

VARGA PÉTER–SÜLE BÁLINT

Nagy ($M \geq 7$) mélyfésztkű földrengések

A mélyfésztkű földrengések pontos megfigyelése hosszú ideig nem volt megoldott. Keletkezési mechanizmusukról tudjuk, hogy eltérő a földrengések túlnyomó, a Föld felszínéhez közelebb keletkező részétől, de kiváló folyamataikról még mindig nincs megbízható képünk. Az ilyen szeizmológiai események ritkák, és bizonyos titokzatosság veszi körül őket. Éppen ezért fontos az Ohotszki-tenger alatt több mint 600 kilométeres mélységben 2013. május 24-én kipattant földrengés, mely az eddig megfigyelt legnagyobb mélyfésztkű földrengés. És talán a legpontosabban megfigyelt is.

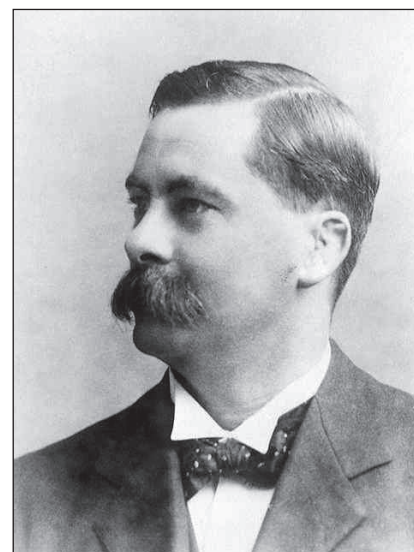
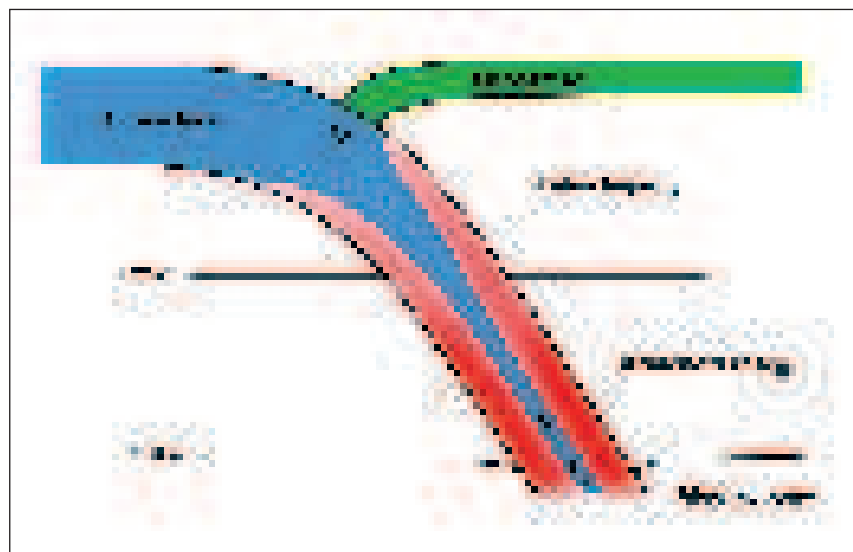
A szeizmológiában a 300 km-nél mélyebb földrengéseket nevezik mély, vagy mélyfésztkű földrengésnek. Napjainkig a legmélyebbnek a Fidzsi-szigetektől délre a felszíntől 684 ± 10 km-re kipattant rengést tartják.

A kezdeti földrengéskutatás viszonylag hosszú ideig azt feltételezte, hogy a földrengések mind a kéreghez kötődnek, 70 km-nél mélyebb földrengésekről nem tudtak. Az első kutató, aki a mély rengések létezését feltételezte H. H. Turner oxfordi egyetemi ta-

C rétegben) kipattanó mély földrengésekről jó ideig nem sokat tudtunk és még ma is titokzatosnak tűnnek. Ennek több oka is van.

A nagy mélyfésztkű földrengések ritkák és többségükben nem megfelelően dokumentáltak. Ennek ellenére megállapítható, hogy a felszínhez közelebb kipattanó kisebb mélységű földrengéseknek csak távoli rokonainak tekinthetőek. Bár következtükben ugyanolyan rugalmas hullámok keletkeznek, de a földrengésfészkekben végbemenő folyamatok eltérőek. A sekély földrengések kőzetblokkok,

A 600–700 kilométer mélységben uralkodó nagy hőmérséklet és nyomás következtében a kőzetek kristályszerkezetükben megkötött víztartalmukat elveszítik. Egyes kutatók feltételezik, hogy a dehidratációs folyamat következtében felszabaduló víz képes a kőzetek megrepesztésére is. Egy ilyen keletkezési modell mai ismereteink szerint nem tekinthető valószínűnek, mert az ezekben a mélységekbe lehatoló, szubdukáló, lemezek már lényegében korábban, a földfelszínhez közelebbi mélységekben, elveszítették kristályszerkeze-



1. ábra. A szubdukció folyamán lesüllyedő tektonikai lemez útja a Föld felszínétől az alsó köpenyig. A lefelé merülő lemez belső része külsejéhez képest hideg és így merevebb is marad. Nyílak jelölik a felszínhez közel a nyírási feszültséget, az 500 km alatt jelentkező kompressziós, majd lejjebb a tágulásból eredő feszültséget a lemez belsejében

H.H. Turner (1861–1931) oxfordi egyetemi tanár, csillagász és szeizmológus. Módszereket dolgozott ki a csillagok helyzetének és magnitúdójának meghatározására. Szeizmológusként 1918-tól sokat tett a földrengésadatok globális méreteiben történő gyűjtésének és publikálásának megszervezéséért. 1922-ben felismerte a mélyfésztkű földrengések létezését

nár volt (1922). A mélyfésztkű földrengések rutinszerű feldolgozását K. Wadati kezdte meg (1927), míg a földrengések mélység szerinti eloszlásának törvényszerűségeit V. H. Benioff írta le elsőként az 1950-es évek elején.

Az alsó és felső köpenyt elválasztó úgynevezett átmeneti zónában (régbebi nevén

tektonikai lemezek határfelületein jönnek létre, azok felületeinek egymáshoz viszonyított elcsúszása, esetleg rideg törése következtében. Ezzel szemben a mély rengések a felszínről lesüllyedő tektonikai lemezek, környezetükhöz viszonyított hideg, tehát merev belső részében történnek (1. ábra). A rengést létrehozó mechanizmus még nem tisztázott.

tükhöz kötődő víztartalmukat. Egy másik elképzelés az alacsonyabb nyomáson és hőmérsékleten stabil kristályszerkezet átalakulása-



val hozza összefüggésbe a mély földrengések létrejöttét. 2013-ban Schrubnel és szerzőtársai a Science-ben megjelent írásukban arról számolnak be, hogy laboratóriumi kísérleteikkel igazolni tudták, hogy a 600–700 km mélységben lévő nyomás és hőmérséklet mellett a metastabil olivin fázisátmenete játszódik le és ennek következtében bekövetkező térfogatváltozások miatt a lemez belső hidegebb – és ezért merevebb – részében földrengések keltezéséhez elégséges feszültségek keletkeznek.

A mélyfészű földrengések másik különös tulajdonsága az azokat követő utórengekkel kapcsolatos. A nagy ($M \geq 7$) sekély földrengéseket hónapokig vagy akár évekig sok száz, jól érezhető utórengek követi. Ez-

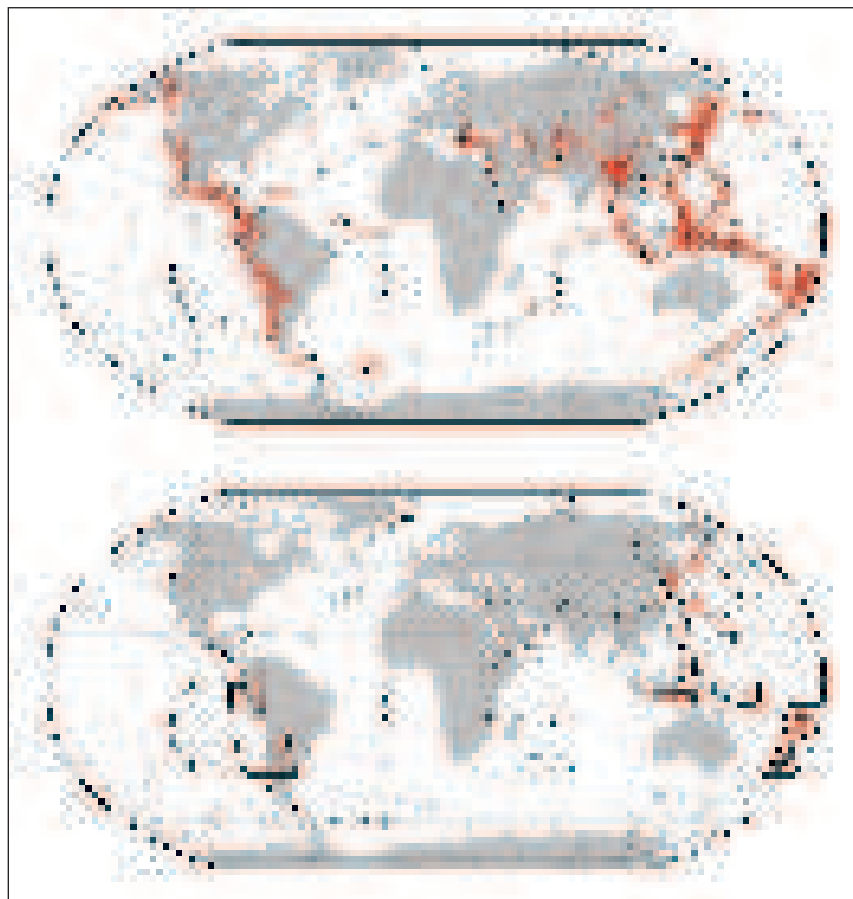
1996. 06. 17., fészekmélység 585 km) mindössze 23 gyenge utórengek követte. Csak az összehasonlítás kedvéért: az imént említett eseményekhez viszonyítva nagyon kicsiny, de a magyarországi szeizmicitás szint mellett emlékezetes, oroszllányi földrengést (2011. január 29., $M=4,7$) hozzávetőleg 150 napig tartó négyszáz, műszerekkel jól meghatározott, eseményből álló utórengek raj követte.

Az utórengek számának és keletkezési időtartamának különbözősége a mély és a sekély földrengések esetében szintén a rengésfészkek folyamatainak eltérő jellegére utal.

A földrengés energia a mély fészkek-ből szakaszosan szabadul fel. Így például a

éreztek. Az Ohotszki-tenger alatt keletkezett nagy rengést Moszkvában, sőt azon túl, Ukrajnában is érezték. Vannak információink arról is, hogy a Perzsa-öböl vidékén is tapasztalt az ottani lakosság kisebb vibrációkat.

A mélyfészű földrengések tulajdonságainak kutatásához egy olyan korábban készített globális katalógusunkat használtuk fel (Varga és szerzőtársai, 2012), mely tartalmazza az összes $M \geq 7,0$ földrengést az 1900. január 1. és 2013. december 31. közötti időszakból. Az eredetileg 2007 végéig terjedő adatsorunkat – jelen kutatásunk érdekében – az USA Földtani Szolgálat Nemzeti Földrengekési Információs Központ adatbázisának



2. ábra. Az $M \geq 7$ méretű (magnitúdójú) földrengések eloszlása a Föld felszínén (felső kép) és a mély szeizmológiai események fészkei (alsó kép)



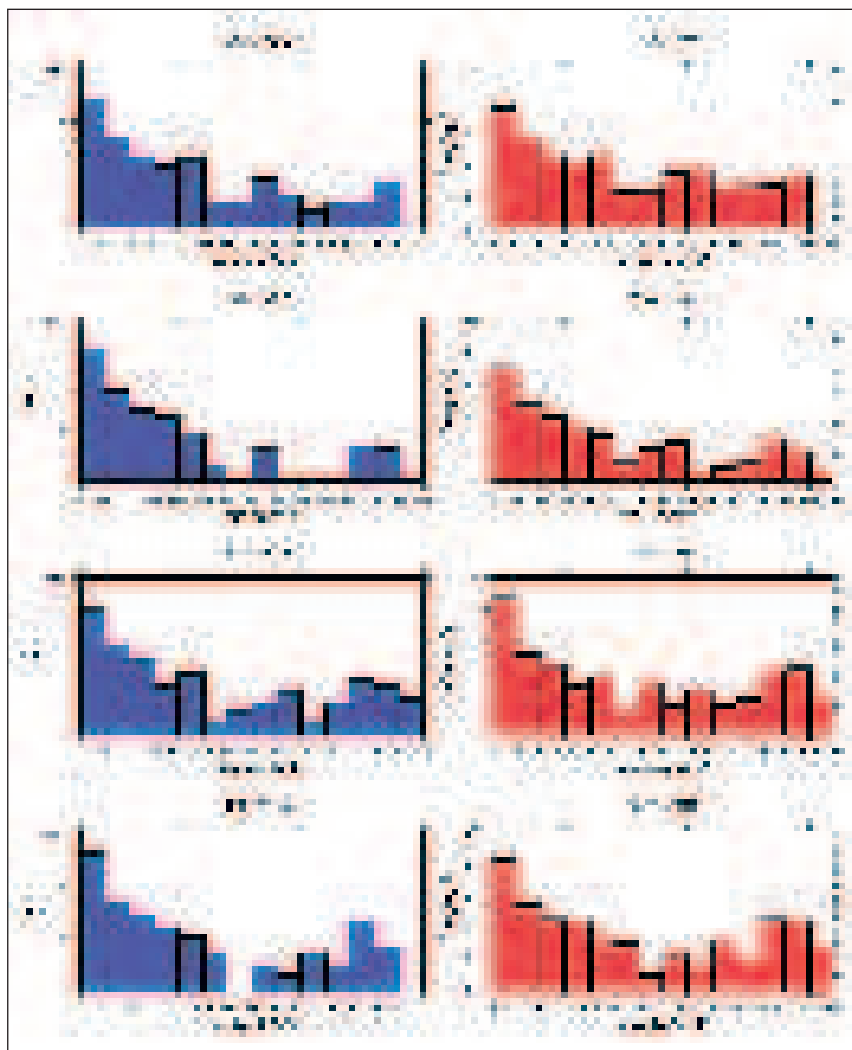
K. Wadati (1902–1995) szeizmológus, Japán Meteorológiai Ügynökség. 1928-ban írt munkájában elsőként publikált adatokat mélyfészű földrengésekről. Előfutára volt a később (1935-ben) Richter által kidolgozott földrengés magnitúdó bevezetésének a szeizmológiában

felhasználásával egészítettük ki a 2008. január 1. – 2013. december 31. időszakkal. Az így kiegészített katalógus 1792 földrengést tartalmaz. Ezek eloszlása a Föld felszínén jól mutatja az aktív földrengéses zónák helyzetét (2. ábra, felső kép). Tekintettel arra, hogy az $M \geq 7,0$ földrengésekhez köthető a földrengés energia 90–95%-a, katalógusunk jól használható a keletkező szeizmikus energia tér- és időbeli tulajdonságainak vizsgálatára. Adatbázisunk teljesnek tekinthető és csak független eseményeket foglal magában (azaz kizártuk a förgést követő és az ahhoz kötődő utórengeket). A 2. ábra alsó képe csak a mély $M \geq 7,0$ földrengések helyét mutatja. A katalógusunk által képviselt 114 év alatt mindössze 128 ilyen földrengés pattant ki a Földön (ami az összes ismert nagy földrengés 7,1%-a), azaz ezek az események valóban ritkák. A 2. ábra alsó képe – ahol

zel szemben a mély földrengéseket követően csak kisebb számban és rövidebb ideig jelentkeznek az utórengek. Néhány példa. A Tonga-szigetnél keletkezett földrengést ($M=7,6$, 1994. 09. 03., fészekmélység 560 km) csak 80 utórengek követte, melyek közül mindössze 11 volt nagyobb ($M \geq 5$). A lényegesen erősebb bolíviai földrengést ($M=8,3$, 1994. 09. 06., fészekmélység 631 km) követő utórengekről nincs biztos adatunk. A Flores-tengeri nagy földrengést ($M=7,8$,

2013. május 24-i ohotszki-tengeri földrengés esetében Wei és szerzőtársai (2013) négy, egymást követő nagy esemény sorozatát mutattak ki, melyek együttesen eredményezték az $M=8,3$ méretű földrengést.

A mély földrengések érdekes tulajdonsága, hogy azok a fészkekhez közeli epicentrális régióban csak kisebb károkat okoznak, viszont nagy területen érezhetőek. Így például a már említett 1994. évi földrengést még Észak-Amerikában is (egészen Kanadáig)



3. ábra. A mély $M \geq 7$ földrengések száma (N) és energiája 1900. január 1. és 2013. december 31. között

rengés-energia felszabadulásának.

A lesüllyedő tektonikai lemezek útjuk során a Föld különböző határfelületeit keresztezik (1. ábra). 220 km mélységben érik el az elsősorban a kontinensek alatt kimutatható Lehmann-féle felületet, mely kisebb ugrást jelent a kőzetek sűrűségében (ρ) és a primér és szekundér földrengéshullám sebesség értékekben (V_p és V_s). A 410 km mélységben lévő diszkontinuitás képezi a felső köpeny alsó határát, melyet az alatta lévő átmeneti rétegtől egy jelentősebb közetparaméter-növekedést jelentő ugrást képező határfelület választ el ($\Delta\rho=5\%$, $\Delta V_p=3\%$ és $\Delta V_s=4\%$). Ezen a határfelületen áthaladva a lesüllyedő lemezek kristályszerkezete is vál-



Benioff V. H. (1899–1968) szeizmológus, a Kaliforniai Műszaki Egyetem tanára. Kimagasló tehetségű műszerépítő.

Felismeri, hogy a földrengéshézfek mélység szerinti eloszlása a lesüllyedő kéreglemezekhez kötődik

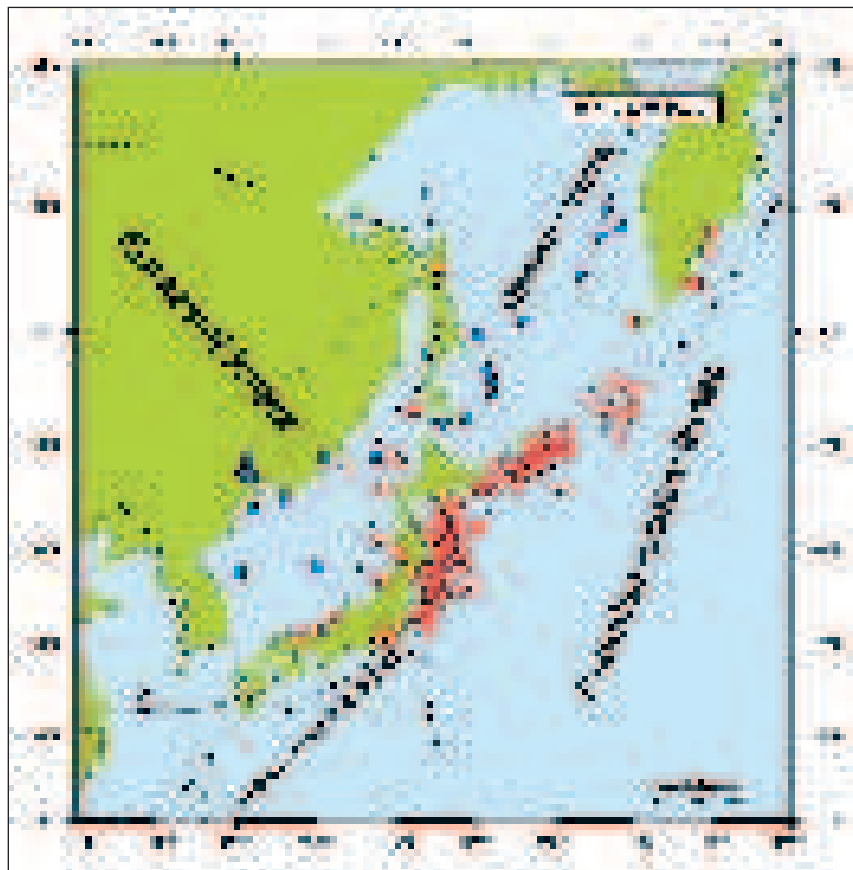
feltüntették azon tektonikai zónák a határait is, ahol a mély földrengések is előfordulnak – megmutatja, hogy ez utóbbi rengések csak kevés helyen fordulnak elő. Bolygónkon a szubdukciós zónák teljes hossza $6,7 \cdot 10^4$ km, míg azoké, melyekhez mély $M \geq 7,0$ földrengés is köthető mindössze $1,9 \cdot 10^4$ km (28%). A mély $M \geq 7,0$ földrengések, egyetlen kivétellel, hét zónába sorolhatóak, melyek Szumátra térségében (Indonézia), illetve a Csendes-óceán körül helyezkednek el (Salamon-szigetek, Tonga-Kermadec, Fülöp-szigetek, Chile-Peru, Izu-Bonin-Mariana és Honsu-Kamcsatka). A zónák főbb adatait az 1. táblázat tartalmazza. A zónákba be nem sorolható egyetlen esemény az 1954. évi spanyolországi földrengés ($M=7,1$, fészekmélység 630 km).

A 3. ábra az $M \geq 7,0$ földrengések számát (N) és a keletkező energiát négy időszakra bontva mutatja (1900–1925, 1925–1950, 1950–1975 és 1975–2013) a mélység függvényében. Ha feltételezzük, hogy a globális

szeizmicitás jellege stabil volt a XX. században, az ábra alapján arra a következtetésre jutunk, hogy az $M \geq 7,0$ földrengések számáról megbízható ismereteink vannak az egész vizsgált időszakra vonatkozóan (N mélység szerinti eloszlásának jellege az egész vizsgált 114 éves időszakban állandó volt). Ugyanakkor az energia számításához felhasznált magnitúdók értékei csak a XX. század közepétől tekinthetők megbízhatónak (az energia értékek eloszlása 1960 előtt teljesen más mint az azt követő több mint fél évszázad során).

A 3. ábra 1950 utáni részének vizsgálata alapján megállapítható, hogy a szeizmikus események számának és energiájának mélység szerinti eloszlása bimodális: a földrengések energiájának döntő része (90%-a) a felszínhez közel, átlagosan 50 km mélységben, a földkéreg és a köpeny határán, keletkezik, és innen kezdve egészen 580–640 kilométeres mélységig nincs nyoma számottevő föld-

tozik. Ugyanakkor a lemezeknek ezen a két, már említett határfelületen történő áthaladásakor nem keletkeznek erős földrengések. Az átmeneti réteg és az alsó köpeny határfelületén (660 km mélységben) ismét megváltozik a kristályszerkezet és nagy, hirtelen növekedés következik be, mind a sűrűség, mind a szeizmikus hullám sebesség értékekben ($\Delta\rho=9\%$, $\Delta V_p=5\%$ és $\Delta V_s=6\%$). Ez a 660 km mélységben lévő határfelület ellenáll a lemezek lefelé haladó mozgásának, közelébe érve a lesüllyedő lemezek belsejében feszültség keletkezik, ami földrengéseket generál, köztük erős $M \geq 7,0$ rengéseket, melyek a globális szeizmikus energia 10%-t generálják átlagosan 580–640 km mélységben, azaz valamivel a 660 km mélységben lévő határfelület felett. Az 1976 és 2005 között keletkezett mély földrengések fészkeiben végmenő folyamatokat vizsgálva megállapítottuk, hogy azok a lemez mozgási irányába eső tágulással kapcsolatosak. Ez meggyorsult le-



4. ábra. A Honsu-Kamcsatka földrengés zóna területén megfigyelt sekély (piros körök) és mély (kék körök) $M \geq 7$ földrengések

Subdukciós zóna	1900-1909	1910-1919	1920-1929	1930-1939	1940-1949	1950-1959	1960-1969	1970-1979	1980-1989	1990-1999	2000-2009	2010-2013
Tonga-Kermadec	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fülöp-szigetek	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Chile-Peru	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Izu-Bonin-Mariana	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Honsu-Kamcsatka	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Összesen	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5

1. táblázat. A mélyfészű földrengéseket is generáló szubdukciós zónák néhány jellemzője

mezmozgást tükröz egy, az átmeneti réteg és az alsó köpenyt elválasztó, szűk szerkezeten keresztül. Ennek megfelelően a lemez belsejében – a hidrodinamikából ismert Venturi-hatásnak megfelelően – nyomáscsökkenés lép fel és véleményünk szerint ez a nyomásváltozás felelős az erős mélyfészű földrengések keletkezéséért.

A már említett hét mélyfészű földrengés

forrászónában (Indonézia, Salamon-szigetek, Tonga-Kermadec, Fülöp-szigetek, Chile-Peru, Izu-Bonin–Mariana és Honsu-Kamcsatka) összesen 605 $M \geq 7$ földrengés keletkezett (478 sekély és 127 mély) 1900 január 1. és 2013. december 31. között (2. ábra és 1. táblázat). A mély földrengések száma a Tonga-Kermadec és a Honsu-Kamcsatka zónákban a legnagyobb (a zó-

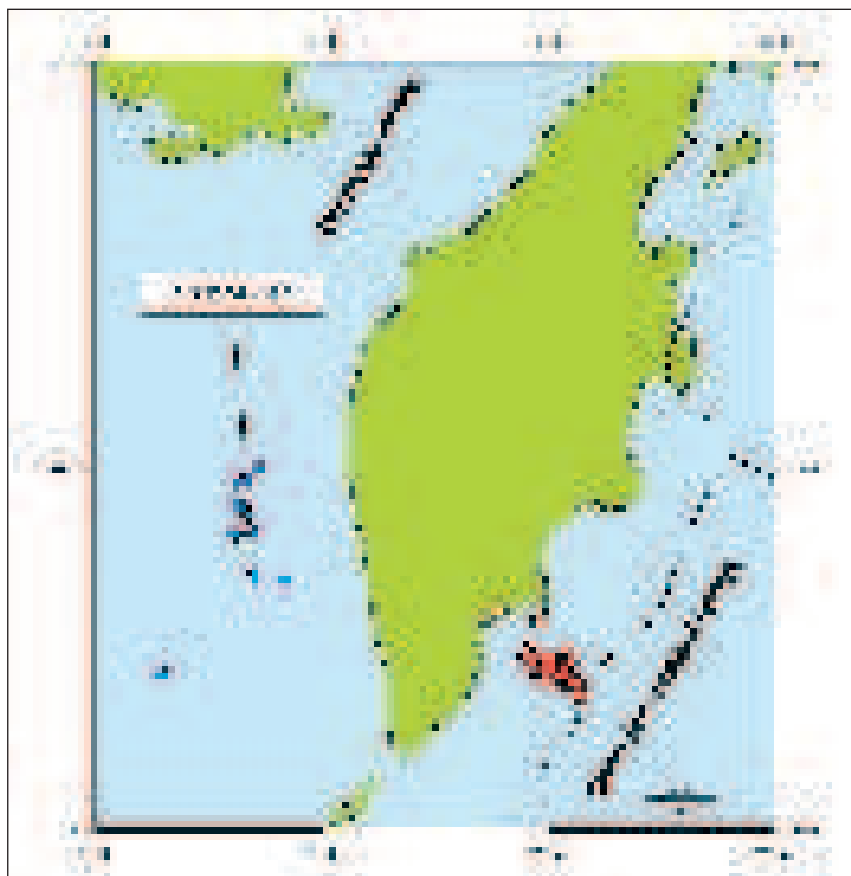
nák összes nagy rengésének 27,6% illetve 24,4%-a). A mély és sekély földrengések aránya a Tonga-Kermadec és az Izu-Bonin-Mariana zónákban a legmagasabb (64,8% és 48,6%), míg a legalacsonyabb a Salamon-szigetek zónában (9,4%).

Az egyes zónákban a sekély és mély földrengések zónái területileg egymástól jól elhatárolódnak. E jelenség illusztrálásaként a 4. ábrán a Honsu-Kamcsatka zónát mutatjuk be. Itt a sekély $M \geq 7$ földrengések fészkei Honsutól, illetve Kamcsatkától keletre találhatóak, míg a mélyek nyugatra, azaz 50 és 550 km mélységhatárok között nem keletkezik számottevő földrengés energia. Említésre méltó továbbá, hogy a hét zóna közül kettő esetében (Salamon-szigetek és Izu-Bonin–Mariana) a mély földrengések a felső köpeny alsó határánál, 350–450 km mélységeknél koncentrálnak.

A nagy $M \geq 7$ méretű földrengések, mint már láttuk, ritkák: 1900 és 2013 között mindössze 128-at figyeltek meg, ami a katalógusunkban szereplő események 7,1%-a. Ezek között valószínűleg a legnagyobb, mint az Ye és szerzőtársainak a Science-ben 2013-ban megjelent dolgozatából megállapítható az Ohotszki-tenger alatt 2013. május 24-én 610 ± 15 km mélységben kipattant $M=8,3$ magnitúdójú földrengés volt. A korábbi mélyfészű földrengésekkel összehasonlítva – köszönhetően annak, hogy az utóbbi két évben javult a megfigyelési eszközök pontossága és nőtt a megfigyelő állomások száma – erről a földrengésről a korábbiaknál

pontosabb és teljesebb adatok állnak rendelkezésre. Ezt illusztrálja a 2. táblázat, melyben különböző nemzetközi szeizmológiai ügynökségek és a budapesti Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium adatai szerepelnek. A táblázatban a május 24-i föregés és a még ugyanezen a napon bekövetkezett legnagyobb utóregés esetére kapott alapadatokat hasonlítjuk össze. Megállapítható: az adatok jó megegyezést mutatnak.

A 2013. május 24-i nagy földrengést megelőzően a csendes-óceáni lesüllyedő lemez sekélyebb és Kamcsatkától keletre eső részén május 15. és 24. között az $52,09^\circ$ és $52,70^\circ$ északi szélességek és a $158,80^\circ$ és $161,10^\circ$ keleti hosszúságok közötti területen egy erős, $M \geq 5$ méretű földrengést magába foglaló, szeizmikus eseményraj keletkezett 50–60 kilométeres mélységben (5. ábra). Ez a mélyfészű hatalmas rengést megelőzően hirtelen



6. ábra. A 2013. május 24-i földrengés előtt lezajlott sekély eseményekből álló földrengésraj Kamcsatkától keletre (piros körök), valamint a főrengés és utórengései az Ohotszki-tenger alatt (kék körök)

Magasság	Magasság	Magasság	Magasság	Magasság
1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000
1000	1000	1000	1000	1000

2. táblázat. A 2013. május 24-i Ohotszki-tenger alatti földrengés, illetve az azt követő legnagyobb utórengés fészkeinek legfontosabb adatai különböző földrengés megfigyelő szervezetek szerint (RGS - Orosz Geofizikai Szolgálat, Obninszk, USGS - NEIC USA Földtani Szolgálat Nemzeti Földrengési Információs Központ, EMSC - Európai-Mediterrán Szeizmológiai Központ, IRIS - Szeizmológiai Kutatóintézmények Társulása (USA), GEOFON - Globális Szeizmológiai Hálózat, Potsdam, KRSzO - Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium, Budapest)

véget ért. A földrengésraj mintegy $4,3 \cdot 10^4$ km² területen belül keletkezett. Ez a viszonylag kis terület Földünk egyik legaktívabb szeizmikus forrászónája. Itt pattant ki 1952.

november 4-én az egyik legnagyobb ismert földrengés (M=9). Orosz szeizmológusok szerint ugyanitt volt még két hatalmas rengés 1737-ben és 1841-ben is, melyek magnitú-

dója feltételezések szerint 9,2 és 9 lehetett. A XX. század folyamán ugyanezen terület határain belülről további hat $M \geq 7$ méretű földrengésről tudunk.

Az Ohotszki-tenger alatt kipattant földrengéssel összemérhető bolíviai 1994. évi nagy mély földrengéshez hasonlóan a 2013. május 24-i rengés után is viszonylag kevés utórengést figyeltek meg. Összesen 12 darab $M \geq 4$ eseményt sikerült detektálni egy $2,64 \cdot 10^4$ km²-t kitevő területen, melyek közül csak egy volt jelentősebb (M=6,2). 2013. június 27. után, azaz alig több mint egy hónappal a főrengést követően, az utórengés-sorozat abbamaradt.

A mély földrengések keletkezésének fizikai mechanizmusainak „titokzatossága” jórészt abból ered, hogy a törési mechanizmusok meghatározásához – a nagy fészekmélység miatt – nincsenek felszíni geodéziai mérési eredmények. Wei és szerzőtársai (2013) – a szeizmogramok analízise alapján – arra a következtetésre jutottak, hogy a törési zóna területe 700 km² volt. A forrászóna méreteinek meghatározásához gyakran használják azt a feltételezést, hogy a forrászóna mérete gyakorlatilag megegyezik az utórengések elterjedési területével. Az utórengések vizsgálatából viszont majdnem négyszer ekkora, $2,64 \cdot 10^4$ km², forrászóna adódik.

A 2013. május 24-i földrengés hatását – más mély földrengésekhez hasonlóan – nagy távolságokban is érezték. Oroszország távolkeleti régióiban a megfigyelt intenzitás III és V közötti volt, Moszkvában II és III között. Az orosz fővárosból több száz lakossági bejelentést kapott az orosz szeizmológiai szolgálat. Elsősorban az épületek magasabb szintjein tartózkodók érezték erős vibrálást. *

A cikkben közölt kutatási eredmények a K 109060 számú „Globális és regionális deformációs terek” OTKA projekt keretében készültek.

Irodalom

- Schubnel A., Brunet F., Hilaret N., Gasc J., Wang Y., Green I. H.W., 2013: Deep-focus earthquake analogs recorded at high pressure and temperature in the laboratory, *Science*, 341, 6152, 1377-1380
- Varga P., Krumm F., Riguzzi F., Doglioni C., Süle B., Wang K., Panza G. F., 2012: Global pattern of earthquakes and seismic energy distributions: insights for the mechanisms of plate tectonics, *Tectonophysics*, 530-531, 80-86.
- Wei, S., Helmberger D., Zhan Z., Graves R., 2013: Rupture complexity of the Mw 8.3 earthquake of Okhotsk earthquake: Rapid triggering of complementary of complementary earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 40, 5034-5039.