

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 e kőzetburok néhány tíz vagy pár száz km vastag lemezeit, amelyek együttesen, a felszínt hézagtanulul 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, melegebb 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 végighúzódnó ún. széttartó (akkréciós) lemezhatárokon keletkeznek, ahol a köpenyanyag sekély, néhány száz km mélységű feláramlásai elérik a felszínt. Ahol a lemezek egymáshoz közelednek és összeütköznek, ott a sűrűbb, nehezebb óceáni kérgű lemez a szárazföldi kérgű alá bukik, s egyes esetekben egészen a földköpeny és a földmag közötti határig süllyed. Ahol két szárazföldi kérgű lemez ütközik, ott a felgyűrődő kőzetek óriási hegyláncokat hoznak létre.

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 Dináridák 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 hullámaint láthattuk 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 kimozdulni. Minthogy az ezt okozó nyomás délről érkezett, nyugaton és északon viszont a konszolidált 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 kiterjed a Kárpátok gyűrűje, a Magura óceáni lemeze pedig e hegység alatt az asztenoszféra bukott; a belőle feláramló magma beolvadása hozta

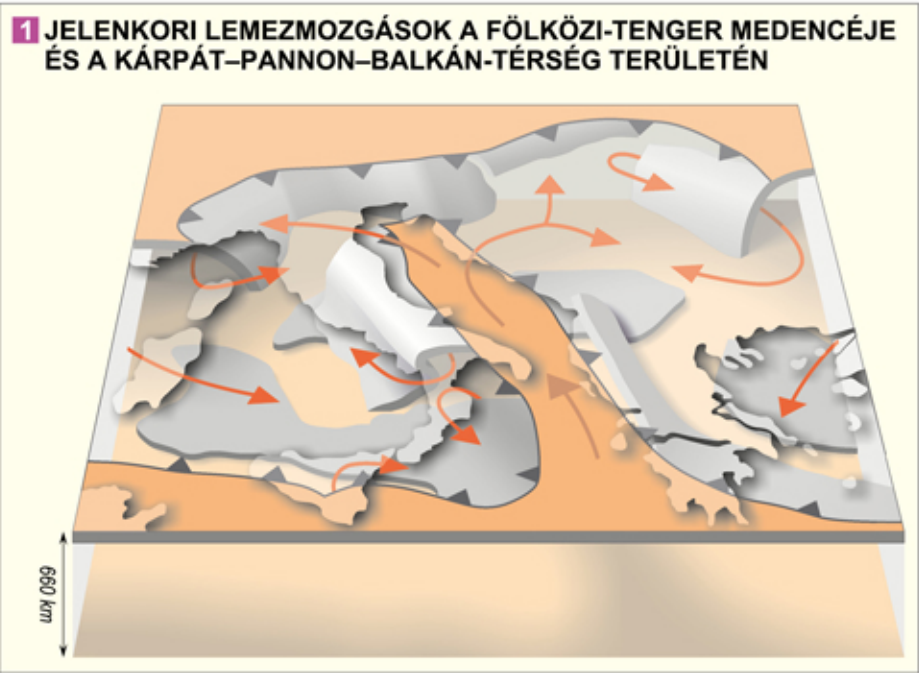
létre a felszínen a Visegrádi-hegységtől a Hargitáig húzódó, a Kárpátok ívét belülről végigkísérő vulkáni hegységek láncolatát. A Magura-lemezt ma már nem találjuk meg a felszínen; a néhány száz km mélységbe merült, olvadóban lévő közettömb a romániai nagy földrengésekkel és a kelet-erdélyi (utó)vulkáni 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. Régiók egy kb. délnyugat – északkeleti tengely mentén összenyomódnak, a keleti és a nyugati részek, ha szinte mérhetetlenül lassan is, de közelítenek egymáshoz. Mindennek oka pedig továbbra is az Afrikai- és az Eurázsiai-lemezeknek a köpenyáramlások hajtotta ütközése.

A földkéreg és a kőzetburok vastagsága

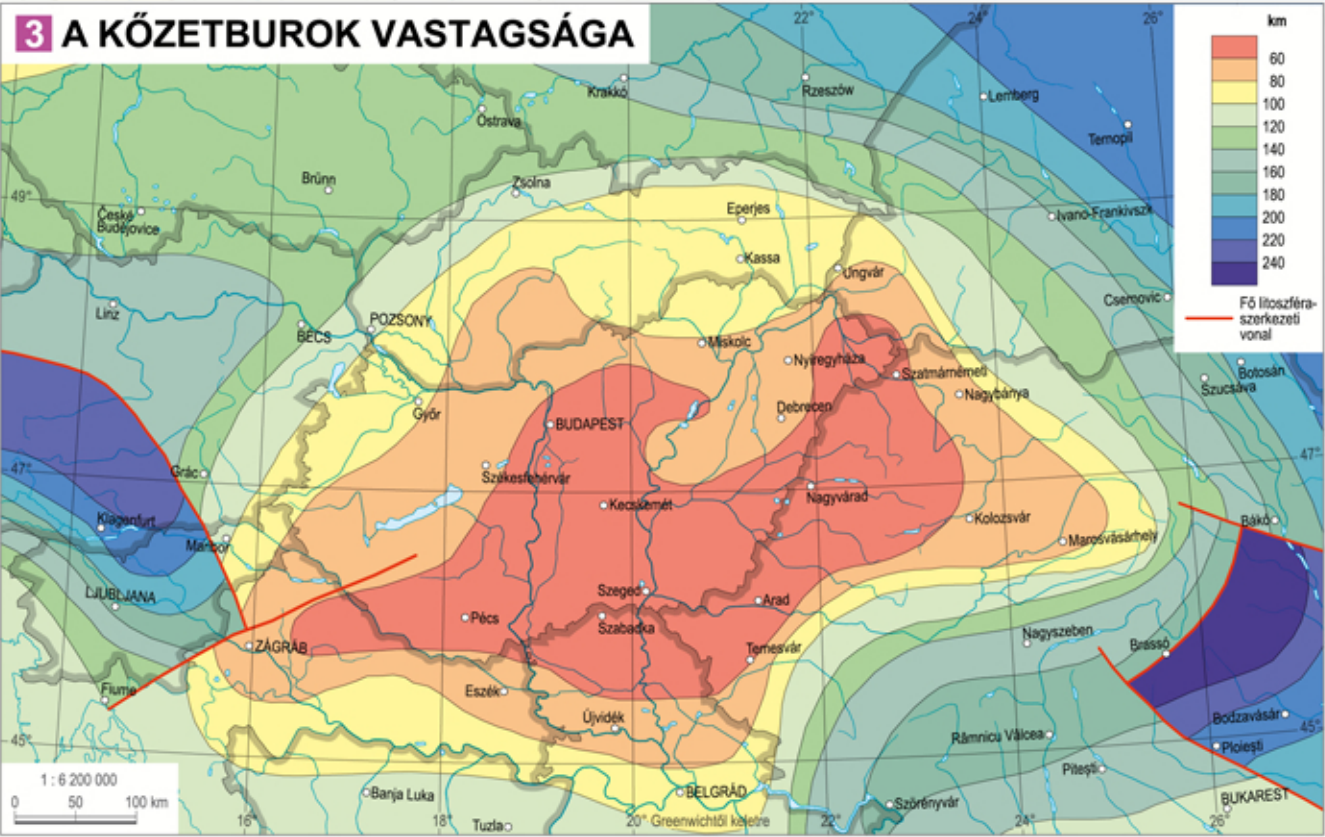
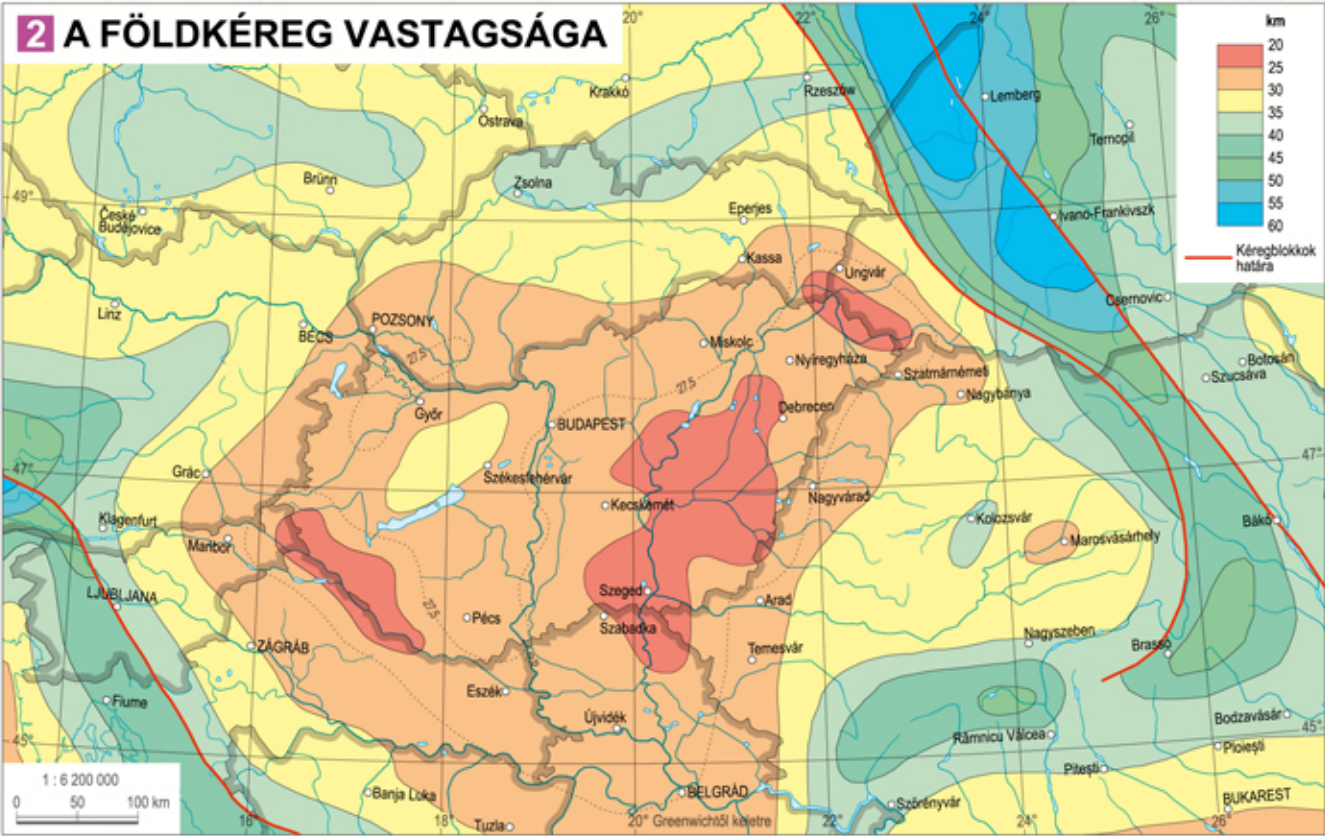
A Föld legkülső rétegét, a szilárd kőzetekből álló kőzetburkot (litoszférát) kémiai összetétele alapján két részre oszthatjuk: a Föld kérgére és az alatta elhelyezkedő, kémiai értelemben már a földköpenyhez tartozó, de szilárd halmazállapotú köpenylitoszférára.

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 régiók egyes területein. Az Alpok, a Dinári-hegyvidék és a Kárpátok vonulatai alatt a kéregvastagság a környező alföldekhez és dombsági 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 kivéte nyodása miatt a kőzetburok vastagsága itt 60 km körüli. A litoszféra mind az Alpok, mind a Kárpátok irányába haladva megvastagodik, mértéke az Alpok központi területein és az Ukrán-pajzsban meghaladja a 200 km-t is. A kőzetburok a régiókban legnagyobb vastagságot a Keleti-Kárpátok déli részén, a Kárpátka-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 litoszféráról feltehetően már elvált – darabja süllyed itt a nagy viszkozitású földköpenybe. Az itt bekövetkező legmélyebb földrengések



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

Földmágnesség

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

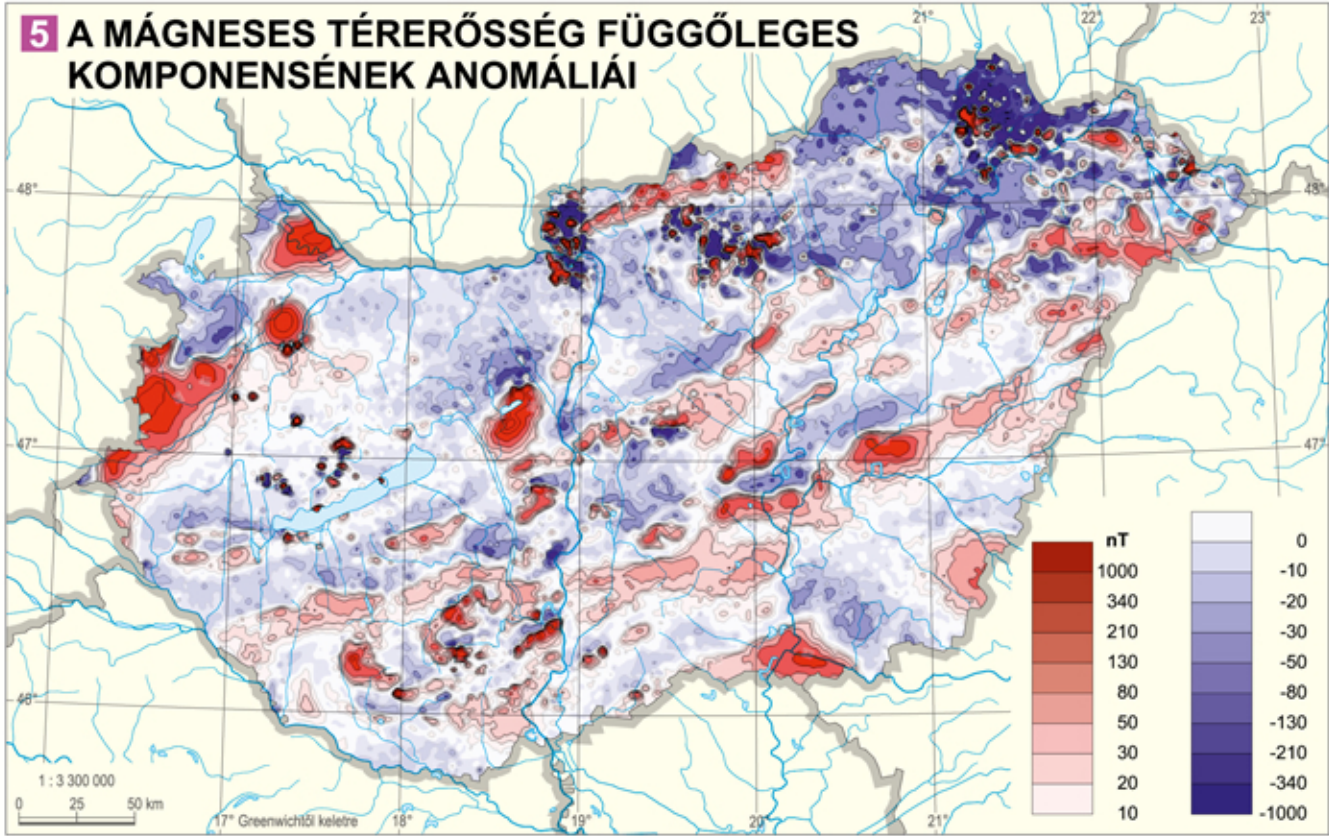
A földi mágneses tér olyan, mintha bolygónk középpontja táján egy – a mágneses pólusok közti irányban álló – rúd-mágnes (dipól) tere lenne, annál azonban valamivel bonyolultabb mintázatú. A földi mágneses tér pólusai, vagyis ahol a mágneses térerősség vektora függőleges, nem esnek egybe a földrajzi pólusokkal, 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 iránnyal. Az eltérés neve mágneses deklináció, értéke térségünkben néhány fok, és pontos mérésekkel akár az éves változása is meghatározható.

A mérhető mágneses teret azonban más tényezők is befolyásolják. Az épített és mesterséges környezet mágneses zavarai mellett a jellegzetes mágneses tulajdonságú földtani és egyes mesterséges (pl. régészeti) objektumok, az úgynevezett mágneses hatók okozta hatás is mérhető. A földtani hatók jellemző mágnességét elsősorban vastartalmuk adja. Így a mágneses 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 mágneses 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 mágneses térerősséget nanotesla (nT) mértékegységben határozzuk meg.

A Magyarország mai területén megfigyelhető nagy mágneses 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 kusza összefonódása figyelhető meg, miközben a felszín alatti hatók képe egységes pozitív anomáliaként jelentkezik. Ennek legfőbb oka az, hogy a felszínen a letarolódás következtében különböző korokban – így eltérő földmágneses polaritás által jellemzett időszakokban – megszilárdult magmás kőzetek bukkannak elő, amelyeknek a hatása egyenként jelentős, míg a mélyben levő, a méréstől távolabb elhelyezkedő hatók mágneses 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 lehűlnek, sűrűségük megnő, és óceáni litoszféralemezek formájában alábuknak a köpeny – mag határ felé, ahol ismét felmelegednek, és a körforgás (termikus konvekció) kezdődik előlről. 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 (kondukciónal) 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 síma hővezetéshez képest igen sok belső hőt képes a felszínre juttatni.

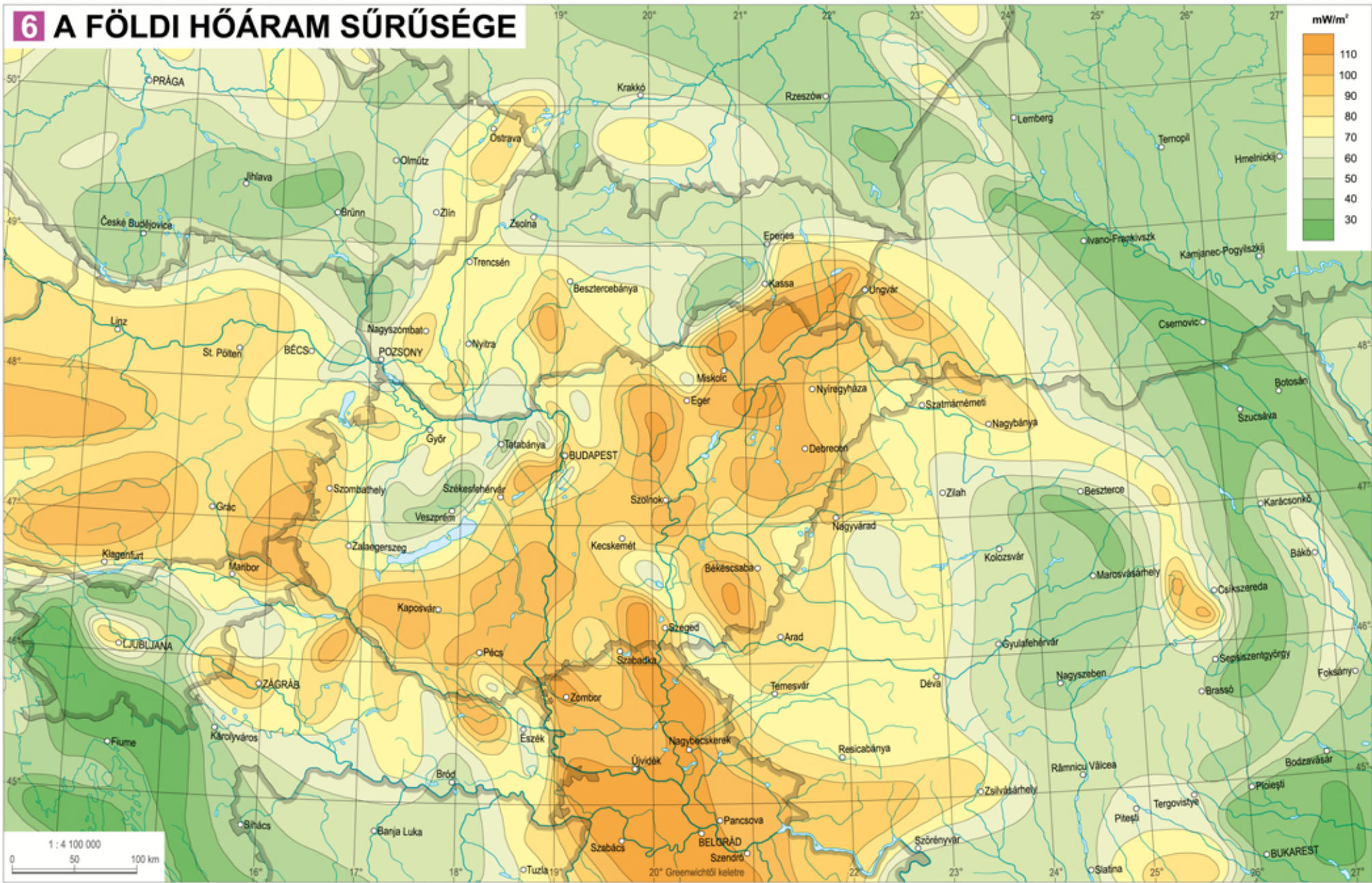
A felszínre jutó hő legfontosabb jellemzője a hőáram, mely az egységnyi felületen áthaladó hőteljesítményt adja, mértékegysége W/m². Földünk felszínén a belső hő okozta hőáram értéke átlagosan 90 mW/m², mely jellemzően a 30–180 mW/m² tartományban változik. Ezt meghaladó értékeket leginkább az említett

vulkáni régiókban észlelhetünk, illetve az óceáni hát-ságoknál, ahol a forró asztenoszféra anyaga közvetle-nül jut az óceánfenékre. A vékonyabb óceáni litoszféra esetén az átlagos hőáram értéke 100 mW/m², míg a vas-tagabb kontinensek felszínén csupán 65 mW/m². A hő-áram 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 hőáramértékek-kel rendelkeznek **6**. Ezek az értékek különösen ma-gasak Belgrád térségében, illetve egyes alföldi mélyme-dencékben (pl. Alsó-tiszai-síkvídek, Jászság, Békés–Csanád). Jellemzően alacsony hőárammal jellemez-hetők a karsztvidékek, elsősorban a Dinaridák (főleg a névadó Karszt-hegység), a medence közepén a Gő-mőr–Tornai-karszt, mert ezeken a területeken érvénye-sül a mészkőhegységek karsztos tetőszintjén a mész-

Gőzölgő geotermia
A földi hőáram gyakorlati jelentőségét a geotermi-kus 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 azon-ban e kőzetek repedéseiben víz helyezkedik el, az is hasonló hőmérsékletre melegszik fel, amennyiben van rá elég ideje. A rétegvíz termálvizzé forrósodik fel, a geotermikus energia termelésének legelterjed-tebb módja pedig e termálvíz kitermelése. Ahol a tér-képen **6** magasabb hőáramértékeket találunk (pl. az Alföld déli részein), ott általában a mélységi vi-zek hőmérséklete is magasabb. Nem véletlenül ott a legintenzívebb a geotermikus energia mezőgaz-dasági és kommunális célú hasznosítása, és arra felé találhatjuk a legmelegebb vizű termálfürdőket is.

6 A FÖLDI HŐÁRAM SÚRÚSÉGE



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 kő-zetlemez a leggyengébb. A törésvonalak közt vannak aktívak, amelyek mentén ma is zajlik a feszültségek fel-halmozódása, és egyik oldaluk a másikhoz képest el-mozdul. Az inaktív törésvonalak esetén ez a folyamat már egy ideje megállt, azok régebbi elmozdulások tanúi.

Az aktív törésvonalak, illetve inkább törésszrendszek mentén az elmozdulás történhet többé-kevésbé folya-matosan, illetve szakaszosan, ugrásokkal is. A folyama-tos elmozdulás jobbára a melegebb, a szakaszos pedig a hidegebb kőzettestekben futó törésekre jellemző. A szakaszos elmozdulás, a kőzetek hirtelen elmozdu-lása, törése rugalmas hullámokat gerjeszt. E hullámok felszínre érkezését – illetve főként a felszínhez köthető komponenseiket – észleljük földrengésként. A földren-gések nagy része olyan kicsi, hogy csak a műszerek észlelik, hazánkban további, kisebb részüket az embe-rek észlelik ugyan, de az épített környezetben mara-dandó károkat nem okoznak.

A földrengések kipattanási helyét hipocentrumnak, annak felszíni vetületét pedig epicentrumnak nevezzük. A kettő közötti távolság az ún. fészekmélység, amely a felszíntől néhány száz km mélységig terjedhet, lé-nyegében addig, ameddig a litoszféralemez szilárd. A földrengés nagyságát a magnitúdó, felszíni hatását az intenzitás jellemzi. A magnitúdó a felszabaduló energia logaritmusával arányos, két magnitúdónyi kü-lönbtség a felszabaduló energia ezerszeres eltérését mu-tatja. A magnitúdóskálának ugyan nincs elvi felső ha-tára, de a Földön kipattanó rengések energiája nem en-ged akármekkora értéket (a világon még nem észlelték 9,6 magnitúdónál nagyobb erejű rengést, míg a hazánk-ban legnagyobbnak 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 foglal-kozó tudomány. Fő feladata és célja a földrengéskor a földrengés fészében keletkező és a Földben terjedő rugalmas hullámok – a földrengéshullámok – műszeres megfigyelése, regisztrálása, a földrengés felszíni hatá-sairól szóló beszámolók összegyűjtése, feldolgozása, és az egybegyűjtött adatok alapján a földrengés különböző paramétereinek meghatározása. Utóbbiak közül legfon-tosabbak az epicentrum helye (földrajzi koordinátái), a fészekmélység, a kipattanási idő és a földrengés mé-



1 Az 1810. januári móri földrengés térképe (1814)

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 seké-lyebb fészku, a felszínhez közelebb kipattanó kelt na-gyobb intenzitást. A mélyebb fészku rengések esetén viszont az intenzitás az epicentrumtól kifelé haladva kevésbé csökken.

Az aktív szeizmikus területek világszerte a litoszféra-

rete, vagy más szóval magnitúdója. A földrengés meg-figyelése egyrészt alapvető ismereteket nyújt a föld-rengések természetéről, okairól, eloszlásáról, másrészt a földrengéshullámok vizsgálatával a Föld belső szer-kezete ismerhető meg.

Magyarországon a földrengésekkel való tudományos igényű foglalkozást az 1810-es 5,4-es erősségű móri föld-rengéstől számíthatjuk. Tomsányi Ádám fizikusprofesz-szor és Kitaibel Pál polihisztor természettudós alaposan bejárták a földrengés sújtotta területet, hogy pontosan

felmérjék és leírják a pusztítás mértékét. 1814-ben je-lentették meg a móri földren-géssel foglalkozó dolgozatu-kat, és szerkesztették meg azt a térképet **1**, amely a rengés felszíni hatásait ábrázolta. Térképiük tudománytörténeti szempontból mér földkönek nevezhető, mivel a világon elsőként ábrázol térképen földrengés okozta károkat és az abból levonható tudományos következtetéseket. A legsúlyosabb károkat szenvedett területeket ún. izo-szeisza görbével (azonos mértékben érintett területek) jelöli. Az egyes települések templomtornyai hol rész-ben, hol teljesen ledőlni látszanak, érzékeltetve a ká-rok eltérő nagyságát. A kis nyilak pedig a Mór melletti epicentrumból induló rezgéshullámok terjedési irá-nyát jelölik.

Az intézményes földrengéskutatás – Európában má-sodikként – 1881-ben vette kezdetét a Magyarhoni Földtani Társulat keretében létrejött Földrengés Á-laladó Bizottság megalakulásával. 1905-ben az MTA támogatásával KÖVESLIGETHY RADÓ **2** megalapította a Budapesti Földrengési Obszervatóriumot. A hálózat ekkor 5 állomásból állt: Budapest, Fiume, Ógyalla, Te-mesvár és Zágráb. 2016-ban 30 állandó szeizmográf-állomás működött Magyarországon, melyek közül 5 modern lyukszeizmográf, 25 pedig felszíni állomás.



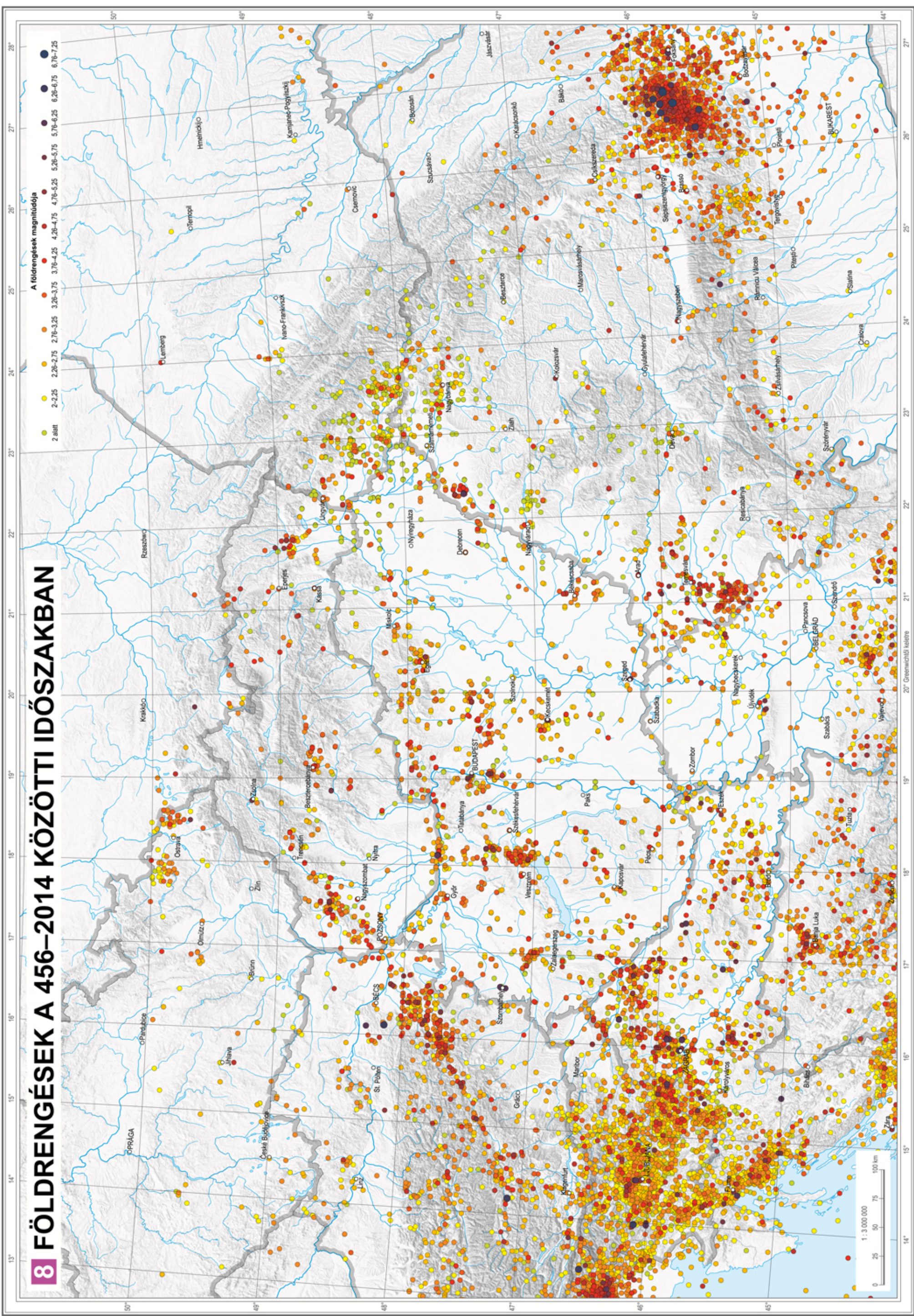
2 Kővesligethy Radó (1862–1934), a magyar földrengéskutatás úttörője

lemezek ütközési vagy egymás mellett elcsúszási zónái. Tágabb térségünkben ilyen az Alpok déli előtere, Észak-kelet-Olaszország. Régióink északi és északkeleti, Cseh-országhoz, Lengyelországhoz, Ukrajnához tartozó te-rületei gyakorlatilag aszeizmikusak, ahol a földrengé-seket egy-két helyi szeizmikus zóna kivételével szinte csak hírből ismerik.

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

keretező hegyvidékek: a Keleti-Alpok déli része, a Mura–Mürz–Zsolna (Žilina)-vonal, a Kárpátok (főként a Há-romszéki-havasok vidéke, az ún. Vrancea-zóna terü-lete) és a Dinári-hegyvidék (különösen az adriai tenger-parttal párhuzamosan futó Medvednica-zóna). A föld-rengések fészekmechanizmusai azt mutatják, hogy a Keleti-Alpok déli részén és a Dinári-hegyvidéken 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

7 A FÖLDRENGÉSEK HATÁSAI ALAPJÁN KIALAKÍTOTT 12 FOKOZATÚ EURÓPAI MAKROSZEIZMIKUS SKÁLA (EMS)		
Fokozat	Megnevezés	Hatás
I	Nem érezhető rengés	Nem érezhető, csak műszerek jelzik.
II	Igen gyenge rengés	Magas épületek felsőbb emeletein érezhető, egyébként teljes nyugalomban lévő, igen érzékeny egyén éri meg.
III	Gyenge rengés	Lakásban gyenge remegés érezhető, szabadban nem.
IV	Mérsékelt rengés	Lakásban sokan, szabadban kevesen észlelik; üvegtárgyak összecsörrennek, felfüggesztett tárgyak ingásba kezdenek.
V	Elég erős rengés	Lakásban a legtöbben érzik, az épület meginog (jellegzetes „hajómozgás”), bútorok is inognak, ajtók, ablakok kinyílnak vagy bezáródnak, alvók felébrednek.
VI	Erős rengés	Épületek 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 hullámlzik, 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, hullámlatosan meggyűrődik; utak beszakadnak, csatornák eltörnek, vezetékek elszakadnak.
XI	Katasztrofális rengés	Nem marad lakható épület; hidak leszakadnak; a felszínen jelentős elmozdulások, a hegységek omlások játszódnak le.
XII	Erősen katasztrofális (totális) rengés	Minden épület és infrastrukturális létesítmény megsemmisül; kőzetlemegekben törések keletkeznek, a felszínen nagyméretű elmozdulások játszódnak le; források fakadnak vagy tűnnek el, folyók futása megváltozik.



jellemzik, észak-északnyugat – dél-délkeleti irányú fő feszültségekkel.

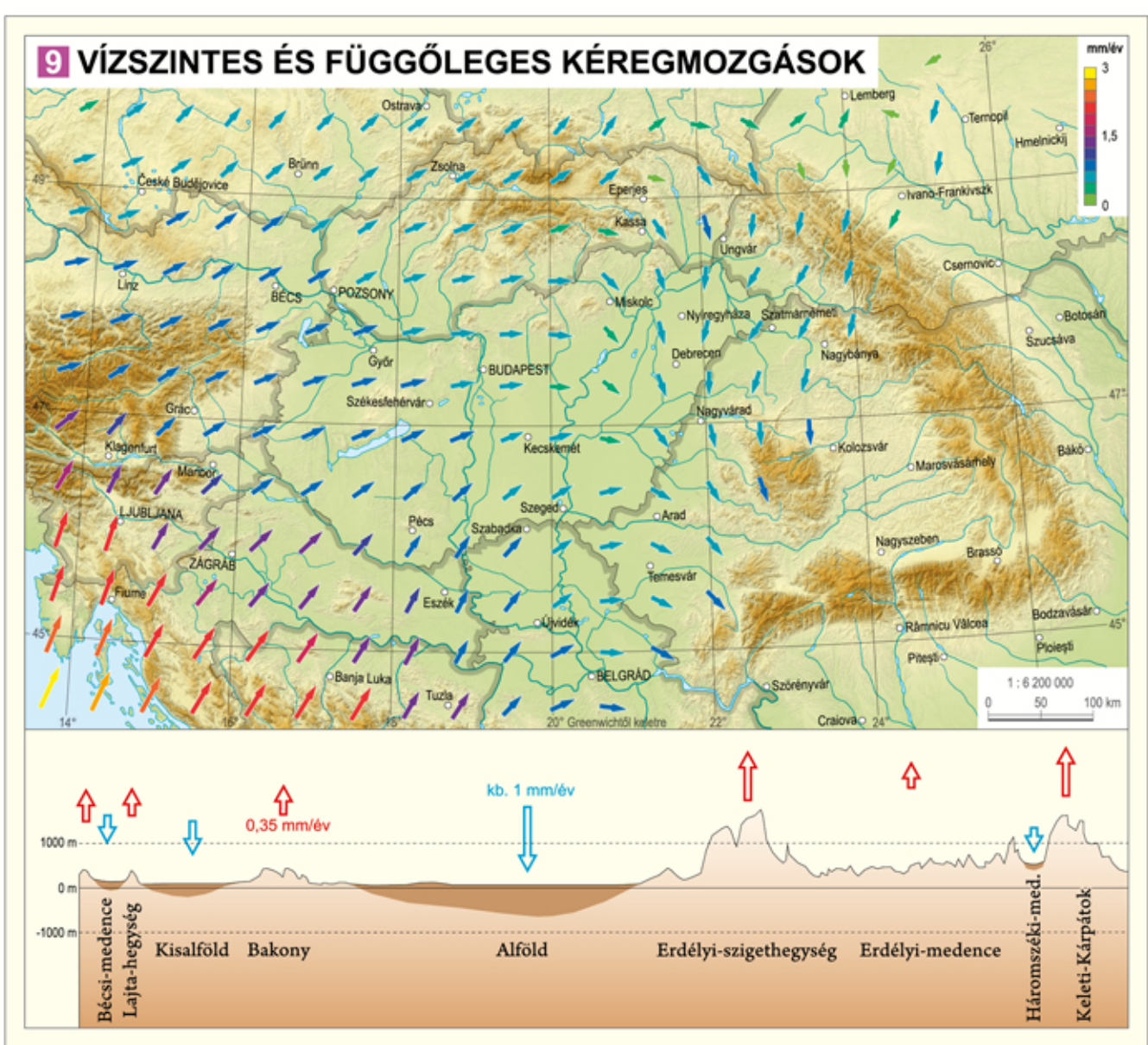
A földrengések az egész területen a kéreg felső részében, sekély mélységben, 6 és 15 km között keletkeznek. Kivétel ez alól a Kárpát-kanyar (főleg a Vrancea-zóna) kiemelkedően földrengéses területe, ahol 70 és 110, illetve 125 és 160 km közötti fészkmélységek jellemzők, az 5 magnitúdót meghaladó rengések szinte éves gyakorisággal fordulnak elő, és nem ritkák a 7 magnitúdót meghaladó rengések sem (pl. 1977-ben 7,2-es, 1986-ban 7,0-es, 1990-ben 6,7-es erősségű rengés pattant ki). Ezek a rengések itt egy korábbi lemez-ütközés nyomán alakultak, a mélységben még meglévő lemezdarabban pattannak ki.

A földrengések műszeres megfigyelése csak a 20. század elején kezdődött a modern szeizmográfok megjelenésével. A Kárpát-medencében ismert földrengések többségét még a műszeres mérések időszaka előtt, a történelmi időkben jegyezték fel. A történelmi adatok és a műszeres mérések alapján Magyarország mai területén a legnagyobb szeizmikus aktivitás a Balaton keleti végétől Komáromig húzódó vonal mentén észlelhető. A közelmúltban két nagyobb rengés (Berhida, 1985; Oroszlány, 2011) is itt pattant ki, és a történelmi rengések közül ide esett az egyik legnagyobb komáromi (1763) és a szintén jelentős móri (1810) rengés is. Földrengésekkel érintett terület még Szombathely környéke (456), az Érmellék (1834), Kecskemét (1911), Budapest déli előtere (Dunaharaszti, 1956), illetve Heves megye egy része, újabban pedig Nógrád megye térsége is. Ezekkel a történelmi katasztrófákkal és Magyarország földrengés-veszélyzettségével részletesen atlaszunk *Természeti veszélyek* című fejezete foglalkozik.

A földkéreg mozgásai

Az egész bolygó felszínét uraló lemezmozgások regionális hatásait a geodéziai hálózatok (a földfelszín kijelölt és állandósított jelekkel ellátott pontjai és azok koordináta-értékei) újraméréseivel tudjuk kimutatni. A mozgások vízszintes és függőleges összetevői is vizsgálhatók, meghatározásukra a hagyományos geodéziai tárházában külön eszközök szolgálnak: a pontok vízszintes helyzetét háromszögeléssel, magassági helyzetét pedig szintezéssel állapították meg. A hálózatok újramérése során a mindkét mérésebe bevont pontok vízszintes és magassági helyzetének megváltozását is megkaphatjuk. A kéregmozgások hatására a vízszintes helyzeteket szolgáltató háromszögelési hálózat mért szögei is megváltoznak, ami szintén adalék lehet a vizsgálatokhoz. Összességében a pontok vízszintes helyzetének megváltozása a lemezmozgásokra, illetve a térségünkhöz hasonló ütközési zónák esetében az általuk okozott deformáció területi eloszlására enged következtetni, a pontok magassági helyzetének megváltozása pedig a hegységképző folyamatok, illetve a medencék területén azok mélyülésének sebességére utal. A modern geodéziában a vízszintes és a magassági mérések elkülönülése helyett inkább a háromdimenziós pozíciói egységes, műholdas alapú (GPS-műszerekkel meghatározott) alkalmazása válik jellemzővé.

A vízszintes lemeztektonikai mozgások nagyságrendje világszerte a néhány cm/év nagyságrendbe esik, a Kárpát–Pannon-térségben azonban – mivel gyakorlatilag együtt mozog, de deformációs hatásnak kitett litoszféradarabról van szó – 0,5 cm/év sebesség alatt marad. Az Afrikai-lemezhez tartozó Adria irányából érkező nyomás hatására gyors elmozdulás figyelhető meg Isztria és a Dinári-hegyvidék területén, utána a deformációk fokozatosan keletre, majd délkeletre fordulnak és a medence belsejében lelassulnak. A vízszin-



tes deformációk keletre csökkenő üteme arra utal, hogy a Pannon-medence nyomás alatt van, a medence nyugati és keleti széle évente mintegy 1,5–2 mm-rel közelebb kerül egymáshoz, ezáltal mintegy „lökharítóként” deformálódva veszi fel az Afrikai- és az Eurázsiai-lemez ütközéséből származó energiát.

Ezt a képet egészíti ki a függőleges mozgásokra vonatkozó, egyelőre még nagy bizonytalansággal terhelt adatbázis, amelynek alapján elmondható, hogy a Pannon-medence vékony kéreggel és litoszférával jellemzett, de nyomás alatt álló középső része a két oldalán összetolt papírlaphoz hasonlóan „hullámokat vet”: központi része, az Alföld gyorsan süllyed, mellette a közép-hegységek térsége és az Erdélyi-sziget-hegység kis mértékben emelkedik, majd kijebb a Kisalföld és az Erdélyi-medence ismét süllyed. A természetes kiemelkedés valószínű maximuma nem haladja meg a 0,30–0,35 mm/év értéket az említett hegyvidékek tengelyében, míg a süllyedéssel jellemezhető zónák biztosan és ennél valamivel gyorsabban süllyednek. Az Alföld artézi kutakkal ellátott és szénhidrogén-bányászattal érintett területei a rétegvíz- és szénhidrogén-kitermelés megkezdése után – tehát nagyjából a 20. század első fele óta – az üledékek felgyorsult tömörödése és a porusteret kitöltő folyadék egy részének eltávolítása miatt egy nagyságrenddel még gyorsabban is, évente néhány mm-t süllyednek.

Összességében annak, hogy térségünk milyen aktív geodinamikai, neotektonikai folyamatok színterén, hogy a felszín és a mélybeli szerkezeteket milyen mozgások uralják, komoly társadalmi jelentősége van, hatása észrevehető mind a gazdasági életben, mind a kockázatbecslés, kockázatkezelés tekintetében. Egyrészt a földrengésekkel kapcsolatos szeizmikus kockázatelemzés szempontjából, ahol ugyan a legfontosabb bemenő adatok a történelmi és műszeres földrengésadatok, azonban az a tapasztalati szabály, hogy „ahol eddig is több rengés volt, ott a jövőben is ez várható”, nem fedi le a kockázatok teljes spektrumát. A geofizikai szelvények által feltárt, jelenlegi elmozdulásokat is mutató szerkezeti vonalak lehetővé teszik a veszélyeztetett vagy

legalábbis részletesebben vizsgálandó területek kiterjesztését. Másodsorban a térség kialakulására, geodinamikai történetére vonatkozó ismereteink komolyan hasznosulnak a szénhidrogén-termelés, a készletbecslés területén mind a hagyományos, mint az új technológiákkal feltárható, nagy mélységű telepek esetében. Ennek jelentőségét nehezen lehetne túlbecsülni. Végül, de nem utolsósorban a függőleges kéreg- és felszínmozgások ismerete az ár- és belvízvédelmi stratégia kialakítása szempontjából is fontos. Az Alföld és a medence egyéb süllyedési centrumai természetes folyóvölgyekként viselkednek, a geológiai időskálát tekintve azonban süllyedésüket a folyók árvezíei során előtörtént területen lerakott hordalék kiegyenlítettte. Az ebből kimaradó, mélyebbre kerülő területekre aztán a folyók medrük természetes áthelyeződésével nyomultak be. A nagyszabású vízsabályozási és ármentesítési munkák során a folyók medreit „végele-sítették”, hullámtérüket, így a hordalék lerakásának lehetséges területét jelentősen korlátozták. Ezzel egyidejűleg a rétegvíz- és szénhidrogén-kitermeléssel felgyorsítottuk az Alföld természetes süllyedését, ráadásul térben egyenlőtlen módon elsősorban a nagy vízfogyasztó városok környékén. E folyamat a folyók szabályozás utáni esésgörbét, ezzel az árvizek levonulását helyileg megváltoztatja. A gyorsan süllyedő, de hordalékkal nem feltöltődő síkságokat pedig nemcsak az árvizek, hanem a le nem vonuló belvizek is egyre jobban veszélyeztetik.

Magyarország Nemzeti Atlasza (MNA)

www.nemzetiAtlasz.hu

Szerkesztőbizottság

Kocsis Károly (elnök)
Klinghammer István (tiszteletbeli elnök), Nemerկényi Zsombor (titkár), Horváth Gergely,
Keresztesi Zoltán, Kovács Zoltán, Márton Mátyás, Zentai László

Kartográfiai Tanácsadó Bizottság

Zentai László (elnök)
Bartos-Elekes Zsombor, Bottlik Zsolt, Buga László, Elek István, Gede Mátyás,
Gercsák Gábor, Györffy János, Keresztesi Zoltán, Kovács Anikó, Márton Mátyás,
Nemerկényi Zsombor, Orosz László, Török Zsolt

MNA Természeti környezet kötet

Kötetszerkesztők

Kocsis Károly (főszerkesztő), Horváth Gergely, Keresztesi Zoltán, Nemerկényi Zsombor

Fejezetszerkesztők

Bihari Zita, Brezsnýánszky Károly, Csorba Péter, †Fekete Gábor, Gábris Gyula, Haas János,
Horváth Gergely, Kerényi Attila, Király Gergely, Kocsis Károly, Molnár Zsolt, Pásztor László,
Schweitzer Ferenc, Szabó József, Szabó Mária, Tardy János, Timár Gábor, Varga György, Varga Zoltán

Szakmai lektorok

Böloni 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

Nyelvi lektor

Kálóczy Katalin

Borítóterv

Mezei Gáspár – MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Kuti Ildikó – Civertan Bt.

Arculatterv, tipográfia

Kuti Ildikó – Civertan Bt.

Sokszorosítás

Pannónia Nyomda Kft.

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: Szarka László főigazgató
Magyar Tudományos Akadémia Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, www.csfk.mta.hu
© MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafk.hu, Budapest, 2018

A kiadvány megjelenéséhez támogatást nyújtott:
Magyar Tudományos Akadémia
Emberi Erőforrások Minisztériuma

A kötet szerkesztésének lezárása: 2018. február 16.

ISBN 978-963-9545-55-7ö
ISBN 978-963-9545-56-4

MAGYARORSZÁG NEMZETI ATLASZA
TERMÉSZETI KÖRNYEZET

Szerzők

ÁDÁM SZILVIA
† ALFÖLDI LÁSZLÓ
ASZALÓS RÉKA
BABOLCSAI GYÖRGY
BARINA ZOLTÁN
BARTHA DÉNES
BARTHOLY JUDIT
BARTOS-ELEKES ZSOMBOR
BATA TEODÓRA
BEDE-FAZEKAS ÁKOS
BIHARI ZITA
BIRÓ MARIANNA
BORHIDI ATTILA
BÖLÖNI JÁNOS
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY
BUDAI TAMÁS
CZIGÁNY SZABOLCS
CZÚCZ BÁLINT
CSEPREGI ISTVÁN
CSIKY JÁNOS
CSIMA PÉTER
CSORBA PÉTER
CSÜLLÖG GÁBOR
DANCZA ISTVÁN
DOBOR LAURA
DOBOS ENDRE
FÁBIÁN SZABOLCS
FANCSIK TAMÁS
FARKAS EDIT
FARKAS SÁNDOR
FAZEKAS ISTVÁN
†FEKETE GÁBOR
FERENCZI ZITA
FODOR LÁSZLÓ
FODOR NÁNDOR
FRISNYÁK SÁNDOR
GÁBRIS GYULA
GÁL NÓRA
GALSA ATTILA
†GERHÁTNÉ KERÉNYI JUDIT
GOMBÁRNÉ FORGÁCS GIZELLA
GYALOG LÁSZLÓ
HAAS JÁNOS
HASZPRA LÁSZLÓ

HOMOKINÉ UJVÁRY KATALIN
HORVÁTH FERENC
HORVÁTH GERGELY
ILLÉS GÁBOR
IVÁNYI KRISZTINA
KATONA GÁBOR
KERÉNYI ATTILA
KEVEY BALÁZS
KIRÁLY GERGELY
KISS GÁBOR
KOC SIS KÁROLY
KOLLÁNYI LÁSZLÓ
KONKOLY-GYURÓ ÉVA
KOVÁCS GÁBOR
KOVÁCS TAMÁS
KÖVÉR SZILVIA
LAKATOS MÓNIKA
LÁZÁR ILDIKÓ
LEPESI NIKOLETT
LESTÁK FERENC
LÓCZY DÉNES
LÓKI JÓZSEF
LÓKÖS LÁSZLÓ
MAGINECZ JÁNOS
MAGYAR DONÁT
MAGYARI ENIKÓ
MALATINSZKY ÁKOS
MÁNYOKI GERGELY
MEZŐSI GÁBOR
MICHÉLI ERIKA
MIKESY GÁBOR
MOLNÁR V. ATTILA
MOLNÁR ZSOLT
MÓNUS PÉTER
NÁDOR ANNAMÁRIA
†NAGYMAROSY ANDRÁS
NÉGYESI GÁBOR
NÉMETH ÁKOS
NÉMETH CSABA
PAPP BEÁTA
PÁSZTOR LÁSZLÓ
PÁTZAY GYÖRGY
†PÉCSI MÁRTON
PINKE GYULA
PIRKHOFFER ERVIN

PONGRÁCZ RITA
PRAKFALVI PÉTER
PUTSAY MÁRIA
ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES
SCHAREK PÉTER
SCHMIDT ANDRÁS
SCHMIDT DÁVID
SCHMOTZER ANDRÁS
SCHWEITZER FERENC
SÍKHEGYI FERENC
SOLT ANNA
SOMODI IMELDA
SÜMEGI PÁL
SZABÓ JÓZSEF
SZABÓ MÁRIA
SZABÓ PÉTER
SZALAI JÓZSEF
SZALAY MIKLÓS
SZEGEDI SÁNDOR
SZENTIVÁNYI ÁRPÁD
SZEPESSY GÁBOR
SZÉPSZÓ GABRIELLA
SZILASSI PÉTER
SZMORAD FERENC
SZÓCS TEODÓRA
SZÖVÉNYI GERGELY
SZURDOKI ERZSÉBET
TAHY ÁGNES
TAMÁS LÁSZLÓ
TARDY JÁNOS
TELBISZ TAMÁS
TIBORCZ VIKTOR
TIMÁR GÁBOR
TIRÁSZI ÁGNES
TÓTH GYÖRGY ISTVÁN
TÓTH LÁSZLÓ
TÖRÖK ÁKOS
TÜRI ZOLTÁN
UDVARDY ORSOLYA
VÁRALLYAY GYÖRGY
VARGA GÁBOR
VARGA GYÖRGY
VARGA ZOLTÁN
VASVÁRI MÁRIA
VATAI JÓZSEF

VIKOR ZSUZSANNA
VOJTKÓ ANDRÁS
ZAGYVA TÜNDE ANDREA
ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ
ZSEMBERY ZITA

Vezető térképészek

AGÁRDI NORBERT
KERESZTESI ZOLTÁN
KOCZÓ FANNI
KOVÁCS ANIKÓ
MEZEI GÁSPÁR
NEMERKÉNYI ZSOMBOR
SZABÓ RENÁTA

További térképészeti közreműködők

BAGAMÉRI GERGELY
BALÁZS ÉVA
BARANC S UK ÁDÁM
BUTOR ZSANETT
GERTHEIS ANNA
GULTÁS ZOLTÁN
KISS RÉKA
SZIGETI CSABA
SZILÁDI JÓZSEF
VESZELY ZSUZSANNA

Technikai munkatársak

LACZKÓ MARGIT
MAGYAR ÁRPÁD
POÓR ISTVÁN