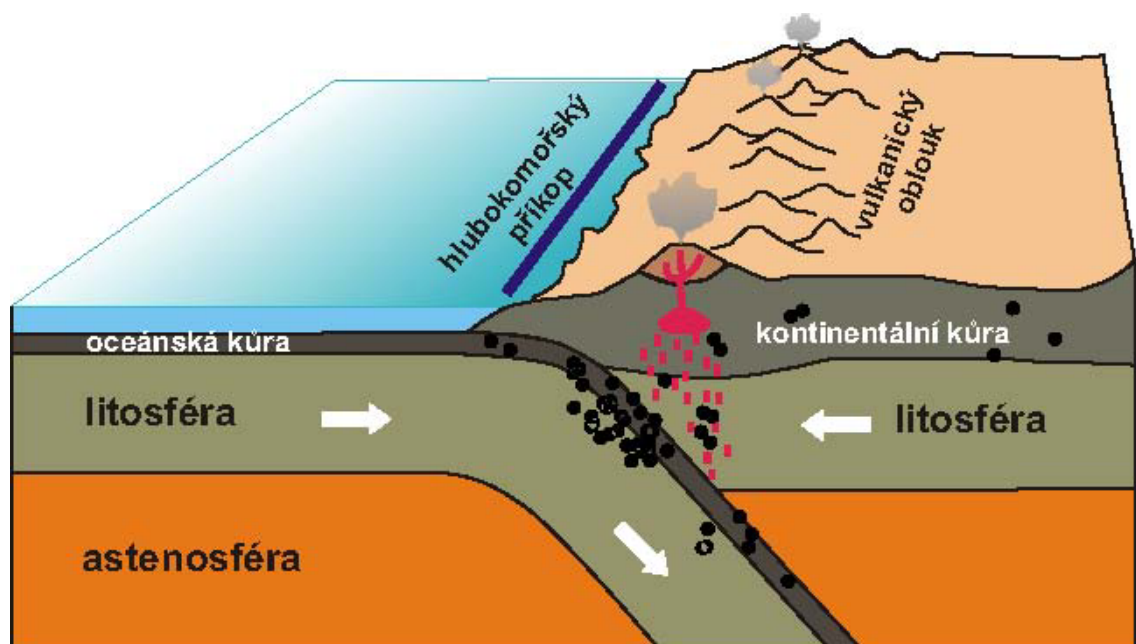


Co se děje na konvergentních okrajích litosférických desek?

Jiří Vaněk, Václav Hanuš, Aleš Špičák

Přibližně před čtyřiceti lety, v 60. letech 20. století, vznikl základní koncept dnes všeobecně přijímané teorie tektoniky litosférických desek (více o ní např. v [1, 2]). Podle této teorie je svrchní slupka Země, 100 km mocná litosféra, tvořena několika tuhými deskami. Jednotlivé desky se vůči sobě pohybují rychlostí několika cm za rok. Vzájemný pohyb dvou sousedních desek může být trojího typu: směrem od sebe (např. na středoocéánských hřbetech jako důsledek rozpínání oceánského dna), střížným posunem jedné desky vůči druhé podél svislého zlomového rozhraní (např. pohyb Pacifické desky vůči Severoamerické desce podél zlomu San Andreas v Kalifornii), nebo to bývá pohyb konvergentní. V důsledku konvergentního pohybu často dochází k tzv. subdukcii, tj. podsouvání jedné litosférické desky pod druhou (obr. 1). Konvergentní okraje litosférických desek patří k nejvýznamnějším geologickým lokalitám na Zemi, neboť v důsledku relativně rychlého vzájemného pohybu desek (až 10 cm za rok) zde dochází k mimořádně silné zemětřesené a sopečné činnosti, ke vzniku pásemných pohoří (Andy, Himaláje) aj.



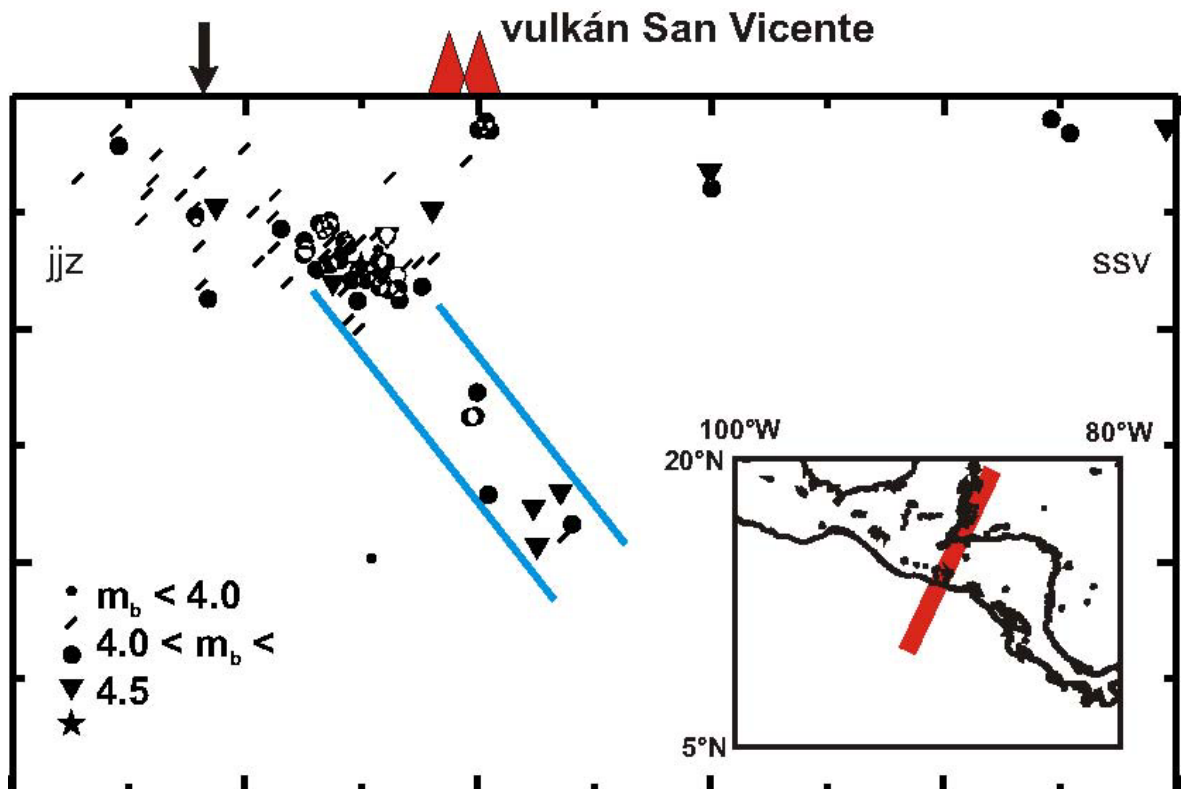
Obr. 1: Schéma konvergentního okraje litosférických desek, na němž dochází k subdukcii (podsouvání) oceánské desky pod desku kontinentální (příkladem takového typu konvergentního okraje je např. subdukce desky Nazca pod Jihoamerickou desku nebo subdukce Pacifické desky pod Euroasijskou desku v oblasti Kamčatky či Japonska). Bílé šipky znázorňují směr pohybu desek, černé body ohniska zemětřesení.

Hlavním nástrojem, který při studiu geologické stavby litosféry a zemského pláště v oblastech konvergentních okrajů litosférických desek používáme, jsou přesné údaje o zemětřeseních, k nimž v těchto oblastech dochází. K dispozici máme jednak rozsáhlý soubor ohniskových parametrů jednotlivých zemětřesení (prostorové souřadnice ohniska, čas vzniku zemětřesení a jeho magnitudo) mezinárodního

seismologického centra ISC (Regional Catalogue of Earthquakes 1964-2003 [3] a jednak méně rozsáhlý soubor s upřesněnými ohniskovými parametry [4] – oba soubory pokrývají období od r. 1964 do současnosti a jsou dostupné na internetu. U silných zemětřesení (od magnituda 5 výše) bývá určován i mechanismus vzniku zemětřesení, tj. poloha příslušné aktivní zlomové plochy (její azimut a úhel sklonu) a smysl pohybu horninových bloků podél ní. K nejspolehlivějším patří údaje o mechanismech zemětřesení, určované od r. 1976 speciálním týmem Harvardské university [5].

Z pohledu na rozložení ohnisek zemětřesení v prostoru je zřejmé, že nejsou rozmístěna rovnoměrně. Tato nerovnoměrnost má své příčiny jednak v geologické stavbě oblasti, ale také v její geologické minulosti. Správná analýza příčin nerovnoměrného rozložení zemětřesení nám tedy umožňuje jednak odhadnout, jak geologická stavba v hloubce v této oblasti vypadá, k jakým procesům zde dochází a jaký mohl být geologický vývoj oblasti. Údaje o zemětřeseních koreluje s dostupnými informacemi geologickými, geochemickými a zejména vulkanologickými (zde využíváme kromě aktuálních článků především monografií [6, 7] a webovských stránek Volcanic Activity Reports [8]). Regionálně jsme se v posledních několika letech zaměřili na oblast Střední Ameriky, andské Jižní Ameriky a jihovýchodní Asie.

K analýze hloubkového rozložení seismicity v jednotlivých výše uvedených regionech využíváme jednoduchou zobrazovací metodu – příslušná oblast je rozčleněna na pravidelné, relativně úzké vertikální řezy (šířka 50 km) kolmé k určujícímu strukturnímu prvku - k rozhraní litosférických desek. Toto rozhraní je zpravidla dobře definováno morfologicky významným hlubokomořským příkopem, pásebným pohořím (Andy) nebo vulkanickým řetězcem (Andy, jihovýchodní Asie). Tato metodika umožňuje optimálně definovat geometrické parametry jednotlivých strukturních prvků oblasti, projevujících se zvýšenou seismicitou. Jsou-li navíc k dispozici u některých seismických jevů údaje o zdrojovém mechanismu, je možné odhadnout i tektonickou funkci takových jednotek. Pro lepší porozumění následujícímu textu považujeme za účelné vysvětlit dva důležité pojmy: Wadati-Benioffova zóna a kontinentální klín. Jako Wadati-Benioffova zóna (WBZ) se označuje ta část podsouvající se desky, ve které jsou pozorována zemětřesení (v obr. 2, 4 a 5 je vymezena modrými liniemi). Jako kontinentální klín je označována – podle geometrické podobnosti – část litosféry a pláště nad podsouvající se deskou (dobře patrná rovněž na obr. 2, 4 a 5).



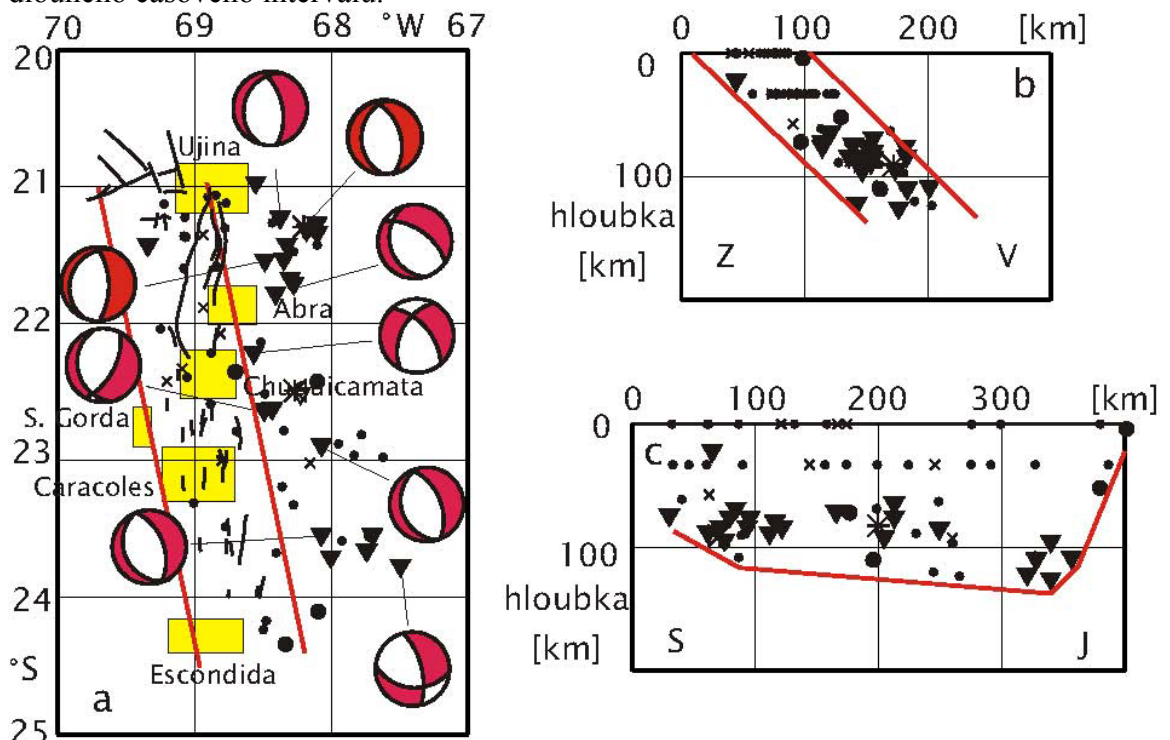
Obr. 2: Hloubkové rozložení ohnisek zemětřesení napříč Střední Amerikou. Poloha řezu je vyznačena na vloženém mapovém schématu. Symboly označují různé úrovně magnitud jednotlivých zemětřesení. V hloubce 100-130 km je zřetelně patrná absence zemětřesení ve Wadati-Benioffově zóně; tuto doménu nazýváme aseismický gap.

Náš výzkum zákonitostí zemětřesné činnosti na konvergentních okrajích se v posledních letech soustředil zejména na (1) vysvětlení příčin nerovnoměrného rozložení seismicity ve Wadati-Benioffově zóně subdukujících litosférických desek, 2) vymezení a objasnění funkce rozsáhlých seismicky aktivních zlomových zón v kontinentálním klínu nad subdukující oceánskou deskou a (3) vymezení a objasnění příčin shluků silných zemětřesení pod některými vulkány.

(1) Ve Wadati-Benioffově zóně subdukující oceánské desky byla ve všech výše uvedených oblastech v hloubkách 100-200 km souvislá doména, v níž se nevyskytují středně silná a silná zemětřesení, tj. zemětřesení s magnitudem $m_b > 4.0$ (obr. 1). Tuto doménu jsme označili jako tzv. aseismický gap (český ekvivalent anglického slova gap v seismologickém smyslu nebyl zatím zaveden). Podle naší interpretace představuje tato doména parciálně natavenou část zanořené oceánské litosférické desky, v níž nejsou vhodné podmínky pro nahromadění napětí nutného pro vznik středně silných a silných zemětřesení. Právě v přímém nadloží aseismického gapu se nacházejí všechny v současné době aktivní alkalicko-vápenaté vulkány [9]. Prostorový vztah těchto vulkánů a aseismického gapu ve WBZ je patrně obecným jevem a svědčí ve prospěch námi dříve zformulované koncepce zdroje primárního magmatu uvnitř subdukované desky [10].

(2) Zemětřesení, která vznikají v kontinentálním klínu v nadloží subdukce, se nevyskytují izolovaně, ale náležejí k rozsáhlým zlomovým zónám regionálních rozměrů [11]. Uspořádání ohnisek zemětřesení v jednotlivých zlomových zónách umožňuje vymežit hlavní geometrické parametry těchto zón, tj. orientaci, šířku, úklon

a hloubkový dosah. Tyto parametry ověřujeme jednak korelací s geologickými mapami, jednak pomocí údajů o mechanismu zemětřesení, z nichž lze určit i charakter pohybu podél zlomové plochy (obr. 3). Seismicky aktivní zlomové zóny v kontinentálním klínu někdy slouží jako přírodní kanály magmatu z hluboko uložených magmatických zdrojových oblastí k vulkánům na zemském povrchu. Často na nich dochází k mělkým zemětřesením s katastrofálními následky [12]. Korelace prostorového rozložení seismicky aktivních zlomových zón s rozložením hypogenních ložisek nerostných surovin také ukázala, že většina velkých akumulací kovů v andské Jižní Americe a sundském ostrovním oblouku je situována právě ve výchozech seismicky aktivních zlomových zón [13, 14]. To ukazuje na existenci a fungování těchto zlomových zón jako přírodních drah rudonosných roztoků během značně dlouhého časového intervalu.

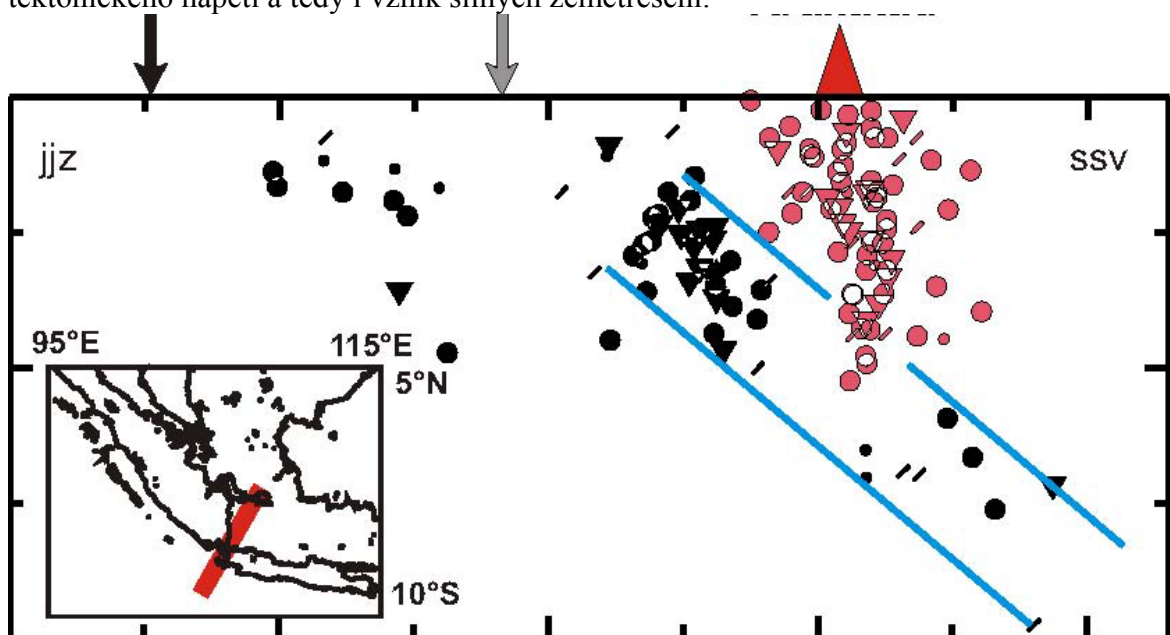


Obr. 3: Rozložení ohnisek zemětřesení, příslušejících zlomové zóně Domeyko v andské části Jižní Ameriky (a – epicentrální mapa, b – vertikální řez napříč zlomovou zónou, tj. ve směru západ - východ, c - vertikální řez podél zlomové zóny, tj. ve směru sever - jih). Červené linie vymezují výchoz zlomové zóny (a), její mocnost (b) a hloubkový dosah (c). Žluté obdélníky znázorňují polohu ekonomicky významných rudních ložisek v této oblasti, červenobílé diagramy mechanismus několika silných zemětřesení.

Diagram mechanismu zemětřesení, v angličtině příhodně nazývaný „beach ball“, znázorňuje prostorovou orientaci dvou ploch – tzv. nodálních rovin, z nichž jedna souhlasí s plochou příslušného seismicky aktivního zlomu a druhá je na ní kolmá. Tyto nodální roviny jsou diagramu zobrazeny jako části kružnic - průřezů rovin na spodní polokouli jednotkové koule se středem v ohnisku zemětřesení. Rozhodnout, která z těchto dvou rovin je zlomovou plochou, však z analýzy mechanismu zemětřesení nelze; k tomu je zapotřebí mít další nezávislé informace, např. znát rozložení ohnisek dalších zemětřesení, provést geodetická měření v okolí epicentra zemětřesení apod. Z diagramu lze rovněž odvodit směry hlavních os napětí, které

zemětřesení způsobilo. Směr maximálního kompresního napětí je v ose bílého kvadrantu, směr minimálního kompresního napětí v ose barevného (zde červeného) kvadrantu. Z diagramů mechanismu zemětřesení na tomto obrázku tedy plyne:

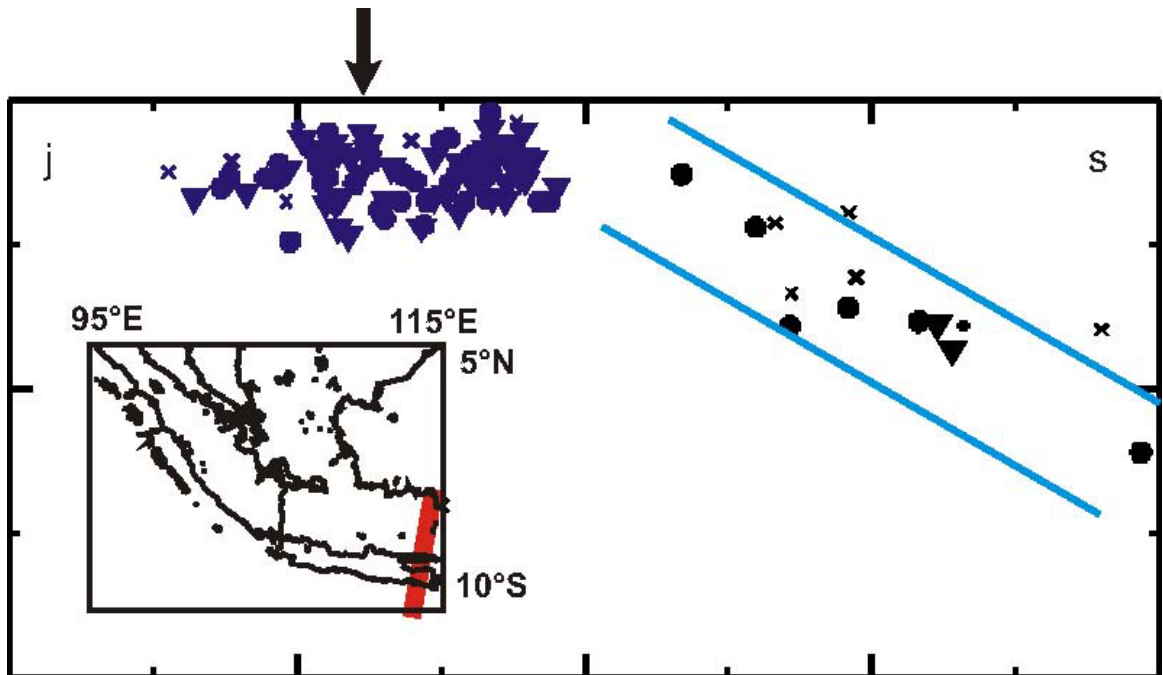
- osa maximální komprese byla ve všech případech blízka vertikále, což znamená, že během zemětřesení došlo k poklesu podél zlomové plochy
 - směr obou nodálních rovin (tj. azimut jejich výchozu na zemský povrch) se ve všech případech blíží směru sever-jih; jedna rovina se uklání k západu (levý oblouk), druhá k východu (pravý oblouk). Z porovnání s prostorovým rozložením ohnisek všech zemětřesení plyne, že zlomová plocha je v diagramech mechanismů zemětřesení pravděpodobně ta, která se uklání k východu (srovnej zejména s obr. 3b)
- (3) Velká koncentrace silných zemětřesení ve velmi omezeném prostoru bezprostředně pod vulkány, zasahující do překvapivě velkých hloubek (až 100 km), byla poprvé zjištěna pod vulkánem Krakatau v Sundské úžině [15], oddělující Jávu od Sumatry (obr. 4). V našich pozdějších pracích byly obdobné zemětřesné shluky zjištěny i pod několika dalšími indonéskými vulkány a pod všemi významnými aktivními vulkány Střední Ameriky [16]. Intenzivní seismičita pod aktivními vulkány je překvapivá zejména z toho důvodu, že odporuje široce přijímané představě natavení svrchního pláště v nadloží subdukce; takové natavení by totiž vyloučilo nahromadění tektonického napětí a tedy i vznik silných zemětřesení.



Obr. 4: Hloubkové rozložení ohnisek zemětřesení v řezu vedeném přes vulkán Krakatau (viz vložené mapové schéma). Symboly zemětřesení stejné jako v obr. 1. Ohniska zemětřesení, soustředěných ve sloupci pod vulkánem, jsou označena červeně.

Výzkumem výše uvedených zákonitostí a jevů není potenciál globálních seismických dat zdaleka vyčerpán; příkladem dalšího jevu, který nebyl dosud v souvislosti s dynamikou konvergentních okrajů litosférických desek zmíněn a tedy ani vysvětlen, je existence velmi intenzivní seismické aktivity podél javanského hlubokomořského příkopu a před ním (obr. 5). Ohniska zemětřesení zde tvoří ostře ohraničené prostorové těleso, zatímco Wadati-Benioffova zóna zanořující se oceánské desky s úklonem 40-50° je pozorována teprve ve vzdálenosti cca 150 km severně od

hlubokomořského příkopu. Jedním z možných vysvětlení tohoto faktu je nově vznikající subdukční zóna v místech předsunuté intenzivní seismicity.



Obr. 5: Hloubkové rozložení ohnisek zemětřesení v řezu vedeném přes východní Jávu (viz vložené mapové schéma). Symboly zemětřesení stejné jako v obr. 1. Ohniska zemětřesení, vymežující seismicky aktivní těleso v oblasti hlubokomořského příkopu, jsou označena modře.

Literatura

- [1] Martinec, Z., Pěč, K., Čs. čas. fyz. A 33, 471-484 (1983).
- [2] Matyska, C., Vesmír 77, 85-88 (1998).
- [3] Regional Catalogue of Earthquakes 1964-2003. International Seismological Center, Newbery, UK - <http://www.isc.ac.uk>.
- [4] Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D., Buland, R., Bull. Seismol. Soc. Amer. 88, 722-743 (1998); <ftp://ciei.colorado.edu/pub/user/engdahl/EHB> .
- [5] Harvard Seismology group of Harvard University, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html> .
- [6] Neumann van Padang M.: Catalogue of the Active Volcanoes of the World, Part I. Indonesia Intern. Volcanolog. Assoc., Napoli 1951.
- [7] Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, Ch., Latter, J. H.: Volcanoes of the World. Smithsonian Inst., Hutchison Ross, Stroudsburg Pa 1981.
- [8] Venzke, E., Wunderman, R. W., Mc Clelland, L., Simkin, T., Luhr, J. F., Siebert, L., Mayberry, G., (eds.): Global Volcanism, 1968 to the Present. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program - Digital Information Series, GVP-4 2002-; <http://www.volcano.si.edu/gvp/reports/index.cfm>.
- [9] Špičák, A., Hanuš, V., Vaněk, J., Phys. Earth Planet. Int. (2004) (in print).
- [10] Hanuš, V., Vaněk, J., Tectonophysics 112, 51-67 (1985).
- [11] Hanuš, V., Špičák, A., Vaněk, J., J. Southeast Asian Earth Sci. 13, 39-60 (1996).
- [12] Vaněk J., Špičák A., Hanuš V., Bull. Seismol. Soc. Amer. 90, 786-789 (2000).
- [13] Hanuš V., Vaněk J., Špičák A., Mineralium Deposita, 35, 2-20 (2000).

- [14] Hanuš, V., Vaněk, J., Špičák, A., *Global Tectonics and Metallogeny* 77, 215-222 (2001).
- [15] Špičák, A., Hanuš, V., Vaněk, J., *Studia Geophys. Geod.* 46, 545-565 (2002).
- [16] Špičák, A., Hanuš, V., Vaněk, J., *Neues Jahrb. Geol. Paläont.* (2004) (in print).