones -purple, Ridges -red and Transform Faults -green  
 USGS National Earthquake Information Center

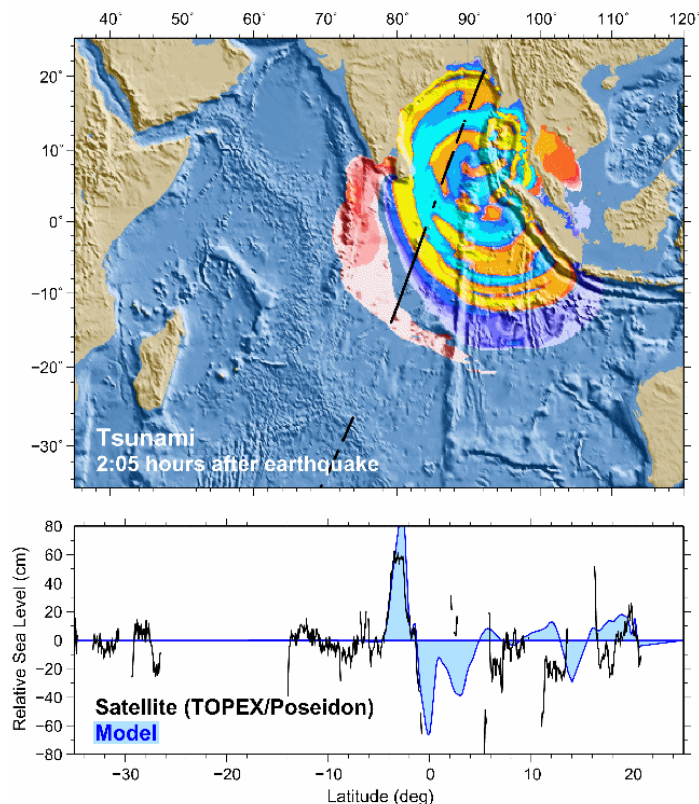
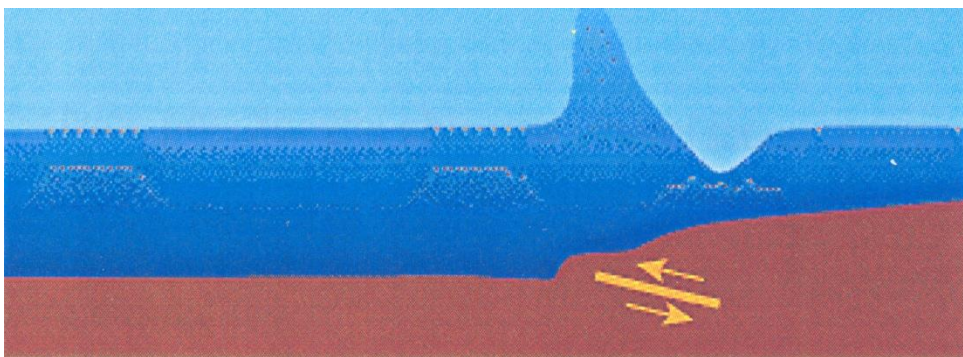


Hypocentrum se nacházelo v hloubce 30 km, jeho momentové magnitudo Mw dosáhlo hodnoty 9.0. Region vykazoval v posledním století relativně nízkou seismickou aktivitu, což při známé rychlosti pohybu desek ukazovalo na možnost vysoké akumulace napětí. **Fokální mechanismus měl charakter násunu.**

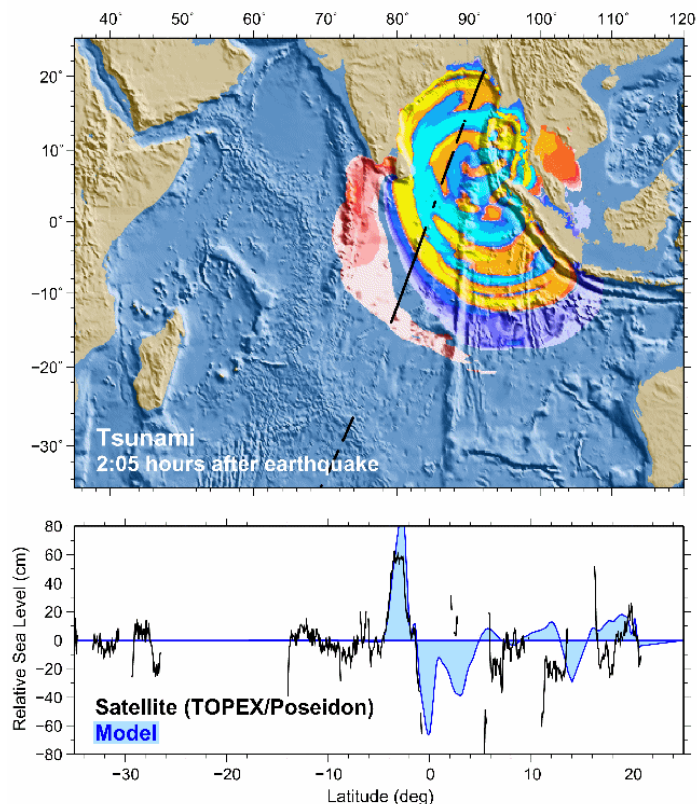
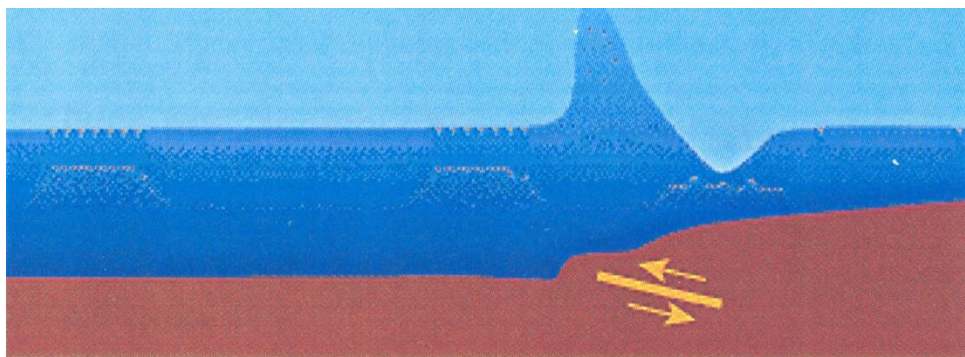


OFF W COAST OF NORTHERN SUMATRA  
 2004 12 26 00:58:53 UTC 3.31N 95.95E Depth: 30.0 km, Magnitude: 9.0  
 Historical Moment Tensor Solutions  
 Major Tectonic Boundaries: Subduction Zones -purple, Ridges -red and Transform Faults -green  
 USGS National Earthquake Information Center

Zlom, na němž došlo k pohybu, měl směr  $320^\circ$  a sklon  $11^\circ$ , ruptura propagovala k severu na vzdálenost cca 400km rychlostí  $2\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ , vypočtená doba křehkého porušování byla tak 200 sekund. Posunutí na zlomu dosáhlo až 20 metrů.



Zlom propagoval až na povrch, při porušení mořského dna byla generována vlna tsunami. Mechanismus otřesu vedl k šíření pozitivní vlny tsunami směrem k západu a negativní vlny směrem k východu.

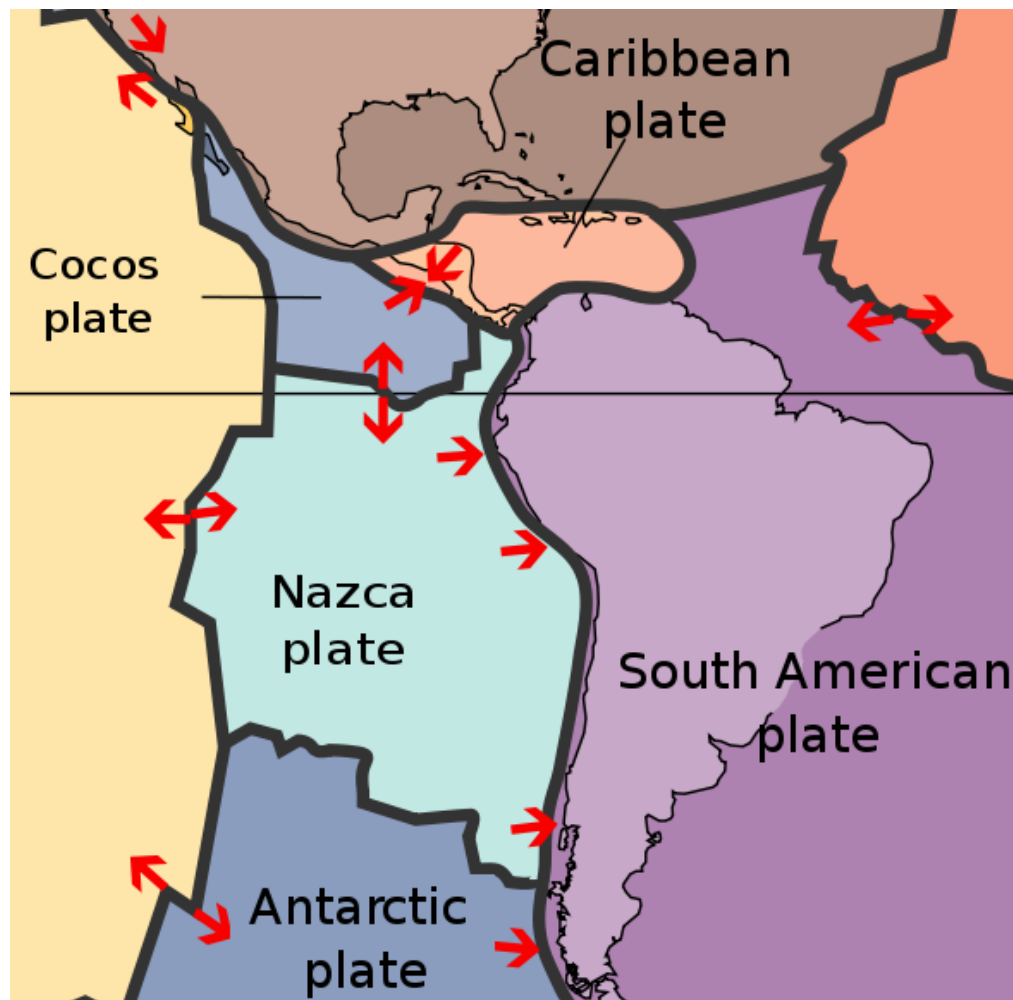


## 9.5.d: Příklady subdukčních zón

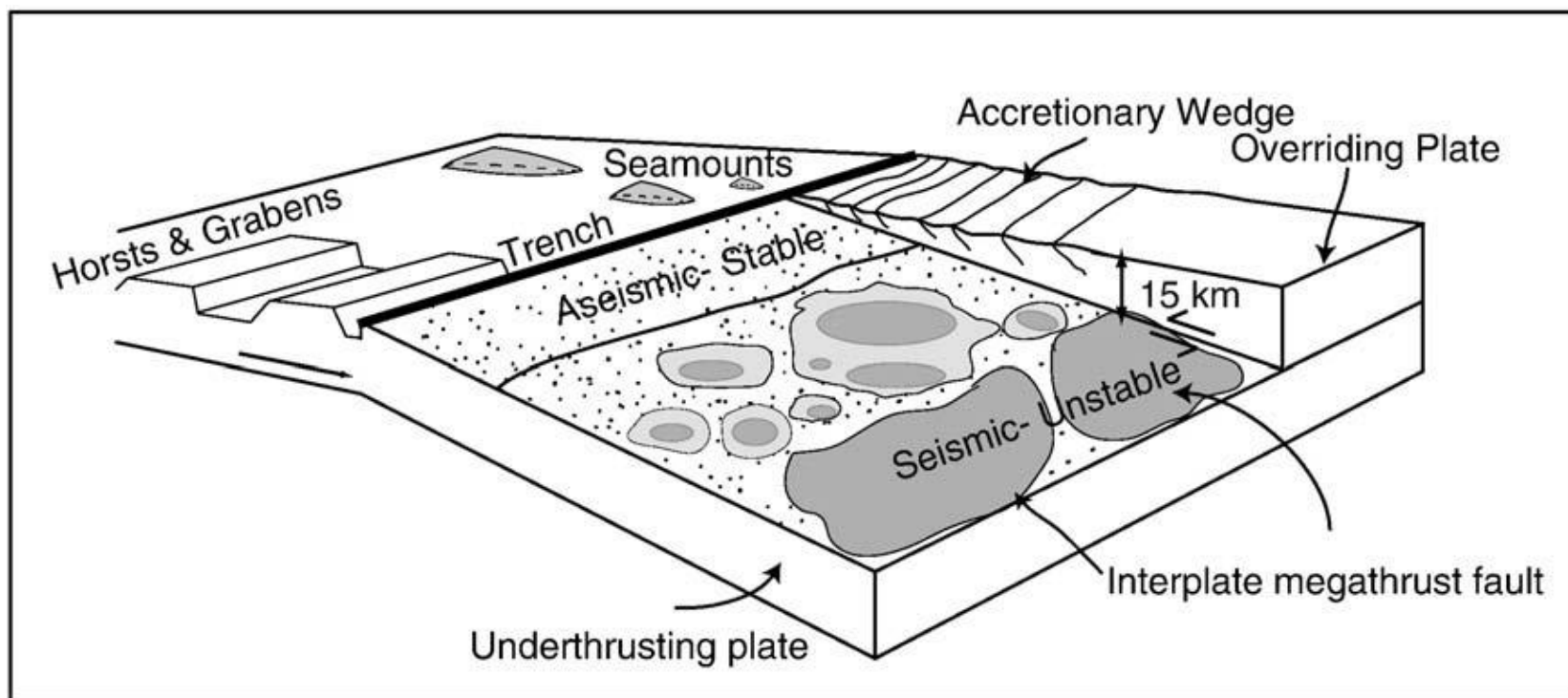
# subdukce na západě Jižní Ameriky



Západní okraj jihoamerické desky je charakterizovaný rozsáhlou subdukční zónou, podél které subdukuje deska Nazca pod jihoamerickou desku.



Jedná se o vysokotlaký typ subdukce spojený s extrémně silnými zemětřeseními.

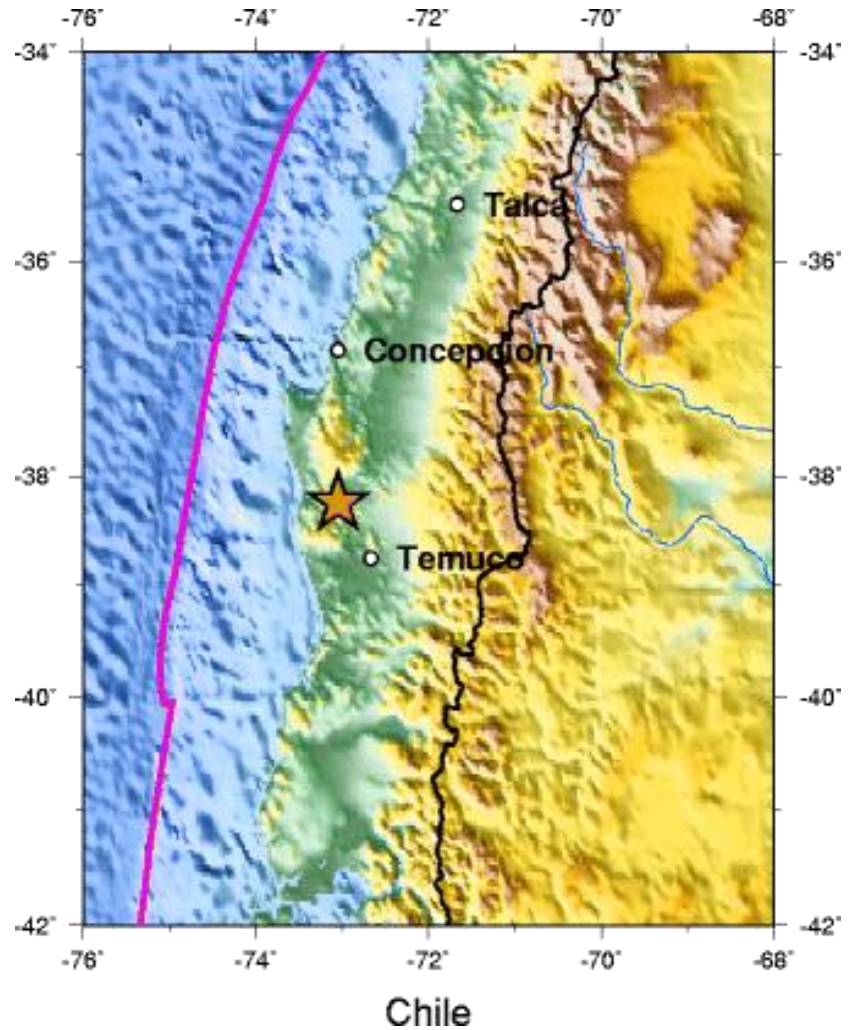


*(Bílek 2009)*

Poslední extrémně silné zemětřesení byly  
otřesy z 27. 2. 2010 ( $M_w = 8.8$ ) a 1. 4. 2014  
( $M_w = 8.2$ ).



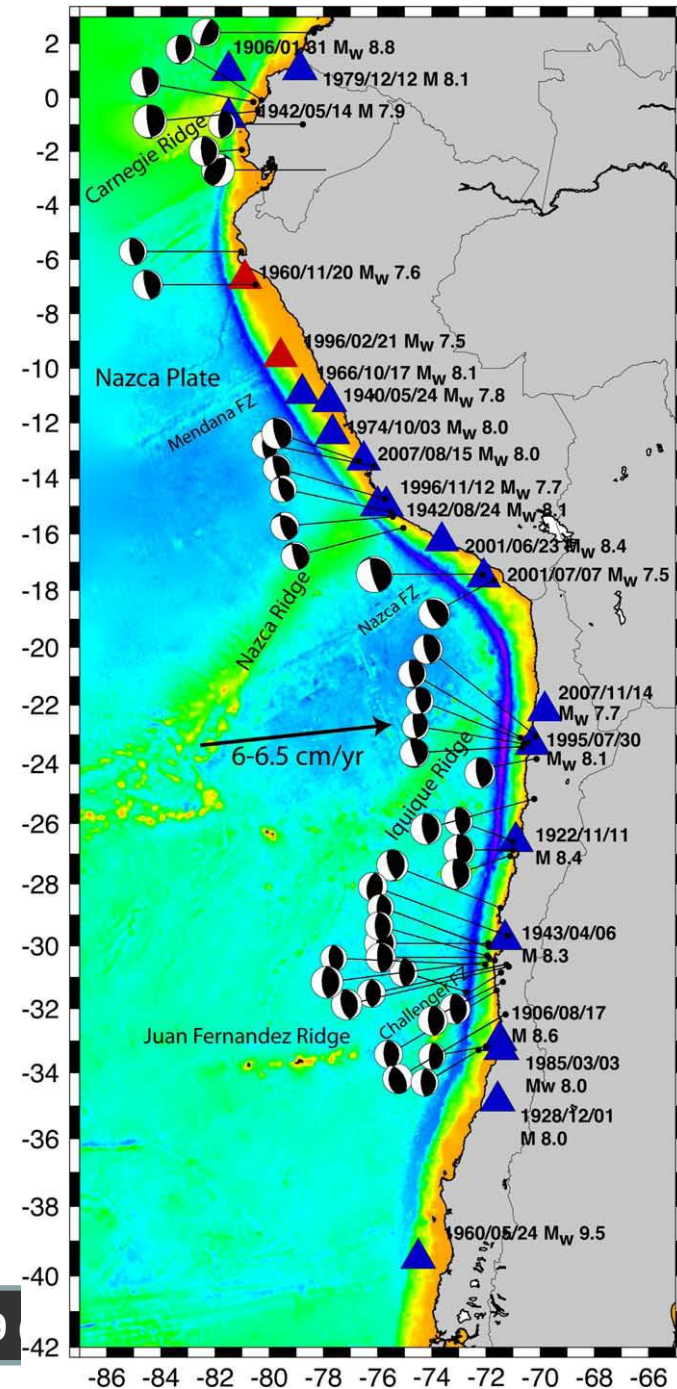
Nejsilnějším známým zemětřesením byl otřes z 22. 5. 1960,  $M_w=9.5$ .



Rychlost pohybu desky Nazca vůči jihoamerické desce je až 6-6.5 cm/rok.

Fokální mechanismy na subdukční zóně mají typický charakter (jedna nodální plocha strmá, druhá velmi mírně ukloněná).

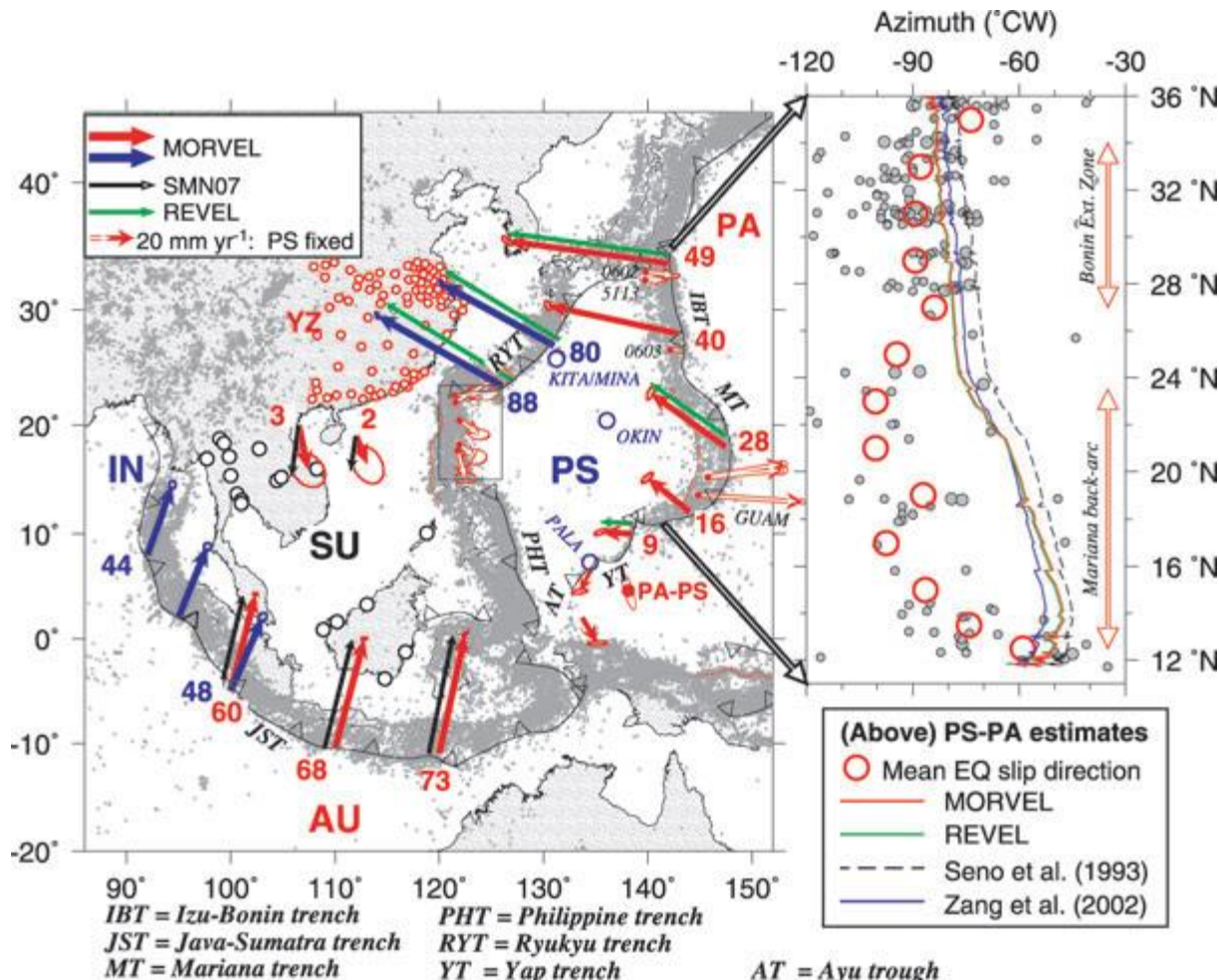
*(Bilek 2009)*





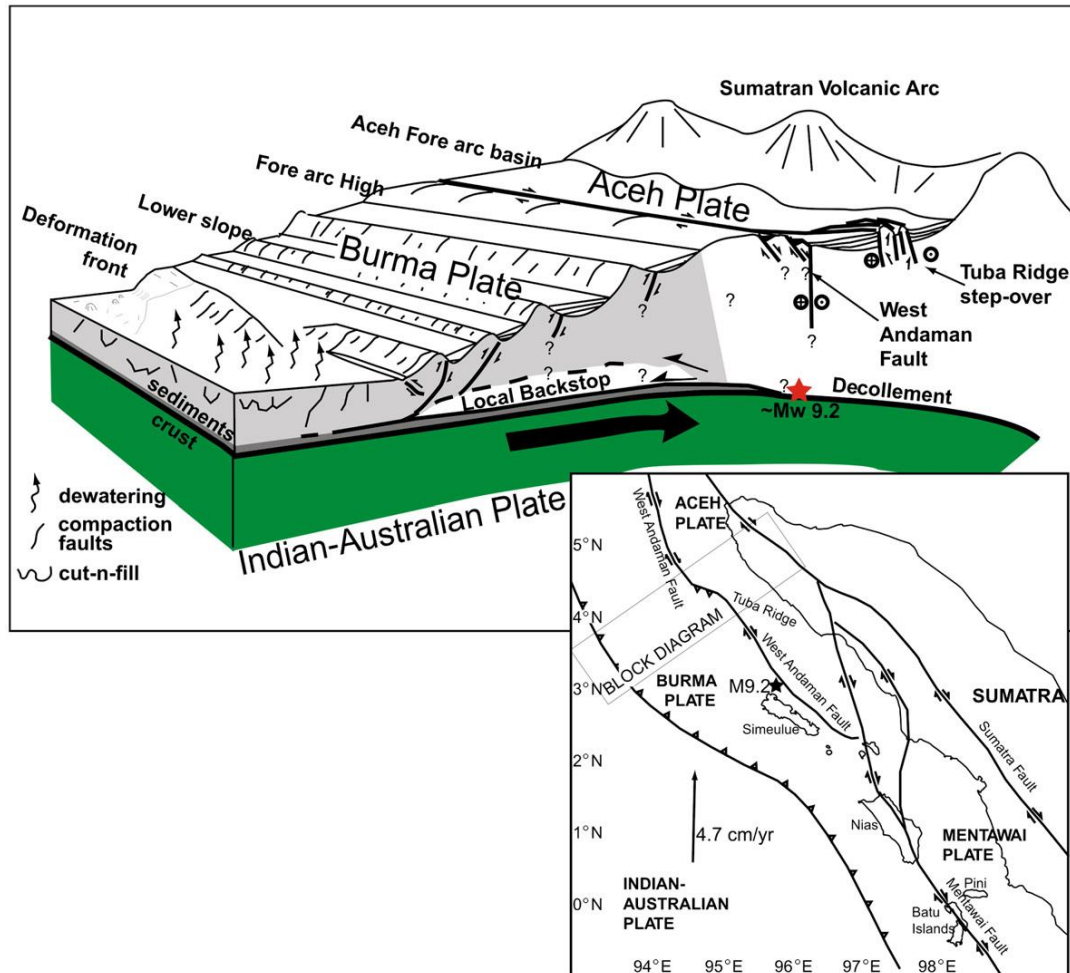
# subdukce v regionu sz. Sumatry

V regionu sz. Sumatry se projevuje dominantně šikmá konvergence indo-australské desky vůči desce eurasijské.



(DeMets et al. 2010)

Horizontální složky pohybu jsou vyrovnávány na horizontálních posunech (Sumatra Fault, West Aceh Fault, Mentawai Fault).



(Mosher et al. 2008)

# Hlavní zóna horizontálního posunu – Sumatra Fault Zone.

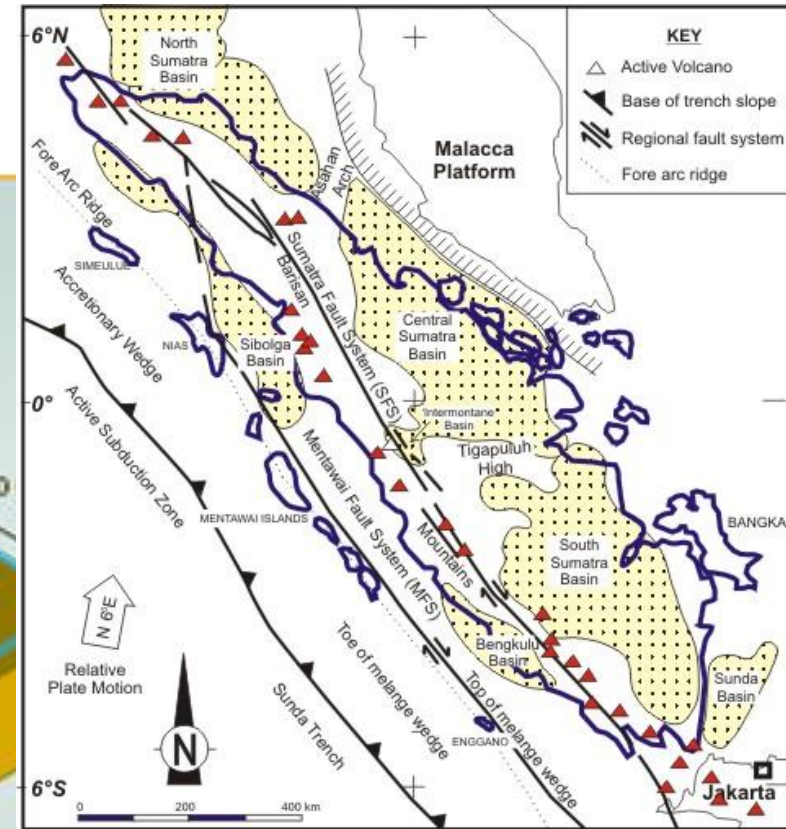
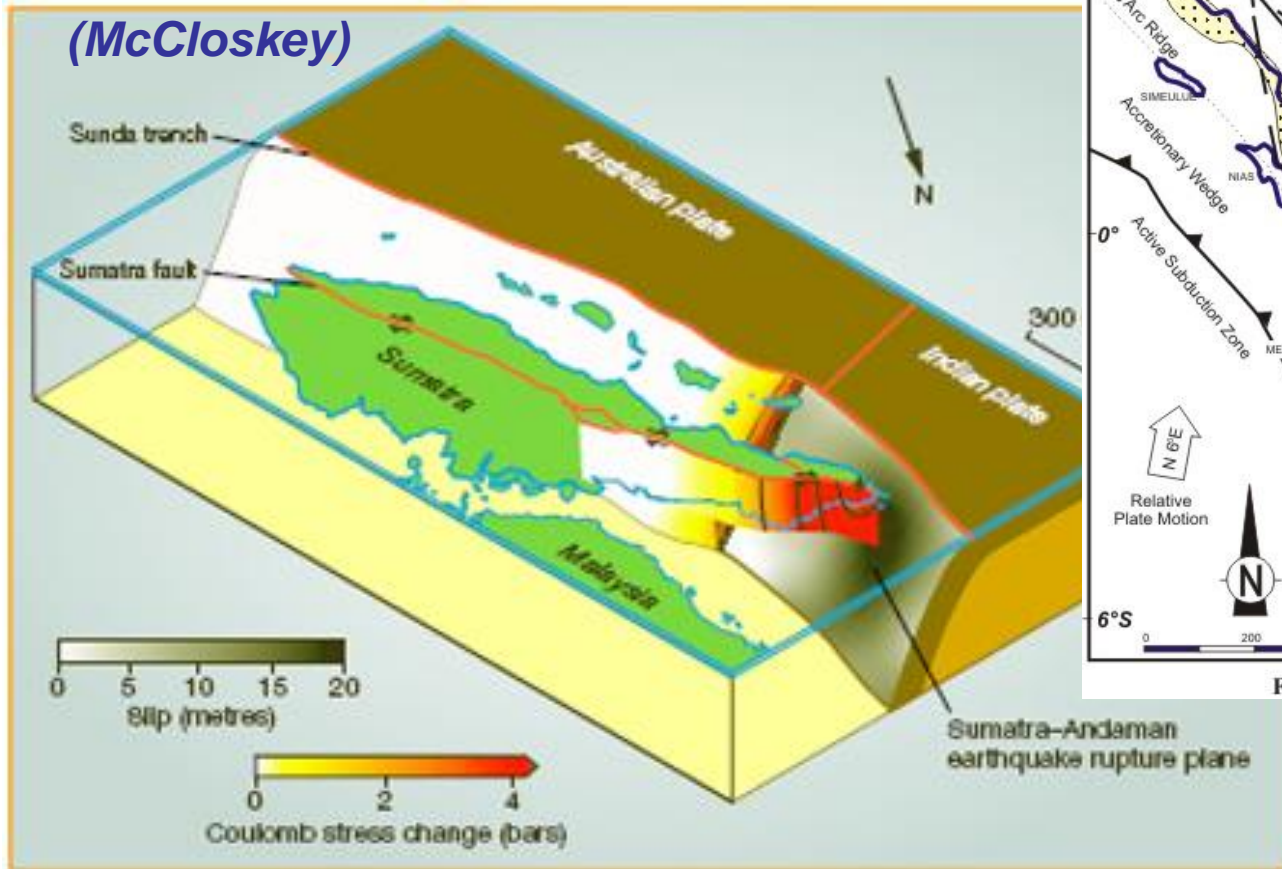
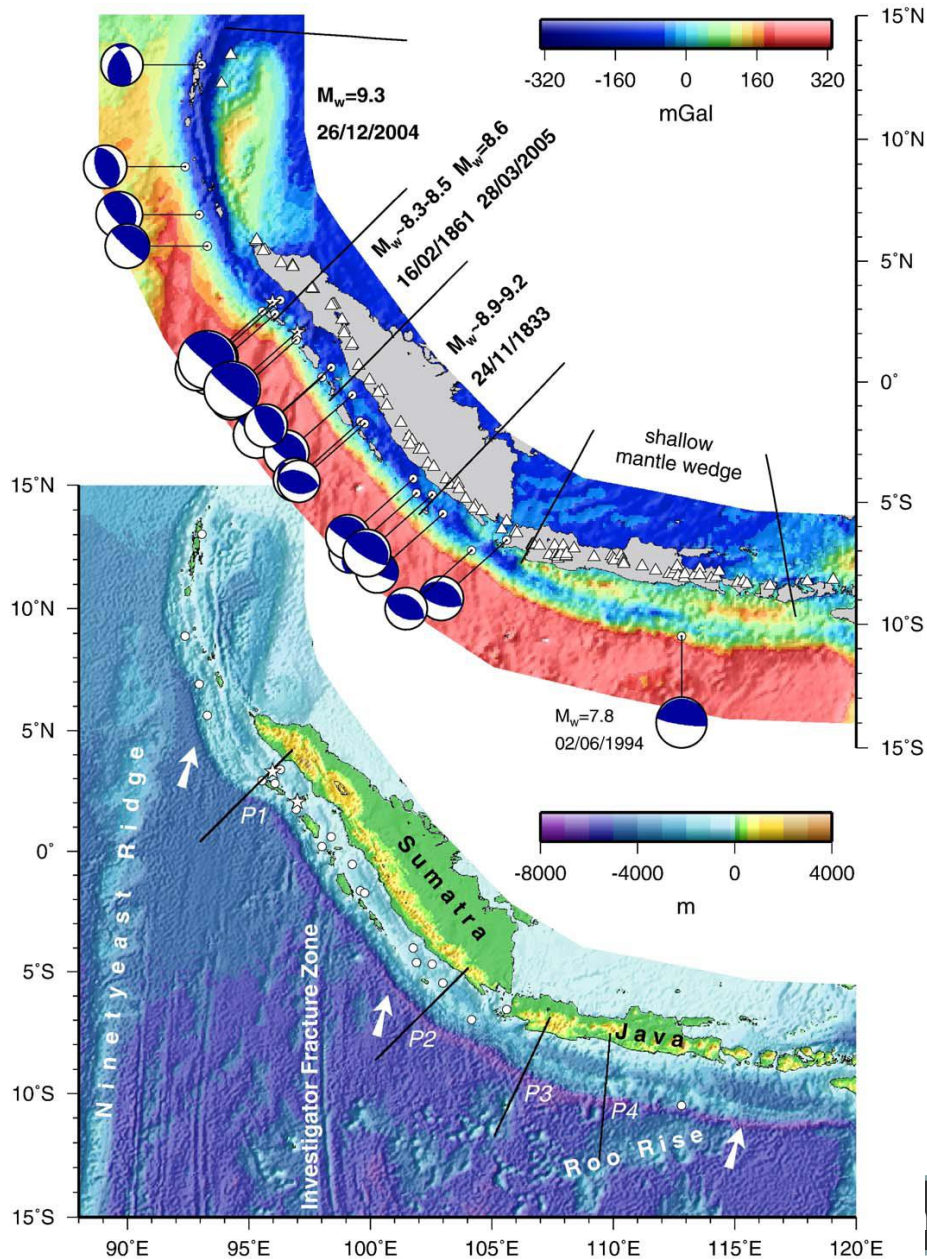


Fig. 2.1. Regional tectonic setting of Sumatra



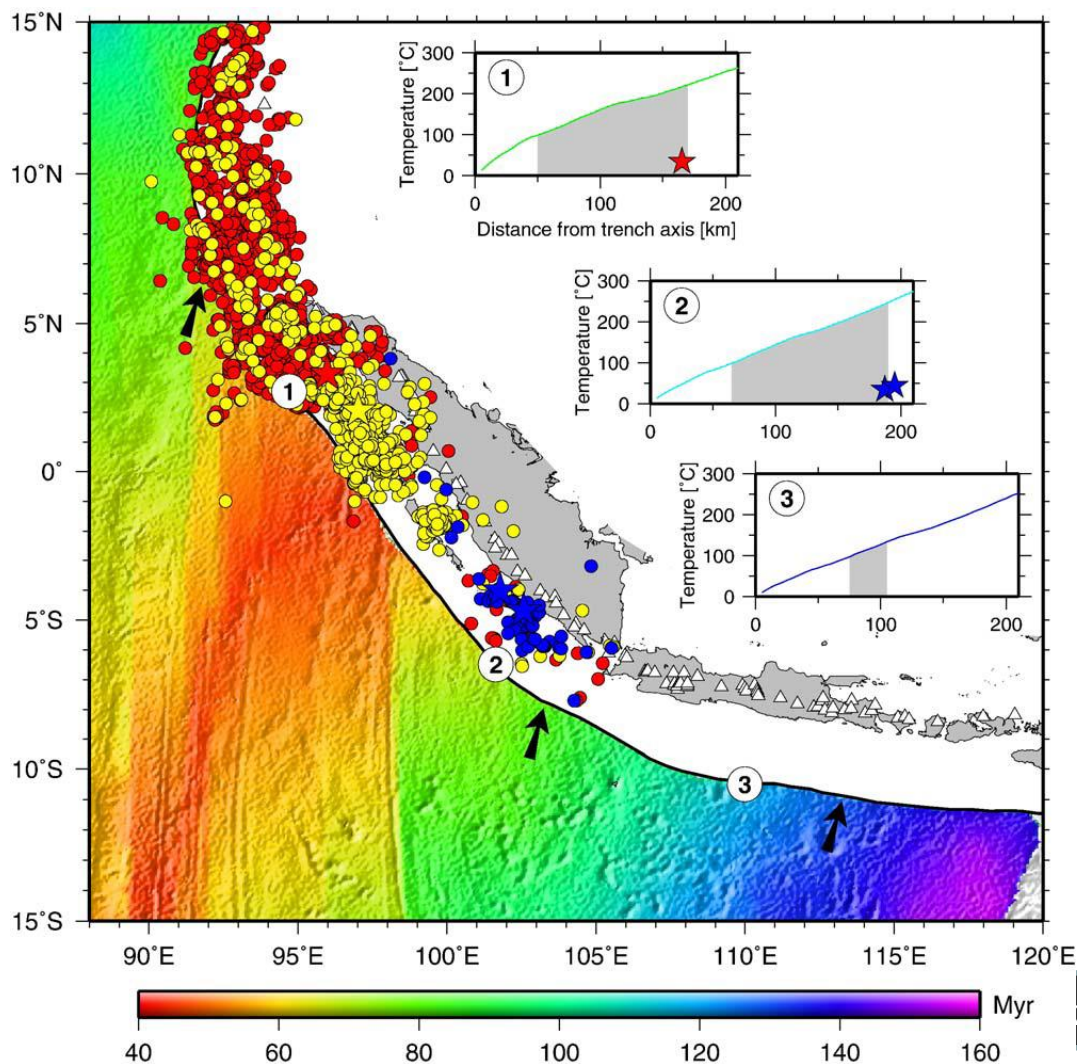


Otřesy v subdukční zóně mají typický charakter (včetně fokálních mechanismů se strmou a subhorizontální nodální plochou).

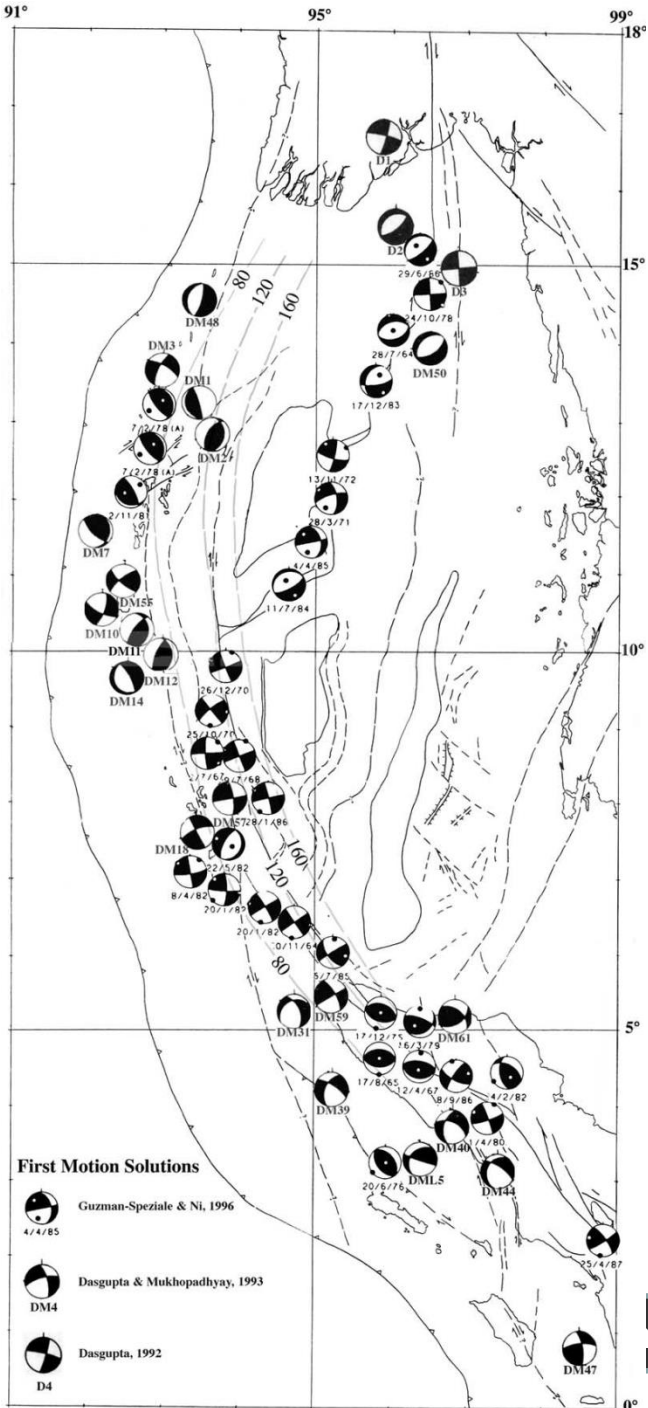
(Grewemeyer, Tiwari 2006)



Lze pozorovat charakteristickou migraci seismické aktivity v prostoru a čase.



*Modré hvězdičky – zemětřesení z 16.1.2001 a 13.2.2001, modrá kolečka – dotřesy ke zmíněným zemětřesením; červená hvězdička – zemětřesení z 26.12.2004, červená kolečka – dotřesy k danému zemětřesení před 28.3.2005; žlutá hvězdička – zemětřesení z 28.3.2005, žlutá kolečka – dotřesy k danému zemětřesení (Grewemeyer, Tiwari 2006)*

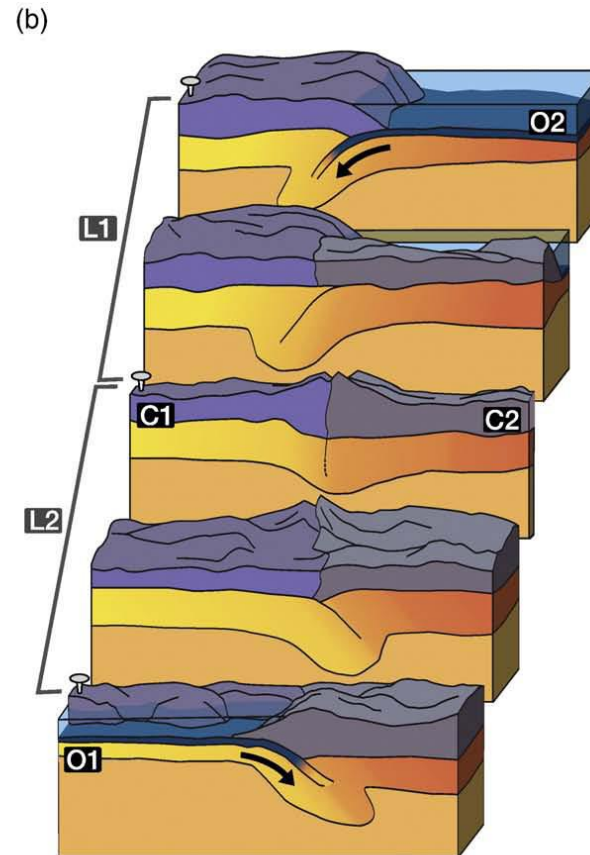
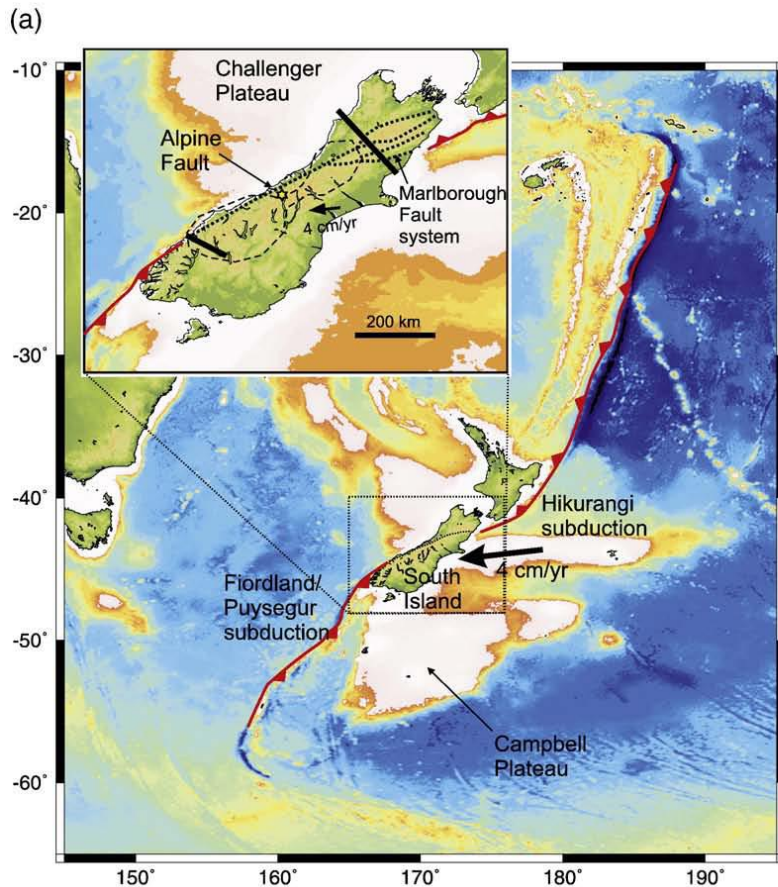


Více k východu se zřetelně projevují mechanismy otřesů spojených s prokluzy na strmé zóně s horizontálními pohyby (Sumatra Fault System).

*(Curry 2005)*

# subdukce v regionu Nového Zélandu

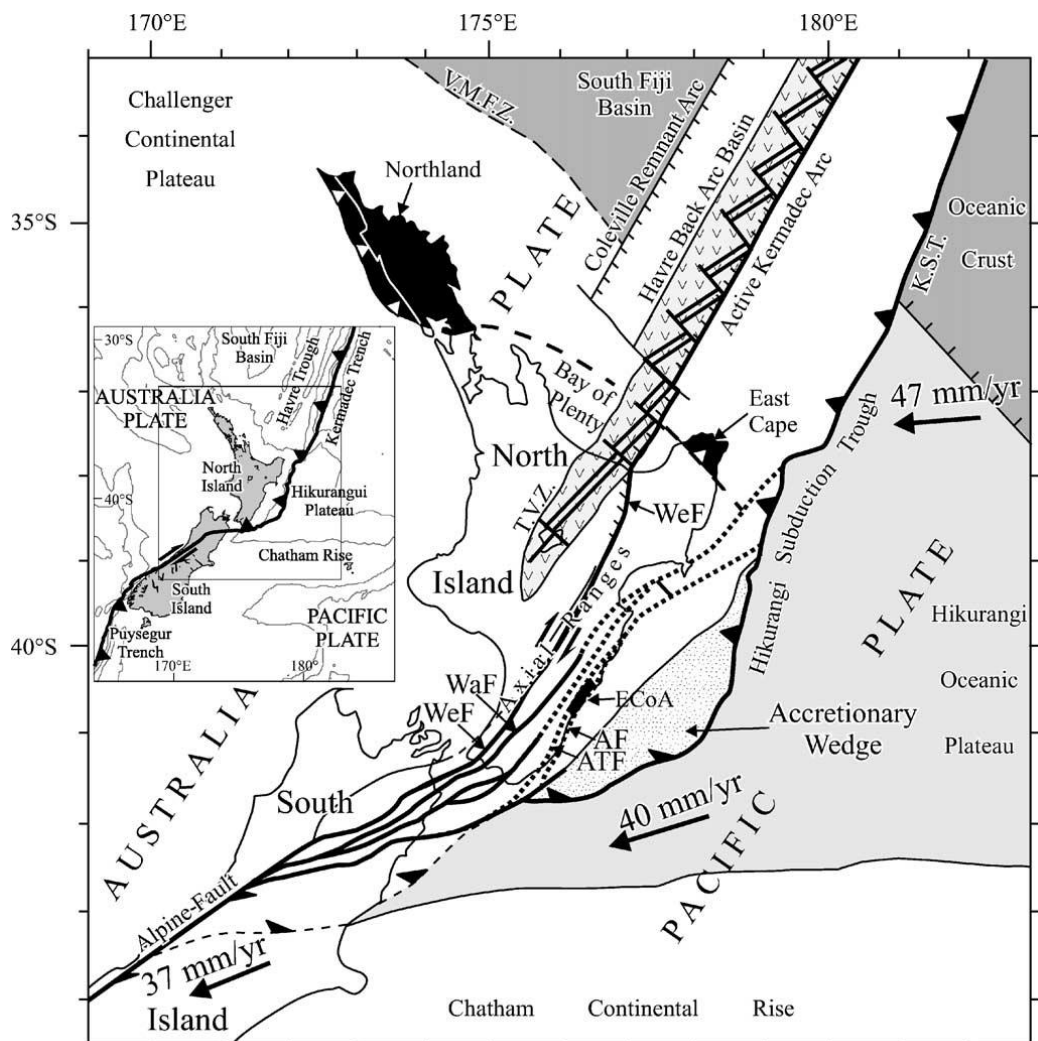
Na kontaktu pacifické a australské desky se v regionu Nového Zélandu mění polarita subdukce.



*(Pysklywec et al. 2010)*



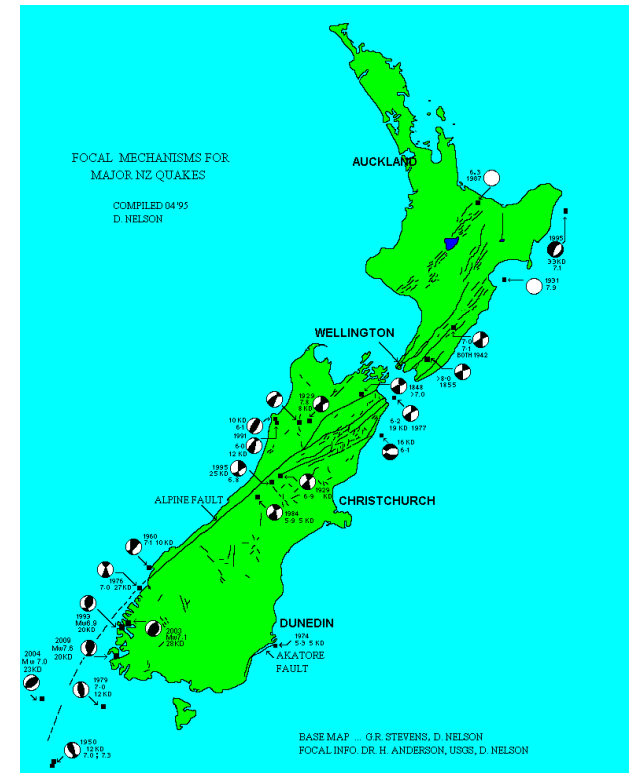
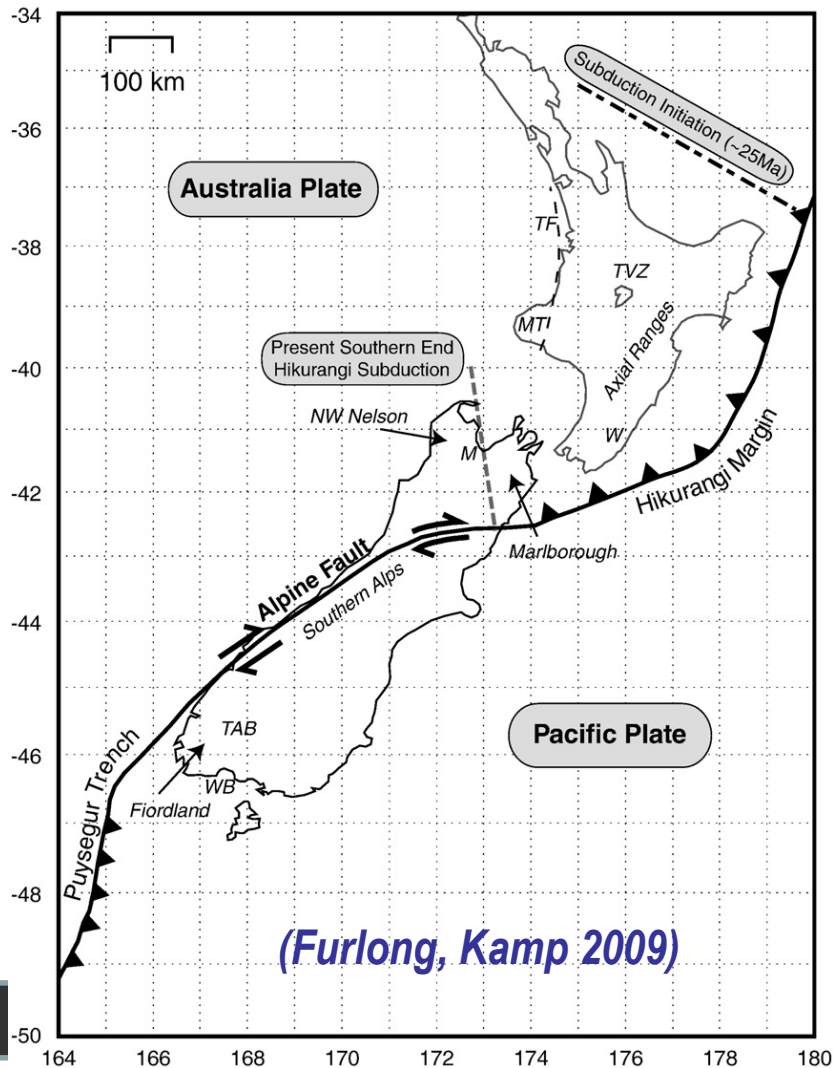
V severní části subdukuje pacifická deska pod australskou, rychlost pohybu je až 4-5 cm/rok.



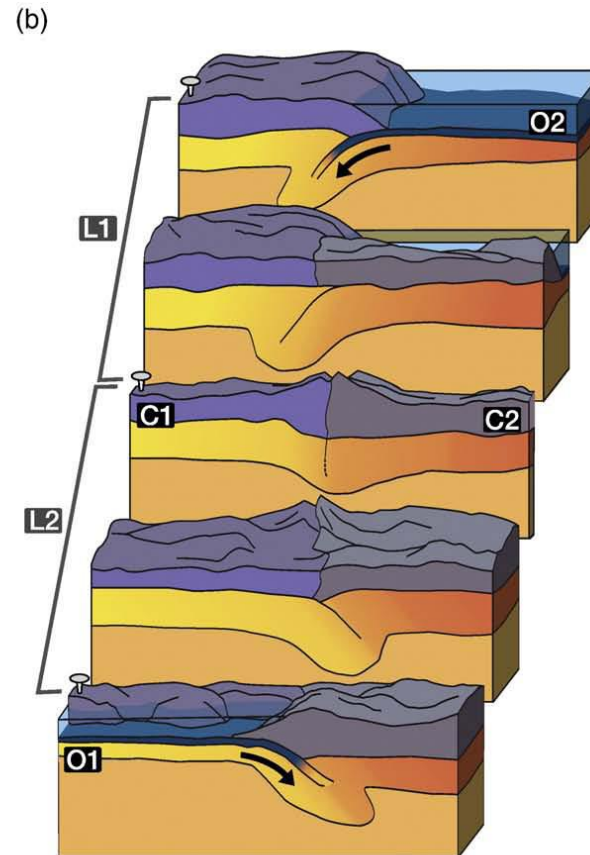
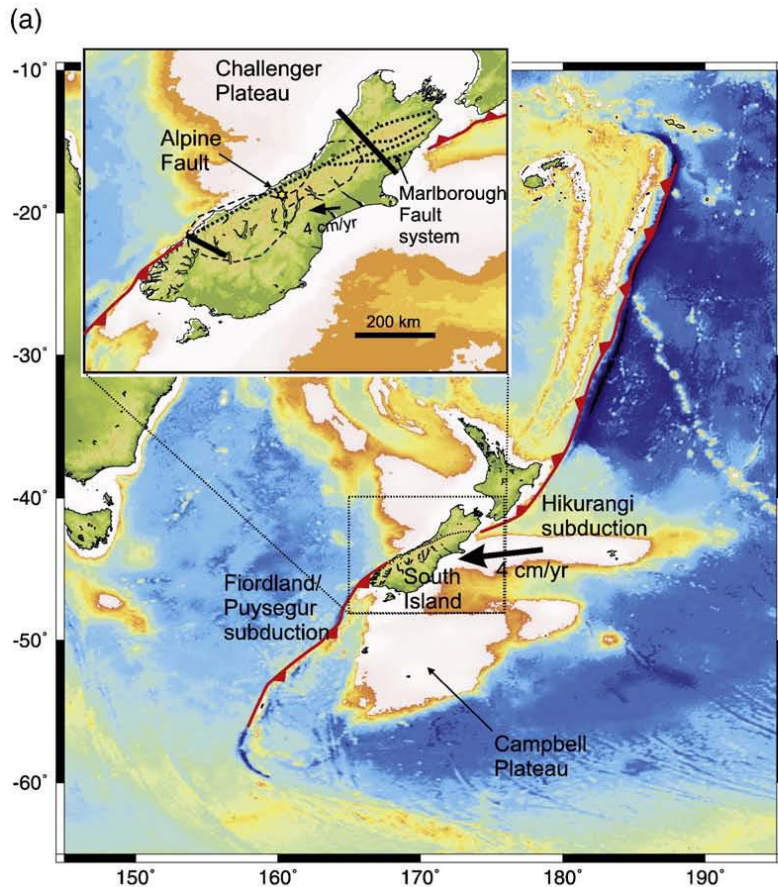
(Delteil et al. 2003)



Ve střední části má deskové rozhraní charakter transformní zóny, rychlost pohybu je kolem 4 cm/rok.



V jižní části subdukuje australská deska pod pacifickou, rychlost pohybu je 3-4 cm/rok.



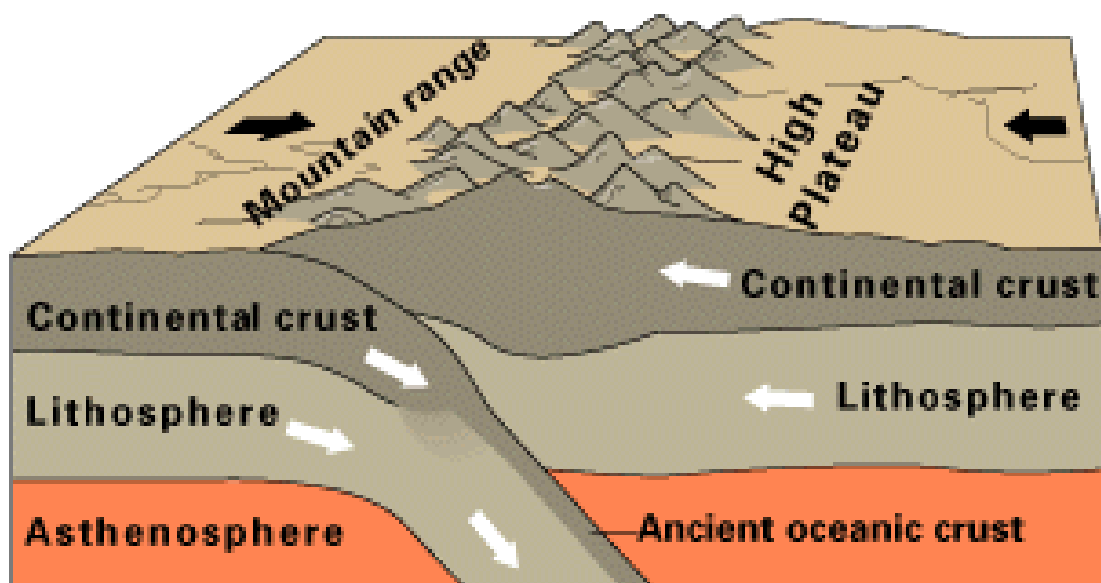
*(Pysklywec et al. 2010)*

## 9.5.e: Kolizní zóny

Na některých konvergentních rozhraních se vstříčné pohyby desek projevují kolizí a recentní orogenezí.



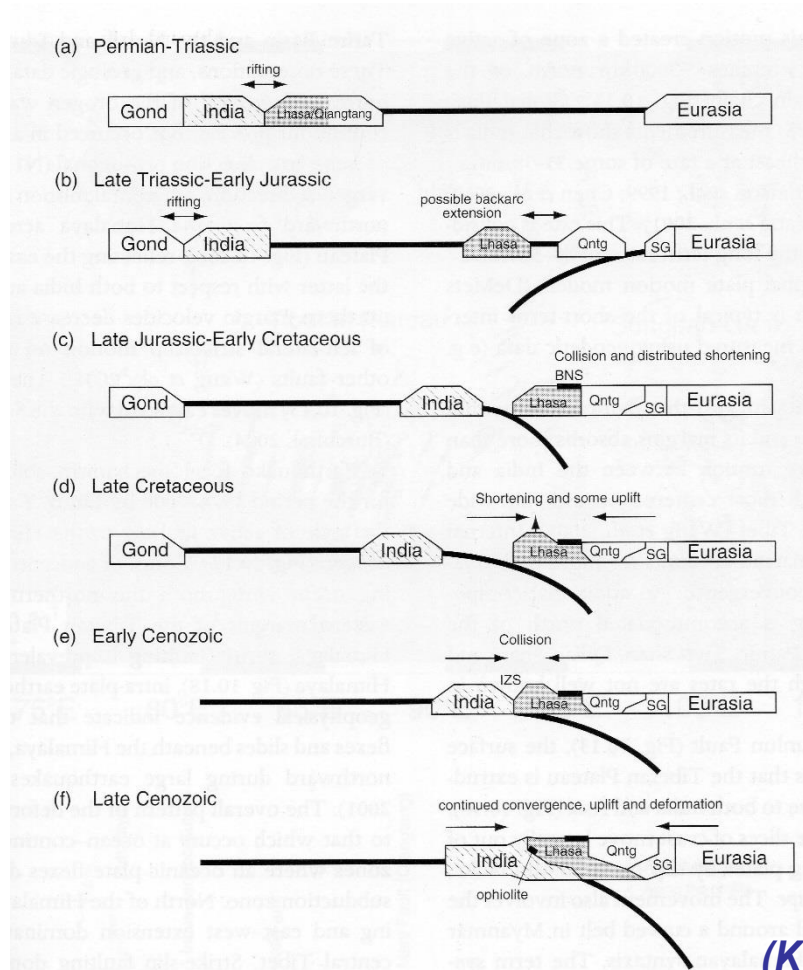
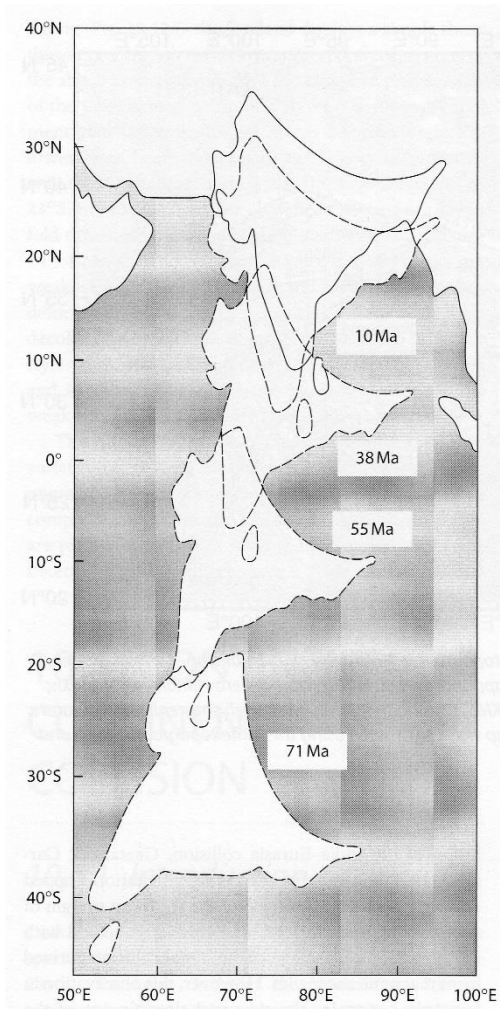
Nejvýznamnější kolizní zóny jsou spojeny s kolizí typu kontinent-kontinent – jejich vývoj je obvykle komplikovaný, celková stavba kolizní zóny je proto složitá.



**Continental-continental convergence**

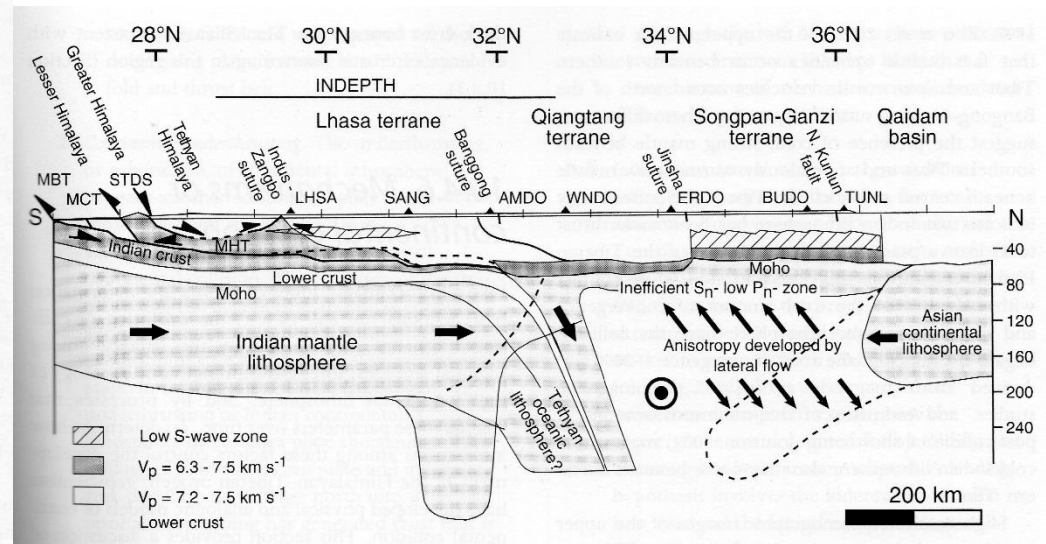
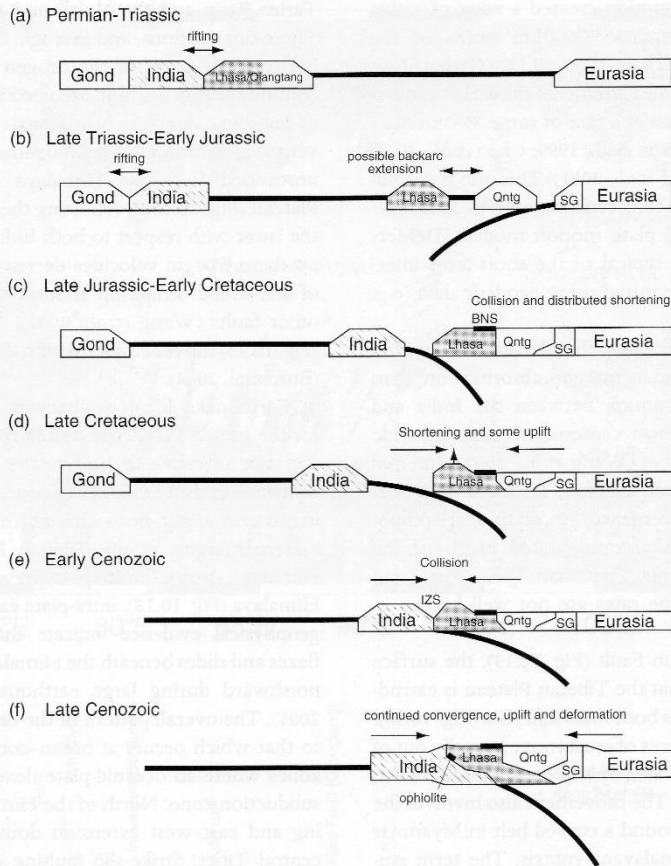


# Příkladem je kolize indické a euroasijské desky.



(Kearey et al. 2009)

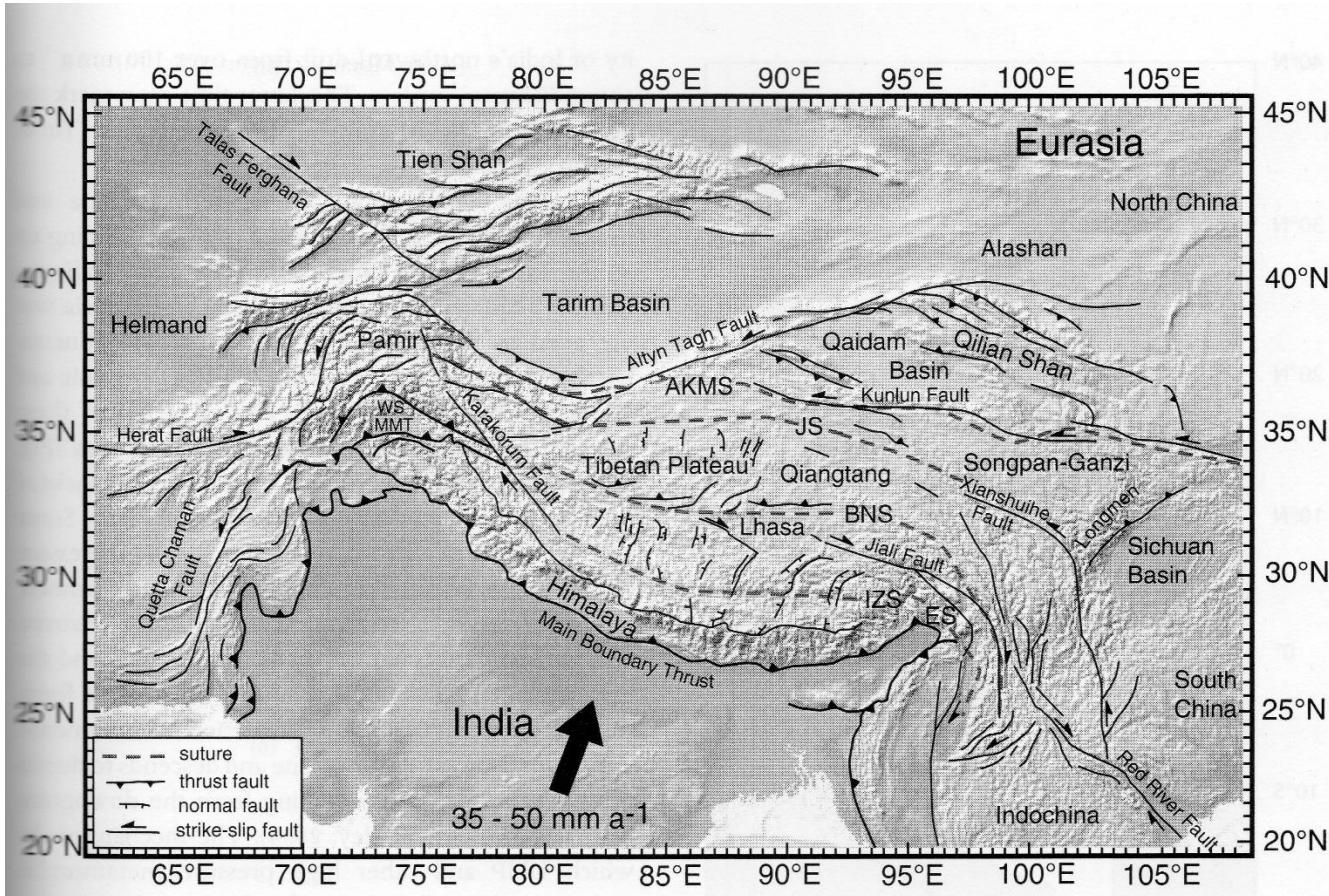
Kolizní zóna indické a euroasijské desky má polyfázový vývoj a komplikovanou stavbu.



(Kearey et al. 2009)

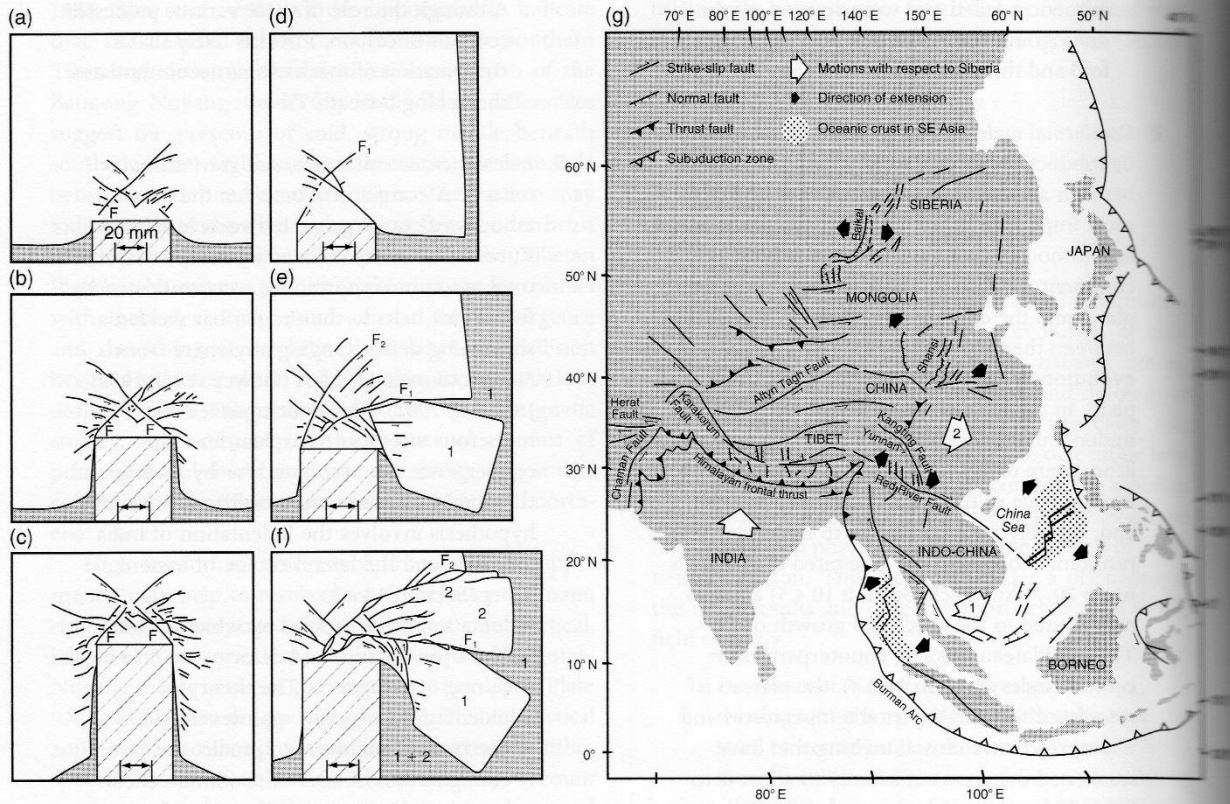


Pohyby spojené s kolizí stále pokračují, indická deska se nadále pohybuje k severu rychlostí až 5 cm/rok.



(Kearey et al.2009)

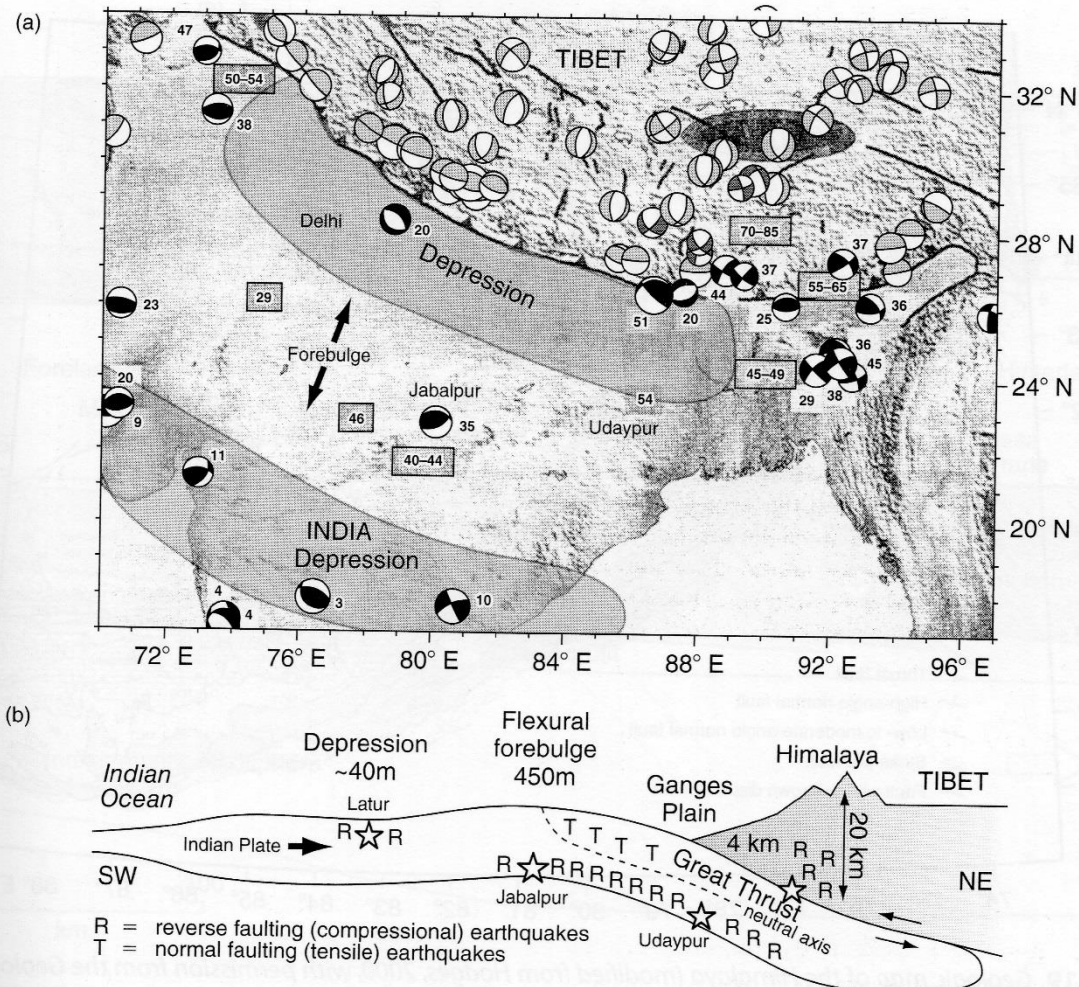
Frontální kolize v prostoru Himaláji vede k laterální extruzi v regionech východní Asie.



*(Kearey et al.2009)*



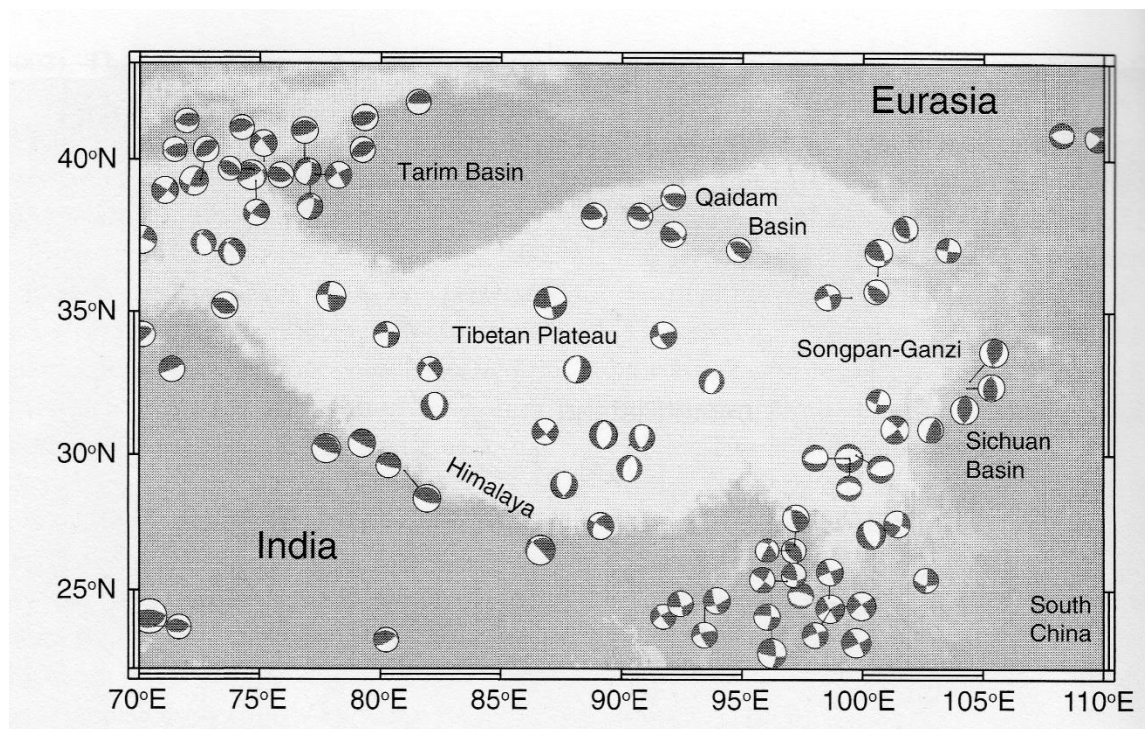
Fokální mechanismy ukazují na kompresní režim spojený s kolizí i na lokální extenzi spojenou s flexurou indické desky.



(Kearey et al. 2009)



V regionu Tibetské plošiny ukazují fokální mechanismy otřesů na východozápadní korovou extenzi (viz laterální extruze ve východní Asii).



*(Kearey et al.2009)*

# Shrnutí

## Pro konvergentní rozhraní je charakteristické:

- větší rozhraní konvergentního typu jsou opět spíše komplexní struktury doplněné dalšími systémy vyrovnávající např. šikmé pohyby mezi deskami
- pro subdukční zóny je typická přítomnost hlubokých zemětřesení (nejhlubší ohniska dosahují hloubek cca 650 km)
- maximální hloubky ohnisek zemětřesení v subdukční zóně závisí na rychlostech a stáří podsouvané oceánské desky

- pro konvergentní rozhraní je charakteristická přítomnost extrémně silných zemětřesení (zatím nejsilnější známé zemětřesení: Chile, 22. 5. 1960,  $M_0 = 9.5$ )
- pro zemětřesení s ohnisky v subdukované části oceánské desky jsou typické fokální mechanismy s jednou strmou a s jednou subhorizontální nodální plochou.