A PANNON-MEDENCE RECENS TEKTONIKÁJA

Horváth Ferenc^{*} Bada Gábor^{**}

ÖSSZEFOGLALÁS

Néhány fontosabb szeizmotektonikai fogalom definíciójának ismertetése után a Pannonmedence jelenkori tektonikai viszonyait tárgyaljuk. Kimutatjuk, hogy a pliocén időszak végén elkezdődött szerkezeti stílusváltás következtében hazánk földkérge napjainkban is intenzíven deformálódik. A Pannon-medencében jelenleg is jelentős tektonikus feszültségek halmozódnak fel. Ezek részben a litoszféra nagyléptékű meghajlása, részben pedig vetődések létrejötte és reaktiválódása útján szabadulnak fel. Nagyfelbontású folyóvízi szeizmikus szelvények, valamint a mikroszeizmikus megfigyelő hálózat által gyűjtött és a történelmi földrengés adatok segítségével több aktív törésvonal vált azonosíthatóvá. A nagy magnitúdójú ($M_L \ge 6$) rengések ritkasága egyrészt a litoszféra alacsony reológiai szilárdságának, másrészt a rideg aljzat nagymértékű összetöredezettségének tudható be. Dolgozatunk végén a tektonikai stabilitás főbb tényezőit és azok vizsgálatának fontosabb módszertani elemeit tekintjük át egyszerű kőzetmechanikai számítások alapján. Végül arra következtetünk, hogy a Pannon-medence szeizmikus aktivitása növekvőben van, és a szeizmikus kockázat további kutatása és a korszerű mérnöki szabványok szigorúbb figyelembe vétele elengedhetetlen.

SZEIZMOTEKTONIKAI BEVEZETÉS

A hazai szeizmotektonikai viszonyok ismertetése előtt célszerűnek látszik néhány alapvető fogalom tisztázása, definiálása. A megfelelő szakkifejezések pontatlan használata gyakran okozhat felesleges szakmai félreértéseket.

Az aktív vető (active fault) olyan törés, amely mentén a geológia közelmúltban elmozdulás történt és a jövőben ismételt elmozdulás valószínűsíthető. Rögtön egy fontos megjegyzés: a magyar szakirodalom vető alatt gyakran csak a normálvetőket érti. Véleményünk szerint ez hibás megszorítás; az el- és feltolódások ugyancsak ebbe a kategóriába sorolandók. Az aktív vető meghatározásához két fontos fogalom ismerete szükséges, melyek további diszkussziót igényelnek. A "geológiai közelmúltra" nem létezik pontos, nemzetközileg is elfogadott definíció. Egy vető aktívvá minősítése esetén meg kell adnunk azt az időtartományt is, amely időszak alatt a törés mentén elmozdulás történt. Ez lehet pl. az elmúlt 10^3 , 10^4 (holocén), 10^5 , 10^6 év vagy akár a teljes negvedidőszak is. Ez a megfontolás igaz a vető esetleges jövőbeni reaktiválódására is: a szeizmotektonikai modellek egyik legfontosabb feladata a földrengések visszatérési idejének (rekurrenciájának) meghatározása. Az aktív vetők tovább is osztályozhatók. A japán gyakorlat [1] pl. különbséget tesz a teljes vagy csak az alsó kvarter összletet érintő tektonikus vetők, valamint a vulkáni működéshez és a kiemelt topográfiájú területek gravitációs széteséséhez köthető atektonikus törések közt. A nukleáris létesítmények biztonsági kérdéseiben irányadó meghatározást a NAÜ adta meg [2]. Eszerint az a vető aktív, amely a felszínen vagy annak közelében az ismétlődő működésre utaló bizonyítékokat szolgáltat kb. félmillió évre visszamenőleg és ilv módon további mozgásokra is lehet számítani. Egy másik fontos szempont az, hogy egy törést akkor is aktívnak kell tekintenünk, ha bizonyíthatóan szerkezeti kapcsolatban áll egy másik, aktív vetődéssel úgy, hogy az egyik működése a másik működését előidézheti.

A vetők általában szakaszosan, bizonyos időközönként működnek. Ha a vető síkja mentén felhalmozódó nyírásos feszültség meghaladja a törési sík nyírási szilárdságát, akkor a vető működésbe lép, azaz a sík két oldalán lévő kőzetblokkok egymáshoz képest elmozdulnak. A deformáció stílusát és lefolyását két tényező, a feszültségtér jellemzői (a főfeszültségek iránya és nagysága) és a kőzettest kőzetmechanikai (reológiai) tulajdonságai határozzák meg. A feszültség felhalmozódásának ideje és mértéke döntő fontosságú. Ott, ahol viszonylag gyorsan nagy feszültségek tudnak felhalmozódni, a tisztán töréses alakváltozás az uralkodó. Ezt a folyamatot földrengések kipattanása kíséri: ez a szeizmoaktív vető (seismoactive fault). Ha a törés és körnvezete alacsony szilárdságú (pl. nagy mélység, magas hőáram, vizes oldatok jelenléte), a deformáció részben vagy jellemzően képlékennyé válik (aseismic slip). Ugyanazon vető mentén is előfordulhat, hogy bizonyos szakaszokon pusztító rengések pattannak ki és a mikroszeizmikus aktivitás elhanyagolható (ld. Szent András-törésvonal dél-kaliforniai szakasza, [3]); míg másutt csak kis rengések sokasága észlelhető (ld. Szent András-törésvonal közép-kaliforniai szakasza, [4]), sőt bizonyos szegmensek teljesen nyugodtak (seismic gap). Szeizmoaktív törések a legritkábban fordulnak elő önmagukban, általában vetőzónákban csoportosulnak, ez a szeizmikus zóna. Az egyes vetők és a vetőrendszer háromdimenziós képe a rengések hipocentrumainak minél pontosabb meghatározásával adható meg. Számos vető a felszínen is észlelhető elvetést hoz létre: ezek az ún. kapabilis törések (capable fault). Vannak a felszín alatt elvégződő törések is: az ún. vakvetők (blind fault).

A fentiek arra figyelmeztetnek, hogy még az intenzíven deformálódó területeken sem egyszerű precíz *szeizmotektonikai modelleket* kidolgozni. Az ilyen modellekhez – ahogy a név is utal rá – nélkülözhetetlen a földrengés tevékenység és az aktív tektonikai folyamatok minél pontosabb ismerete és azok kapcsolatának megértése. Ehhez legfontosabb a földrengések helyének a lehető legpontosabb ismerete. Ezért a Föld bármely térségének szeizmotektonikai ismertsége alapvetően a területi szeizmológiai obszervatóriumi hálózat minőségétől függ. Ezen túlmenően tisztázni kell a földrengések magnitúdó szerinti gyakoriságát, visszatérési idejét, forrásparamétereit és fészekmechanizmusát. Szükséges a szeizmoaktív törések azonosítása, az aktív töréses övek geometriájának pontos meghatározása, a kőzettestek feszültség állapotának és kőzetmechanikai paramétereinek vizsgálata. Csak ezen információk minél teljesebb ismerete esetén lehetséges a földrengés-veszélyeztetettség és tektonikai stabilitás megítélése. A következőkben bemutatjuk, hogy milyen hazai adatokra támaszkodhatunk a Pannon-medence központi része szeizmotektonikai modelljének kidolgozásakor.

A PANNON-MEDENCE KIALAKULÁSA

Egy terület jelenkori deformációs képének megértéséhez feltétlenül fontos a geológia közelmúlt, a Pannon-medence esetében a neogén és negyedidőszak tektonikai eseményeinek áttekintése. A fontosabb törésvonalak felszíni lefutása, a szerkezeti események, lemeztektonikai folyamatok főbb jellemzőinek meghatározása jó alapot nyújt a recens geodinamikai folyamatok helyes értelmezéséhez. Az ún. ívmögötti medencék típusterületének tartott Pannon-medence a korai miocén végétől kezdődően (mintegy 18 millió éve) jött létre a litoszféra jelentős megnyúlása és süllyedése során. A medencerendszerben megfigyelt laterálisan változó, összességében több száz kilométeres tágulásért és a Kárpátokban tapasztalt egyidejű és hasonló mértékű térrövidülésért az Alpok és a Kárpátok külső íve mentén ható, a harmadidőszakban aktív szubdukciós folyamat tehető felelőssé [5,6]. A szubdukciós hátragördülés (roll-back) és szívás (trench suction) hatására a Pannon-medence aljzatát alkotó lemeztöredékek északkeleties irányban sodródtak, miközben egyikük (ALCAPA egység) az óramutató járásával ellentétesen, míg másikuk (Tisza-Dácia egység) azzal megegyezően forgott. Főképp ekkor jött létre a medencerendszer aljzatát tagoló jellegzetes, uralkodóan ÉK-DNy-i csapású törésvonal hálózat, amely törések közül jó néhány ma is aktívnak tekinthető. Az ALCAPA egység keleti irányú kilökődését erősítette az Adriai-mikorlemez északi irányú mozgása is [7], amely az afrikai és



1. ábra A Pannon-medencére a húzóerők megszűntével napjainkban három irányból is aktív kompresszió hat, melyek közül az Adriai-mikrolemez forgásából eredő nyomás a legfontosabb [11]. A Dinaridák és az Alpok erőteljesen, a Nyugati-Kárpátok és a Vrancea-zóna kisebb mértékben deformálódik. Néhány fontosabb, aktívnak tartott törésvonalat és azok kinematikai értelmezését is feltüntettük. 1: molassz öv, 2: flis öv, 3: harmadidőszaknál idősebb képződmények, 4: neogén vulkanitok, 5: Eurázsiai előtér, 6: eltolódás, 7: normálvető, 8: antiklinális és feltolódás. MMZ: Mur-Mürz-Žilina szeizmikus zóna, PAL: Periadriai vonal, Z: Zágráb vonal.

eurázsiai lemezek folyamatos közeledése miatt intenzíven nyomódik az Alpok és Dinaridák láncolatába. A miocén során a Pannon-medence aljzatára két oldalról ellentétes jellegű erők hatottak. A miocén folyamán a keletről, a kárpáti szubdukciós front mentén ható húzóerők uralkodtak. Az emiatt kivékonyodott és lesüllyedt kéregre nagy vastagságban változatos üledékek települtek. Amikor azonban a kelet felé hátráló szubdukció frontja elérte a vastag és hideg, épp ezért rideg Kelet-Európai tábla peremét a folyamat leállt és a délnyugati irányból ható nyomóerők váltak dominánssá.

A PANNON-MEDENCE JELENKORI GEODINAMIKÁJA

Legújabb ismereteink szerint a középső és késő miocén során extenzióval kialakult Pannonmedence, valamint a környező hegyláncok jelenleg döntően kompressziós erőhatások alatt állnak [8,9,10]. A medencerendszerre ez idő szerint három irányból is aktív nyomófeszültség, kompresszió hat (1. ábra). Ezek közül a régiótól délre elhelyezkedő Adriai-mikrolemez forgásából fakadó, a Dinári-hegység peremére ható nyomás a legfontosabb [11]. Ezen a vidéken intenzív deformáció tapasztalható, az aktív vetők (többnyire fel- és eltolódások) pontosan kijelölhetők [10,12,13,]. A geodinamikai képet tovább árnyalja az a tény, hogy egyúttal a Nyugati- és a Keleti-Kárpátok bizonyos részei is – igaz, kevésbé intenzíven – deformálódnak. A Cseh-masszívum irányából a nyugat-európai feszültség-provincia hatása érződik [14], emiatt a szlovák és morva Kárpátok nyugati oldalán ÉNy-DK-i kompresszió figyelhető meg. Az egykoron aktív kárpáti szubdukciós folyamatok végleges lezáródása miatt a Vrancea-zóna felől nagyjából ÉNy-DK-i irányú nyomás hat, ami lényegesen befolyásolja a Keleti-Kárpátok és az Erdélyi-medence állapotát és deformációs képét. Lényeges a medencerendszert körülölelő hegyláncok gravitációs (potenciális) energiatöbbletének hatása is: az ebből fakadó kompressziós erőhatások főképp a Pannon-medence nyugati részén fejtenek ki jól észlelhető hatást [15].

A korábbi húzófeszültségek hatására erősen kivékonyodott kérgű medence az extenziós hatások megszűnésével tovább már nem képes tágulni, így fokozatosan összenyomódik és invertálódik. Valószínűleg ennek tudható be a térségben a földkéreg nagy hullámhosszú gyűrődése is: miközben a Nagy- és a Kisalföld tovább süllyed, a medence peremi és központi területei (pl. a Dunántúli-középhegység) kiemelkednek [8]. Ezzel egy időben a Déli-Alpok és a Dinaridák vonulata északias irányban, a Pannon-medence felé mozog. Emiatt a Pannon-medence aljzatát alkotó ALCAPA egység északkeleti irányban, nagyjából az ukrán Kárpátok ívére merőlegesen mozog néhány mm/év sebességgel [16]. Ez az űrgeodéziai (GPS) mérésekkel meghatározott deformációs sebesség jóval nagyobb a korábban feltételezettnél.



2. ábra Műszerekkel észlelt földrengések magnitúdójának gyakorisága a Pannon-medence térségében $(3 \le M)$. A rengések túlnyomó többsége a $3 \le M \le 5$ magnitúdó tartományt képviseli, így - átlagban - a terület tektonikusan közepesen aktívnak tekinthető.

MAGYARORSZÁG ÉS KÖRNYEZETÉNEK SZEIZMOTEKTONIKA JELLEMZÉSE

A Pannon-medence szeizmicitása

Hazánk nagytektonikai környezetében, a Pannon-medencében és a környező hegységekben napjainkban is aktív tektonikai folyamatok zajlanak, amelyek jelentős mértékű differenciális kéregmozgásokban és vetőzónák menti elmozdulásokban nyilvánulnak meg. Ezeket a mozgásokat kíséri földrengések kipattanása: a térség szeizmicitásának elemzésével az aktív törésvonalak kijelölhetők, a szerkezeti egységek elmozdulása meghatározható. Az aktív tektonikai folyamatok jellegét legjobban tehát az adott terület szeizmicitás képe mutatja. A vizsgált területen a számottevő rengések túlnyomó többsége a 3-5 közötti magnitúdó tartományba sorolható (2. ábra). Ennél erősebb szeizmikus események csak viszonylag ritkán és térben lokalizáltan fordulnak elő (Déli-Alpok, Délkeleti-Kárpátok). Ezek alapján a Pannon-medence térségét a szeizmikusan közepesen aktív területek közé kell sorolnunk. A tektonikai aktivitás átmenetet képez a lemezperemi és a lemezen belüli területek között.

A Pannon-medencében felszabaduló szeizmikus energiát ábrázoló térképen (3. ábra) jól látható, hogy a legintenzívebben az Adriai-tenger peremi vidékei deformálódnak. A Déli-Alpok területén az északi irányú térrövidülés az uralkodó (1. ábra). A Dinári-hegységben, különösen annak északnyugati vidékén, jobbos eltolódásokat észleltek markáns transzpressziós jelleggel [12,13,17,18]. Ezek alapján egyetértés mutatkozik abban, hogy a megfigyelt deformációs képért legelsősorban az Adriai-mikrolemeznek az óramutató járásával ellentétes forgása és az Európához képest északias mozgása tehető felelőssé. Ez az észak felé mozgó, viszonylag merev, kontinentális kérgű blokk folyamatos nyomást fejt ki mind az Alpok, mind pedig a Dinaridák láncolatára. Független adatokra támaszkodva [19] és [20] egyaránt meghatározta az Adriai-mikrolemez Európához képesti forgásának rotációs pólusát. A két vizsgálat hasonló, épp ezért nagyon meggyőző eredményt hozott. Eszerint Adria Euler-pólusa nagyjából a Nyugati-Alpok alatt, kb. az északi szélesség 45°-án és a keleti hosszúság 6-10°-a között található.



3. ábra A földrengések során felszabaduló kumulatív energia a Pannon-medence térségében. Az árnyékolás mértéke arányos az adott terület aktív deformációjának mértékével. A medence a Dinaridáknál kevésbé, a Kárpátokhoz és az európai előtérhez viszonyítva viszont sokkal intenzívebben deformálódik ([10] nyomán). Alp: Alpok, CsM: Cseh-masszívum, Din: Dinaridák, EM: Erdélyi-medence, KÁR: Kárpátok, MP: Mőziai-platform, PM: Pannon-medence.

A Déli-Alpokhoz és a Délkeleti-Kárpátok viszonyítva a Pannon-medence belső (hazai) területein gyengébb a tektonikai aktivitás. A felszabaduló szeizmikus energia térképe (3. ábra)

azonban egyértelműen azt mutatja, hogy a Pannon-medencében a Kárpátok orogén ívéhez, és különösen az aszeizmikusnak tekinthető Kelet-Európai táblához viszonyítva nagyságrendekkel nagyobb energiák szabadulnak fel a földrengések során. Ez alapján a Pannon-medencét feltétlenül a tektonikusan közepesen aktív területek közé kell sorolnunk. A mérsékeltebb aktivitás miatt persze sokkal nehezebb precíz szeizmotektonikai modelleket kidolgozni – így pl. aktív vetőket kijelölni –, mint a medence déli peremvidékein. A nehézségek ellenére lehetséges néhány szeizmoaktív zóna behatárolása. [21] szerint ezek a nyírási övek korábbi, főképp neogén szerkezeti elemeknek feleltethetők meg: ezek reaktiválódásához köthető a magyarországi földrengések zöme. Az első mértékadó regionális szeizmotektonikus modellt [22] dolgozta ki, melyet tovább finomított [10] dolgozata. Szerintük a Pannon-medence térségében található néhány merev blokk egymáshoz képest szeizmoaktív vetők mentén csúszik el. Ezen törések többsége már a Pannon-medence korábbi története során is aktív volt. Jó példa erre a Keleti-Alpokból induló, a Bécsi-medencét déli oldalról határoló és nagyjából Zsolnánál elvégződő Mur-Mürz-Žilina szeizmikus zóna. Az ALCAPA egységet délen a szintén aktívnak mutatkozó Periadriai és Zágráb vonal határolja. Utóbbi folytatása valószínűleg a Kapos vonalban keresendő. Ez a törés tovább nyomozható Paks környékétől egészen Kecskemétig [23,24,25].



4. ábra A Pannon-medence térségében 50 éves időszakok alatt észlelt földrengések száma a XVIII. század elejétől napjainkig. Háromszáz év alatt két nagyságrendnyit nőtt az egységnyi idő alatt megfigyelt rengések mennyisége.

A magyarországi szeizmológiai hálózat detektálási és helymeghatározási képessége az ország nagy részén a legutóbbi időkig nem ment az érezhető földrengések szintje alá. Ezért a Pannonmedence térségének szeizmicitásáról alkotott képünk addig csaknem kizárólag a történelmi rengések epicentrum eloszlásán alapszik. A régi rengésekről csak makroszeizmikus adatok állnak rendelkezésre. A makroszeizmikus anyag minősége térben és időben nagyon heterogén. Mivel mindig településekhez kötött adatokról van szó – melyben tükröződik az adott kor településszerkezete és település sűrűsége –, a makroszeizmikus epicentrumok meghatározása igen bizonytalan (± 10-15 km). Ez az értelmezésben könnyen oda vezethet, hogy az ismert szeizmicitást nehéz ismert tektonikai vonalakkal kapcsolatba hozni. Másfelől pedig minél távolabbi múltba tekintünk vissza, annál hiányosabb a történelmi rengések adatbázisa (4. ábra). Az ábrán – amely 1700-tól napjainkig 50 éves időszakonként összegzi a Pannon-medencében észlelt földrengések számát – jól látszik, hogy az utóbbi 300 évben két nagyságrendnyit nőtt az észlelt rengések mennyisége. Ez természetesen nem azt jelenti, hogy a tektonikai aktivitás ilyen mértékben nőtt, hanem az észlelési képesség javult ugrásszerűen. A 4. ábra arra is figyelmeztet, hogy a néhány száz évnél nagyobb visszatérési idejű, igazán nagy intenzitású rengésekről nincsenek megbízható, közvetlen információink. Ezen az áldatlan helyzeten csak a *paleoszeizmológiai* vizsgálatok hazai bevezetésével és kiterjedt alkalmazásával lehet változtatni [26].

A szeizmotektonikai modellek pontosítása szempontjából az utóbbi évtized legnagyobb áttörését a Paksi Atomerőmű környezetében telepített mikroszeizmikus megfigyelő hálózat kiépítése jelentette [27]. A rengések nagy része eddig is ismert tektonikai zónákhoz köthető (pl. Mur-Mürz-Žilina vonal, Berhida-Komárom szeizmikus zóna, Kapos vonal, Dunaharaszti és Kecskemét környéke). A szeizmogén kéreg vastagsága max. 20 km, a rengések több mint fele a 10-15 km-es mélységtartományhoz kötődik.



Duna-207/94 szelvény

5. ábra A Duna-207/94 szeizmikus szelvény és annak értelmezett változata. A teljes pannon (s.l.) összletet elvető törésrendszer a felső pleisztocén folyami hordalékokat nem érinti [25].

Aktív törésrendszerek kimutatása

Tekintettel arra, hogy még a mikroszeizmikus monitorozás során észlelt földrengések hipocentruminak meghatározása is átlagban 2-5 km-es hibával terhelt, a szeizmoaktívnak vélt vetők pontos helyének és geometriájának meghatározására kiegészítő geofizikai vizsgálatokat kell elvégezni. Ennek egyik leghasznosabb módja a felszín alatti rétegek szerkezetét leképző szeizmikus szelvényezés. Amennyiben a mérést folyóvízen vagy tavon végzik, a felbontás akár egy nagyságrenddel is jobb lehet a szárazföldinél, ezenkívül a legfelsőbb rétegek települése és tektonikai elemei is jól tanulmányozhatóvá válnak [25,28].

A szerkezetföldtani gyakorlatban egy vető működésének korát a törés által még érintett és a már nem érintett rétegek korának meghatározásával és összevetésével szokás becsülni. A módszer sajnos több hibával is terhelt. Ha pl. egy aktív, de csak a mezozóos rétegeket érintő vakvetővel van dolgunk, akkor szakmai baklövés volna azt állítani, hogy a szerkezet a harmadidőszaktól kezdődően inaktívvá vált. Problémák adódhatnak akkor is, ha a rétegsor hiányos: ekkor a vető korát csak tág határok között adhatjuk meg. Gyakran fordul elő, hogy egy aktívan süllyedő medence legfelső, fiatal és még konszolidálatlan üledékei csak plasztikusan tudnak deformálódni, így az egyébként aktív törések még a felszín alatt elvégződnek, eltűnnek.

A szeizmikus szelvények értelmezésénél feltétlenül szükséges a fenti elvi megfontolásokat figyelembe venni. A paksi atomerőműtől kb. 7-9 km-re, a Paks feletti Duna szakaszon mért Duna-207 jelű szelvényen (5. ábra) jól látszik, hogy a miocén-pliocén rétegösszlet erősen deformált, számos vető jól azonosítható. A pannon rétegekre diszkordánsan települő dunai alluviális üledékek viszont nem deformáltak. A medencekitöltő üledékek legfiatalabb rétegeit a pliocén korú Toronyi Formáció képviseli [29], míg a dunai hordalékos összlet maximális kora mintegy 50.000 év [30]. Mivel a vetők egészen a diszkordancia felületig felhatolnak, megállapíthatjuk, hogy a paksi törésrendszer posztdatálja a pliocén Toronyi Formációt és láthatólag befolyásolja a holocén - legfelső pleisztocén korú dunai alluvium vastagságviszonyait is.

TEKTONIKAI STABILITÁS VIZSGÁLATA

A szeizmikus veszélyeztetettség elemzésénél egy adott terület *tektonikai stabilitását* feltétlenül vizsgálnunk kell. Ennek keretében két fő kérdésre keressük a választ: számolhatunk-e bizonyos törések létrejöttével vagy reaktivációjával az adott recens feszültségtérben, és ha igen, mi ezen lineamentumok térbeli elhelyezkedése, iránya? A földkéregben ható kőzetfeszültség irányok és magnitúdók ismeretében, valamint egyszerű kőzetmechanikai összefüggések felhasználásával a kőzettestek tektonikai stabilitása jól becsülhető. Ezért előbb áttekintjük a hazánk területéről származó kőzetfeszültség adatokat, majd kőzetmechanikai számítások segítségével jó közelítéssel kijelöljük azon a szerkezeti irányokat, amelyek mentén a legnagyobb valószínűséggel számolhatunk tektonikai aktivitással.

Jelenkori kőzetfeszültség Magyarország területén

Az utóbbi évtizedben a Pannon-medencében és a környező hegységekben (Alpok, Kárpátok és Dinaridák) intenzív vizsgálatok folynak a földkéreg jelenkori kőzetfeszültségének meghatározására [10,14,31]. Ennek oka rendkívül egyszerű, mivel a szerkezetföldtani vizsgálatok fő célja a kőzetdeformáció okainak elemzése: a kőzetekre ható feszültségtér a felelős az azokban létrejövő alakváltozásért, így pl. törések, gyűrődések kialakulásáért. Tekintettel arra, hogy a kőzetfeszültség tenzoriális állapotjelző, azt egy háromtengelyű ellipszoiddal jellemezhetjük. Ennek tengelyeit nevezzük főfeszültségeknek, amelyeket $\sigma 1$, $\sigma 2$ és $\sigma 3$ szimbólumokkal jelölünk, ahol $\sigma 1 \ge \sigma 2 \ge \sigma 3$. Mivel a Föld felszínén a nyírási feszültségek gyakorlatilag zérusnak tekinthetők, a három főfeszültség közül kettő általában a vízszintes síkban található, a harmadik pedig függőleges. Ennek függvényében beszélhetünk *tágulásos* (σ 1 a függőleges), *eltolódásos* (σ 2 a függőleges) és *kompressziós* (σ 3 a függőleges) *feszültségtérről* [32].

A vizsgálatok túlnyomó többsége - így a fúrólyukak faldeformációja, a földrengések fészekmechanizmusának meghatározása, a fiatal törések geometriájának elemzése. mikrotektonikai mérések - a vízszintes síkban ható maximális főfeszültség irányát (a továbbiakban: S_{Hmax}) képes meghatározni, amely a fentiek értelmében általában az egyik főfeszültség irányával egyezik meg. A földrengések fészekmechanizmusának elemzése alapján kiderült, hogy napjainkban a Pannon-medence tektonikai értelemben invertálódik és gyakorlatilag teljes területe el- vagy feltolódásos (kompressziós) deformációt szenved. Így tehát a meghatározott S_{Hmax} irányok azonosnak tekinthetők a legnagyobb főfeszültség (σ 1) irányával. A Pannon-medence déli régióiban és a délről illetve nyugatról szomszédos Dinaridákban és Alpokban az S_{Hmax} irányok viszonylag homogén képet mutatnak. A terület jelenleg É-D-i illetve ÉÉK-DDNy-i kompresszió alatt áll: ez az irány az Alföld területén ÉK-DNy-ivá válik (6. ábra). Az intenzív szénhidrogén kutatásnak köszönhetően Magyarország medenceterületeiről (Nagyalföld és Zalai-medence) bőséggel rendelkezünk feszültség meghatározások eredményeivel [33], és mivel az S_{Hmax} irányok viszonylag egységes képet mutatnak, extrapolációval az egész ország recens feszültségterét becsülni tudjuk. A Duna-Tisza közén σ 1 jó közelítéssel ÉK-DNy-i irányú.



6. ábra Maximális horizontális főfeszültség irányok (S_{Hmax}) Magyarország területén. A főbb trendeket kiemelendő, a térkép feltünteti az adatokból [34] algoritmusa alapján nyert simított és extrapolált irányokat is.

A kőzetfeszültségek abszolút nagyságának tekintetében lényegesen kevesebb adatra támaszkodhatunk. A Pannon-medence területéről eddig mindössze két feszültség magnitúdó került publikálásra Duna-Tisza közi olajos fúrásokban, kb. 3300 m-es mélységben elvégzett rétegrepesztés tapasztalatai alapján [10]. A két mérés közel azonos eredményt hozott: a minimális főfeszültség (σ 3) nagysága kb. 65 MPa, míg a maximális főfeszültség (σ 1) magnitúdója kb. 205 MPa-nak adódott.

Tektonikai stabilitás becslése

A litoszféra legfelső tartományában (kb. 8-15 km mélységig) a kőzettestek ridegen viselkednek. Az új törések létrejöttét és a meglévő törések reaktiválódását az ún. törési kritériumok segítségével írhatjuk le. Ezek olyan összefüggések, melyek megadják, hogy egy tetszőleges térbeli sík esetén az adott síkon ébredő nyírófeszültség és az arra merőleges nyomófeszültség között milyen kapcsolatnak kell fennállnia ahhoz, hogy abban a síkban törés jöjjön létre vagy a már meglévő törés mentén elmozdulás történjék. Eltolódásos vagy kompressziós tektonikai stílus esetén (σ 1 tengely vízszintes) jól alkalmazható a Coulomb-Mohr féle törési kritérium. Eszerint valamely sík mentén akkor következik be nyírásos elmozdulás, ha a síkban ható nyíró-(τ) és a síkra ható nyomófeszültség (σ_n) között fennáll a következő reláció:

$$\tau \geq c + \mu \sigma_n$$

ahol c az ún. kohézió és μ a kőzet belső súrlódási tényezője [34]. A kohézió a már meglévő törések mentén elhanyagolható nagyságú; μ a kőzetek többségénél 0.5 és 0.7 közötti értéket vesz fel [35].

A törési kritériumot egyszerűen ábrázolhatjuk egy olyan koordinátarendszerben, amelynek az x tengelyén a nyomó-, míg y tengelyén a nyírófeszültségek találhatók. Ugyanebben a koordinátarendszerben ábrázolhatjuk a főfeszültségek segítségével egy adott feszültségtér Mohr-körét is. A Mohr-kör segítségével a feszültségi ellipszoidhoz képest bármilyen pozíciót elfoglaló síkon kiszámolható mind a síkban ébredő nyírófeszültség, mind pedig az arra merőleges nyomófeszültség. A törési kritérium és a Mohr-kör együttes ábrázolásával megadható az összes olyan sík, amely mentén törés létrejöttével vagy a már létező törések felújulásával számolhatunk. Mindezt jól szemlélteti a 7.a ábra. A Mohr-kört a rendelkezésünkre álló főfeszültségértékek segítségével rajzoltuk fel (σ 1 = 205 MPa, σ 3 = 65 MPa). Mivel a már meglévő törések esetleges reaktiválódását vizsgáltuk, a kohézió értékét zérusnak vettük. Három törési egyenest rajzoltunk fel a leggyakoribb μ = 0.5, μ = 0.6 és μ = 0.7 súrlódási tényezőknek megfelelően.

Az ábrán jól látszik, hogy nagyobb súrlódási tényező esetén ($\mu = 0.7$) nincsen egyetlen olyan irány sem, amely mentén a meglévő törések reaktivációjával kellene számolni. Ha azonban μ értékét kőzetmechanikai szempontból reálisabb nagyságúnak vesszük ($\mu = 0.6$ vagy $\mu = 0.5$), akkor a törési görbék belemetszenek a Mohr-körbe. Az ábráról könnyen leolvasható az a szögtartomány is, amelyet az esetlegesen aktívvá váló törések a maximális főfeszültség irányokkal bezárhatnak. Ez $\mu = 0.6$ esetén még egy viszonylag szűk (8°-os) tartományt (($\beta 2$)/2 = 25.5°-tól ($\beta 1$)/2 = 33.5°-ig) (7.b ábra); $\mu = 0.5$ esetén viszont már egy szélesebb (kb. 30°-os) zónát jelent (($\alpha 2$)/2 = 16.5°-tól ($\alpha 1$)/2 = 47°-ig) (7.c ábra). A 7.b és 7.c ábrák segítségével - és $\sigma 1$ irányának függvényében - immáron térképi vetületben is jól kijelölhetők azok a szerkezeti irányok, amelyekben törések reaktivációja várható. Ez a Duna-Tisza köze esetében ($\sigma 1$ itt ÉK-DNy-i irányú) egyfelől egy ÉÉNY-DDK-i vagy É-D-i, másfelől pedig egy KÉK-NyDNy-i csapású aktív törési övet valószínűsít (8. ábra).



7. ábra a) A törési kritérium egyenesei három súrlódási együttható esetén, valamint dél-alföldi feszültség magnitúdókból nyert feszültségi Mohr-kör. b) $\mu = 0.6$ súrlódási tényező esetén $\sigma 1$ és az esetlegesen reaktiválódó törések közti szög $\beta 2/2=25.5^{\circ}$ és $\beta 1/2=33.5^{\circ}$ között változhat (sötét szürke szögtartomány). c) $\mu = 0.5$ súrlódási tényező esetén $\sigma 1$ és az esetlegesen reaktiválódó törések közti szög $\alpha 2/2=16.5^{\circ}$ és $\alpha 1/2=47^{\circ}$ között változhat (világos szürke szögtartomány).



8. ábra A Duna-Tisza közén KÉK-NyDNy-i átlagos csapásiránnyal rendelkező, Pakstól Kecskeméten át a Tiszán keresztül húzódó nyírási öv tektonikusan instabilnak tekinthető. A szerkezeti öv csapása (vastag fekete vonal) ugyanis a kőzetmechanikai számítások során meghatározott azon szögtartományba esik, amelyben a már létező törések reaktivációjával kell számolnunk.

ÖSSZEFOGLALÁS

A Pannon-medence és környezete közepesen aktív területnek számít, precíz szeizmotektonikai modellek kidolgozása csak nagy körültekintéssel és a lehető legtöbb földtani adat bevonásával lehetséges. Az ilyen modellek kidolgozásához nélkülözhetetlen a földrengés tevékenység és az aktív tektonikai folyamatok pontos ismerete és azok kapcsolatának megértése. További szeizmikus monitorozással pontosítani kell a földrengések magnitúdó szerinti gyakoriságát, visszatérési idejét, forrásparamétereit és fészekmechanizmusát. Szükséges a szeizmoaktív törések azonosítása, az aktív töréses övek geometriájának pontos meghatározása terepi vizsgálatokkal, elsősorban nagyfelbontású szeizmikus mérésekkel. A kőzettestek feszültség állapotának és kőzetmechanikai paramétereinek vizsgálata alapvető feladat. Különösen fontos, hogy az ország számos területén kerüljön sor olyan vizsgálatokra amelyek a feszültségirányok mellett azok magnitúdóját is meghatározzák.

Geodinamikáját illetően a Pannon-medence az alpi kollíziós zóna része, feszültségtere pedig kompressziós. Hosszútávú előrejelzések esetén mindenképpen a szeizmikus intenzitás növekedésével kell számolni. A legfontosabb feladatok hazánk földrengésbiztonsága szempontjából az alábbiak:

- a szeizmológiai hálózat továbbfejlesztése;
- a recens feszültségtér meghatározások folytatása és kiterjesztése;
- a potenciálisan aktív vetőzónák további geofizikai és földtani térképezése;
- az altalajhatások pontosabb megismerése;
- a paleoszeizmológiai kutatások széleskörű hazai alkalmazása;
- a földrengés-kockázati számítások javítása;
- a mérnökszeizmológiai előírások szigorú és maradéktalan betartása.

HIVATKOZÁSOK

- Huzita, K., Imaizumi, T., Kaizuka, S., Matsuda, T., Nakada, T., Okada, A., Ota, Y., Utsu, T., Yonekura, N., Yoshi, T. 1992: Maps of active faults in Japan with an explanatory text. - University of Tokyo Press, Tokyo, 76 p.
- [2] International Atomic Energy Agency 1979: Earthquakes and associated topics in relation to nuclear power plant siting. - IAEA Safety Series no. 50-SG-S1, IAEA Vienna.
- [3] Hutton, L.K., Jones, L.M., Hauksson, E., Given, D.D. 1991: Seismotectonics of southern California. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (Szerk.): Neotectonics of North America. Geological Society of America, Decade Map Vol. 1, 133-152.
- [4] Hill, D.P., Eaton, J.P., Ellsworth, W.L., Cockerham, R.S., Lester, F.W. 1991: The seismotectonic fabric of central California. - In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (Szerk.): Neotectonics of North America. Geological Society of America, Decade Map Vol. 1, 107-132.
- [5] Royden, L.H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: Royden, L.H., Horváth, F. (Szerk.): The Pannonian Basin. Ass. Amer. Petr. Geol. Mem. 45, 27-48.
- [6] Horváth, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. -Tectonophysics 226: 333-357.
- [7] Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., Marle, O., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. Tectonics 10, 257-271.
- [8] Horváth, F., Cloetingh, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. -Tectonophysics 266, 287-300.
- [9] Bada, G., Horváth, F., Fejes, I., Gerner, P. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: Progress and problems. Journal of Geodynamics 27, 501-527.
- [10] Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P., Müller, B., Oncescu, M.C., Cloetingh, S., Horváth, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: Data and models. - In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Szerk.): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society of London Special Publications 156, 269-294.
- [11] Bada, G., Gerner, P., Cloetingh, S., Horváth, F. 1998: Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: Inferences from finite element modelling. - Geophysical Journal International 134, 87-102.
- [12] Slejko, D., Carulli, G.B., Nicholic, R., Rebez, A., Zanferrari, A., Cavallin, A., Doglioni, C., Carraro, G., Castaldini, D., Iliceto, V., Semenza, E., Zanolla, C. 1989: Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review. - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 31, 109-136.
- [13] Del Ben, A., Finetti, I., Rebez, A., Slejko, D. 1991: Seismicity and seismotectonics at the Alps-Dinarides contact. - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 33, 155-176.
- [14] Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C. 1992: Regional pattern of tectonic stress in Europe. - Journal of Geophysical Research 97, 11,783–11,803.
- [15] Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., Coblentz, D., Tóth, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. - Tectonics 20, 343-363.
- [16] Grenerczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I. 1999: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. - Journal of Geophysical Research 105, 21,835-21-846.
- [17] Polinski, R.K., Eisbacher, G.H. 1992: Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. - Journal of Structural Geology 14, 1,203-1,213.
- [18] Vrabec, M. 1994: Style of postsedimentary deformation in Plio-Quaternary Velenje basin, NE Slovenia. Acta Carsologica 23, 155-167.
- [19] Anderson, H., Jackson, J. 1987: Active tectonics of the Adriatic region. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 91, 937-983.
- [20] Ward, S.N. 1994: Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. - Geophysical Journal International 117, 441-452.
- [21] Horváth, F. 1984: Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. Annales Geophysicae 2, 147-154.
- [22] Gutdeutsch, R., Aric, K. 1988: Seismicity and neotectonics of the East Alpine Carpathian and Pannonian area. - In: Royden, L., Horváth, F. (Szerk.): The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 183-194.
- [23] Pogácsás, Gy., Lakatos, L., Barvitz, A., Vakarcs, G., Farkas, Cs. 1989: Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. - Általános Földtani Szemle 24, 149-169.
- [24] Detzkyné Lőrincz, K. 1996: Részletes tektonikai vizsgálatok a Középalföldön. OTKA kézirat, 41 p.
- [25] Tóth, T., Horváth, F. 1999: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! Földtani Közlöny 129, 190-204.

- [26] Yeroyanni, M. (Szerk.) 1999: Seismic risk in the European Union, vol. IV. EC Directorate-General Science, Research and Development, Luxembourg, 230 p.
- [27] Tóth, L., Csabafi, R., Grenerczy, Gy., Horváth, F., Kiszely, M., Kosztyu, Z., Kopácsvölgyi, S., Mónus, P., Páncsics, Z., Posgay, K., Ráner, G., Redlerné Tátrai, M., Szabó, Z., Tóth, T., Zsíros, T., Wéber, Z. 1998: A PAE telephely és környezete mikroszeizmikus megfigyelései. - Összefoglaló értékelés. GeoRisk Kft., Budapest, kézirat.
- [28] Tóth, T., Horváth, F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. In: Marosi, S., Meskó, A. (Szerk.): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123-152.
- [29] Jámbor, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. Acta Geologica Hungarica 32, 269-324.
- [30] Hertelendi, E., Petr, R., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1989: Radiokarbon koradatok a Paks-Szekszárd süllyedék kialakulásához. Földrajzi Értesítő 38, 319-324.
- [31] Windhoffer, G., Bada, G., Dövényi, P., Horváth, F. 2001: Jelenkori kőzefeszültség-deviációk Magyarország területén lyukfaldeformációs meghatározások alapján. Földtani Közlöny 131, 541-560.
- [32] Anderson, E.M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- [33] Dövényi, P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. -Kandidátusi értekezés, MTA Budapest, 127 p.
- [34] Byerlee, J.D. 1978: Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116, 615-626.
- [35] Jaeger, J.C., Cook, N.G.W. 1976: Fundamentals of rock mechanics. Chapman & Hall, London, 513 p.
- [36] Hansen, K.N., Mount, V.S. 1990: Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. -Journal of Geophysical Research 95, 1,155-1,166.

A szerzők elérhetősége:

* ELTE TTK Geofizikai Tanszék

Pázmány P. sétány 1/C, 1117 Budapest

Tel: 381-2191, fax: 381-2192, e-mail: frankh@ludens.elte.hu

** Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, Hollandia Tel: 31-20-4449803, fax: +31-20-4449943, e-mail: badg@geo.vu.nl