

GEOFIZIKA

Timár Gábor, Fancsik Tamás, Galsa Attila, Mónus Péter, Tóth László

A Kárpát – Pannon-térség és a lemeztektonika

A modern geofizika a Föld legfelső, szilárd rétegének, a földkérget is magában foglaló kőzetburoknak (litoszférának) a mozgását a lemeztektonika elméletével írja le. Eszerint Földünk felszínén mindenütt megtaláljuk a kőzetburok néhány tíz vagy pár száz km vastag lemezeit, amelyek együttesen, a felszint hézagatlanul lefedve alkotják Földünk legkülső burkát. Alattuk a felső köpeny folyadékszerű áramlásra képes része (az asztenoszféra) következik, amelyen a kőzetburok lemezei „úszva” mozdulhatnak el vízszintes irányba. Az asztenoszféra is magában foglaló felső köpeny alatt az alsó köpeny több mint 2000 km vastag gömbhéja, majd a Föld magja következik. A földköpeny és különösen az asztenoszféra térbeli áramlásai tartják mozgásban a kőzetburok lemezeit. A köpenyáramlások oka a Föld forró belsejéből kiáramló hő. A földköpeny mélyebb, melegbb részei igen lassan, de emelkednek, a felszín közelében kihűlt részek pedig süllyednek; az emelkedő és süllyedő részek együttesen konvekciós áramlási képet alkotnak. A kőzetburok lemezei óceáni és szárazföldi kérgű részekre oszthatók. Az óceáni jellegű részek vékonyabbak; ezek az óceánokon végighúzódnak. A köpenyáramlások oka a Föld forró belsejéből kiáramló hő. A földköpeny mélyebb, melegbb részei igen lassan, de emelkednek, a felszín közelében kihűlt részek pedig süllyednek; az emelkedő és süllyedő részek együttesen konvekciós áramlási képet alkotnak. A kőzetburok lemezei óceáni és szárazföldi kérgű részekre oszthatók. Az óceáni jellegű részek vékonyabbak; ezek az óceánokon végighúzódnak. A köpenyáramlások oka a Föld forró belsejéből kiáramló hő. A földköpeny mélyebb, melegbb részei igen lassan, de emelkednek, a felszín közelében kihűlt részek pedig süllyednek; az emelkedő és süllyedő részek együttesen konvekciós áramlási képet alkotnak.

A Kárpát – Pannon-térség kialakulása és fejlődése a kőzetburok két darabja, az Afrikai- és az Eurázsiai-lemez mozgásának következménye. Az alsó köpeny és az asztenoszféra mozgásai ezt a két lemezt egymás felé közelítik. Geodinamikai értelemben az Adriai-tenger még az Afrikai-lemezhez tartozik, azzal együtt mozog, a két lemez szárazföldi részei ütközésének eredménye pedig az Alpok és a Dinári-hegység vonulata. A többszörösen összetett szárazföldi és óceáni lemezrészek az ütközés több tíz millió éves folyamata során az alábukó és a felszín alatt geofizikai eszközökkel ma is kutható lemezek bonyolult szerkezetét hozták létre.

Az Alpok, a Kárpátok és a Dináriák között fekvő Pannon-medence kialakulása a földtörténeti miocén korban az említett lemezek ütközésének hatására mintegy 15 millió éve vette kezdetét. Ebben az időben a medence mai helyén egy kisebb tenger, az ún. Magura-óceán hullámai láthatnak volna. Az Afrikai- és az Eurázsiai-lemez ütközése az egykor közöttük levő tengerekben felhalmozódott üledékekből is álló Alpok akkori vonulatait olyan mértékben gyűrte fel, hogy a kialakult igen magas hegység anyaga oldalirányban megpróbált helyzetéből kimoszulni. Minthogy az ezt okozó nyomás délről érkezett, nyugaton és északon viszont a konsolidált szerkezeti egységek e nyomásnak útját állták, az anyagkiáramlás iránya csak keletre, az említett Magura-óceán irányába történhetett. Néhány millió év alatt kialakult és folyamatosan keleti – északkeleti irányba kiterjedő a Kárpátok gyűrűje, a Magura óceáni lemeze pedig e hegység alatt az asztenoszféra bukott; a belőle feláramló magma beolvadása hozta

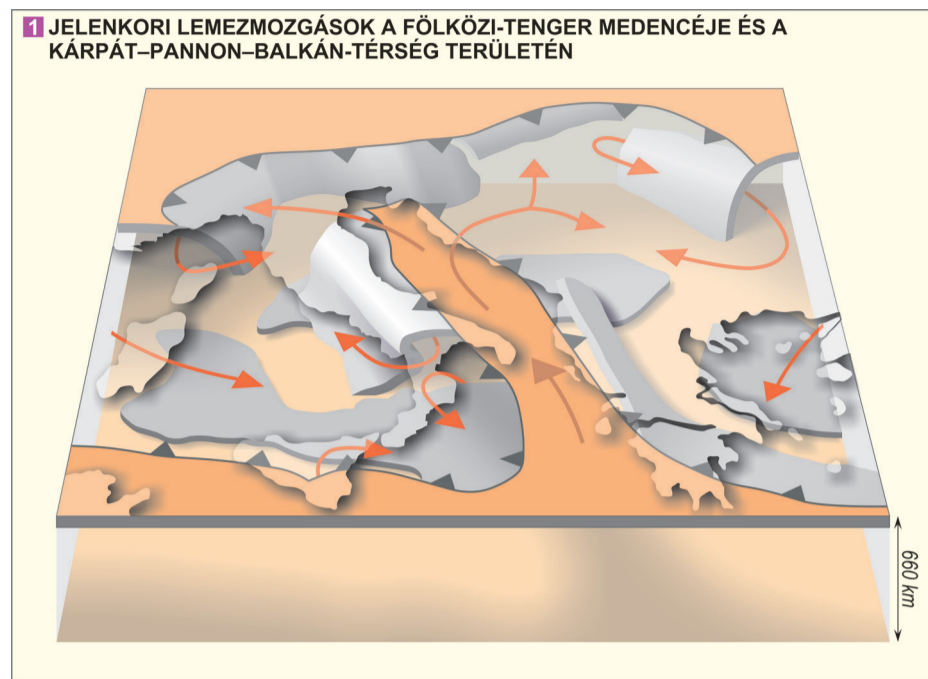
létre a felszínen a Visegrádi-hegységtől a Hargitáig húzódó, a Kárpátok ívét belülről végigkísítő vulkáni hegységek láncolatát. A Magura-lemezt ma már nem találjuk meg a felszínen; a néhány száz km mélységbe került, olvadóban lévő közettömb a romániai nagy földrendésekkel és a kelet-erdélyi (utó)vulkáni működéssel ad hírt magáról.

A Pannon-medence, ahogy kialakult a Kárpátok vonulata, keleten összeütközött az igen nagy vastagságú ukrainai kőzetlemezdarabbal és geodinamikai értelemben nyomás alá került, illetve nyomás alatt van ma is. Régiókban egy kb. délnyugat – északkeleti tengely mentén összenyomódik, a keleti és a nyugati részek, ha szinte mérhetetlenül lassan is, de közelítenek egymáshoz. Mindennek oka pedig továbbra is az Afrikai- és az Eurázsiai-lemeznek a köpenyáramlások hajtottá ütközése.

A földkéreg és a kőzetburok vastagsága

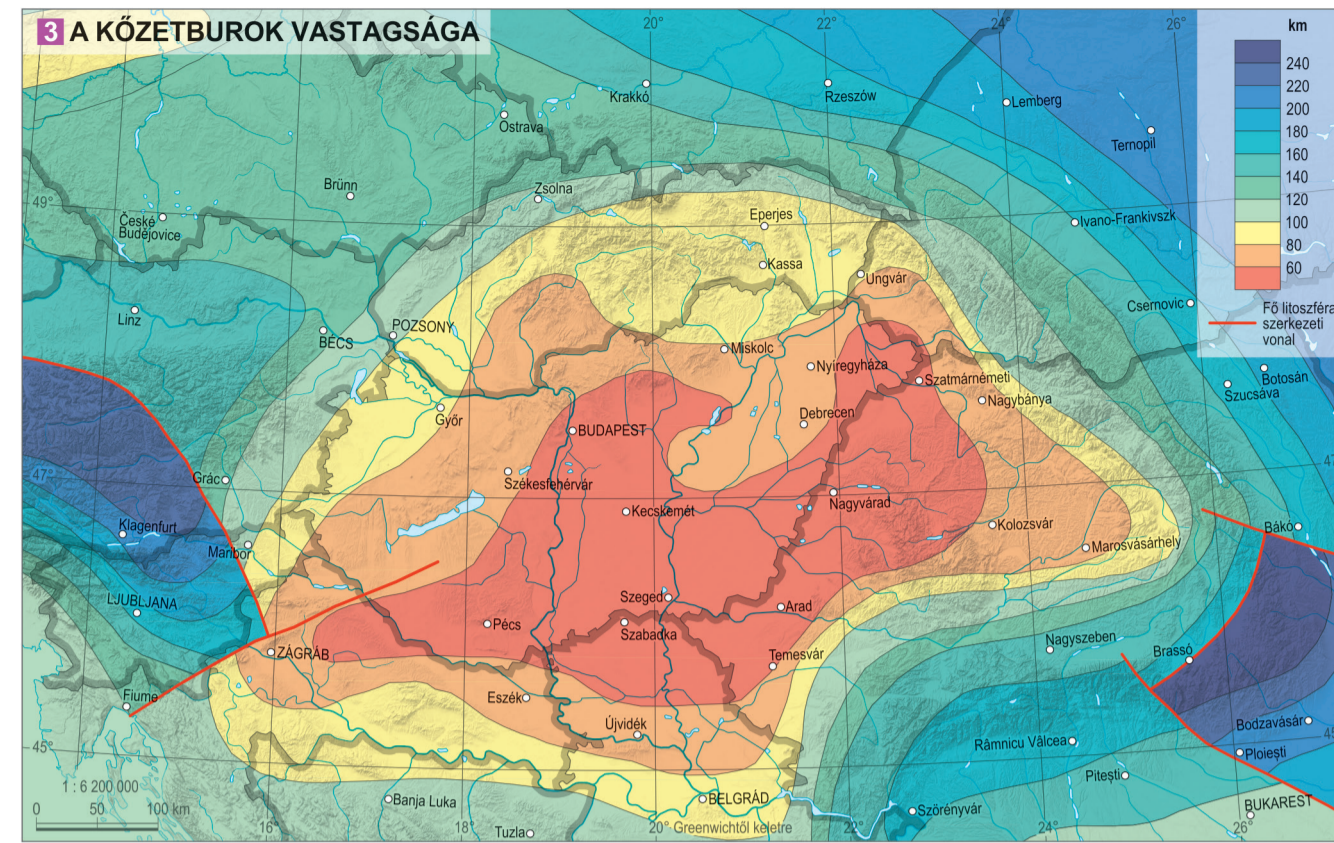
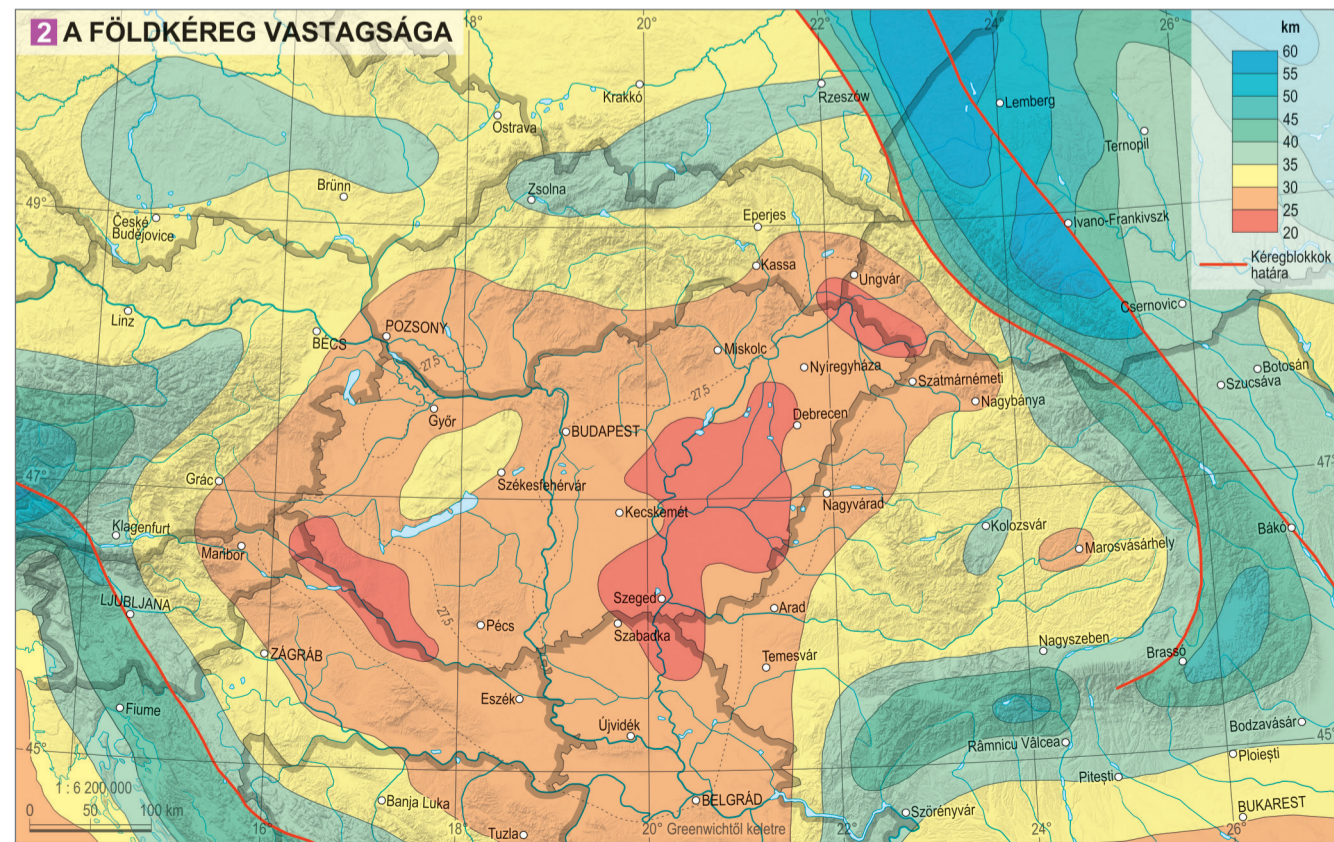
A Föld legkülső rétegét, a szilárd kőzetekből álló kőzetburokot (litoszférát) kémiai összetétele alapján két részre oszthatjuk: a Föld kérgére és az alatta elhelyezkedő, kémiai értelemben már a földköpenyhez tartozó, de szilárd halmozott köpenylitoszférára.

A Pannon-medence középső területein mind a litoszféra, mind a kéreg vastagsága kisebb a szárazföldi átlagnál. Ennek fő oka a medence kialakulásában és az azt követő geodinamikai folyamatokban rejlik. A medencében a földkéreg vastagsága – a Dunántúli-középhegység központi területeit leszámítva – kevesebb 30 km-nél; 60 km-es vagy ezt meghaladó kéregvastagságot csak az Alpok felgyűrődési tengelye mentén, illetve a Kárpátok északkeleti előterében, az Ukrán-pajzs és a Kárpátok ütközési zónáiban találunk. A le-



meztektonikai folyamatok következtében a hegységek alatt nagyobb kéregvastagság jelentkezését várjuk, ami azonban nem azonos módon következik be régiókban egyes területein. Az Alpok, a Dinári-hegyvidék és a Kárpátok vonulatai alatt a kéregvastagság a környező alföldekhez és dombosági területekhez képest általában nagyobb, kivéve az Északnyugati-Kárpátokat, ahol – így a hegység legmagasabb részét alkotó Magas-Tátra alatt is – a vastagodás mértéke az eddigi kutatások szerint elmarad a többi kárpáti hegyvidéktől.

A kérget és a földköpeny legfelső, szilárd rétegét magában foglaló kőzetburok vastagságának térbeli képe egyszerűbb mintázatú. A medence közepének kivételesen nagy vastagságát a Keleti-Kárpátok déli részén, a Kárpát-nyarban (a Háromszéki-havasokban, az ún. Vrancea-zónában) éri el, ami egy sajátos helyzet következménye, ugyanis a hajdani Magura-óceán alábukott litoszféralemezének egy – a mai litoszféra felületén már elvált – darabja süllyed itt a nagy viszkozitású földköpenybe. Az itt bekövetkező legmélyebb földrendések



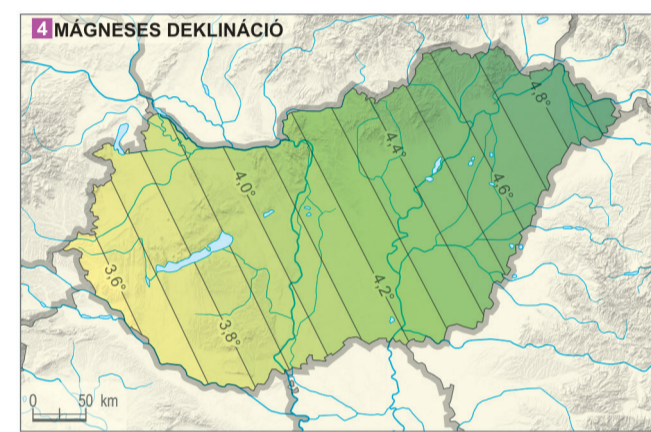
kipattanási mélysége, illetve a földrendéshullámok terjedési sebességének anomáliái alapján a levált litoszféradarab aljának mélységét majdnem 300 km-re becsülhetjük.

Földmágnesség

Földünk mágnese terének létrejötté alapvetően két okra vezethető vissza. Az egyik az, hogy a nagy vastagságú és folyékony külső magban a bolygó tengely körüli forgása miatt hengeráramlások alakulnak ki; a körszerű mozgást végző töltött részecskék, az ún. földmágnese dinamó miatt mágnese tér épül fel, és ennek következménye bolygónk mágnese terének nagyobb része, az ún. belső eredetű mágnese tér. A hengeráramlások iránya és erőssége folyamatosan – és előre jelezhetetlen módon – változik, s ahogy a korábbival ellenkező irányba forgó hengerek által keltett térkomponens válik uralkodóvá, a mágnese tér iránya is átfordul, megtörténik a mágnese pólusátfordulás. A földi mágnese tér másik forrása a felső légkör: a Napból és a világűrrel érkező elektromosan töltött részecskék áramlása és a belső eredetű térrel való kölcsönhatásuk hozza létre a magnetoszférát és az ún. külső mágnese teret. Ez a belső terhez képest igen gyorsan változik. Minthogy a fő külső gerjesztést a Nap adja, a külső tér erősségének jellegzetes napi menete is van.

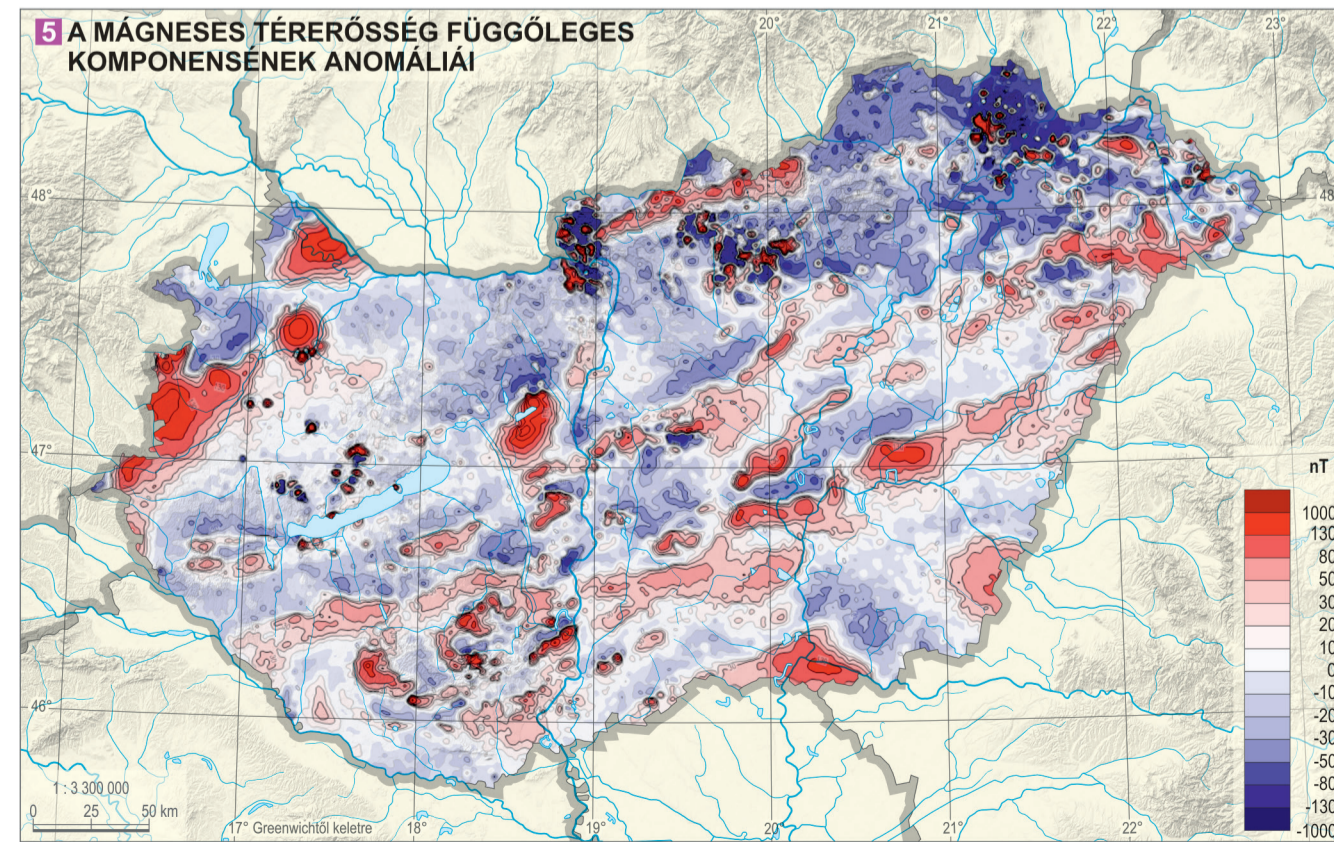
A földi mágnese tér olyan, mintha bolygónk középpontja táján egy – a mágnese pólusok közti irányban álló – rúd mágnese (dipól) tere lenne, annál azonban valamivel bonyolultabb mintázatú. A földi mágnese tér pólusai, vagyis ahol a mágnese térerősség vektora függőleges, nem esnek egybe a földrajzi pólusokkal, hiszen a külső magban zajló henger alakú áramlások tengelyei sem tökéletesen párhuzamosak a Föld forgástengelyével. Emiatt az iránytű által mutatott északi irány a legtöbb helyen, így hazánkban sem esik egybe a földrajzi északi pólus felé mutató ún. valódi (más néven földrajzi vagy csillagászati) északi irányval. Az eltérés neve mágnese deklináció, értéke térségünkben néhány fok, és pontos méréssekkel akár az éves változása is meghatározható.

A mérhető mágnese teret azonban más tényezők is befolyásolják. Az épített és mesterséges környezet mágnese zavarai mellett a jellegzetes mágnese tulajdonságú földtani és egyes mesterséges (pl. régészeti) objektumok, az úgynevezett mágnese hatók okozta hatás is mérhető. A földtani hatók jellemző mágneseességét elsősorban vastartalmuk adja. Így a mágnese kutató-



módszer elsősorban a vasat tartalmazó felszín alatti kőzettestek, jellemzően a vulkáni, főként bazaltos és az átalakulásukból létrejött metamorf kőzetek felkutatására alkalmazható. A geológiai hatók által keltett mágnese hatás a hatóktól való távolság növekedésével gyorsan csökken, így a felszínen vagy annak közvetlen közelében található vulkáni testek geometriai részletei is kutathatók, míg a nagyobb, több száz m vagy néhány km mélységben levő hatóknak csak általános adatai – tömeg, kiterjedés – becsülhetők meg. A mérések során a mágnese térerősséget nanotesla (nT) mértékegységben határozzuk meg.

A Magyarország mai területén megfigyelhető nagy mágnese anomáliák a felszíni és az eltemetett vulkáni kőzetekhez, illetve az átalakulásukkal keletkezett metamorf kőzettestekhez kapcsolódnak; utóbbiak első-



sorban az Alpoknál, a Kisalföldön, illetve az Alföld egyes pásztaiban jellemzők. Az Északi-középhegység vulkáni tagjain erős pozitív és negatív anomáliák kuszája összefonódása figyelhető meg, miközben a felszín alatti hatók képe egyénes pozitív anomáliaként jelentkezik. Ennek legfőbb oka az, hogy a felszínen a letarolódás következtében különböző korokban – így eltérő földmágnese polaritás által jellemzett időszakokban – megszilárdult mágnese kőzetek bukkannak elő, amelyeknek a hatása egyenként jelentős, míg a mélyben levő, a méréstől távolabb elhelyezkedő hatók mágnese hatásában csak az összegük jelentkezik.

A földi hőáram

Bolygónk belseje felé a hőmérséklet nő, a magban az 5000 °C-ot is elérheti. A hő a hidegebb felszín felé áramlik; hatására a felszíni hőteljesítmény hozzávetőlegesen 46 TW, melynek kb. 20%-a a mag, 40%-a a köpeny hűléséből, míg 15%-a a kontinentális kéregben, 25%-a a köpenyben található radioaktív izotópok bomlásából fakad. A magból származó hő felfűti a köpeny mélyebb tartományait, melyek kismértékben kitágulnak, sűrűségük csökken, így a felszín felé emelkednek. A köpeny hidegebb, sekélyebb részébe érve horizontálisan kénytelenek elmozdulni, miközben lehűnek, sűrűségük megnő, és óceáni litoszféralemezek formájában alábuknak a köpeny – mag határ felé, ahol ismét felmelegednek, és a körforgás (termikus konvekció) kezdődik elől. Az áramlást némileg bonyolítja, hogy a köpenyt nemcsak a mag fűti alulról, hanem a radioaktív bomlás is belülről. A szilárd litoszféra azonban a hő döntően hővezetéssel (konduktív módon) terjed tovább. Olyan területeken, ahol a litoszféra vékonyabb, vagyis a forró köpenyanyag közelebb van a felszínhez – pl. az óceáni kérgű lemezek esetében –, több hő jut a felszínre, míg vastagabb – pl. kontinentális kérgű – lemezek esetén kevesebb. Különleges területnek számítanak a vulkáni vidékek: a földköpenyt a felszínnel összekötő, akár csak időlegesen fennálló repedésrendszerek mentén az izzó magma időszakos vagy folyamatos áramlása a sima hővezetéshez képest igen sok belső hőt képes a felszínre juttatni.

A felszínre jutó hő legfontosabb jellemzője a hőáram, mely az egységnyi felületen áthaladó hőteljesítményt adja, mértékegysége W/m². Földünk felszínén a belső hő okozta hőáram értéke átlagosan 90 mW/m², mely jellemzően a 30–180 mW/m² tartományban változik. Ezt meghaladó értékeket leginkább az említett

vulkáni régiókban észlelhetünk, illetve az óceáni hát-ságoknál, ahol a forró asztenoszféra anyaga közvetlenül jut az óceánfenékre. A vékonyabb óceáni litoszféra esetén az átlagos hőáram értéke 100 mW/m², míg a vastagabb kontinensek felszínén csupán 65 mW/m². A hőáram jellemzi az adott térség geotermikus potenciálját.

A Pannon-medence középső és déli része, illetve az Alpok egyes területei a szárazföldi átlagnál magasabb, helyenként azt lényegesen meghaladó hőáramértékekkel rendelkeznek **6**. Ezek az értékek különösen magasak Belgrád térségében, illetve egyes alföldi mélymedencékben (pl. Alsó-tiszai-síkvidék, Jászság, Békés-Csanád). Jellemzően alacsony hőárammal jellemezhetők a karsztvidékek, elsősorban a Dinaridák (főleg a névadó Karszt-hegység), a medence közepén a Dunántúli-középhegység, a Bükk térsége, valamint a Gömör-Tornai-karszt, mert ezeken a területeken érvényesül a mészkőhegységek karsztos tetőszintjén a mész-

kőtestbe beáramló nagy mennyiségű hideg víz hűtő hatása. Ugyanakkor maguk a beáramló vizek fokozatosan felmelegsznek, és a karsztos hegységek peremén gyakran már meleg vízi források formájában érik el újra a felszínt (Hévízi-tó, budai melegvízes források).

Erdély területén mindenképp megemlítendő a székellyöldi Nagy-Csomád térségében észlelt magas hőáram-anómália. A vulkanológia jelen állása szerint a belső-kárpáti vulkáni ív végén elhelyezkedő, kráterében a Szent Anna-tavat hordozó vulkán nem tekinthető véglegesen kihunytnak; utolsó kitörését néhány tízezer évvel ezelőttre datálják. A hőáram magas értéke is alátámasztja ezt az álláspontot, és egyben a térség utóvulkáni működési jelenségeinek egy részét is magyarázza.

A közzettestek hőmérséklete lényeges hatást gyakorol a térség geofizikai jellemzőire: a hidegebb, ridegebb kőzetben a felhalmozódó deformációs feszültségek inkább oldódnak ki hirtelen elmozdulások formájában, földrengéseket okozva. Ezzel szemben a jobban felmelegedett kőzetekben a feszültség inkább folyamatos alakváltozást okoz, emiatt a földrengések itt általában kisebb erősségűek. Ebből a szempontból a Kárpát-Pannon-térség nyugati részén és az Alpokban látható magas hőáram-anómália lényeges; az Alpok bérceit kialakító nyilvánvaló feszültségek itt mégis kevesebb földrengéssel járnak. A Nagy-Csomád térségének említett magas hőárama viszont nem „oltja ki” a Keleti-Kárpátok térségének rengéseit: azok sokkal mélyebben, a már említett leszakadt litoszféralemezben pattannak ki.

alá buknak. E mozgások során hatalmas mechanikai feszültségek halmozódnak fel a szilárd kőzetekben, s ez esetenként a kőzetek töréséhez vezet. Ez a törés a földrengés, mely mindig ott következik be, ahol a kőzetlemez a leggyengébb. A törésvonalak közt vannak aktívak, amelyek mentén ma is zajlik a feszültségek felhalmozódása, és egyik oldaluk a másikhoz képest elmozdul. Az inaktív törésvonalak esetén ez a folyamat már egy ideje megállt, azok régebbi elmozdulások tanúi.

Az aktív törésvonalak, illetve inkább törésvonalak mentén az elmozdulás történhet többé-kevésbé folyamatosan, illetve szakaszosan, ugrásokkal is. A folyamatos elmozdulás jobbra a melegebb, a szakaszos pedig a hidegebb kőzettestekben futó törésekre jellemző. A szakaszos elmozdulás, a kőzetek hirtelen elmozdulása, törése rugalmas hullámokat gerjeszt. E hullámok felszínre érkezését – illetve főként a felszínhez köthető komponenseiket – észleljük földrengésként. A földrengések nagy részét csak a műszerek észlelik. Bár a gyenge rengések kis részét az emberek is érzékelik, de ezek az épített környezetben még nem okoznak maradandó károkat.

A földrengések kipattanási helyét hipocentrumnak, annak felszíni vetületét pedig epicentrumnak nevezzük. A kettő közötti távolság az ún. félszék mélység, amely a felszíntől néhány száz km mélységig terjedhet, lényegében addig, ameddig a litoszféralemez szilárd. A földrengés nagyságát a magnitúdó, felszíni hatását az intenzitás jellemzi. A magnitúdó a felszabaduló energia logaritmusával arányos, két magnitúdónyi különbség a felszabaduló energia ezerszeres eltérést mutatja. A magnitúdóskálánál ugyan nincs elvi felső határa, de a Földön kipattanó rengések energiája nem enged akármekkora értéket (a világon még nem észlelték 9,6 magnitúdónál nagyobb erejű rengést, míg a hazánkban legnagyobb tartott 1763-as komáromi rengés nagysága a becslések szerint 6,3 magnitúdó volt). Az intenzitás a földrengés által okozott hatások, károk

A szeizmológia a földrengések megfigyelésével foglalkozó tudomány. Fő feladata és célja a földrengéskor a földrengés fészkeiben keletkező és a Földben terjedő rugalmas hullámok – a földrengéshullámok – műszeres megfigyelése, regisztrálása, a földrengés felszíni hatásairól szóló beszámolók összegyűjtése, feldolgozása, és az egybegyűjtött adatok alapján a földrengés különböző paramétereinek meghatározása. Utóbbiak közül legfontosabbak az epicentrum helye (földrajzi koordinátái), a fészekmélység, a kipattanási idő és a földrengés mé-

rete, vagy más szóval magnitúdója. A földrengés megfigyelése egyrészt alapvető ismereteket nyújt a földrengések természetéről, okairól, eloszlásáról, másrészt a földrengéshullámok vizsgálatával a Föld belső szerkezete ismerhető meg.

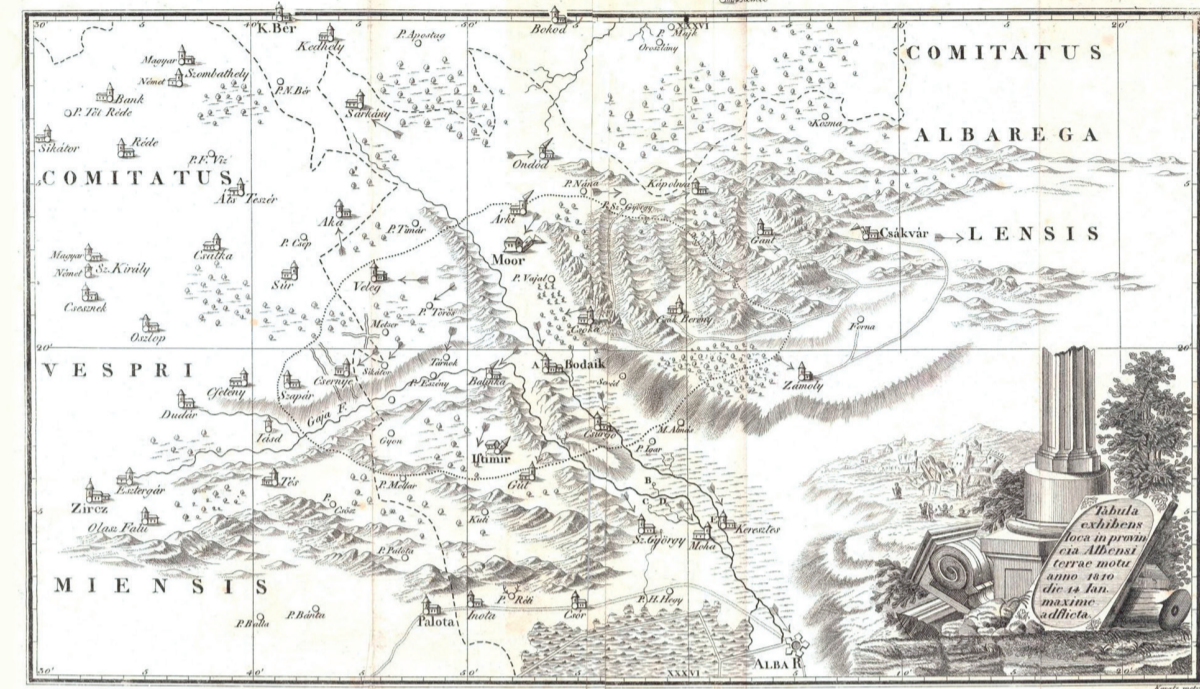
Magyarországon a földrengésekkel való tudományos igényű foglalkozást az 1810-es 5,4-es erősségű móri földrengéstől számíthatjuk. Tomcsányi Ádám fizikusprofesszor és Kitaibel Pál polihisztor természettudós alaposan bejárták a földrengés sújtotta területet, hogy pontosan

felmérjék és leírják a pusztítás mértékét. 1814-ben jelentették meg a móri földrengéssel foglalkozó dolgozatukat, és szerkesztették meg azt a térképet **1**, amely a rengés felszíni hatásait ábrázolta. Térképiük tudománytörténeti szempontból mérőföldkőnek nevezhető, mivel a világon elsőként ábrázol térképen földrengés okozta károkat és az abból levonható tudományos következtetéseket. A legsúlyosabb károkat szenvedett területeket ún. izoszeisza görbével (azonos mértékben érintett területek) jelöli. Az egyes települések templomtornyai hol részben, hol teljesen ledőlni látszanak, érzékeltetve a károk eltérő nagyságát. A kis nyílak pedig a Mór melletti epicentrumból induló rezgéshullámok terjedési irányát jelölik.

Az intézményes földrengés kutatás – Európában másodikként – 1881-ben vette kezdetét a Magyarhoni Földtani Társulat keretében létrejött Földrengési Állandó Bizottság megalakulásával. 1905-ben az MTA támogatásával KÖVESLIGETHY RADÓ **2** megalapította a Budapesti Földrengési Observatóriumot. A hálózat ekkor 5 állomásból állt: Budapest, Fiume, Ógyalla, Temesvár és Zágráb. 2016-ban 30 állandó szeizmográf-állomás működött Magyarországon, melyek közül 5 modern lyukszeizmográf, 25 pedig felszíni állomás.



2 Kővesligethy Radó (1862–1934), a magyar földrengés kutatás úttörője



1 Az 1810. januári móri földrengés térképe (1814)

Gőzölgő geotermia

A földi hőáram gyakorlati jelentőségét a geotermikus energia jelenti. Ahol nagyobb a hőáram, ott jellemzően nagyobb a geotermikus gradiens, azaz a hőmérséklet a mélységgel gyorsan növekszik. Ez elsősorban a kőzetek hőmérsékletét jelenti, ha azonban a kőzetek repedéseiben víz helyezkedik el, az is hasonló hőmérsékletre melegszik fel, amennyiben van rá elég ideje. A rétegvíz termálvizzé forrosodik fel, a geotermikus energia termelésének legelterjedtebb módja pedig a termálvíz kiatermelése. Ahol a térképen **6** magasabb hőáramértékeket találunk (pl. az Alföld déli részén), ott általában a mélységi vizek hőmérséklete is magasabb. Nem véletlenül ott a legintenzívebb a geotermikus energia mezőgazdasági és kommunális célú hasznosítása, és arra felel találhatjuk a legmelegebb vízi termálfürdőket is.

Földrengések

A geofizikával kapcsolatos jelenségek közül talán legismertebbek a földrengések. Földünk kérgében, pontosabban a kőzetburokban folyamatos lemeztektonikai mozgások zajlanak. Az egyes litoszféralemezek egymásnak ütköznek, egymás mellett elmozdulnak, egymás

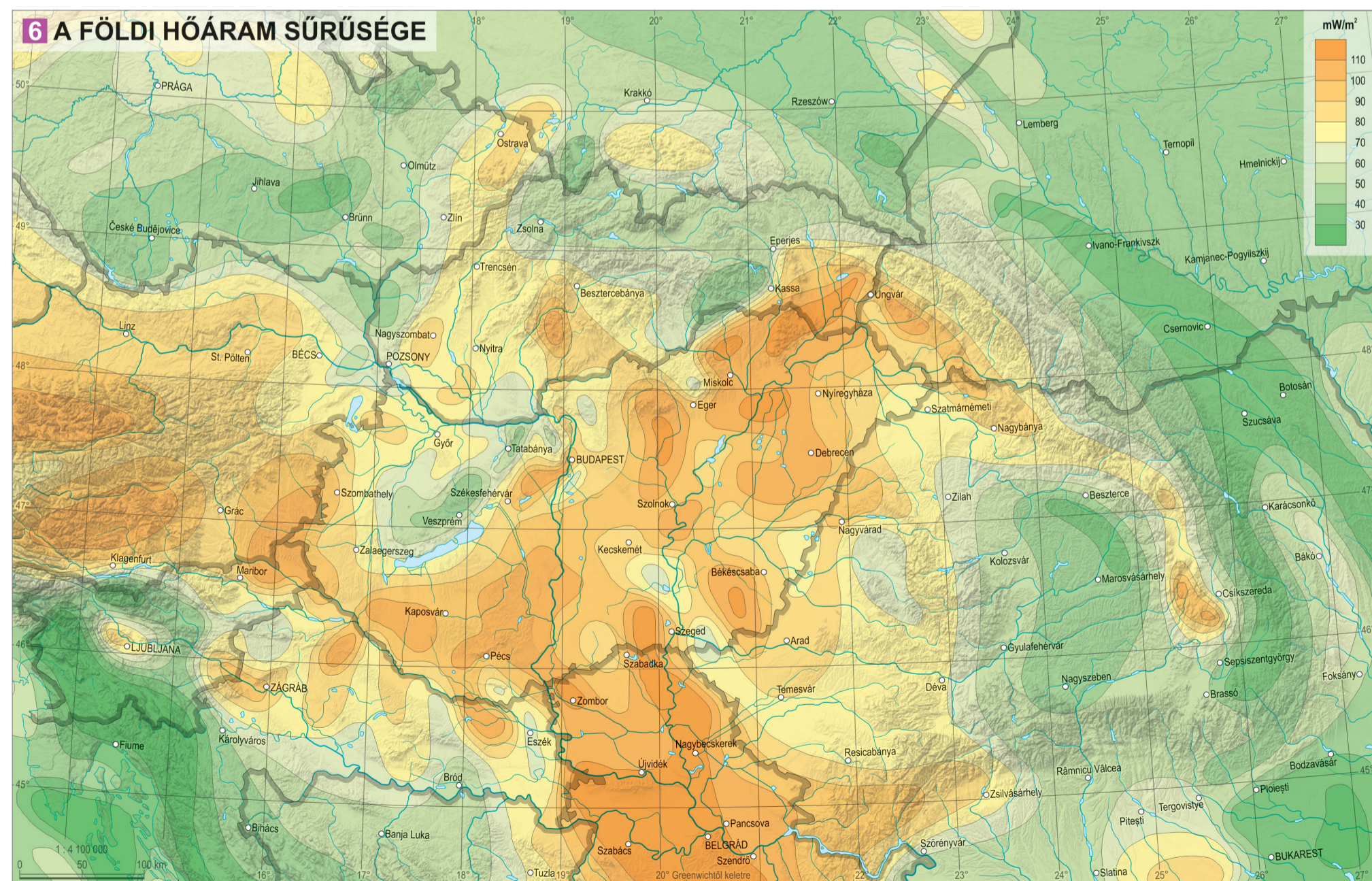
mértéke, amely helyről helyre változik. A földrengés intenzitását a 12 fokozatú európai makroszeizmikus skála (régebbi szóhasználat: Mercalli-skála) alapján adhatjuk meg **7**. A földrengés maximális intenzitása általában a kipattanás helye feletti felszíni pont, az ún. epicentrum környékén jelentkezik, és attól távolodva csökken. Azonos energiájú földrengések közül a sekélyebb fészku, a felszínhez közelebb kipattanó kelt nagyobb intenzitást. A mélyebb fészku rengések esetén viszont az intenzitás az epicentrumtól kifelé haladva kevésbé csökken.

Az aktív szeizmikus területek világszerte a litoszfé-

lemezek ütközési vagy egymás mellett elcsúszási zónái. Tágabb térségünkben ilyen az Alpok déli előtere, Északkelet-Olaszország. Régióink északi és északkeleti, Csehországhoz, Lengyelországhoz, Ukrajnához tartozó területei gyakorlatilag aszeizmikusak, ahol a földrengéseket egy-két helyi szeizmikus zóna kivételével szinte csak hírből ismerik.

A Kárpát-Pannon-térségben a földrengések térbeli eloszlását vizsgálva megállapítható, hogy a régiót összességében mérsékelt, de nem homogén szeizmikus aktivitás jellemzi **8**. Földrengésekkel legjobban és leggyakrabban megrázott területek a Pannon-medencét

keretbe foglaló hegvidékek: a Keleti-Alpok déli része, a Mura-Mürz-Zsolna (Žilina)-vonal, a Kárpátok (főként a Háromszéki-havasok vidéke, az ún. Vrancea-zóna területe) és a Dinári-hegvidék (különösen az adriai tengerparttal párhuzamosan futó Medvednica-zóna). A földrengések fészekmechanizmusai azt mutatják, hogy a Keleti-Alpok déli részén és a Dinári-hegvidéken az oldaleltolódás és rátolódás fordul elő leggyakrabban; a legnagyobb horizontális fő feszültség iránya észak-déli, vagy észak-északkelet-dél-délnyugati, ami az Adriai-mikrolemez és az Eurázsai-lemez ütközésével jól magyarázható. A Bécsi-medencét oldaleltolódások



Magnitúdó, Richter-skála, momentum magnitúdó

A mai magnitúdóskálák alapja a CHARLES F. RICHTER amerikai szeizmológus által 1935-ben a kaliforniai földrengések jellemzésére bevezetett skála. A magnitúdó a földrengéskor a fészekben felszabaduló energia logaritmusával arányos: egy magnitúdónyi fokozatnövekedés mintegy 32-szeres energia-növekedést jelent. Egy 4,5-es méretű földrengés kipattanásakor nagyjából akkora energia szabadul fel, mint egy kisebb méretű (pl. a Nagaszakira ledobott 20 kt-s) atombomba robbanásakor. Az eddig műszeresen megfigyelt legnagyobb földrengés (Chile, 1960) magnitúdója 9,5 körül volt. Ez mintegy 66 000 000 előbb említett méretű atombomba energiájával volt egyenértékű. Manapság azonban a nagy földrengések méretének jellemzésére leggyakrabban a momentum magnitúdót (M_w) használják, amely a földrengés során keletkező törés fizikai méretéből számítható ki. A hírhedt, pusztító cunamit okozó 2004. december 26-i szumátrai rengés esetében a törési felület 1200 km hosszú és 100 km mély, az elmozdulás 15 m, az M_0 szeizmikus momentum $1,1 \times 10^{23}$ Nm, M_w értéke pedig 9,3 volt.

7 A FÖLDRENGÉSEK HATÁSAI ALAPJÁN KIALAKÍTOTT 12 FOKOZATÚ EURÓPAI MAKROSZEIZMIKUS SKÁLA (EMS)

Fokozat	Megnevezés	Hatás
I	Nem érzhető rengés	Nem érzhető, csak műszerek jelzik.
II	Igen gyenge rengés	Magas épületek felsőbb emeletein érzhető, egyébként teljes nyugalomban lévő, igen érzékeny egyén érzi meg.
III	Gyenge rengés	Lakásban gyenge remegés érzhető, szabadban nem.
IV	Mérsékelt rengés	Lakásban sokan, szabadban kevesen észlelik; üvegtárgyak összecserrennek, felfüggesztett tárgyak ingásba kezdenek.
V	Elég erős rengés	Lakásban a legtöbben érzik, az épület megigog (jellegzetes „hajómozgás”), bútorok is ingognak, ajtók, ablakok kinyílnak vagy bezáródnak, alvók felébrednek.
VI	Erős rengés	Épületen belül szinte mindenki, szabadban sokan érzik, emberek a szabadba menekülnek; tárgyak leesnek, bútorok elmozdulnak; vakolat hullik, gyengébb épületek megrepedeznek.
VII	Igen erős rengés	A legtöbb ember a szabadba menekül; bútorok elmozdulnak, a polcokról sok tárgy leesik; jól megépített házak is megrepedeznek, kémények ledőlnek; tavak, folyók vize hullámzik, partoldalak megcsúsznak.
VIII	Romboló rengés	Lakásban a bútorok felborulnak; szinte minden épület jelentős károkat szenved, tornyok, szobrok ledőlnek, a falakban nagy repedések keletkeznek, néhány épület részlegesen összedől.
IX	Pusztító rengés	Oszlopok ledőlnek vagy elferdülnek, sok hagyományos épület részlegesen, néhány teljesen romba dől, kőházak is összeomlanak.
X	Erősen pusztító rengés	A legjobban megépített épületek is súlyosan megsérülnek; a legtöbb hagyományos épület összedől; vasúti sínek meghajlanak, a felszín megreped, hullámasan meggyűrődik; utak beszakadnak, csatornák eltörnek, vezetékek elszakadnak.
XI	Katasztrofális rengés	Nem marad lakható épület; hidak leszakadnak; a felszínen jelentős elmozdulások, a hegyekben omások játszódnak le.
XII	Erősen katasztrofális (totális) rengés	Minden épület és infrastrukturális létesítmény megsemmisül; közzetmegekben törések keletkeznek, a felszínen nagyméretű elmozdulások játszódnak le; források fakadnak vagy tűnnek el, folyók futása megváltozik.

Magyarország Nemzeti Atlasza (MNA)

www.nemzetiatlasz.hu

<i>Szerkesztőbizottság</i>
Kocsis Károly (elnök)
Klinghammer István (tiszteletbeli elnök), Nemerkényi Zsombor (titkár),
Gercsák Gábor, Kincses Áron, Kovács Zoltán, Zentai László

<i>Kartográfiai Tanácsadó Bizottság</i>
Zentai László (elnök)
Bartos–Elekes Zsombor, Bottlik Zsolt, Buga László, Gede Máttyás, Gercsák Gábor,
Györffy János, Márton Máttyás, Orosz László, Török Zsolt Győző, Ungvári Zsuzsanna

MNA Természeti környezet kötet

2., átdolgozott kiadás

<i>Kötetszerkesztők</i>
Kocsis Károly (főszerkesztő), Gercsák Gábor, Horváth Gergely, Nemerkényi Zsombor

<i>Fejezetszerkesztők</i>
Bihari Zita, Brezsnýánszky Károly, Csorba Péter, Fazekas István, †Fekete Gábor, Gábris Gyula, Haas János, Horváth Gergely, †Kerényi Attila, Király Gergely, Kocsis Károly, Molnár Zsolt, Pásztor László, Schmidt András, †Schweitzer Ferenc, Szabó József, Tardy János, Timár Gábor, Túri Zoltán, Varga György (FTI), Varga György (OVF)

<i>Képszerkesztő</i>
Magyar Árpád

<i>Szakmai lektorok</i>
Bölöni János, Brezsnýánszky Károly, Dobróka Mihály, Keveiné Bárány Ilona, Konecsny Károly, Korsós Zoltán, Lóczy Dénes, Magyar Gábor, Mika János, Molnár V. Attila, Schmotzer András, Solt Anna, Szabó György, Szabó József, Szalai Zoltán

<i>Nyelvi lektor</i>
Kálóczy Katalin

<i>Borítóterv</i>
Mezei Gáspár – HUN-REN CSFK Földrajztudományi Intézet, Kuti Ildikó – Civertan Bt.

<i>Arculatterv, tipográfia</i>
Kuti Ildikó – Civertan Bt.

<i>Sokszorosítás</i>
Keskeny és Társai 2001 Kft. keskenynyomda.hu

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a mű bővített, illetve rövidített változatainak kiadási jogát is. A kiadó írásbeli hozzájárulása nélkül sem a teljes mű, sem annak valamely része semmiféle formában, semmiféle nyelven nem sokszorosítható és nem publikálható.
--

Felelős kiadó: Kiss László főigazgató
HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, www.csfk.org
©CSFK Földrajztudományi Intézet, www.hungarian-geography.hu, Budapest, 2024

A kiadvány megjelenéséhez támogatást nyújtott: <p>Magyarország Kormánya</p> HUN-REN, Magyar Kutatási Hálózat Magyar Tudományos Akadémia

A kötet szerkesztésének lezárása: 2024. szeptember 20.

ISBN 978-963-9545-55-7ö
ISBN 978-963-9545-65-6

MAGYARORSZÁG NEMZETI ATLASZA

TERMÉSZETI KÖRNYEZET

Szerzők	GÁL NÓRA	MÓNUS PÉTER	TIRÁSZI ÁGNES
†ÁLFÖLDI LÁSZLÓ	GALSA ÁTTILA	NÁDOR ANNAMÁRIA	TÓTH GYÖRGY ISTVÁN
ÁSZALÓS RÉKA	†GERHÁTNÉ KERÉNYI JUDIT	†NAGYMAROSY ANDRÁS	TÓTH LÁSZLÓ
ÁDÁM SZILVIA	GOMBÁRNÉ FORGÁCS GIZELLA	NÉGYESI GÁBOR	TÖRÖK ÁKOS
ÁGOSTON BENCE	GYALOG LÁSZLÓ	NÉMETH ÁKOS	TÚRI ZOLTÁN
ÁRGAY ZOLTÁN	HAAS JÁNOS	NÉMETH CSABA	UDVARDY ORSOLYA
BABOLCSAI GYÖRGY	HASZPRA LÁSZLÓ	PAPP BEÁTA	VARGA BALÁZS
BAGI MÁRTA	HERCZEG ZOLTÁN	†PÁLFAI IMRE	VARGA GÁBOR
BALÁZS DÁVID	HOMOKINÉ UJVÁRY KATALIN	PÁSZTOR LÁSZLÓ	VARGA GYÖRGY (FTI)
BALLA DÁNIEL ZOLTÁN	HORVÁTH ÁKOS	PÁTZAY GYÖRGY	VARGA GYÖRGY (OVF)
BARÁZ CSABA	†HORVÁTH FERENC	†PÉCSI MÁRTON	VARGA ZOLTÁN
BARINA ZOLTÁN	HORVÁTH GERGELY	PINKE GYULA	VASS RÓBERT
BARLA ENIKŐ	ILLÉS GÁBOR	PIRKHOFFER ERVIN	VASVÁRI MÁRIA
BARTHA DÉNES	IVÁNYI KRISZTINA	PONGRÁCZ RITA	VATAI JÓZSEF
BARTHOLY JUDIT	KATONA GÁBOR	PRAKفالvi Péter	†VÁRALLYAY GYÖRGY
BARTOS-ELEKES ZSOMBOR	KERESKÉNYI ERIKA	PUTSAY MÁRIA	VÍKOR ZSUSZANNA
BATA TEODÓRA	†KERÉNYI ÁTTILA	RAPALA MIKLÓS	VOJTKÓ ANDRÁS
BEDE-FAZEKAS ÁKOS	KEVEY BALÁZS	ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES	ZAGYVA TÜNDE ANDREA
BIHARI ZITA	KINCSES KRISZTINA	SCHAREK PÉTER	ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ
BIRÓ MARIANNA	KIRÁLY GERGELY	SCHMIDT ANDRÁS	†ZÓLYOMI BÁLINT
BOKOR VERONIKA	KISS GÁBOR	SCHMIDT DÁVID	ZSEMBERY ZITA
BORHIDI ÁTTILA	KOCSIS KÁROLY	SCHMOTZER ANDRÁS	
BÖLÖNI JÁNOS	KOLLÁNYI LÁSZLÓ	†SCHWEITZER FERENC	
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY	KONKOLY-GYURÓ ÉVA	SÍKHEGYI FERENC	Vezető térképészek
BUDAI TAMÁS	KORBÉLY BARNABÁS	SOLT ANNA	AGÁRDI NORBERT
CZIGÁNY SZABOLCS	KOVÁCS GÁBOR	SOMODI IMELDA	KERESZTESI ZOLTÁN
CZÚCZ BÁLINT	KOVÁCS TAMÁS	SÜMEGI PÁL	KOCZÓ FANNI
CSEPREGI ISTVÁN	KOVÁCSNÉ BODOR PETRA	SZABÓ GYÖRGY	KOVÁCS ANIKÓ
CSIKY JÁNOS	KÖVÉR SZILVIA	SZABÓ JÓZSEF	MEZEI GÁSPÁR
CSIMA PÉTER	LAKATOS MÓNIKA	†SZABÓ MÁRIA	NEMERKÉNYI ZSOMBOR
CSORBA PÉTER	L’AUNÉ ÁGNES	SZABÓ PÉTER	SZABÓ RENÁTA
CSÜLLÖG GÁBOR	LÁZÁR ILDIKÓ	SZALAI JÓZSEF	
DANCZA ISTVÁN	LEELÖSSY ÁDÁM	SZALAY MIKLÓS	
DEBRECENI PÉTER	LEPESI NIKOLETT	SZARVAS IMRE	További térképészeti közreműködők
DOBOR LAURA	LESTÁK FERENC	SZEGEDI SÁNDOR	BAGAMÉRI GERGELY
DOBOS ENDRE	LÓCZY DÉNES	SZENTIVÁNYI ÁRPÁD	BALÁZS ÉVA
DOBÓ KRISTÓF	LÓKI JÓZSEF	SZEPESY GÁBOR	BARANCSUK ÁDÁM
EGRI CSABA	LÓKÖS LÁSZLÓ	SZÉPSZÓ GABRIELLA	BUTOR ZSANETT
FÁBIÁN SZABOLCS	MAGINECZ JÁNOS	SZILASSI PÉTER	GERTHEIS ANNA
FANCSIK TAMÁS	MAGYAR DONÁT	SZMORAD FERENC	GULYÁS ZOLTÁN
FARKAS EDIT	MAGYARI ENIKŐ	SZŐCS TEODÓRA	KISS RÉKA
FARKAS SÁNDOR	MALATINSZKY ÁKOS	SZÖVÉNYI GERGELY	SZIGETI CSABA
FAZEKAS ISTVÁN	MEGYERI BALÁZS	SZURDOKI ERZSÉBET	SZILÁDI JÓZSEF
†FEKETE GÁBOR	MESTER TAMÁS	TAHY ÁGNES	VESZELY ZSUSZANNA
FERENCZI ZITA	MEZŐSI GÁBOR	TAMÁS LÁSZLÓ	
FIALA KÁROLY	MICHÉLI ERIKA	TAR GYULA	
FODOR LÁSZLÓ	MIKESY GÁBOR	TARDY JÁNOS	Technikai munkatársak
FODOR NÁNDOR	MOLNÁR CSABA	TELBI SZ TAMÁS	LACZKÓ MARGIT
FRISNYÁK SÁNDOR	MOLNÁR V. ÁTTILA	TIBORCZ VIKTOR	MAGYAR ÁRPÁD
GÁBRIS GYULA	MOLNÁR ZSOLT	TIMÁR GÁBOR	