

ZÁPADNÍ ČECHY – PŘÍRODNÍ GEODYNAMICKÁ LABORATOŘ

J. Horálek, T. Fischer, J. Mrlina, A. Boušková

1. Úvod

Západní část Českého masívu se z hlediska recentní geodynamiky a geologické stavby řadí mezi unikátní přírodní laboratoře v Evropě. Geograficky je tato oblast situována na území západních Čech, jihovýchodního Saska (Vogtland) a severovýchodního Bavorska a její geodynamicky aktivní část tvoří asi 40 km široký pás severojižního směru, zhruba ohraničený městy Kraslice, Sokolov, Mariánské Lázně, Marktrechwitz (sv. Bavorsko) a Plauen (jv. Sasko). Nejvýraznějším projevem současné geodynamiky západočeské a vogtlandské oblasti je výskyt minerálních pramenů. Neméně významným fenoménem jsou periodicky se opakující série slabých, výjimečně až středně silných zemětřesení, tzv. zemětřesné roje. Jejich nejsilnější jevy nepřesahují magnitudo $M_L = 5.0$ (pátý stupeň v Richterově škále), přesto bývají pocítěna obyvateli v širokém okolí a mohou způsobit i škody na budovách.

2. Zemětřesné roje: charakteristické rysy a výskyt ve světě

Zemětřesení nejčastěji vznikají na existujících zlomech. Vzájemný pohyb horninových bloků podél zlomu způsobuje v místech jejich zaklesnutí deformaci. Po překročení meze pevnosti se zaklesnutá část poruší - vznikne trhlina. Podél ní dojde k rychlému střížnému posunutí bloků, čímž se deformace horniny úplně nebo částečně odstraní; vznikající trhlina působí jako zdroj seismických vln.

Zemětřesné roje vznikají jak na okraji tak i uvnitř litosférických desek a jsou kumulací velkého počtu zemětřesení v čase a prostoru. Na rozdíl od klasických zemětřesení, kde v důsledku redistribuce napětí je hlavní otřes doprovázen sérií dotřesů s podstatně nižším magnitudem, u zemětřesných rojů má několik nejsilnějších jevů podobné magnitudo, takže nelze identifikovat hlavní otřes a následnou dotřesovou sérii. Energie rojových zemětřesení v porovnání se silnými tektonickými zemětřeseními, které vznikají na styku litosférických desek, je zanedbatelná; připomeňme, že uvolněná energie při zemětřesení $M_L = 5.0$ je tisíckrát nižší než energie zemětřesení $M_L = 7.0$. Trvání rojových aktivit se pohybuje od několika hodin (mikroroje) až do několika měsíců. Dalším typickým znakem zemětřesných rojů je velký relativní podíl slabých jevů a malé hloubky ohnisek nepřesahující 20 km. Seismické vlny vyzařené rojovými zemětřeseními obsahují frekvence až 100 Hz, proto například západočeská rojová zemětřesení bývají doprovázena zvukovými efekty připomínajícími hřmění nebo průjezd těžkotonážních vozidel.

Zemětřesné roje se často vyskytují v oblastech aktivního nebo doznívajícího vulkanismu. Magma nebo korová fluida, kterými rozumíme směs plynů a vody kolujících v zemské kůře, jsou proto nezbytným prvkem v dosud známých modelech zemětřesných rojů. Například model podle Hilla [3] sestává z paralelní struktury žil naplněných magmatem orientovaných ve směru největší složky tenzoru napětí. Pokud tlak magmatu v těchto žilách překročí určitou mez, dojde ke vzniku střížných trhlin propojujících koncové body těch žil, které jsou vůči

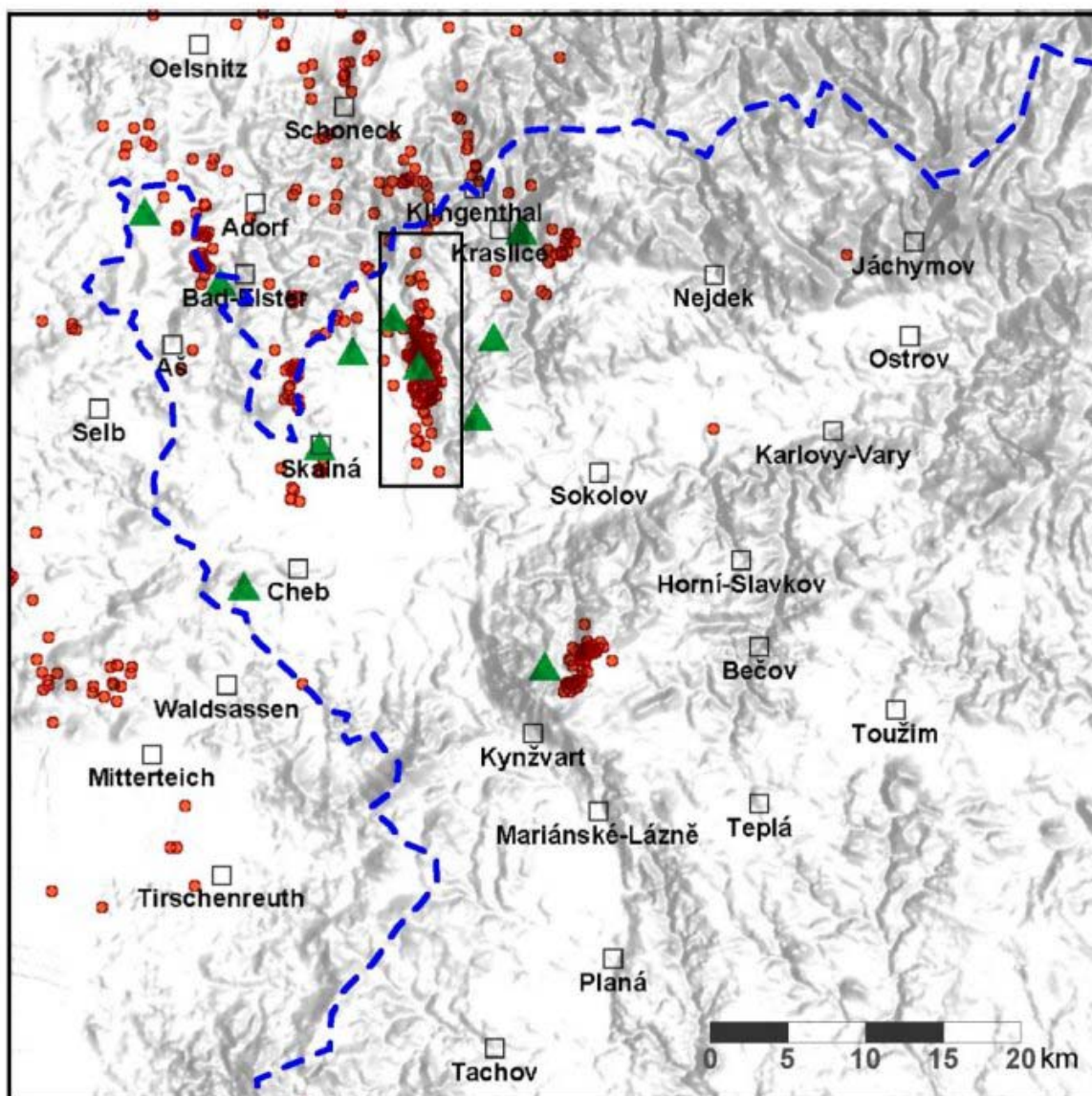
sobě vhodně situovány. Model podle Yamashity [4] sestává z vertikální porézní zlomové plochy v nepropustném prostředí, na jejímž spodním okraji je umístěn zdroj stlačené kapaliny. Proces dalšího rozšiřování trhliny je silně závislý na tom, zda během trhání vznikají nové póry. V případě vysokého počtu nově vytvořených pórů dochází ke vzniku rojových zemětřesných sekvencí.

Pravděpodobně nejintenzivnější zemětřesné roje se vyskytují na jihu Islandu, který leží přímo na středoatlantickém hřbetu, podél něhož dochází k rozšiřování mořského dna, a kde je aktivní vulkanismus. Nejsilnější zemětřesení zde dosahují síly $M_L \approx 6.5$. Na evropském kontinentu se zemětřesné roje vyskytují ještě ve střední a jižní Itálii (okolí Říma, Toskánsko, jižní Apeniny) a v jižní Francii (Centrální masív). I v těchto případech souvisí rojová aktivita s doznívajícím nebo dosud aktivním vulkanismem. Totéž platí i pro roje na americkém kontinentu, kde jsou pozorovány v oblasti národního parku Yellowstone, v Kalifornii, v Arkansasu a dále pak na Havajských ostrovech. Známé jsou i rojové oblasti v Japonsku a na Novém Zélandu.

Zvláštní kapitolu tvoří indukované zemětřesné roje generované jako odezva horninového prostředí v subkritickém napěťovém stavu např. na injektáž kapaliny do vrtu. Tyto roje vznikají především poblíž geotermálních elektráren, kde tlaková pára pro pohon turbín je získávána injektáží vody do systému vrtů. Jako příklad může sloužit geotermální oblast Larderello v italském Toskánsku nebo Coso v Kalifornii, v obou případech se ohniska zemětřesení nachází v hloubkách menších než 10 km a nejsilnější zemětřesení dosáhla $M_L = 3.2$. Při experimentu provedeném v roce 1994 v průzkumném vrtu KTB v severovýchodním Bavorsku se injektáží asi 200 m³ solného roztoku s maximálním tlakem 130 Mpa v hloubce 9 km podařilo indukovat sérii téměř 400 rojových mikrozemětřesení [1]. Otřesy s nejsilnějším jevem o $M_L = 1.2$ se vyskytovaly v hloubkách 7.5 – 9.0 km; experiment s podobným výsledkem byl opakován v roce 1997. Všechny tyto příklady ilustrují významnou roli korových fluid při genezi zemětřesných rojů [2].

3. Stručná charakteristika seismoaktivní oblasti západních Čech

V západním okraji Českého masívu se stýkají tři významné tektonické jednotky - Saxothuringikum, Moldanubikum a Tepelsko - Barrandienský komplex. Oblast protínají dva téměř kolmé zlomové systémy: Ohárecký rift - neotektonická struktura zasahující do velkých hloubek a Mariánsko-Lázeňský zlom, viz obr. 1. Vedle rojových zemětřesení seismogenní oblast vykazuje vertikální i horizontální pohyby svrchní kůry (viz odst. 8), časové změny zemské tíže [5] a zvýšený tepelný tok. Západní část Českého masívu byla několikrát vulkanicky aktivní, poslední fáze vulkanismu proběhla před méně než jedním milionem let. Dva nejmladší vulkány na našem území, Komorní Hůrka a Železná Hůrka (stáří 450 – 900 tis., resp. 170 - 400 tis. let [6]), se nacházejí přímo v seismoaktivní oblasti.



Obr. 1. Mapa reliéfu zemětřesné oblasti západní Čechy/Vogtland s epicentry zemětřesení za období 1991 – 2000 (červená) a seismickými stanicemi sítě WEBNET (zelená). Z morfologie terénu je patrné křížení zlomových struktur Mariánskolázeňského zlomu (linie Planá – Mariánské Lázně – Kynžvart) a Ohářeckého riftu (linie Cheb – Sokolov – Ostrov). Obdélník ohraničuje hlavní ohniskovou zónu Nový Kostel (NK).

V západočeské oblasti bylo zmapováno více než sto minerálních pramenů a byla zjištěna extrémně vysoká produkce CO_2 magmatického původu ($330 \text{ m}^3/\text{hodinu}$ [7]). Zdrojem CO_2 i dalších plynů, které jsou zde uvolňovány ze zemského nitra je zřejmě aktivní magmatický reservoár na rozhraní kůra – plášť v hloubce asi 30 km.

4. Západočesko-vogtlandské roje v novodobé historii

Doposud nejsilnější instrumentálně zaznamenané západočesko-vogtlandské zemětřesení (ze 3. 11. 1908) dosáhlo magnituda $M_L \approx 5.0$ a dominuje v sérii devíti zemětřesných rojů, které se zde vyskytly v letech 1896 až 1909 [8]. V tomto období vysoké seismické aktivity byly v oblasti instalovány první seismografy a to v německém Plauen (v roce 1905) a v Chebu (1908, první seismograf na českém území). Avšak nízká citlivost tehdejších přístrojů umožňovala registrovat pouze silná lokální zemětřesení ($M_L > 3.0$). Není bez zajímavosti, že substantivum "*Schwarmbeben*" (zemětřesný roj) pochází z práce [9] z konce 19. stol. jako charakteristika zemětřesné aktivity v oblasti západní Čechy/Vogtland.

Ve druhé polovině 20. století došlo v západočeské oblasti několikrát k oživení zemětřesné aktivity. Mezi zemětřesné roje, které byly pocítny místním obyvatelstvem, patří roje z podzimu 1962, z přelomu let 1985/86 a z podzimu 2000.

Roj 1985/86 patří mezi nejsilnější zemětřesné aktivity v této oblasti v celé novodobé historii. Roj trval tři měsíce a nejsilnější otřesy (21. 12. 1985, $M_L = 4.6$ a 20. 1. 1986, $M_L = 4.2$) způsobily škody na budovách a vyvolaly paniku mezi obyvatelstvem. Na mnoha místech došlo k dočasnému přerušení nebo oslabení studničních pramenů, projevíly se i změny ve vydatnosti minerálních pramenů ve Františkových Lázních. Nejsilnější otřes byl pocítn až do vzdálenosti 150 km. Nedávný roj srpen - prosinec 2000 s nejsilnějšími jevy $M_L = 3.0$ až 3.4 byl v porovnání s rojem 1985/86 o jeden a půl řádu energeticky slabší a nezpůsobil žádné majetkové škody. Otřesy se však opakovaly po dobu tří měsíců, nejsilnější z nich byl pocítn ve vzdálenosti asi 50 km.

V roce 1986 byla v epicentrální oblasti roje 1985/86 instalována seismická stanice Nový Kostel. Na základě kontinuálních pozorování se zjistilo, že (i) seismická aktivita v oblasti je trvalá a má charakter často se opakujících rojových mikrozemětřesení (pozorovatelných pouze instrumentálně), (ii) kromě hlavní epicentrální oblasti v blízkosti obce Nový Kostel (dále v textu označovaná jako ohnisková zóna NK) existuje několik dalších seismicky aktivních zón.

5. Seismická měření

Západní Čechy a Vogtland jsou jednou z nejlépe monitorovaných seismoaktivních oblastí v Evropě. Nejvýznamnějším prostředkem pro její sledování je seismická síť WEBNET provozovaná společně Geofyzikálním ústavem a Ústavem struktury a mechaniky hornin AV ČR. Vedle sítě WEBNET registruje v západních Čechách ještě síť KRASNET provozovaná Ústavem fyziky Země Masarykovy university v Brně, která je rozmístěna kolem hlavní ohniskové zóny NK. Menší síť registrují i na území Bavorska a Saska.

Síť WEBNET tvoří dvanáct stanic, které pokrývají prakticky celou seismogenní oblast západních Čech. Stanice jsou telemetricky propojeny do datového centra, které je umístěno na televizní věži Zelená Hora u Chebu. Data jsou tak k dispozici prakticky v reálném čase a oblast lze monitorovat z libovolného místa s přístupem na Internet.

Základními parametry, které určují kvalitu dat, jsou frekvenční a amplitudový rozsah seismometrických aparatur, hladina šumu na jednotlivých stanicích a topologie sítě. Díky stanicím umístěným přímo v ohniskových zónách umožňuje síť WEBNET spolehlivě určovat hloubky ohnisek a zaznamenat i velmi slabé mikrozemětřesné aktivity. Frekvenční pásmo seismometrických aparatur je 0.5 - 80 Hz a jejich amplitudový rozsah je asi $1:10^6$.

Seismické signály se registrují tříslůžkově ve formě rychlosti pohybu půdy. Z rychlostních seismogramů určujeme magnitudo a energii seismických vln, seismogramy posunutí půdy se

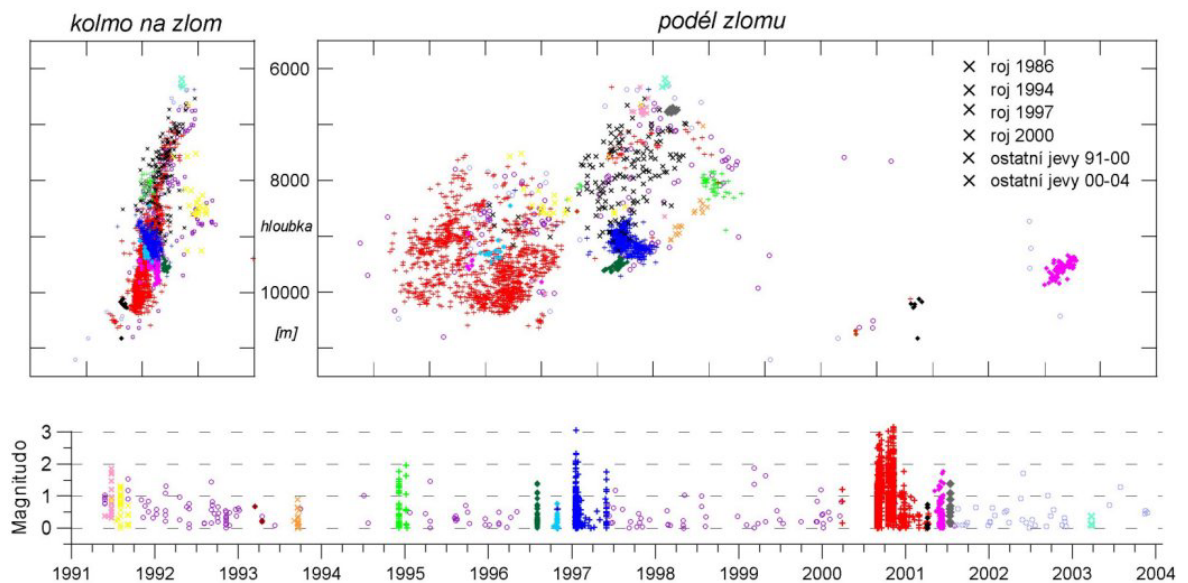
používají pro výpočty parametrů ohniska a akcelerogramy jsou základním prostředkem v inženýrské seismologii pro odhad silových účinků zemětřesení v místě pozorování.

6. Rozložení ohnisek

Podle odhadu se v západočeské oblasti za posledních 20 let vyskytlo více než 30000 zemětřesení (většinou pouze instrumentálně pozorovatelných). Základní úlohou je určení jak absolutních tak i vzájemných poloh jejich ohnisek. Relativní polohy hypocenter západočeských rojových zemětřesení jsou určovány s přesností lepší než ± 60 m horizontálně a ± 100 m vertikálně, absolutní polohu však známe s podstatně nižší přesností, zhruba ± 400 m.

Ohniska se shlukují v několika ohniskových zónách (obr.1), které se výrazně liší co do počtu jevů a jejich energie. Hloubky ohnisek v jednotlivých zónách jsou také rozdílné; většinou se nacházejí mezi 6 a 15 km pod zemským povrchem, jen výjimečně dosahují až 25 km. Nejintenzivnější je zemětřesná činnost v oblasti Nového Kostela, kde bylo lokalizováno více než 90% všech zaznamenaných jevů. Co se týče uvolněné seismické energie, je podíl zóny NK ještě vyšší.

Zemětřesení se v zóně NK řadí podél jedné plochy severojižního směru strmě ukloněné směrem na západ, obr. 2. V průběhu jednotlivých rojů se aktivovaly pouze dílčí segmenty zlomové plochy. Například zemětřesný roj 2000, který představuje sérii více než 15000 zemětřesení, se odehrál na ploše o průměru 3 km, viz obr. 3. V zóně NK nebyla zjištěna hlubší zemětřesení než 12 km; je tedy pravděpodobné, že tato hloubka představuje hranici pro křehké porušení zemské kůry v celé ohniskové zóně NK [10]. Ta zřejmě souvisí se vznikem přechodové zóny mezi "křehkou a plastickou" svrchní zemskou kůrou při teplotě $\approx 300 - 350^{\circ} \text{C}$ [11], která je v této oblasti v hloubkách kolem 12 km pravděpodobná [1]. Horní hranice přechodové zóny byla indikována ve vrtu KTB již v hloubce 9 km [12]. Zemětřesení v celé západočeské oblasti však vznikají v hloubkách až 25 km, takže hranice křehkého porušení svrchní kůry se v jednotlivých ohniskových zónách liší.



Obr. 2. Časoprostorové rozložení ohnisek zemětřesení na seismoaktivním zlomu v ohniskové zóně Nového Kostela. Nahoře - pohled na zlom ve dvou kolmých svislých rovinách, dole - rozložení magnitud zemětřesení v čase. Barevně jsou odlišena zemětřesení jednotlivých rojů.

Na zlomové ploše v zóně NK se mikrozemětřesné roje generují přednostně podél dvou paralelních seismogenních linií, které mohou souviset s přivodními kanály korových fluid [13].

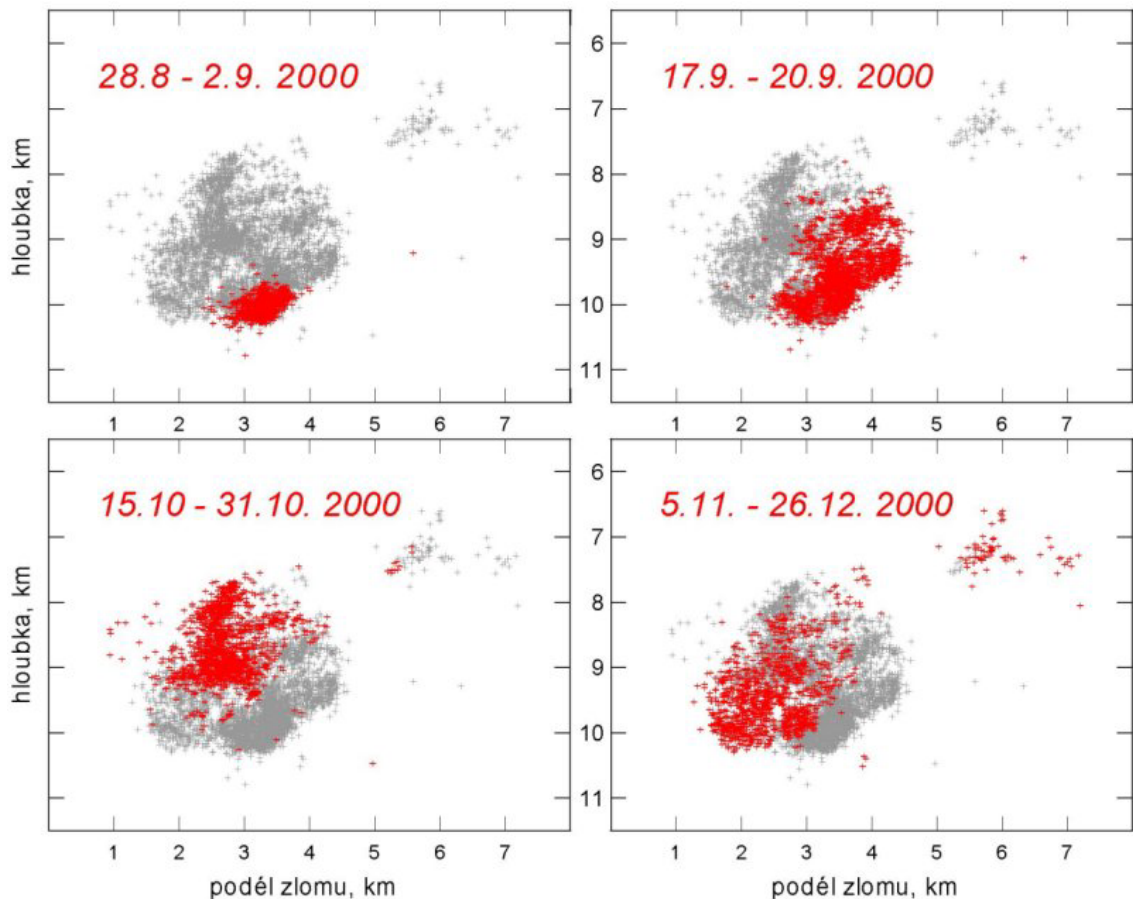
O orientaci zlomové plochy a směru pohybu horninových bloků při zemětřesení vypovídá ohniskový mechanismus. Převážná většina ohniskových mechanismů silných zemětřesení rojů 1985/86 a 2000 indikuje zlomovou plochu totožnou s orientací ohniskové zóny NK, podél které dochází k relativním horizontálním pohybům západního bloku směrem k jihu, u mnoha zemětřesení doprovázeným zároveň i jeho poklesem.

Je ale nutné poznamenat, že naše pozorování zahrnují jen nepatrný časový úsek historie seismické aktivity v oblasti a nelze proto vyloučit vznik zemětřesných rojů i v jiné, dosud klidné oblasti nebo na jiném geologickém zlomu.

7. Role fluid při genezi zemětřesných rojů

Na významnou roli fluid v procesu vývoje zemětřesného roje ukázala detailní studie ohniskových mechanismů asi 70 zemětřesení z ledna 1997 [14]. Ohniskové mechanismy byly vypočteny jako úplné momentové tenzory, takže byly kvantifikovány i nestřížné složky v procesu zemětřesení [15]. Během roje ohniska migrovala od jihu k severu. Zatímco v jižní části vznikala čistě střížná zemětřesení, v severní části převažovala zemětřesení, jejichž ohniskové mechanismy vykazovaly významný podíl nestřížných složek. Ty odrážejí přítomnost tahových složek v procesu zemětřesení, které jsou pravděpodobně způsobeny tlakem fluid [15]. Migraci ohnisek od jihu k severu a výskyt tahových zemětřesení ve druhé fázi roje interpretujeme jako postupné otevírání trhlin způsobené difúzí fluid.

Cenný materiál pro zkoumání vývoje rojové aktivity představují pozorování roje z roku 2000. Celá tato série zemětřesení proběhla v devíti fázích oddělených několikadenními až několikátýdenními klidovými intervaly. I zde jsme pozorovali výraznou migraci ohnisek jak v hloubce tak ve směru sever – jih, což svědčí o tom, že v průběhu jednotlivých fází roje byly aktivní různé segmenty zlomové plochy, viz obr. 3.

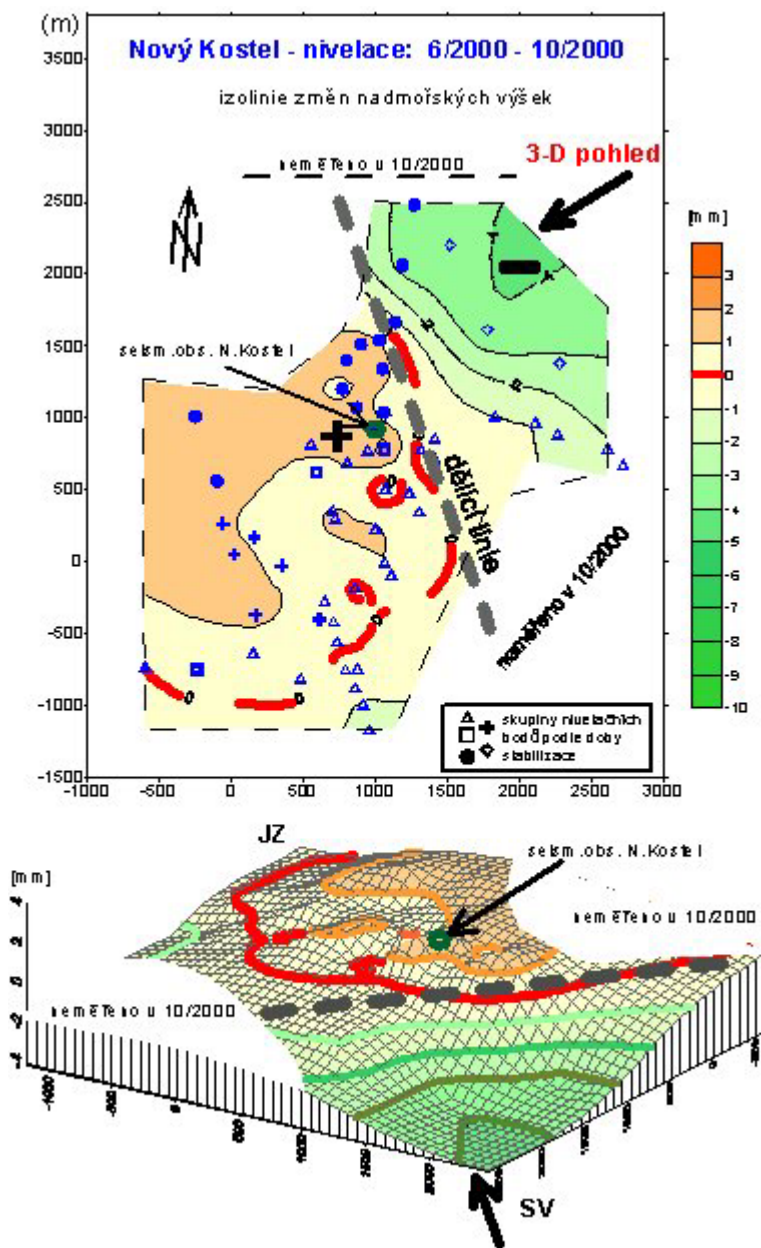


Obr. 3. Čtyři hlavní stadia migrace ohnisek zemětřeseného roje 2000 po zlomové ploše; pohled kolmo na zlom. Šedá - ohniska celého roje 2000, červená - ohniska zemětřesení jednotlivých stadií roje.

V průběhu roje střední hodnota velikosti zemětřesení rostla, což může být interpretováno buď vzrůstem pórového tlaku v hornině, nebo akumulací napětí na okraji postupně se rozšiřující trhliny [16]. Možnost změny mechanických vlastností a napěťových podmínek během roje podporuje analýza časových intervalů mezi po sobě následujícími jevy. Z ní vyplývá, že na počátku roje se seismické jevy vyskytovaly nezávisle na sobě, v dalším období však šlo spíše o kauzální vztah vzájemně následujících zemětřesení. To vede k hypotéze, že aktivita roje byla spuštěna intruzí stlačené kapaliny na spodním okraji zlomové plochy, asi v hloubce 10,5 km. Průběh hlavní části roje lze pak interpretovat jako proces skokově se šířící trhliny za spolupůsobení redistribuce napětí a pórového tlaku. Existuje však i alternativní představa, a to že hlavním hnacím mechanismem roje 2000 byl difúzní tok magmatických fluid. Ta předpokládá póroelastické prostředí a bodový zdroj kapaliny na spodním okraji zlomové plochy, která je modelována jako několik vertikálních segmentů o různé difúzivitě. Jejich rozložení zhruba odpovídá segmentům zlomové plochy, které byly během roje postupně aktivovány. Řešení rovnice difúze na modelové zlomové ploše s náhodně rozloženým polem kritické hodnoty napětí pak úspěšně simuluje časoprostorové rozložení rojové aktivity [17].

8. Neiseismická pozorování.

Seismicky aktivní oblast západních Čech představuje ojedinělou příležitost zkoumat geodynamické procesy, které souvisí s jejím tektonickým vývojem. Geodetická měření GPS a velmi přesná nivelace, prováděné od roku 1994, prokázaly jak horizontální, tak vertikální pohyby zemského povrchu. V období významného zemětřeseného roje 2000 odpovídal relativní směr horizontálního posunu bloků na povrchu směru převládajících pohybů na zlomové ploše při zemětřeseních v hloubkách 8 až 10 km, tj. pohybu západního bloku směrem k jihu. Niveláčnická měření v seismicky nejaktivnější zóně NK indikují relativní vertikální posuny až 4 mm/rok. V období rojů 1994, 1997 a 2000 byly vždy největší posuny pozorovány podél linie paralelní s linií epicenter v zóně NK, viz obr. 4.



Obr. 4. Výsledky přesné nivelace za období červen – říjen 2000. Toto období zahrnuje prvních sedm fází zemětřeseného roje 2000.

Opakovaná měření tíhového pole Země ukázala, že časové změny tíhového zrychlení korelují s výskytem zemětřesných rojů. Západní a východní strana ohniskové zóny NK se přitom chová odlišně; to zřejmě vypovídá o změnách napětí v kůře souvisejících s akumulací a uvolněním tektonického napětí, kdy dochází ke změnám hustot a porózity horninových bloků, případně k jejich pohybu.

Na změny tektonického napětí reaguje i hladina podzemních vod, kterou sledujeme ve dvou vrtech v chebské pánvi. Po odstranění vlivu slapových sil a atmosférického tlaku indikovaly výrazné reziduální anomálie variací hladiny vody příchod prvních silných otřesů roje 2000 s předstihem menším než 24 hodin.

Všechna tato pozorování dosvědčují, že západní část Českého masívu je skutečně zajímavou přírodní laboratoří, jejíž studium nám může pomoci pochopit co se děje v zemské kůře a co je řídicím mechanismem geodynamických procesů, které v západních Čechách vyvolávají zemětřesné roje nebo zásobují minerální prameny.

Literatura:

- [1] M. D. Zoback, H.-P. Harjes: *J. Geophys. Res.*, **102**, **B8**, 18.477, (1997).
- [2] A. Špičák, J. Horálek : *Tectonophysics*, **336**, 151-161, (2001).
- [3] D. P. Hill: *J. Geophys. Res.*, **82**, 8, 1347, (1977).
- [4] T. Yamashita: *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 625, (1999).
- [5] J. Mrlina, A. Špičák, L. Skalský : *J. Geodynamics* **35**, 221, (2003).
- [6] G. A. Wagner, K. Gögen, R. Jonckheere, H. Kämpf, I. Wagner, C. Woda: in *Magma and Rift Basin Evolution – Excursion guide, Abstracts, Czech Rep., Liblice, Sept. 7-11, 1998*. Czech Geol. Survey, Prague, 95, (1998).
- [7] F. Weinlich, K. Bräuer, H. Kämpf, G. Strauch, J. Tesař, S. M. Weise: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 3653, (1999).
- [8] V. Kárník, Z. Schenková : In: D. Procházková (Ed.), *Induced Seismicity and Associated Phenomena*, Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., Praha, 324, (1988).
- [9] J. Knett: *Sitzungsber. Deutsch. Naturwiss. Ver. Böhmen*, Lotos Prag N.F., 19, S. 167, (1899).
- [10] T. Fischer, J. Horálek: *J. Geodynamics* **35**, 125, (2003).
- [11] R. H. Sibson: *Bul. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 151, (1982).
- [12] G. J. Dresen, J. Duyster, B. Stöckhert, R. Wirth, G. Zulauf: *J. Geophys. Res.*, **102**, **B8**, 18.443, (1997).

- [13] K. Bräuer, H. Kämpf, G. Strauch, S. M. Weise: *J. Geophys. Res.*, **108**, NO. B2, 2070, (2003).
- [14] J. Horálek, J. Šílený, T. Fischer: *Tectonophycics*, **356**: (1-3), 65, (2002).
- [15] J. Šílený, V. Vavryčuk: *Čs. Čas. Fyz.* **54**, 173, (2004).
- [16] S. Hainzl, T. Fischer: *J. Geophys. Res.*, **107**, NO. B12, 2338, (2002).
- [17] M. Parotidis, E. Rothert, S. A. Shapiro: *Geophys. Res. Let.*, **30**(20), 2075, (2003).