

Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi–dinári–kárpáti környezetében

Present-day stress field in the Pannonian Basin and the surrounding Alpine–Carpathian–Dinaric orogens

BADA Gábor, DÖVÉNYI Péter, HORVÁTH Ferenc,
SZAFIÁN Péter, †WINDHOFFER Gábor

(10 ábra)

Tárgyszavak: jelenkori feszültségtér, medence inverzió, neotektonika, Pannon-medence
Keywords: present-day stress field, basin inversion, neotectonics, Pannonian Basin

Abstract

In this paper a new compilation of contemporaneous stress data and their tectonic interpretation are presented for the Pannonian Basin and its tectonic environment, the Alpine–Carpathian–Dinaric orogens. Extensional formation of the basin system started in the Early Miocene, whereas its structural reactivation has been taking place since Late Miocene to recent times. Basin inversion is related to the change in the regional stress field from a state of tension to compression. Compression and associated deformation are mainly governed by the convergence between Adria and its buffer, the Alpine belt of orogens. In the Friuli zone of the Southern Alps, where thrust faulting prevails, compression is orthogonal to the strike of the mountain belt. More to the south-east, intense contraction is combined with active strike-slip faulting constituting the dextral Dinaric transpressional corridor. Stresses are transferred far from Adria into the Pannonian domain. A well-defined spatial variation of the stress field results in a complex pattern of ongoing tectonic activity. From the edges of Adria towards the interior of the Pannonian Basin, the dominant style of deformation gradually changes from pure contraction through transpression to strike-slip faulting and, locally, transtension. The importance of late-stage inversion in the Pannonian Basin is interpreted in a more general context of structural reactivation of back-arc basins. Possible sources of compression driving basin inversion are also identified and discussed. The state of recent stress and deformation in the Pannonian Basin, particularly in its western and southern part, are governed by the complex interaction of plate boundary and intraplate forces. Counterclockwise rotation and north–north-east directed indentation of the Adriatic microplate appear to be of key importance as the dominant source of compression (“Adria-push”). Intraplate stress sources, such as buoyancy forces associated with elevated topography, and crustal as well as lithospheric inhomogeneities can also play essential, yet rather local role.

Összefoglalás

Az Afrika–Eurázsiai kollíziós öv szerves részét képező Pannon-medencében és a környező alpi–dinári–kárpáti orogén rendszeren belül a jelenkori feszültségtér laterálisan és vertikálisan is változó képet mutat. A területen jelenleg is jelentős tektonikus feszültségek halmozódnak fel, melyek részben a litoszféra nagyléptékű meghajlásával (függőleges mozgások), ill. képlékeny deformációval, részben pedig törések létrejöttével és ismételt felújulásával (földrengések) szabadulnak fel. Az extenziós eredetű Pannon-medence jelenkori feszültségállapotát elsősorban Afrika és Európa konvergenciája határozza meg. A késő-miocéntől kezdődően, a kárpáti szubdukció befejeződése miatt a Pannon-medence merev kontinentális környezetbe került, a területet több irányból kompressziós erőhatások érik. Ezek közül a legfontosabb az Adriai-mikrolemez északias mozgásából és óramutató járásával ellentétes irányú forgásából fakadó nyomás („Adria-nyomás”), amely elsősorban felelős a Pannon-térség recens, főképp

eltolódásos, ill. kompressziós jellegű feszültségtérnek létrejöttéért és a medencerendszer napjainkban is zajló szerkezeti inverziójáért.

A feszültségirányok regionális eloszlása jellegzetes legyezőszerű képet mutat, ami jól magyarázható az Adriai-mikrolemez forgásával. A maximális vízszintes feszültség (S_H) a Déli- és a Keleti-Alpokban tapasztalt északias irányra a Dinaridák és a medenceterületek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel. A Pannon-medence nyugati vidékein azonban lokálisan gravitációs eredetű feszültségek dominálnak: a Keleti-Alpok kiemelt hegyláncai K-ÉK-i irányú nyomóerőt fejtenek ki a Dunántúl nyugati vidékeire. A mozdulatlan Cseh-masszívum és az észak felé mozgó Adriai-mikrolemez közé ékelt Alcapa egység még napjainkban is K-ÉK-i irányban, a reológiaiilag gyenge Pannon-medence felé préselődik ki (laterális extrúzió). A Keleti-Alpok gravitációs eredetű kompressziós hatása miatt a feszültségtér rövid távon (pár 10 km) megváltozik: az Alpok és az Északnyugati-Dinaridák területén tapasztalt északias kompresszió 60–90°-ot fordul, és kelet-északkeleti irányt vesz fel.

Az aktív térrövidülést jól mutatják a földrengések fészekmechanizmus megoldásai, ill. az adatrendszer numerikus inverziója. A Pannon-térségben uralkodó tektonikai stílus (feszültségrezim) az adriai peremtől a medencerendszer irányában fokozatosan változik tisztán feltolódásosból (Déli-Alpok) transzpressziós karakterűvé (Dinaridák, Dunántúl nyugati és déli része), ami a medence belsejében (Dunántúl keleti része, Nagyalföld) és a Keleti-Alpokban eltolódásos, néhol transztenziós (Derecskei-medence) jellegűt ölt. Ez arra utal, hogy az Adria-nyomás hatása Adriától távolodva egyre kevésbé hangsúlyos, azaz a kompressziós erőhatások a medence belseje felé fokozatosan csillapítva érvényesülnek.

A feszültségs adatok alapján megállapítható, hogy a medencefejlődés új szakasza kezdődött el: a tágulás és a kéregnyúlás befejeztével jelenleg a Pannon-medence szerkezeti inverziója zajlik. Ezt a következtetést más adatrendszerek (szerkezeti elemzések, űrgeodéziai mérések) is alátámasztják. A jelenkori feszültségtér laterális változásával összhangban a medencerendszer délnyugati részén a fiatal szerkezeti hatások markánsabban jelentkeznek, mint a keleti területeken, ahol helyi extenzió is megfigyelhető. Bár a paleofeszültségek meghatározása komoly bizonytalansággal terhelt, hasonló trend rekonstruálható a medenceinverzió kezdetére vonatkozóan. Az inverzió legkorábbi (késő-miocén–pliocén) jelei délnyugaton jelentkeznek (pl. Száva-redők, Zalai-medence, Mecsek hegysége), amely kelet-északkelet felé fokozatosan fiatalodik. Mivel a Pannon-medence új, kompressziós jellegű feszültségállapota geológiai skálán mérve a kiépülés stádiumában van, a feszültségtér, valamint a létrejött szerkezetek és deformációs folyamatok időbeliségének egyértelmű dokumentálása a geotudományok legkorszerűbb eszköztárának együttes felhasználását követeli meg.

Bevezetés

A jelenkori feszültségi kép rekonstrukciója jelentős mértékben hozzájárul az aktív tektonikai folyamatok megértéséhez és számszerűsítéséhez, hiszen a kőzettestekben fellépő feszültségtér irányítja a deformációs folyamatokat. Az 1980-as években a Nemzetközi Litoszféra Program (ILP) keretében kezdődött meg a földkéreg recens feszültségsadatainak összegyűjtése és mérése szerte a világban. A már meglévő adatokat rendszerezték, az újaknak egységes adatbázist és kritériumrendszert dolgoztak ki. Először az észak-amerikai kontinensen sikerült annyi adatot összegyűjteni, hogy kiderüljön: a feszültségirányok nagy területeket tekintve konzisztensek, jellegzetes feszültségprovinciákat kijelölve (ZOBACK & ZOBACK 1980). Az aktív lemezperemi, orogén területeken azonban már kis távolságokon belül is nagyfokú változatosságot tapasztalhatunk, mind a kőzetfeszültségek irányát, mind a feszültségtér jellegét tekintve. Ezen eredményekre támaszkodva indult el 1986-ban a *World Stress Map Project* (WSMP), magyar részvétellel (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1990). Globális adatbázisuk — amelynek központja 1995 óta a karlsruhei egyetem Geofizikai Intézete — különböző módszerekkel meghatározott adatokat tartalmaz. Céljuk a jelenkori feszültségs adatok egységes rendszerbe foglalása, az adatbázis

folyamatos feltöltése, bővítése és térképi megjelenítése. Az adatok a WSMP honlapjáról kutatási célból ingyenesen letölthetők (REINECKER et al. 2005).

Az adatbázis bővülésével párhuzamosan — különösen az adatokkal igen jól ellátott európai és észak-amerikai kontinensen — már nem csak a regionális trendek feltérképezése (MÜLLER et al. 1992) volt lehetséges, hanem a feszültségtér lokális zavarainak észlelésére is mód nyílt, mind oldalirányú, mind pedig függőleges értelemben (pl. REBAI et al. 1992, MÜLLER et al. 1997, JAROSIŃSKI 1998, 2005, MARIUCCI et al. 2002, SPERNER et al. 2003, KASTRUP et al. 2004). Az adatok értékelését nagyszámú numerikus modellezési vizsgálat eredményei segítik, megbízható geodinamikai és neotektonikai keretet adva a recens feszültségtér értelmezéséhez (pl. GÖLKE & COBLENTZ 1996, MEIJER & WORTEL 1997, MUÑOZ MARTIN et al. 1998, RAGG et al. 1999, BADA et al. 2001, HEIDBACH & DREWES 2003, HEIDBACH 2005, JAROSIŃSKI et al. 2006).

A Pannon-medence térsége kiválóan alkalmas a feszültségtér jellegének és térbeli változásainak tanulmányozására, ami köszönhető egyrészt a nagyszámú adatnak. Másfelől pedig a medencerendszer fiatal szerkezetfejlődése, neotektonikai viszonyai különösen érdekessé teszik a vizsgálatokat. A többi mediterrán ívmögötti medencéhez képest a Pannon-medence egy tektonikai szempontból érettebb fejlődési szakaszban van: a tágulás befejeztével a terület szerkezeti inverziója kezdődött meg a földtani közelmúltban. Ezt jól jelzi a feszültségtér és a deformációs stílus alapvető megváltozása a késő-miocén–negyedidőszak folyamán, amikor a medence kialakulását szabályzó extenziót fokozatosan egyre inkább kompressziós feszültségtér, ill. térrövidülés váltotta fel (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, GERNER et al. 1999, FODOR et al. 1999, 2005a, b, BADA et al. 2001, 2007, HORVÁTH et al. 2006).

A csaknem félezer recens feszültségadatra támaszkodva a Pannon-medence jelenkori tektonikai viszonyai, a medencerendszer inverziója megbízható pontossággal vált vizsgálhatóvá. Ennek megfelelően tanulmányunk célja kettős. Egyrészt bemutatjuk a legfrissebb feszültségi adatokat, aminek keretében feltérképezzük és elemezzük a főfeszültségirányok vízszintes és függőleges változásait, valamint a feszültségi provinciák jellemzőit és laterális kiterjedését. Ezt bevezetendő fontosnak ítéltük a Pannon-medence tágabb alpi környezetének és Európa recens feszültségtérének bemutatását, valamint a hazai feszültségmérési vizsgálatok rövid történeti áttekintését. Másrészt a rekonstruált feszültségteret a Pannon-térség neotektonikai viszonyainak és geodinamikai folyamatainak fényében értékeljük, valamint megvizsgáljuk a medencerendszer inverziójának lehetséges módozatait és okait. Kutatásaink fókuszában a Pannon-medence és elsősorban nyugati és déli környezete, a Keleti-Alpok–Dinaridák orogén öve állnak. Mivel a jelenkori tektonika szervesen kapcsolódik a terület neotektonikai időszakához, hasznosnak tűnt először áttekinteni annak főbb szerkezeti jellemzőit.

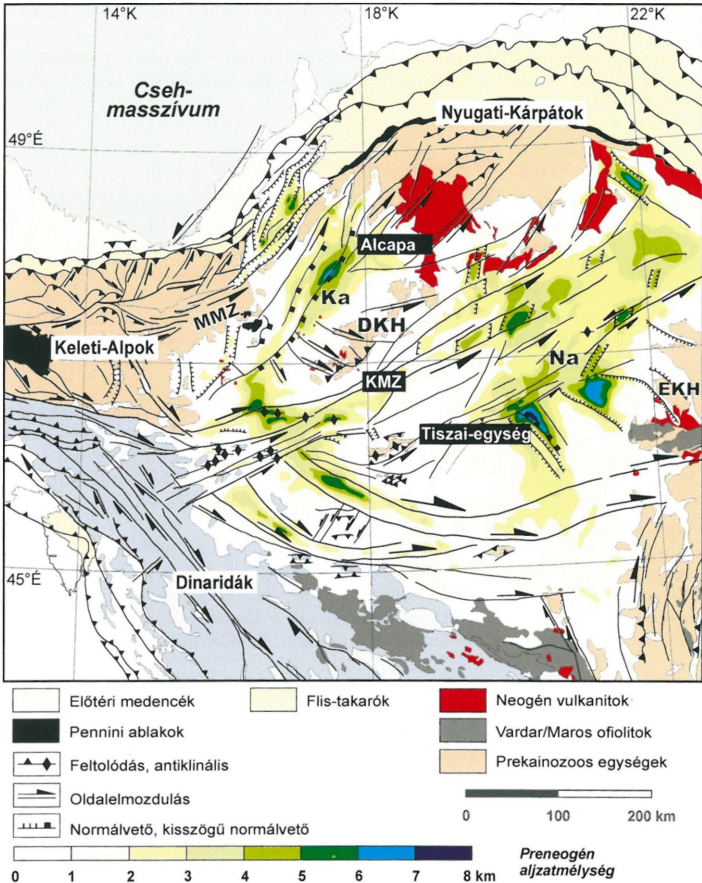
Geodinamikai háttér

A fiatal deformációs kép megértéséhez fontos a geológiai közelmúlt, a Pannon-medence esetében a késő-neogén és a negyedidőszak tektonikai eseményeinek vizsgálata. A fontosabb törésvonalak felszíni lefutása, a szerkezeti események, lemeztektonikai folyamatok kinematikai és dinamikai jellemzőinek áttekintése jó

alapot nyújt a jelenkori kőzetfeszültségek és a neotektonikai kép helyes értelmezéséhez.

Az ívmögötti medencék egyik típusterületének tartott Pannon-medence (BALLY & SNELSON 1980) a kora-miocén végétől kezdődően jött létre az alp-kárpáti orogén litoszférájának jelentős extenziója és süllyedése következtében (1. ábra). A medencerendszerben megfigyelt, laterálisan és függőlegesen is változó mértékű tágulásért, valamint a Kárpátokban tapasztalt közel egyidejű és hasonló mértékű térrövidülésért részben az alpi orogén gravitációs kollapszusa, részben pedig a Kárpátok külső íve mentén ható szubdukciós folyamatok tehetőek felelőssé (ROYDEN et al. 1982, RATSCHBACHER et al. 1991, HORVÁTH 1993, CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999, BADA & HORVÁTH 2001, HORVÁTH et al. 2006). A szubdukciós zóna hátragördülésének (*roll-back*) hatására a Pannon-medence mai aljzatát alkotó lemeztrövedékek keleties irányban mozogtak, miközben az egyik (Alcapa-egység) az óramutató járásával ellentétesen, a másik pedig (Tiszai-egység) azzal megegyezően forgott (MÁRTON 1985). Részben ekkor, részben pedig korábbi, alpi kompressziós tektonikai fázisok során jött létre a medencerendszer tagoló jellegzetes, uralkodóan ÉK-DNy-i csapású törésvonal-hálózat (1. ábra), amelynek jó néhány eleme, többszörös felújulás nyomán, ma is aktívnak mutatkozik. Az Alcapa-egység keleties irányú mozgását alapvetően az Adriai-mikrolemez északias mozgása és az óramutató járásával ellentétes forgása okozza. Az Afrikai- és Európai-lemez közeledése miatt az Adria és az Alpok-Dinaridák határzónájában folyamatos kontinentális kollízió zajlik, amelynek egyik következménye az Alcapa-egység eredeti helyéről történő keleties irányú kipréselődése (*extrusion* — RATSCHBACHER et al. 1991). A másik következmény az, hogy az Alpokban intenzív térrövidülés, kéreg és litoszféra vastagodás zajlott, ill. napjainkban is zajlik, ami a neogén folyamán egy gravitációsan instabil, kőzetmechanikailag legyengült orogén öv kialakulásához vezetett.

A miocén során tehát az alpi-pannon területen két alapvető tektonikai hajtóerő érvényesült. Egyrészt az Adriai-mikrolemez északias előrenyomulása és az óramutató járásával ellenkező irányú rotációja préselte ki az Alpokat (RATSCHBACHER et al. 1991, FRISCH et al. 1998), míg a Dinaridák területére jobbos eltolódásokkal kombinált térrövidülés (transzpresszió) volt jellemző (ILIC & NEUBAUER 2005 — 1. ábra). Másrészt a kárpáti flismedencéhez kapcsolódó elvékonyodott litoszféra szubdukciós frontja — a lehajlott lemez hátrálása miatt — egy „nyitott határt” jelentett, ahová könnyen kipréselődtek és megnyúltak az ütköző zónákból szabadulni igyekvő mikrolemezek. A kipréselődés során ezen lemezdarab pannon területre eljutott része kivékonyodott és lesüllyedt, nagy vastagságban tengeri, tavi majd szárazföldi üledékek települtek rajta. Amikor azonban a kelet felé hátráló szubdukció frontja elérte a vastag és hideg, épp ezért rideg Kelet-Európai-tábla peremét (Tornquist-Teisseyre-zóna), a folyamat leállt és emiatt fokozatosan a nyugati-délnyugati irányból ható nyomóerők váltak dominánssá. Az általános tágulás megszűntével, a kárpáti szubdukciós zóna teljes blokkolódását követően, nagyjából a késő-miocéntól kezdődött meg a Pannon-medence feszültségterének tenziósról kompressziósra való átváltása. Mindez a jelenkori feszültségter és a tektonikai stílus jellegében egyaránt markánsan jelentkezik: a medencerendszer és ezen belül különösképpen a délnyugati területek (pl. Zala, Dél-Dunántúl) pozitív



1. ábra. A Pannon-medence preneogén aljzatának mélysége (HORVÁTH & ROYDEN 1981 nyomán) és a kapcsolódó főbb neogén szerkezeti elemek (HORVÁTH 1993 nyomán). Rövidítések: DKH = Dunántúli-középhegység, EKH = Erdélyi-középhegység, Ka = Kisalföld, KMZ = Közép-magyarországi nyírési zóna, MMZ = Mur-Mürz-Zsolnai-lineamentum, Na = Nagyalföld

Fig. 1. Pre-Neogene basement depth (after HORVÁTH & ROYDEN 1981) and associated Neogene structural elements in the Pannonian Basin (after HORVÁTH 1993). Key to abbreviations: DKH = Transdanubian Range, EKH = Apuseni Mts, Ka = Little Hungarian Plain, KMZ = Mid-Hungarian shear zone, MMZ = Mur-Mürz-Žilina lineament, Na = Great Hungarian Plain

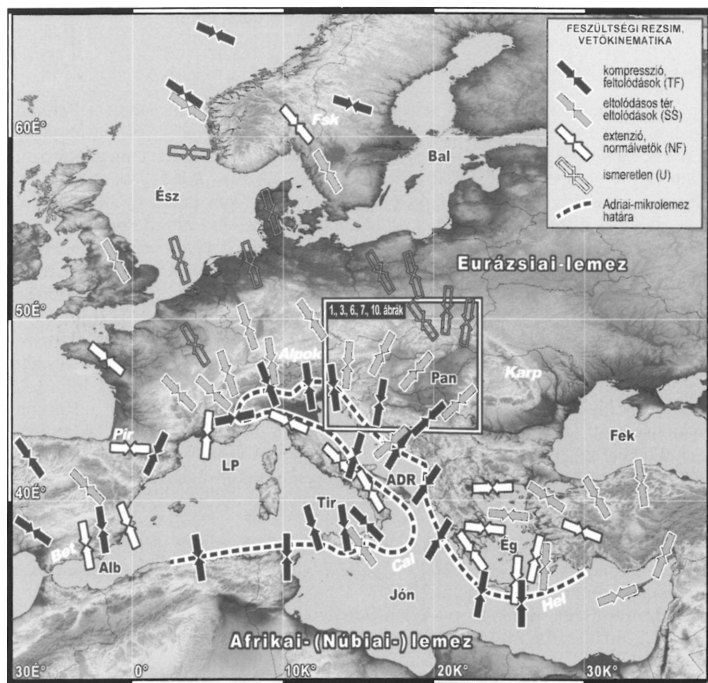
szerkezeti inverziója napjainkban is zajlik. A megváltozott feszültségtér kompressziós hatása a Pannon-medence nagyobb részének kiemelkedését és erózióját, illetve a Nagy- és Kisalföld központi részeinek felgyorsult süllyedését eredményezi, jelentős differenciális függőleges kéregmozgások formájában (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

Jelenkori feszültségtér Európában

A World Stress Map Project adatait általánosítva felvázolhatók Európa különböző korú és viselkedésű tektonikai tereimainak feszültségtérirányai és tektonikai stílusai (2. ábra). Az adatokat elemezve egyértelműen kijelenthető, hogy az európai feszültségtérrel elsődlegesen az Európai-lemez határain lejátszódó folyamatok határozzák meg: a Közép-Atlanti-hátság felől ható tolóerő és az Afrika és Európa között zajló kollízió következtében fellépő nyomóerő. Általánosságban elmondható, hogy a tektonikailag aktív területeken a feszültségtér jóval komplexebb képet mutat, mint a stabil, intrakontinentális vidékeken (MÜLLER et al. 1992, REBAI et al. 1992, REINECKER et al. 2005).

Nyugat-Európa — főként az atlanti hatás miatt — $\hat{E}145^\circ \pm 25^\circ$ átlagos legnagyobb vízszintes feszültségi iránnyal (S_H) jellemezhető. Itt viszonylag egységes és stabil feszültségtér alakult ki, amelyet helyi hatások csekély mértékben módosíthatnak. Fennoskandinávia déli részén S_H iránya $\hat{E}120^\circ \pm 45^\circ$, hasonlóan a Nyugat-Európában érvényes trendhez. A kontinentális perem irányában a feszültségtérre egyre nagyobb hatással vannak a lokális források, melyek közül a vízszintes sűrűségváltozás és a topográfia változékonysága a legfontosabb. A variszkuszi eredetű, viszonylag stabil alpi előtér területén (Lengyelország, Németország, Hollandia) a feszültségtérrel alapvetően a Közép-Atlanti-hátság ÉNy–DK irányú nyomása határozza meg, amit csak közvetlenül a Kárpátok és az Alpok ívével módosít a lemeztektonikai értelemben alpi eredetű, északias irányú kompresszió (2. ábra).

Európa mobil (alpi eredetű) területeit különböző méretű litoszféra blokkok (mikrolemezek) mozaikja alkotja, amely blokkok kinematikáját az egymáshoz nagyjából ÉÉNy–DDK irányba közeledő, kevésbé deformálható Afrika és Európa mozgása határozza meg. A két nagy lemez és a hozzájuk tartozó mikrolemezek (pl. Adria) közeledése a Mediterráneum középső részén szubdukciós zónákat (pl. Calabriai- és Hellén-ív), nyugaton és északon kollíziós öveket (Betikus-Kordillerák, Pireneusok, Alpok, Kárpátok, Dinaridák) hozott létre. Arábia és Eurázsia közeledése ugyancsak hozzájárul az általános tektonikai képhez, amennyiben ez a kollízió az egyik hajtóereje Anatólia nyugati irányú kiszökésének. Ehhez kapcsolódik az égei terület extenziós összeomlása (kollapszusa), amelyhez a Hellén-ív mentén alátolódó Jón-tenger óceáni litoszférájának hátrahajlása teremt meg a geodinamikai feltételeket. Általános érvénnyel megállapítható tehát, hogy a Mediterráneum feszültségviszonyait Európa és Afrika konvergenciája, és az ezekhez közvetlenül kapcsolódó szubdukciós és/vagy kollíziós folyamatok határozzák meg. Mindez alapvetően kompressziós vagy transzpressziós jellegű és a helyi tektonikus viszonyok függvényében rendkívül változatos irányú, laterális értelemben gyorsan változó feszültségtérrel hoz létre a periadriatikus területeken (Alpok, Kárpátok,



2. ábra. A legnagyobb vízszintes feszültségirányok (S_H) és az uralkodó tektonikai stílusok generalizált képe Európában, valamint az Adriai-mikrolemez diffúz határának elhelyezkedése a Mediterrán térségben. Rövidítések: ADR = Adriai-mikrolemez, Alb = Alborán-tenger, Bal = Balti-tenger, Bet = Betikus-Kordillérák, Cal = Calabriai-ív, Ég = Égei-tenger, Ész = Északi-tenger, Fek = Fekete-tenger, Fsk = Fennoskandinávia, Hel = Hellén-ív, Jón = Jón-tenger, LP = Ligur-Provence-i-medence, Pan = Pannon-medence, Pir = Pireneusok, Tir = Tirrén-tenger

Fig. 2. Generalised pattern of the maximum horizontal stress directions (S_H) and tectonic regimes in Europe. The location of the rather diffuse boundary of the Adriatic microplate within the Mediterranean region is indicated. Key to abbreviations: ADR = Adria microplate, Alb = Alboran Sea, Bal = Baltic Sea, Bet = Betic-Cordilleras, Cal = Calabrian arc, Ég = Aegean Sea, Ész = North Sea, Fek = Black Sea, Fsk = Fennoscandia, Hel = Hellenic arc, Jón = Ionian Sea, LP = Liguro-Provençal Basin, Pan = Pannonian Basin, Pir = Pyrenees, Tir = Tyrrhenian Sea

Pannon-medence, Dinaridák, Hellén-ív). Az ívmögötti medencék (Alborán-, Tirrén- és Égei-tenger) környezetében általában aktív extenzió, kéregnyúlás zajlik, ami a deformációs stílus jellegében is jól megmutatkozik. Ez alól kivételt jelent az ugyancsak extenziós eredetű Pannon-medence, ahol már az európai léptékű feszültségi térképen is észlelhető a tágulás (extenzió) hiánya (2. ábra).

Jelenkori feszültségtér a Pannon-térségben

Feszültség-meghatározások története

A nyolcvanas évek végéig a jelenkori feszültségtér alig volt ismert a Pannon-medencében. DÖVÉNYI et al. (1988) karlsruhei szakemberek segítségével mutatták be 5 hazai mélyfúrásból az első fúrólukfal kirepedéses módszerrel meghatározott adatokat. A vizsgálat rávilágított arra, hogy egyrészt nem minden bőségszelvény alkalmas megbízható feszültség-meghatározásra, másrészt pedig öt adat távolról sem alkalmas a feszültségtér medenceléptékű jellemzésére. Az adatbázis bővítése tehát mindenképpen indokolt volt. Ennek szellemében a kilencvenes évek elején indult el a Pannon-medence jelenkori feszültségterének részletes és szisztematikus feltérképezése (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1990). Ez a napjainkban is zajló munka jórészt nemzetközi kooperációban, a WSMP központjával együttműködésben zajlik.

MÜLLER et al. (1992) tanulmányukban az addig elérhető feszültségadatok összeállítását végezték el Európa teljes területére. Vizsgálataik alapján számos feszültségprovinciát jelöltek ki, ahol a feszültségirányok és rezsimek viszonylag homogén képet mutatnak. REBAI et al. (1992) a *s.l.* Mediterráneum (beleértve a Pannon-medencét is) jelenkori feszültségterét vizsgálta több mint ezer, különböző technikákkal meghatározott feszültségadat alapján. A szerzők felismerték, hogy a tektonikailag jelenleg is aktív, mobilis területeken a feszültségirányok jelentős eltérést és nagyfokú változatosságot mutatnak a kevésbé deformált, stabil régiókhoz képest.

A Pannon-medencére vonatkozó kezdeti regionális összegzést BECKER (1993) végezte el ráfúrásos és fúrólukfal kirepedéses (FK) adatok, valamint földrengések fészekmechanizmus megoldásai alapján. Vizsgálatai alapján különbséget látott a medencerendszer nyugati és keleti területei között: míg a Dunántúlon a kompressziós feszültségek uralkodnak, a Nagyalföld és környezete extenzió alatt áll. Véleménye szerint ez szublitoszférikus folyamatokra, az asztenoszféra felboltozódására és az így kialakult konvekciós áramok hatására vezethető vissza.

A karlsruhei egyetemmel együttműködésben több ráfúrásos technikával készült kőzetfeszültség meghatározás is történt (GERNER et al. 1993). Az újabb adatok fényében kiderült, hogy a Dunántúl átmeneti terület képez a nyugat-európai és a kelet-európai feszültségprovincia között (GERNER 1992). Ezt az értelmezést erősítették meg KOVÁCS (1994) eredményei is, aki 42 magyarországi mélyfúrásból származó fúrólukfal kirepedéses szelvényt dolgozott fel. A Dunántúlon tapasztalt heterogén feszültségteret a nyugat-európai és az adriai feszültségirányok superpozíciójával magyarázta.

DÖVÉNYI (1994) kandidátusi értekezésében, az addigi munkákat alapul véve, már 148 fúrás fúrólukfal elemzéséről és az FK módszer alkalmazása során szerzett tapasztalatairól számolt be. Véleménye szerint a legnagyobb problémát a fúrólukfal kirepedt és kimosott szakaszainak elkülönítése jelentette, azok hasonló iránya miatt. További nehézséget okozhat a fúrásokban gyakran előforduló, egymásra merőleges spontán rétegrepesztések és a kirepedések elkülönítése. DÖVÉNYI (1994) munkájának fő üzenete szerint hazai területeken a fúrólukfal kirepedéses analízis módszere a négykarú bőségmérési szelvények többségére jól

alkalmazható, de jelentős számú meghatározásra van szükség ahhoz, hogy megbízható eredményeket kapjunk egy-egy részterületre vonatkozóan.

Az eddigi legrészletesebb szintézist GERNER et al. (1999) publikálták, a Pannon-medence feszültség meghatározási történetének fontos lépéseként. A csaknem hatszáz feszültségadat segítségével a teljes Pannon-térséget négy feszültségprovinciára osztották, melyeken belül mind a feszültségirányok, mind pedig a tektonikai stílusok jól meghatározható trendeket rajzoltak ki. A szerzők szerint a Pannon-medence jelenkori feszültségterét alapvetően az Adriai-mikrolemez északias mozgásából származó nyomóerő alakítja, melyet lokálisan a nyugat-európai feszültségprovincia és a még aktív kárpáti kollízió (Vrancea-zóna) hatása módosíthat. A feszültségirányok mellett két olajipari hidraulikus rétegrepszítés eredményét is közölték a Nagyalföld területéről, melyekkel először sikerült a feszültségmagnitúdókra közelítő becslést adni.

WINDHOFFER et al. (2001, 2003) hazai mélyfúrásokból további fúrólýukfal kirepedésből származó adatokat közöltek. A cikkek megerősítik és értelmezni próbálják a GERNER (1991) és KOVÁCS (1994) által a zalai területekről már leírt vízszintes értelmű feszültségelhajlást, valamint először említik függőleges értelmű feszültségelhajlás meglétét hazai területről (nagyalföldi mélyfúrások).

Feszültségadatok

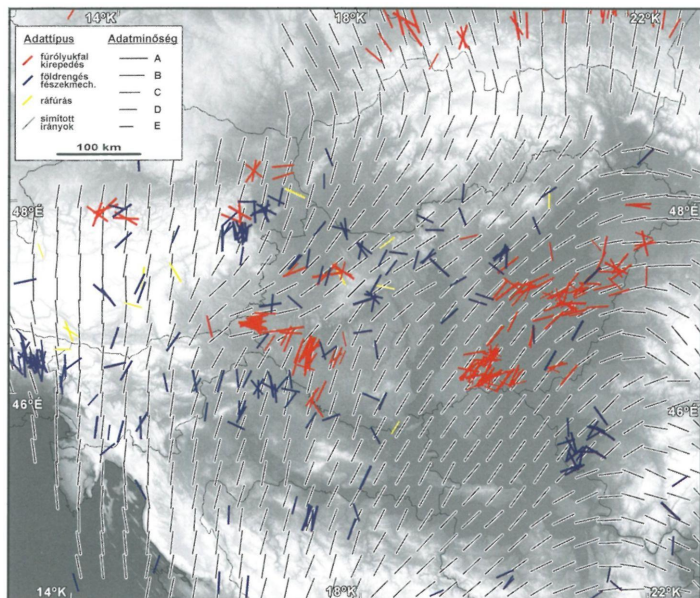
Közvetfeszültségi adatbázisunk a Pannon-medence és tektonikai környezetéből elérhető összes releváns adatot magában foglalja. Ennek egy tekintélyes részét, a vizsgálati területre eső 469 adatot mutatjuk be a 3. ábrán. Az adatbázis további jelentős számú adatot tartalmaz a térképi kivágaton kívül eső területekről (főképp Románia).

Alapvetően háromféle adattípus különböztethető meg, az alábbi mennyiségi eloszlásban:

- 1) földrengések fészekmechanizmus megoldásából származó adatok (220 db – 46,90%)
- 2) fúrólýukfal kirepedések vizsgálatából származó adatok (235 db – 50,11%)
- 3) *in situ* (ráfúrásos és rétegrepszítéses) adatok (14 db – 2,99%)

A feszültségadatok túlnyomó többsége a WSMP kritériumrendszere (ZOBACK & ZOBACK 1989) alapján minőségi besorolást kapott. Ez megmutatja, hogy milyen súllyal vehető figyelembe az adat egy terület feszültségi viszonyainak elemzése során. Az adatok ötféle minőségi osztályba kerültek A-tól (legjobb) E-ig (legrosszabb). Az egységes szempontú minőségi besorolás előnye, hogy a meghatározások megbízhatósága közvetlenül, módszertől függetlenül összehasonlítható, és a térképi ábrázolás során meg is jeleníthető (pl. a feszültségjelek hosszával). A Pannon-medencéből származó adatok többsége (kb. 80%) a C, D és E osztályokba került és csupán kisebb részük tekinthető kiváló vagy jó minőségűnek (A és B osztályok).

Földrengések fészekmechanizmus megoldásából (earthquake focal mechanism solution) származó adatok jelentős része a GERNER et al. (1999) által felállított adatbázisból származik, amit MAROVIĆ et al. (2002) által Szerbia területére publikált adatokkal egészítettünk ki. Ezen túlmenően a legújabb fészekmechanizmus megoldásoknál



3. ábra. A legnagyobb vízszintes kőzetfeszültség (S_H) iránya a Pannon-medencében és tektonikus környezetében (BADA et al. 2007 nyomán). A mért adatok színezése a mérési módszerre utal. A betűjelek az adatok minőségét adják meg a WSMP szabályai (ZOBACK 1992) alapján (A = legjobb, E = legrosszabb). A feszültségi adatok simítása és extrapolációja HANSEN & MOUNT (1990) algoritmus alapján történt

Fig. 3. Maximum horizontal stress directions (S_H) in the Pannonian Basin and its tectonic environment (after BADA et al. 2007). Colouring of stress indicators refers to the method of measurements. Letters indicate the quality ranking of the stress data according to the convention of the WSMP (ZOBACK 1992) (A = highest, E = lowest). Smoothing and extrapolation of the data were carried out by the algorithm of HANSEN & MOUNT (1990)

messzemenően támaszkodtunk a GeoRisk Földrengéskutató Intézet munkatársai által publikált adatokra is (TÓTH et al. 2000, 2001, 2002a, b, 2003, 2004, 2005, 2006). Ez utóbbiak információértéke, ill. megbízhatósága Magyarország középső vidékein a legjobb, hiszen a meghatározott fészkekmechanizmus megoldások az 1995-ben, Paks tágabb környezetében üzembe helyezett mikroszeizmikus megfigyelő hálózat által rögzített rengésekre épülnek. Fontos megjegyezni, hogy a földrengések fészkekmechanizmus megoldásai a többi módszerhez képest nagyobb mélységekből (általában >5 km) szolgáltatnak információt. A különböző típusú adatok összevetésénél ezt fontos észben tartani, hiszen gyakori, hogy különböző mélységekben eltérő feszültségtér uralkodik. Erre akadnak példák a Pannon-medence területén is. A fészkekmechanizmus megoldások igazi értékét az adja, hogy ezzel a meghatározási

módszerrel a feszültségek abszolút magnitúdóinak ismerete nélkül is következtetni tudunk a vizsgált területen uralkodó feszültségtér típusára, a tektonikai stílusra.

Fúrólukkal kirepedések (borehole breakout) elemzése is jelentős számú feszültségadatot eredményezett (DÖVÉNYI 1994, GERNER et al. 1999, WINDHOFFER et al. 2001, 2003). A hazai nagy számú meghatározás mellett az adatbázis ausztriai, csehországi, lengyelországi és romániai adatokat is tartalmaz. A Magyarország területén elvégzett elemzésekhez szükséges alapadatok olajipari dőlésmérésekhez kapcsolódó négykarú bőségmérő szondákkal lettek felvéve. Az adatok feldolgozása és megjelenítése az ELTE Geofizikai Tanszékén kifejlesztett számítógépes programmal történt (DÖVÉNYI et al. 1988). Az adatbázis tartalmaz a teljes fúróluk alakjából, valamint fúrólukkamera által felvett kirepedésekből származó meghatározásokat is. Néhány hazai adat esetén kirepedéscsoportok kiértékelését is végrehajtottuk. Ez olyan egymáshoz közeli kutaknál lehetséges, ahol a fúrásokat nem választja el a maximális vízszintes feszültségirányokat (S_H) megváltoztató földtani tényező vagy aktív szerkezeti zóna. Ekkor a kutakat együttesen feldolgozva a kiértékelés minősége általában jelentősen javult.

Ráfúrásos technikával (overcoring) elvégzett mérések Magyarországon a kilencvenes évek elején az ún. doorstopper technikával kerültek kivitelezésre (GERNER et al. 1993), a mérési pontok körültekintő kiválasztása mellett (mezozoos alaphegység). Az eredmények több deformációs és rugalmassági paraméter mérésének átlagaként álltak elő. Az ilyen sekély fúrásokban végrehajtott mérések minősége általában gyenge a számos, nehezen kiküszöbölhető felszínközeli zavaró tényező miatt (DÖVÉNYI et al. 1988, GERNER et al. 1999).

A fentiek túlmenően *hidraulikus rétegrepsztesztési (hydraulic fracturing v. hydrofrac)* eredményeket Magyarország területéről eddig mindössze két szénhidrogén-kutató fúrás esetében publikálták, Csólyospálos környéki fúrásokból (Csó-K-1, Csó-K-4) (ZAKÓ & BENCsik 1996, GERNER et al. 1999). A mérésekkel a minimális vízszintes feszültség (S_n) nagyságát határozták meg, amiből a függőleges és a maximális vízszintes feszültség nagysága is becsülhetővé vált.

Feszültségirányok

A vizsgált területről összegyűjtött jelenkori feszültségadatok a 3. ábrán láthatók, a különböző meghatározási technikák alapján színekódolva. Az ábra a maximális vízszintes feszültségirányokat (S_H) mutatja, amelyek segítségével a vizsgált terület feszültségállapota egységes szempont alapján jellemezhető. A feszültségirányok szintén a 3. ábrán bemutatott generalizált trendjének meghatározása az adatok simítása és extrapolációja útján, HANSEN & MOUNT (1990) algoritmus alapján történt.

A feszültségi térképet (3. ábra) tanulmányozva — bár az adatok szórása lokálisan számottevő lehet — szembetűnő, hogy bizonyos vidékek egymástól jelentősen eltérő S_H irányokkal jellemezhetők. A Pannon-térségben tehát a jelenkori feszültségtér laterálisan változó képet mutat, ahogy arra korábbi tanulmányok is rámutattak (pl. GERNER ET AL. 1999). Véleményünk szerint az inhomogenitások mögött fontos és valódi geodinamikai okok állnak, melyek elemzése az aktív tektonikai folyamatok megértésében elsőrendű fontosságú. Aktív kollíziós öv részeként a Pannon-medence geodinamikai pozíciója (térrovidülés a medencerendszer premei

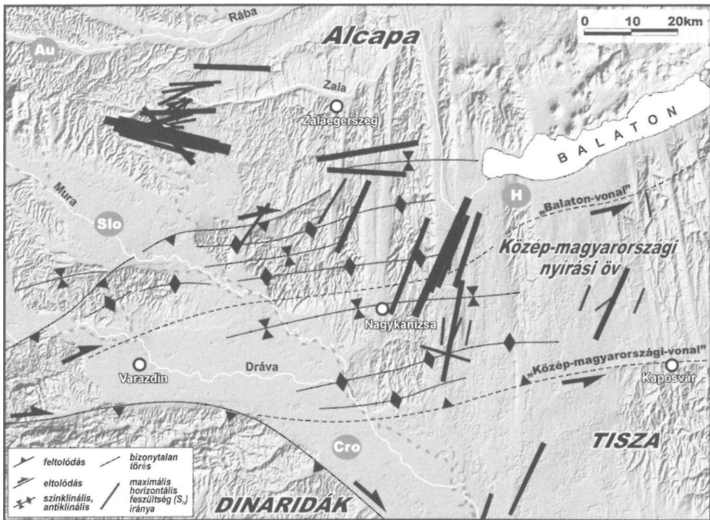
területein) és a litoszféra változatos felépítése (összetétel, vastagság, hőmérséklet viszonyok, mechanikai szilárdság stb.) a lemezperemi és a lemezen belüli feszültségforrások bonyolult összjátékát vetítik előre.

A legmarkánsabb változás a feszültségtérben a vizsgált terület délnyugati részén jelentkezik. S_H iránya a Déli-Alpoktól (Friuli-zóna) a Dinári-hegységen keresztül annak délkeleti szegélyéig (Szerbia–Montenegró) az óramutató járásával megegyező módon elfordulni látszik: míg az utóbbi területen ÉK–DNY-i, a Déli-Alpokban közel ÉÉNy–DDK-i a kompresszió iránya. A Pannon-medence központi és keleti vidékein — erősen generalizálva — S_H nagyjából ÉK–DNY-i csapású, majd fokozatosan közel K–Ny-i trendet vesz fel az Erdélyi-középhegység környezetében. A Nyugati-Kárpátokban és annak északi előterében a nyomás közel merőleges a hegylanc ívére: nyugatabbra ÉNy–DK-i, ami keletebbre fokozatosan megint ÉK–DNY-i irányúvá válik. A fenti nagyléptékű változás alapján elmondható, hogy S_H uralkodó iránya az adriai partvidéktől északkeleti irányban — előbb a Pannon-medence belsejében, majd tovább a Kárpátok íve felé — legyezőszerűen szétseprűződik, létrehozva a Pannon-térség recens feszültségterének jellegzetes képét (3. ábra).

A Keleti-Alpok térségében az adatok jelentősen szórnak. Különbség mutatkozik a fészekmechanizmus megoldásokból és a fúrólýukfal deformációs vizsgálatokból, azaz az eltérő mélységből származó adatok között. S_H uralkodóan északias irányú, az Alpokat a Kárpátokkal átkötő szeizmoaktív Mur–Mürz–Zsolnai-vonal mentén azonban inkább az ÉK–DNY-i orientáció a jellemző. A felszín közvetlen közelében ugyanakkor inkább az (észak-)keleties irányok dominálnak (l. fúrólýukfal kirepedések adatai).

A Pannon-medence belsejében érdekesen alakulnak a feszültségirányok: S_H a délnyugati peremterületeken közel É–D-i, amely keleti irányban fokozatosan ÉK–DNY-i irányúvá válik, azaz kelet felé egy nyolcadkört ír le az óramutató járásával megegyező irányban. Az irányok jelentős oldalirányú változását (vízszintes értelmű feszültségdeviáció vagy -elhajlás) már a korai feszültségtér vizsgálatok során felismerték. Az első értelmezések szerint (GERNER 1991, KOVÁCS 1994) a Pannon-medence különleges szerepet tölt be Európa jelenkori feszültségterében, egyfajta átmeneti zónát alkotva a nyugat-európai és a kelet-európai, ill. az északnyugat-adriai feszültségprovinciák között.

A Pannon-medencében a legmarkánsabb vízszintes feszültségelhajlás a Dunántúl nyugati területein, a Zalai-medence környezetében tapasztalható (KOVÁCS 1994, WINDHOFFER et al. 2001 — 4. ábra). A Dunántúli-középhegység és a Keleti-Alpok közötti térségében kis távolságon (kb. 100 km) belül S_H iránya mintegy 60–90°-ot fordul. Az Alpokban és a Dinaridákban jellemző északias–északkeleties kompresszió a Zalai-medencében közel kelet–nyugatira változik, amit a nagyszámú fúrólýukfal kirepedés (FK) mérés eredményei megerősöden mutatnak. Kevésbé markánsan, de a jelenség a Dunántúli-középhegység felé tovább nyomozható. A Dél-Dunántúl területén ismét az észak–északkeleties S_H irányok válnak dominánssá, amely a Dunától keletre egyértelműen északkeletivé válik. A Zalában tapasztalt jelenség arra utal, hogy nem csak lemezperemi, hanem a lemezen belüli feszültségforrások lehetőségével, ill. jelentőségével is számolnunk kell. Fontos megjegyezni, hogy a felszínközeli (FK) adatok által egyértelműen jelzett vízszintes

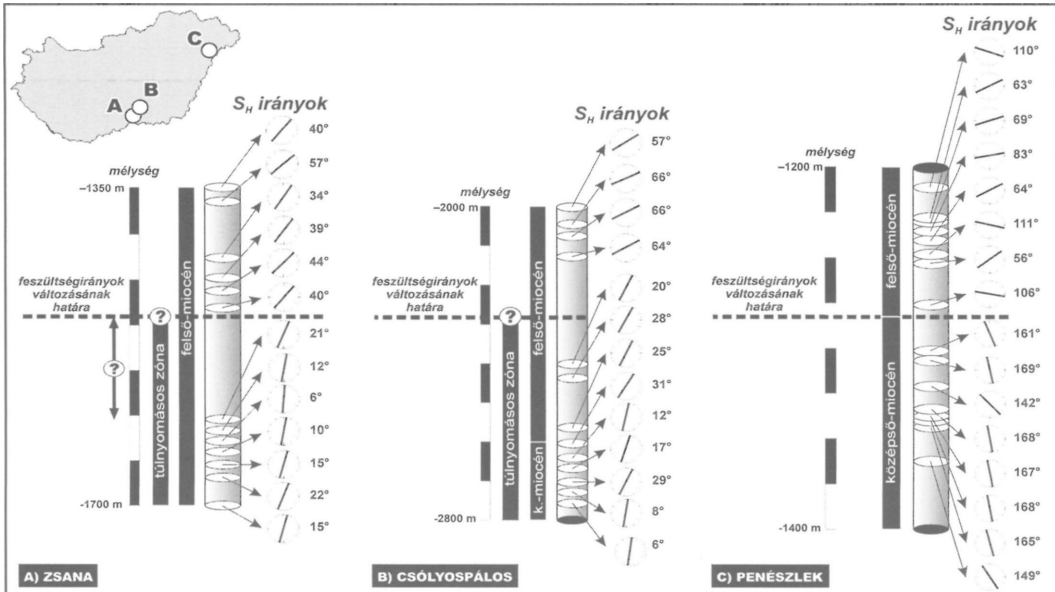


4. ábra. A Dunántúlon rekonstruált maximális vízszintes közefeszültség (S_H) irányok fűrőlyukfal kirepedés elemzés alapján (WINDHOFFER et al. 2001, kiegészítve). A feszültségi jelek nagysága az adatok megbízhatóságával arányos. A zalai területeken jellegzetes vízszintes feszültségelhajlás észlelhető: a közép-magyarországi nyírási övtől északra S_H iránya nagyjából K–Ny-i, a zónában és attól délre pedig ÉÉK–DDNy-i. A jelenség valószínűleg az Alcapa-egység napjainkban is zajló keleties irányú kirepedésével magyarázható. Szerkezeti elemek BADA et al. (2006) nyomán. Rövidítések: Au = Ausztria, Cro = Horvátország, H = Magyarország, Slo = Szlovénia

Fig. 4. Direction of the maximum horizontal stress (S_H) in Transdanubia, western Hungary, based on borehole breakout analysis (after WINDHOFFER et al. 2001). Size of stress signs is proportional to data quality. Significant stress deviation occurs in the Zala Basin where E–W oriented S_H reconstructed north of the Mid-Hungarian shear zone, becomes NNE–SSW directed in the fault zone and south of it. This trend is likely to be the result of ongoing eastward extrusion of the Alcapa unit. Structural elements are after BADA et al. (2006). Key to abbreviations: Au = Austria, Cro = Croatia, H = Hungary, Slo = Slovenia

feszültségelhajlást a földrendések fészekmechanizmus megoldásai már korántsem jelzik olyan határozottan. Elképzelhető, hogy a feszültségtér a mélység szerint jelentősen változik, aminek alapvető lemeztectonikai jelentősége volna. Az adatok csekély mennyisége miatt azonban a kérdésben egyelőre nincs határozott álláspontunk.

A függőleges feszültségelhajlás lehetőségére medence vagy helyi léptékben számos adat utal: hazánk területén több mélyfúrásban is megfigyelhető a feszültségtér függőleges értelmű megváltozása (WINDHOFFER et al. 2001, 2003). A délföldi területről származó két fűrőlyukban (Zsana: 5. ábra, a; Csólyospálos: 5. ábra, b) a feszültségirányok markáns változása a középső- és felső-miocén határa felett



5. ábra. Fűrőlyukfal-kirepedések elemzése alapján rekonstruált függőleges köztefeszültségi (S_H) elhajlás három mélyfúrásból, a Nagyalföld területén (WINDHOFFER et al. 2001, 2003 nyomán). A feszültségi irányok figyelemre méltó elfordulását vagy jelentős litológiai határ, vagy a nyomásviszonyok megváltozása okozhatja

Fig. 5. Vertical stress deviation reconstructed by borehole breakout analysis from three wells in the Great Hungarian Plain (after WINDHOFFER et al. 2001, 2003). Considerable rotation of the stress directions is due to either the presence of important lithological boundaries or the change of the pressure system

pár száz méterrel tapasztalható, míg a penészeleki négy fúrás (Nyírség) kompozitszelvényében a váltás pontosan a középső-miocén–alsó-pannóniai határhoz köthető (5. ábra, c).

A csőlyospálosi és a zsanai fúrásban nagy valószínűséggel található egy olyan túlnyomásos felső-miocén (alsó-pannóniai) agyagréteg, amely elválaszthatja a két különböző S_H iránnyal jellemzett tartományt. A meghatározásokból azonban nem derül ki, hogy az eltérő feszültségirányokkal jellemzett alsó szakasz egy vékony zónát alkot, vagy a mélyben esetleg megmarad a kompresszió rekonstruált iránya. További vizsgálatot igényelne, hogy a fúrásokban elért medencealjzatban milyen az uralkodó feszültségtér és annak milyen hatása van a felsőbb rétegtani szintekre. ENGELDER (1993) szerint az appalache-i és piceance-i medencék (USA) példája igazolja, hogy az egyes rétegek mechanikai szilárdsága és az üledékképződési történet (túlnyomásos zónák kialakulása) befolyásolhatja a feszültségek irányát és nagyságát, így az uralkodó tektonikai stílust is.

A penészeleki területen a mérések szerint nem tapasztalható túlnyomás. Itt a kb. 1280 m mélységben lévő középső-miocén tufa és a felső-miocén agyag közötti markáns litológiai és kőzetmechanikai váltás tűnik fontosnak, ami egybeesik a feszültségirányok megváltozásával (5. ábra, c). Az agyagban tapasztalt irányok nagyobb mértékben szórnak a tufában meghatározott értékeknél. Fontos megjegyezni, hogy a két tartomány között közel 90° az eltérés, azaz elképzelhető, hogy az egyik (alsó) tartományban természetes hidraulikus rétegrepedések jöttek létre.

A feszültségtér függőleges irányú változékonyságának további vizsgálatát kiemelt fontosságúnak tartjuk. Ennek a tudományos kíváncsiságon túlmenően gyakorlati jelentősége is van, szénhidrogén-ipari rétegrepesztésnél a lokális feszültségtér ismerete ugyanis kulcsfontosságú. A regionális, 3D térképezésre a kevés adat miatt egyelőre nincs lehetőség. A Pannon-medence egyes részmedencéinek behatóbb vizsgálata azonban elképzelhető, mivel a fúrólukak bőségmérése napjainkban rutinszerűen zajlik, így nincs akadálya a fúrólukfal kirepedések további vizsgálatának. Reményeink szerint a hazai szénhidrogén-kutatáson keresztül új rétegrepesztési adatok elemzésére is lehetőségünk lesz a közeljövőben.

Feszültségrezsimek

A feszültségrezsim, ill. az uralkodó tektonikai stílus regionális térképezéséhez nagyszámú földrengés fészekmechanizmus megoldásra van szükség. Az *in situ* feszültségmérési módszerek, melyek segítségével akár a teljes feszültségtenzor meghatározható, eddig csak igen kevés adatot — főként sekély mélységből — szolgáltatottak, így megbízhatóságuk kérdéses. A földrengések nagyobb mélységpektrumot lefedve, a litoszféra ridegebb, töréses deformációt mutató szeizmogén tartományait képezik le. A fészekmechanizmus megoldások során a feszültségmagnitúdók mérése nélkül is következtethetünk a földrengést (feszültség kioldódását) létrehozó feszültségtérre és az uralkodó deformációs stílusra. A Pannon-térségből is számos fészekmechanizmus megoldás ismert, az utóbbi években több szintézis jellegű munka összegezte az eredményeket (GERNER et al. 1999, TÓTH et al. 2002b). Köszönhetően a paksi mikro szeizmikus megfigyelő hálózat

folyamatos működésének és az adatokat feldolgozó kollégák naprakész munkájának, a fészekmechanizmus adatbázis folyamatosan bővül (TÓTH et al. 2000, 2001, 2002a, 2003, 2004, 2005, 2006).

Az adatok alapján világossá vált, hogy napjainkban a Pannon-medence jelentős része tektonikai értelemben reaktiválódik, ill. invertálódik: a területen eltolódásos vagy feltolódásos deformáció zajlik. A meghatározott S_H irányok gyakorlatilag azonosnak tekinthetők a legnagyobb főfeszültség (σ_1 – „kompresszió”) irányával. A deformációs stílusra főleg az oldaleltolódás jellemző, feltolódásos és néhol tágulásos komponens mellett. Az adatrendszer rávilágít arra, hogy a Pannon-medencében az extenzió befejeződött, a területen jelenleg szerkezeti inverzió zajlik — igaz, a kezdeti stádiumban lévő folyamat igen lassú és a szerkezeti bélyegek még nem mindenütt jelentkeznek egyértelműen (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BADA et al. 1999).

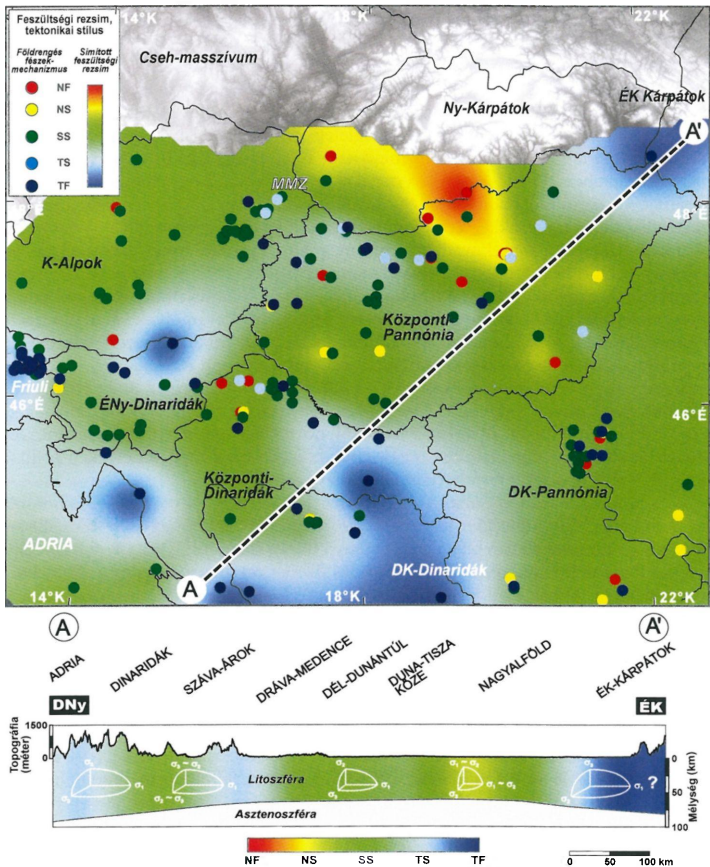
A World Stress Map Project osztályozási rendszerét követve az összegyűjtött fészekmechanizmus megoldásokat a meghatározott feszültségrezsim alapján öt osztályba soroltuk. Ennek alapján elkülönítettük a három andersoni feszültségtér típusot (tágulásos v. tenziós = NF, eltolódásos = SS, feltolódásos v. kompressziós = TF), illetve ezek lehetséges kombinációit (transzteniós = NS és transzpressziós = TS terek). A feszültségtér típusokat eszerint térképi nézetben fészekmechanizmus megoldásonként pontszerűen, majd a pontszerű adatokat szabályos rácselhálóba átszámítva (kriegléssel) egy simított képként ábrázoltuk (6. ábra). Ez szemléletesen mutatja a feszültségtér típusának térbeli változékonyságát, a tektonikai stílus laterális átmeneteit. Fontos figyelembe venni, hogy a simítás során az egyes típusokhoz rendelt numerikus értékek (NF = 1, NS = 2, SS = 3, TS = 4, TF = 5) viszonylag egyszerű számtani átlagolását végeztük. Emiatt a térkép az ötféle rezsim számtani átlaga, azaz az eltolódásos (SS) tér javára kissé torzított képet mutathat. Úgy ítéljük meg, hogy a rendelkezésre álló nagyszámú fészekmechanizmus megoldás miatt ennek jelentősége korlátozott.

A Pannon-térségben a feszültségtér jellege és az uralkodó deformációs stílus

6. ábra. → Feszültségi rezsimok és tektonikai stílusok a Pannon-medencében, valamint déli és nyugati környezetében földrengés fészekmechanizmus megoldások (FMS) alapján. A World Stress Map Project osztályozási rendszerének megfelelően a körök színezése az egyes rengésekből nyert vetőkinematikát jelzi. A regionális trendeket az FMS adatok simított és interpolált képe mutatja, azonos színezési eljárással. Az A–A' litoszféra léptékű szelvényen jól látható, ahogy Adria peremvidékétől a medence belseje felé a feszültségtér fokozatosan eltolódásos jellegű lesz, amit a feszültségi ellipszoidok térbeli orientációja jól mutat. A tektonikai stílus függőleges változása nincs megjelenítve, a litoszféra vastagsága HORVÁTH et al. (2006) nyomán. NF: tisztán normálvetős (extenziós) feszültségtér (σ_1 függőleges); NS: kevert eltolódásos és normálvetős feszültségtér (transzteniós); SS: tisztán eltolódásos feszültségtér (σ_2 függőleges); TS: kevert fel- és eltolódásos feszültségtér (transzpresszió); TF: tisztán feltolódásos feszültségtér (σ_3 függőleges). MMZ — Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum

Fig. 6. → Stress regimes and tectonic styles in the Pannonian Basin and its southern and western vicinity derived from earthquake focal mechanisms. Following the classification scheme of the World Stress Map Project, colour of the circles indicates the style of faulting during earthquakes. Regional trends of the dominant tectonic style, calculated via the kriging interpolation of the available FMS data, are depicted with corresponding colouring. Lithosphere-scale section A–A' and the orientation of the stress ellipsoids show that the tectonic style is gradually changing from compression to strike-slip faulting from the edges of Adria towards the interior of the basin system. Vertical variation of the tectonic style is not considered, thickness of the lithosphere is from HORVÁTH et al. (2006). NF: normal faulting (σ_1 vertical), NS: transtension, SS: strike-slip faulting (σ_2 vertical), TS: transpression, TF: thrust faulting (σ_3 vertical). MMZ — Mur–Mürz–Žilina lineament

laterálisan változatos képet mutat (6. ábra). A Déli-Alpok és a Dinaridák területén feltolódásos (TF) és transzpressziós (TS) feszültségtér, ill. aktív deformáció rekonstruálható. A kapott kép még ezen a területen belül sem tekinthető teljesen egyveretűnek: míg a Friuli-zónában, az Adriai-tenger partvidékén és Bosznia-Hercegovina nagy részén egyértelműen kompressziós, addig több közbülső területen — így pl. Zágrábtól északra — jellemzően eltolódásos tér figyelhető meg. A rezsimeket a Pannon-medence belseje felé megvizsgálva látható, hogy a tektonikai stílus az Adriai-tenger partvidékétől északkelet felé haladva előbb kompressziós, majd



transzpressziós jellegű, ami fokozatosan egyre inkább eltolódásos (SS – zöld árnyalat) karaktert ölt. Mindez a 6. ábrán látható regionális keresztmetszvényen jól nyomon követhető. Az alföldi területeken a fészkekmechanizmusok és szerkezeti elemzések (pl. Derecskei-árok — WINDHOFFER et al. 2003) néhol transztenziós jelenkori feszültségteret jeleznek. Észak felé haladva, a magyar–szlovák határ környezetében jelentkezik egy extenziós (transztenziós) terület, amely 3-4 fészkekmechanizmus megoldás alapján volt azonosítható. Sajnos ettől északra nincs további adatunk, így nem derül ki, hogy ezt lokális inhomogenitásnak, esetleg egy különálló feszültségprovinciának kell tekintenünk. Igaz ez az Északkeleti-Kárpátok vidékére (Ukrajna) is, ahol az egyetlen rendelkezésre álló fészkekmechanizmus megoldás a simítás eredményét teljes mértékben a kompressziós tartomány felé tolja el.

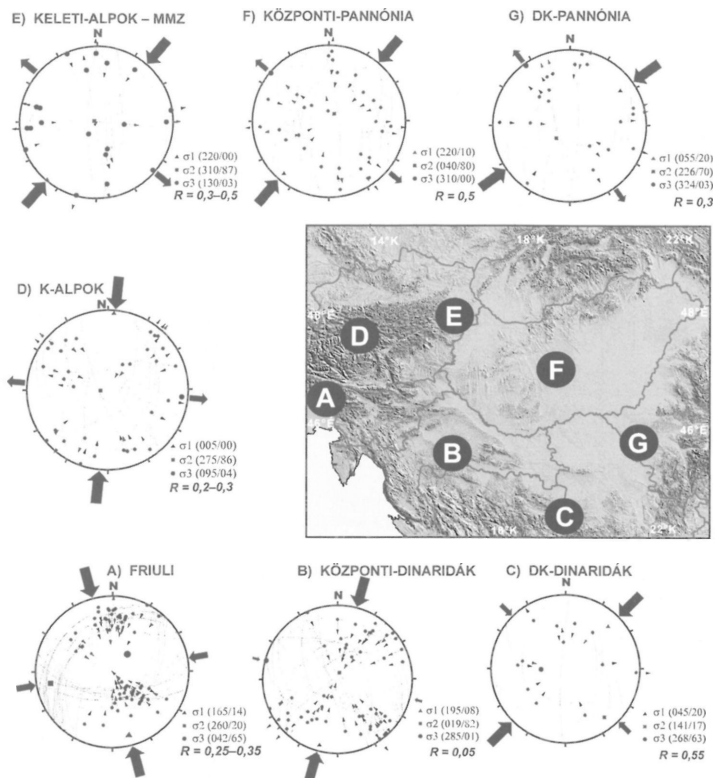
A földrengések fészkekmechanizmus megoldása során nem csak a P, B és T tengelyek irányait, hanem a vetősíkot és a nodális síkot is, valamint az azokon tapasztalt csúszási vektort is meghatározzák, ill. becülik. Ezen adatok együttes, statisztikai elemzése segítségével a jelenkori feszültségteret megfelelő pontossággal jellemezhető, mind a főfeszültségi irányok ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), mind azok relatív nagysága [$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$] tekintetében (PHILIP 1987). A vizsgálat során a feszültségi ellipszoid alakja és orientációja kerül meghatározásra egy inverziós eljárás segítségével, amely analóg a mikrotektonikai mérésekkel nyert kinematikai indikátorok inverziójával: a vető és a vetőkarc szerepe a fészkekmechanizmus megoldások során nyert vetősíkokkal és csúszási vektorokkal azonos. Az elemzés során DELVAUX (1993) Tensor nevű inverziós szoftvert használtuk. Az adott vetőpopuláció és a csúszási irányok segítségével kiszámolható azok a (redukált) feszültségtenzorok, amelyek a megfigyelt elmozdulásokat, a kinematikai képet létrehozták. Az inverzió során felhasznált vetőpopulációkat és csúszási vektorokat, valamint a számolt főfeszültségi irányokat sztereografikus vetületben ábrázoltuk (7. ábra). Figyelembe véve az inverzió legelső, közelítő eredményeit, valamint a Pannon-térség feszültségirányainak változatosságát, célszerűnek látszott az adatokat tektonikai pozíciójuk alapján csoportosítani. Az inverziót elvégezve összesen hét régiót különböztethetünk meg, amelyeken belül a feszültségteret viszonylag homogén képet mutat:

— A Friuli-zónában (7. ábra, A) jellemzően KÉK–NyDNY-i csapású feltolódások fordulnak elő. A feszültségteret kompressziós jellegű (TF), a két nagyobb főfeszültség (σ_1, σ_2) a vízszintes síkban található. σ_1 iránya ÉÉNY-i (azimut: $\hat{E}165^\circ$). $R = 0,25-0,35$.

— A Dinaridák nagy részén (7. ábra, B) ÉK–DNY-i orientációjú balos és ÉNY–DK-i orientációjú jobbos eltolódások fordulnak elő, főképpen feltolódásokkal kombinálódva, tehát a feszültségteret transzpressziós jellegű (TS). A kompresszió (σ_1) iránya ÉÉK–DDNY-i (azimut: $\hat{E}195^\circ$), a legkisebb főfeszültség (σ_3) függőleges. R értéke közel zérus, azaz σ_2 és σ_3 közel azonos magnitúdójú. Ez instabil feszültségteret jelez, ahol a két kisebbik főfeszültségtengely könnyen felcserélődhet, ami a tektonikai stílus lokális megváltozását vonhatja maga után.

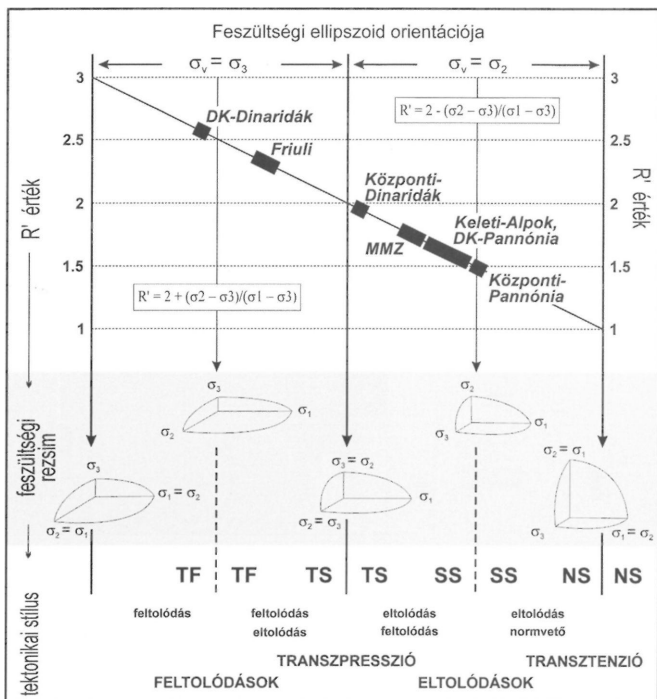
— Bár kevés az adat, a DK-Dinaridák területén (főképp Szerbiában) (7. ábra, C) egy stabil ($R = 0,55$), feltolódásos (TF) feszültségteret volt azonosítható ÉK–DNY-i irányú kompresszióval. A területen főleg az ÉNY–DK-i csapású feltolódások dominálnak.

— A Keleti-Alpok nagy részén (7. ábra, D) főleg ÉK–DNY-i és ÉNY–DK-i orientációjú eltolódásokat tapasztalunk, $S_H = \sigma_1$ iránya közel észak-déli (azimut: $\hat{E}005^\circ$). $R = 0,2-0,3$.



7. ábra. Földrengés fészekmechanizmus megoldásokból származtatott kinematikai indikátorok (vetőgeometria, csúszási vektorok) inverziója a Pannon-medencében és környezetében (BADA et al. 2007 nyomán). Az inverzió konzisztens feszültségi irányok és rezsimok rekonstrukcióját eredményezte, összesen hét feszültségi provinciát jelölve ki. A sztereogramok a vetőket és a csúszási vektorokat, valamint a főfeszültségi tengelyeket ábrázolják, ahol $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. A feszültségi ellipszoid alakja a főfeszültségek relatív magnitúdójával jellemezhető, az $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ összefüggés alapján. Az adatok ábrázolása sztereografikus projekció segítségével, Schmidt-féle alsó félgömb vetületben történt. MMZ = Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum

Fig. 7. Results of stress inversion of earthquake focal mechanism solutions in the Pannonian Basin and its neighbourhood (after BADA et al. 2007). Consistent stress directions and regimes were obtained for seven sub-regions, or stress provinces. Stereograms show fault and slip orientation from focal mechanisms, and the direction of the principal stress axes $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. The shape of the obtained stress ellipsoids is described by the ratio of the principal stress magnitudes, expressed by $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. Fault and slip data are plotted in Schmidt-net, lower hemisphere projection. MMZ = Mur–Mürz–Žilina lineament.



8. ábra. Feszültségi rezsim és tektonikai stílus a Pannon-térség főbb szerkezeti egységeiben a feszültségi ellipszoid alakja (R') és főtengelyeinek ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) irányultsága alapján (PHILIP 1987, és DELVAUX et al. 1997 nyomán). Feltűnő a térségben a normálvetős tektonika hiánya, így a diagram extenziós harmada nem került megjelenítésre. NS: kevert eltoldódásos és normálvetős feszültségtér (transztenzió); SS: tisztán eltoldódásos feszültségtér [σ_2 függőleges (σ_v)]; TS: kevert fel- és eltoldódásos feszültségtér (transzpresszió); TF: tisztán feltolódásos feszültségtér [σ_3 függőleges (σ_v)]. MMZ: Mur-Mürz-Zsolnai-lineamentum

Fig. 8. Stress regimes and style of faulting in different domains of the Pannonian region. Stress provinces are plotted as a function of the shape of the stress ellipsoid, expressed by R' , and the orientation of the principal stress axes $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (after PHILIP 1987 and DELVAUX et al. 1997). The lack of normal faulting in the region is noteworthy and, thus, the extensional part of the diagram is omitted. NS: strike-slip faulting [σ_2 vertical (σ_v)], TS: transpression, TF: thrust faulting [σ_3 vertical (σ_v)]. MMZ: Mur-Mürz-Zilina lineament

— A szeizmoaktív Mur-Mürz-Zsolnai-lineamentum környezete (7. ábra, E) eltérő feszültségiránnyal jelentkezik a Keleti-Alpokon belül, amely egyértelműen eltoldódásos (SS) jellegű, R' értéke 0,3–0,5 körüli. A kompresszió iránya (azimut):

É310°) 35°-os elhajlást mutat a Keleti-Alpok más területeihez képest, ami átmenetet jelenthet a Pannon-medence felé.

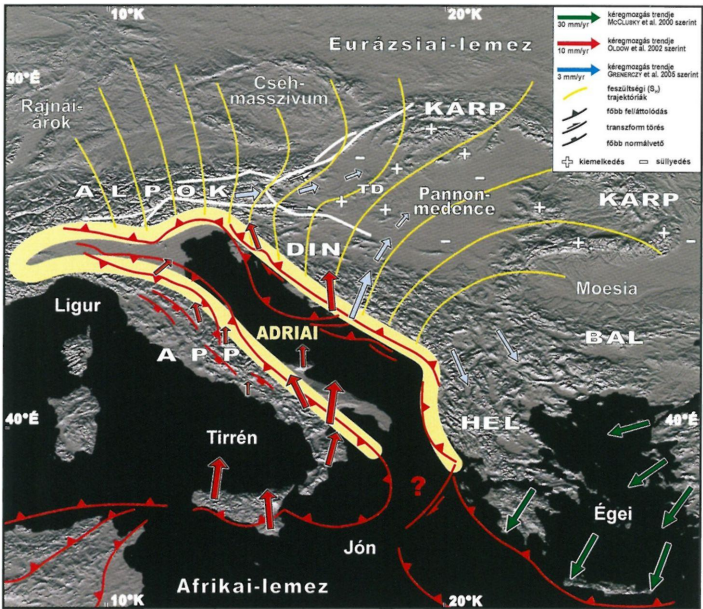
— A Pannon-medence nagy részén (7. *ábra*, F) a vetőkinematika jelentős változékonyságot mutat. A feszültségtér eltolódásos jellegű (SS). A kompresszió (σ_1) átlagos iránya ÉK–DNy-i (azimut: É040°). R értéke 0,5 körüli.

— A Pannon-medence délkeleti peremén, a temesvári szeizmoaktív területen (7. *ábra*, g) eltolódásos feszültségtér uralkodik, $S_H = \sigma_1$ iránya közel ÉK–DNy-i (azimut: É055°). R értéke 0,3 körüli.

A rekonstruált feszültségtér típusokat és ellipszoidokat, valamint a tektonikai stílust a PHILIP (1987) által kidolgozott, majd DELVAUX et al. (1997) által módosított feszültségrezim diagramon szemléletesen jeleníthetjük meg (8. *ábra*). A diagram kulcsparamétere az R' érték, amelyet a főfeszültség magnitúdók arányából képzett R [$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$] értékből származtatunk. $R' = R$ ha σ_1 függőleges (extenziós feszültségtér), $R' = 2 - R$ ha σ_2 függőleges (eltolódásos feszültségtér), és $R' = 2 + R$ ha σ_3 függőleges (kompressziós feszültségtér). Mivel R értéke mindig 0 és 1 közötti, R' értéke 0-tól (radiális extenzió) lineárisan növekszik a tiszta extenzió ($R' = 0,5$), transztenzió ($R' = 1$), tiszta eltolódás ($R' = 1,5$), majd transzpresszió ($R' = 2$), végül a tiszta kompresszió ($R' = 2,5$) keresztül egészen a radiális kompresszióig ($R' = 3$). Az inverzió során kapott, összesen hét feszültségrégiót (provinciát) R' értékük alapján a diagramon elhelyezve a fészekmechanizmus megoldások pontszerű adataiból alkotott kép további megerősítést nyert. A Dinaridák és a Friuli-zóna területén feltolódásos (TF) és transzpressziós (TS) deformáció az uralkodó. A Keleti-Alpokban és a Pannon-medencében egyértelműen eltolódásos jellegű a domináns deformáció, bár — főleg a medenceterületeken — gyakoriak a markáns, lokális inhomogenitások. Látszik tehát, hogy a terület délnyugati peremvidékeitől a medence belseje felé haladva a feszültségtér jellege fokozatosan változik előbb feltolódásosból (az Adria pereme) transzpressziós (TS) jellegűvé (Dinaridák), majd a medence belsejében eltolódásos (SS), néhol transztenziós (NS) karakterűvé (l. 6. *ábra* szelvénye).

Diszkusszió

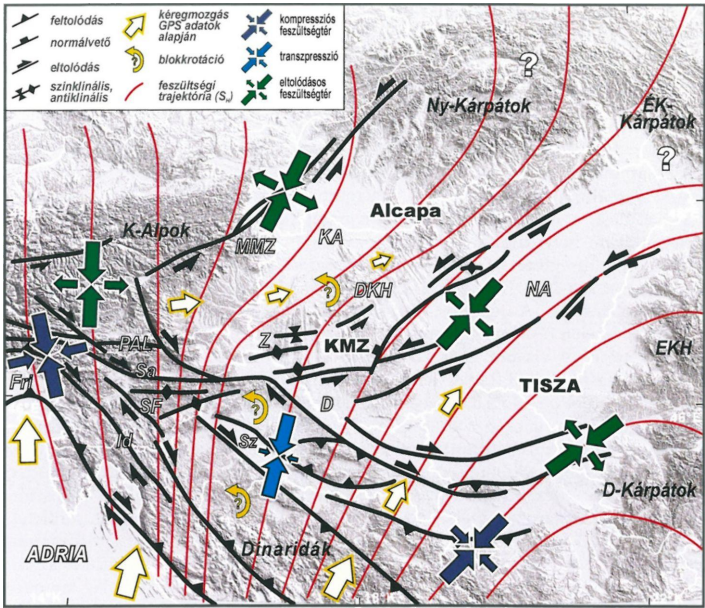
A Pannon-térség recens feszültségterének numerikus (végeeselemes) modellezése során kimutattuk, hogy a Pannon-medence térségének legmarkánsabb jelenkori lemeztektonikai folyamata az Adriai-mikrolemez északias mozgása és az óramutató járásával ellentétes értelmű forgása (BADA et al. 1998, 2001). Ez a viszonylag kisméretű litoszféraszegmens déli irányból ütközik, préselődik az Alpi–Dinári orogén övnek. Az Adriai-mikrolemez mozgásának irányát ürgéodéziai mérések (WARD 1994, GRENERCZY et al. 2000, 2005, OLDOW 2002) és szeizmotektonikai vizsgálatok eredményei is (ANDERSON & JACKSON 1987) meggyőzően alátámasztják. Ez a meglehetősen ridegen viselkedő, a mezozoikum és a kora-kainozoikum során az Afrikai-lemezhez tartozó, de ma már ahhoz képest az óramutató járásával ellentétes módon forgó egység a központi Mediterráneum jelenkori geodinamikai képét alapvetően meghatározza (9. *ábra*). Míg délnyugati és délkeleti oldalán, azaz a Calabriai- és a Hellén-ív mentén aktív szubdukció folyik, addig északi és keleti peremén (Alpok, ill. Dinaridák) kontinentális kollízió zajlik, gyakran ferde irányban, épp ezért transzpressziós jelleggel.



9. ábra. Az Alpi-Mediterrán rendszer központi részének topográfiai viszonyai és jelenkori geodinamikai képe a főbb lemezhatárokkal, a fontosabb aktív szerkezetekkel, a feszültségi trajektóriákkal, valamint az űrgeodéziai módszerrel (GPS) meghatározott vízszintes kéregdeformáció jellemző irányával és sebességével. Szerkezeti elemek FACCENNA et al. (2004) nyomán. Az Adriai-mikrolemez peremét vastag sárga vonal jelzi. Rövidítések: APP = Appenninek, BAL = Balkanidák, DIN = Dinaridák, HEL = Hellenidák, KÁRP = Kárpátok

Fig. 9. Topography and present-day geodynamics of the central part of the Alpine–Mediterranean system with the main active structural elements, stress trajectories, and direction and rate of horizontal crustal motions determined by GPS measurements. Structural elements from FACCENNA et al. (2004). Boundaries of the Adriatic microplate are indicated by thick yellow line. Key to abbreviations: APP = Appennines, BAL = Balkanides, DIN = Dinarides, HEL = Hellenides, KÁRP = Carpathians

A feszültségadatok és modellezések alapján megállapíthatjuk, hogy főképp a délnyugat felől ható intenzív nyomás felelős a Pannon-térség recens, eltolódásos, ill. kompressziós jellegű feszültségterének létrejöttéért (9. ábra). A területen tapasztalt főfeszültségi irányok regionális eloszlása jellegzetes, legyezőszerű képet mutat: a kompresszió (S_H) Friuli-zónában tapasztalt É–D-i irányra délkelet és a medenceterületek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel. Ez a megfigyelés összhangban van az Adria mozgásvektorának hasonló értelmű megváltozásával: míg a Friuli-zóna területén a kollízió ÉÉNy-i irányú, a dalmát partok mentén ez fokozatosan ÉK-i irányúvá fordul (10. ábra). Az Adria-



10. ábra. A Pannon-medence és környezetének generalizált jelenkori feszültségi és deformációs képe. A szerkezeti modell a fontosabb aktív szerkezeteket (HORVÁTHI et al. 2005, FODOR et al. 2005 és BADA et al. 2007 nyomán), a recens feszültségi trajektóriákat (BADA et al. 2007 nyomán), a vízszintes kéregdeformáció jellemző irányait és sebességét (GRENERCZY et al. 2005 nyomán) és feltételezett pliocén–negyedidőszaki blokkrotációkat (MÁRTON et al. 2000, 2002, 2006 és MÁRTON & FODOR 2003 nyomán) ábrázolja. Rövidítések: D = Dráva-árok, DKH = Dunántúli-középhegység, EKH = Erdélyi-középhegység, Fri = Friuli-zóna, Id = Idríja-törés, Ka = Kisalföld, KMZ = Középmagyarországi nyírási zóna, MMZ = Mur–Mürz–Zsolnai-lineamentum, Na = Nagyalföld, PAL = Periadriai-lineamentum, Sa = Száva-törés, SF = Száva-redők, Sz = Száva-árok, Z = Zalai-medence

Fig. 10. Generalised stress and strain pattern in the Pannonian Basin and its vicinity. The structural model shows the location and kinematics of major active fault zones (after HORVÁTHI et al. 2005, FODOR et al. 2005 and BADA et al. 2007), and the trajectories of maximum horizontal stress directions (after BADA et al. 2007). Horizontal surface motions determined from GPS measurements are simplified after GRENERCZY et al. (2005). Assumed Pliocene through Quaternary counterclockwise block rotations are after MÁRTON et al. (2000, 2002, 2006) and MÁRTON & FODOR (2003). Key to abbreviations: D = Drava trough, DKH = Transdanubian Range, EKH = Apuseni Mts, Fri = Friuli zone, Id = Idríja fault, Ka = Little Hungarian Plain, KMZ = Mid-Hungarian shear zone, MMZ = Mur–Mürz–Žilina lineament, Na = Great Hungarian Plain, PAL = Periadriatic lineament, Sa = Sava fault, SF = Sava folds, Sz = Sava trough, Z = Zala Basin

nyomás hatása a Pannon-medence belsejéig jól nyomon követhető. A rekonstruált feszültségrezsimiek azt mutatják, hogy Adriától távolodva ez a hatás egyre kevésbé hangsúlyos (10. ábra). Úgy tűnik tehát, hogy az Adriai-mikrolemez északias

mozgásából és forgásából fakadó kompressziós erőhatások a medence belseje felé csillapodva fejtik ki hatásukat. Ez jó összhangban van GRENERCZY et al. (2005) GPS adatok segítségével kidolgozott sebességmodelljével. Eszerint a mozgás nagy része az alpi és dinári orogének belsejében emésztődik fel, míg a medence belsejében a mért sebességek fokozatosan lecsökkennek. Ennek ellenére így is jelentős, 1,5–4 mm/év rövidülés becsülhető a Pannon-medence egészére vonatkozóan (GRENERCZY & BADA 2005), melynek iránya a központi területeken alapvetően DNy-ÉK-i. Megállapíthatjuk tehát, hogy az egymástól független (kőzetfeszültség, úrgeodéziai, szerkezetföldtani) adatrendszerek egyaránt a Pannon-medencében zajló aktív térrövidülést, a medence szerkezeti inverzióját bizonyítják. A Pannon-medence keleti oldalán helyi transzteniót is tapasztalhatunk (10. ábra). Ez utalhat arra is, hogy a feszültségteret a litoszféra–asztenoszféra kölcsönhatás lokálisan befolyásolhatja (BECKER 1993), ill. az inverzió idő- és térbeli migrációja ezt a területet csak kevéssé érintette. A jelentős, differenciált függőlegesen kéregmozgások — a Nagyalpold keleti részének folyamatos süllyedése és az Erdélyi-középhegység gyors kiemelkedése — viszont akár kéregléptékű gyűrődésre, azaz regionális kompressziós hatásra utalhat (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

A Pannon-térség reológiai képe — hasonlóan a feszültségtérhez — jelentős laterális inhomogenitást mutat (LANKREIJER et al. 1997, 1999, CLOETINGH et al. 2005, 2006). A kivékonyodott kérgű, átfűtött medenceterület kőzetmechanikai ellenállása igen alacsony, a kontraszt különösen a Kelet-Európai platformmal és az Adriai-lemezzel összehasonlítva szembetűnő. Mivel a reológiai paramétereket elsősorban a litoszféra hőmérséklete határozza meg (hideg területek: erős litoszféra, meleg területek: „puha”, képlékeny litoszféra), ezért nem meglepő, hogy a magas hőárammal jellemezhető Keleti-Alpok szilárdsága is igen alacsony. A Pannon-medence és az alpi orogén litoszférája tehát a lemezen belüli feszültségek hatására viszonylag könnyen deformálódik. Kőzetmechanikai megfontolások alapján — valamint figyelembe véve a térség geodinamikai pozícióját az alpi kollíziós övben — ezeket a területeket jelenleg is aktívan deformálódnak kell tekintenünk. A feszültségek egy jelentős része azonban nem földrengések, hanem képlékeny deformáció vagy a litoszféra meghajlása, gyűrődése útján oldódik ki. Mindez fontos következményekkel bír a vízszintes és függőleges deformáció stílusára és sebességére.

Az Adriai-mikrolemez nagytektonikai pozíciója és deformáció-története az Alpok és a Pannon-medence fejlődésének szempontjából kulcsfontosságú. RATSCHBACHER et al. (1991) analóg modellezés segítségével kimutatták, hogy a Keleti-Alpok oligomiocén fejlődése során a kéregvastagodással egy időben a topográfiai magaslatok területén vízszintes húzófeszültségek hatottak a Keleti-Kárpátok kelet felé hátráló szubdukciós frontjának irányába. A Keleti-Alpok extenziós kollapszusát az alpi orogén öv túlvastagodott és így instabillá vált kérgének oldalirányú szétterülése, extrúziója okozta. Az Alpok kéregvastagodását — így közvetve annak keleti irányú kipréselődését is — az Adriai-mikrolemez északias mozgása, az európai lemezre ható intenzív nyomása okozza, gyakorlatilag a miocén időszak óta folyamatosan. Az Adria mozgásának története a Pannon-medence egykori (paleo-)feszültségtereinek történetére is komoly hatással volt (BADA 1999, FODOR et al. 1999). A deformációs front közelében, azaz a Pannon-medence délnyugati területein (Zala, Mecsek) a szerkezeti inverzió korábban, már a miocén végén elkezdődött. A folyamat időben fokozatosan

terjedhetett a medence belső vidékei felé. Ez azt is jelenti, hogy az inverzió szerkezeti bélyegei a Pannon-medence nyugati területein jóval markánsabbak a keleti térségekhez képest (vö. zalai redők és derecskei transztenzió). A (neo-)tektonikai stílusra jellemző, hogy délnyugaton inkább a (tisztán) kompressziós szerkezetek uralkodnak, ami északkelet felé előbb transzpressziós (Dunántúl), majd eltolódásos, lokálisan transztenziós jelleget ölt (Nagyalföld). Bár az aktív szerkezetek térképezése — részben a feltársági viszonyok, részben a fiatal üledékek redukált vastagsága vagy éppen hiánya miatt — a Pannon-medencében igen problematikus, a térség neotektonikus szerkezeti viszonyairól elmondhatjuk, hogy a deformáció alapvetően egykori törésvonalak ismételt felújulásához köthető. Ezek a reaktivált törések bonyolult geometriával rendelkező, szélesebb nyírási övekbe rendeződnek (10. ábra). Jó példa erre a Közép-magyarországi nyírási öv (BALLA 1984), amely az Alcapa- és a Tisza-egységek között egy könnyen deformálható, többször felújult (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), neotektonikusan aktív zónát alkot.

A feszültségtér numerikus modellezésénél fontos bemenő paraméter volt a vizsgált terület topográfiája és a litoszféra, valamint a kéreg vastagságának megváltozása is. Ezek mind sűrűséganomáliákat hoznak létre a litoszférában, melyek lemezen belüli, gravitációs eredetű feszültségek forrásául szolgálhatnak. Általánosan megfogalmazva: egy kiemelt szerkezeti egység (pl. egy aktív orogén hegylánc, l. Keleti-Alpok) nagyobb helyzeti energiájánál fogva mintegy szétterülni igyekszik és ezért környezetére (pl. egy alacsony fekvésű üledékes medence, l. Pannon-medence) nyomóerővel hat (BIRD 1991). Eközben magában a hegységben tenziós feszültségek léphetnek fel és a terület tágulást szenved el. A magasságeloszlás ismeretében, a sűrűségi viszonyok figyelembevételével, valamint lokális izosztáziai feltételezve a térség gravitációs helyzeti energiája pontról pontra meghatározható, amiből a gravitációs eredetű (lemezen belüli) feszültségek is számolhatók (COBLENTZ et al. 1994). A modellezés során kiderült, hogy a Pannon-medence nyugati vidékein a gravitációs eredetű feszültségek dominálnak: a Keleti-Alpok kiemelt hegyláncai K–ÉK-i irányú nyomóerővel hatnak erre a térségre (BADA et al. 2001). Mindez jó összhangban van a legújabb űrgeodéziai mérések eredményeivel (GRENERCZY et al. 2000, 2005), miszerint ez a terület napjainkban K–ÉK-i irányban mozog (10. ábra). Köszönhető ez annak, hogy a rendkívül merev Cseh-masszívum és az észak felé mozgó, ugyancsak rideg Adriai-mikrolemez közé ékelt Alcapa-terrénum egyetlen „menekülési” (*escape*) útvonala keleti irányban, a reológiaiilag gyenge Pannon-medence felé adódik. A Keleti-Alpok gravitációs eredetű kompressziós hatása miatt a feszültségtér rövid távon (pár 10 km) jelentősen megváltozik: a Dinaridák és Alpok területén tapasztalt északias kompresszió csaknem 90°-ot fordul, és közel K–Ny-i irányt vesz fel. Az irányok váltása a Közép-magyarországi nyírási zónától (KMZ) északra következik be. Maga a KMZ inkább a déli egységek (Tisza, Dinaridák) feszültségtérével és kinematikai képével mutat rokonságot. A zalai területen található anomális (keleties) feszültségirányok — bár kevésbé élesen és inkább északkeleti jelleggel — a Dunántúli-középhegységben is tovább nyomozhatók. A feszültségi (S_H) és mozgási (GPS) vektorok tehát igen jó egyezést mutatnak (BADA et al. 2007 — 10. ábra).

A Pannon-medence tágulását és süllyedését végső soron a Keleti-Kárpátok szubdukciós ívének keleties irányú hátragördülése (*roll-back*) tette lehetővé, amit a

medencerendszer alatt kialakult asztenoszféra felboltozódás tovább erősített (HORVÁTH 1993, CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999). Amikor az alábukó lemez további hátragördülése nem volt lehetséges, a szubdukciós szívóhatás fokozatosan eltűnt (WORTEL & SPAKMAN 2000, HORVÁTH et al. 2006). Mivel a Pannon-medencét minden irányból stabil kontinentális litoszféra egységek keretezik, a kéreg és a litoszféra további extenziójának lehetősége megszűnt. A tektonikai környezet megváltozásának legfontosabb következménye egy új feszültségtér felépülése.

A pannon litoszférára tehát több irányból is nyomóerők hatnak, amelyek közül az Adriai-mikrolemez nyomása és a Keleti-Alpok gravitációs hatása tűnik a legfontosabbnak. Emiatt a tektonikai fejlődés egy új szakasza kezdődött el: a tágulás és a kéregnyúlás befejeztével a Pannon-medence szerkezeti inverziója napjainkban is tart. Ezt az időszakot tekinthetjük a térség neotektonikai időszakának, amelyet fontos szerkezeti események előztek meg. A Kárpátok fő kollíziós fázisa a késő-miocén kezdeti szakaszára (kb. 10–11 M év) tehető (MAJENCO & BERTOTTI 2000), ami egybe esik a Pannon-medence első inverziós fázisával a kora-pannoniai során (HORVÁTH 1995, FODOR et al. 1999). A pannon litoszféra tágulása ezzel gyakorlatilag befejeződött, amit azonban igen intenzív termikus süllyedés követett a késő-miocén folyamán. Ezt követi a neotektonikus (inverziós) fázis, aminek kezdete a medencerendszer különböző területein jelentősen eltérő lehet. Köszönhető ez egyrészt annak, hogy a lemezen belüli kompressziós feszültségek kiépülése jelentős időt igényelhet, másrészt annak, hogy a medencerendszer központi területei alatt elhelyezkedő asztenoszféra-felboltozódás tenziós feszültségeket indukálhat, ami a horizontális nyomóerők, kompressziós feszültségek hatását gyengítheti, esetenként meghaladhatja. Nem meglepő, hogy az inverzió legkorábbi és legmarkánsabb nyomai a Pannon-medence DNy-i területein nyomozhatók (Száva-redők, Zala). A központi területek inverziója csak később, a pliocéntól kezdődően, ill. a negyedidőszak folyamán indult meg, kelet felé egyre inkább késleltetve és kisebb intenzitással (l. még FODOR et al. 2005b).

A húzófeszültségek megszűntével a kivékonyodott és átfűtött, éppen ezért igen alacsony szilárdságú (CLOETINGH et al. 2006) litoszférával rendelkező Pannon-medence tovább már nem képes tágulni, így fokozatosan összenyomódik, invertálódik. Valószínűleg ennek tudható be a térségben a földkéreg nagy hullámhosszú „gyűrődése” is: miközben a Nagyalföld és a Kisalföld tovább süllyed, a medence peremi és központi területei (pl. a Dunántúli-középhegység) kiemelkednek. A süllyedéstörténeti és feszültségi modellszámítások szerint a negyedidőszaki függőleges deformációs kép kielégítően magyarázható lemezen belüli kompressziós feszültségek hatásával (HORVÁTH & CLOETINGH 1996).

Következtetések

A húzásos eredetű Pannon-medence és a környező orogén hegylancok jelenleg döntően kompressziós erőhatások alatt állnak. A medencerendszerre ez idő szerint több irányból is aktív nyomófeszültség, kompresszió hat. A Pannon-térség jelenkori deformációjának és szerkezeti inverziójának fő hajtóereje az Adriai-mikrolemez északias mozgása és forgása („Adria-nyomás”). Lényeges, bár lokális a hatása a medencerendszert körülölelő hegylancok gravitációs (helyzeti) energiatöbbletének

is, ami főleg a Pannon-medence nyugati részein érzékelhető. A kompressziós erőhatások az adriai és alpi perem felől a medence belseje felé továbbbótnak, északkeleti irányban fokozatosan csillapítva. Ennek megfelelően a legintenzívebb deformáció a Déli-Alpokban és Dinári-hegységben tapasztalható, ahol az aktív törésvonalak — többnyire fel- és eltolódások — viszonylag pontosan kijelölhetők. A deformáció mértékének fokozatos csökkenése miatt a Pannon-medencében az aktív szerkezetek, ill. szeizmotektonikus zónák kijelölése, valamint térbeli geometriájuk meghatározása jóval nehezebb feladat. A Pannon-medence új, kompressziós feszültségállapotának kialakulása geológiai skálán mérve csak rövid ideje tart, így a létrejött szerkezetek és folyamatok egyértelmű dokumentálása a geotudományok legkorszerűbb eszköztárának felhasználását követeli meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük a vizsgálatainkhoz nyújtott támogatást az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramoknak (OTKA projekt F043715 és NK60445), valamint a lyukbőség adatokat a Mol Nyrt-nek. Bada G. kutatásai egy jelentős részét hollandiai (Vrije Universiteit Amsterdam) posztdoktori projektje keretében végezte, melyet a Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES) finanszírozott. Köszönjük Damien Delvaux-nak (Royal Museum for Central Africa, Brüsszel), hogy lehetővé tette Tensor programjának használatát. Hálásak vagyunk FODOR Lászlónak (MÁFI), GRENERCZY Gyulának (KGO Penc) és TÓTH Lászlónak (MTA GGKI) hasznos tanácsaikért. A lektorok (Fodor László, MÁFI és KOVÁCS László, Mecsekérc Zrt.) javaslatai és javításai — melyeket ezúton köszönünk — igen hasznosnak bizonyultak. Ezt a tanulmányt kollégánk és barátunk, a fiatalon elhunyt WINDHOFFER Gábor emlékének ajánljuk.

Irodalom — References

- ANDERSON, H. & JACKSON, J. 1987: Active tectonics of the Adriatic region. — *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* **91**, 937–983.
- BADA, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens. Inferences from kinematic indicators and finite element stress modelling. — PhD dolgozat, Vrije Universiteit Amsterdam, 204 p.
- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 301–327.
- 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.
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. 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.
- BADA, G., HORVÁTH, F., TÓTH, L., FODOR, L., TIMÁR, G. & CLOETINGH, S. 2006: Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. — In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., STEIN, S. & MEDAK, D. (szerk.): *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. — *NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer-Verlag* **61**, 385–402.
- BADA, G., GRENERCZY, GY., TÓTH, L., HORVÁTH, F., STEIN, S., CLOETINGH, S., WINDHOFFER, G., FODOR, L., PINTER, N. & FEJES, I. 2007: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian basin: seismicity, GPS velocities and stress transfer. — In: STEIN, S. & MAZZOTTI, S. (szerk.): *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. — *Geological Society of America Special Paper* **425**, doi: 10.1130/2007.2425(16), in press.

- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BALLY, A.W. & SNELSON, S. 1980: Realms of subsidence. — In: MIALL, A. D. (szerk.): *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. — *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoirs* **6**, 9–75.
- BECKER, A. 1993: Contemporary state of stress and neotectonic deformation in the Carpathian–Pannonian region. — *Terra Nova* **5**, 375–388.
- BIRD, P. 1991: Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. — *Geophysical Research Letters* **96**, 10275–10286.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P., BEEKMAN, F., ANDRIESEN, P., MATENCO, L., BADA, G., GARCIA-CASTELLANOS, D., HARDEBOL, N., DEZES, P. & SOKOUTIS, D. 2005: Lithospheric memory, state of stress and rheology: Neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. — *Quaternary Science Reviews* **24**, 241–304.
- CLOETINGH, S., BADA, G., MATENCO, L., LANKREIJER, A., HORVÁTH, F., DINU, C., 2006. Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian–Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (szerk.): *European Lithosphere Dynamics*. — *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 207–221.
- COBLENTZ, D. D., RICHARDSON, R. M. & SANDIFORD, M. 1994: On the gravitational potential of the Earth's lithosphere. — *Tectonics* **13**, 929–945.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13.
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.
- DELVAUX, D. 1993: The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. — *Terra Abstracts* **5**, no. 216.
- DELVAUX, D., MOEYS, R., STAFEL, G., PETIT, C., LEVI, K., MIROSHNICHENKO, A., RUZHICH, V. & SAN'KOV, V. 1997: Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. — *Tectonophysics* **282**, 1–38.
- DOVÉNYI, P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. — Kandidátusi értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 120 p.
- DOVÉNYI, P., HORVÁTH, F. 1990: Determination of contemporary crustal stress regime in Hungary. — *Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica* **25**, 257–266.
- DOVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & FODOR, L. 1988: Kőzetfeszültségi viszonyok meghatározási lehetőségeinek vizsgálata mélyfúrásokban lyukbőség adatok alapján. — Kutatási jelentés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 29 p.
- ENGELDER, T. 1993: *Stress regimes in the lithosphere*. — Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 457 p.
- FACCENNA, C., PIROMALLO, C., CRESPO-BLANC, A., JOLIVET, L. & ROSSETTI, F. 2004: Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. — *Tectonics* **23**, TC1012 10.1029/2002TC001488.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., BENKOVICS, L. & GYÖRFI, I. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., HORVÁTH, E., CLOETINGH, S., PALOTÁS, K., SIKHEGYI, F. & TIMÁR, G. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. & SIKHEGYI, F. 2005b: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *MÁFI Alk. Kiadv.* **204**, 35–44.
- FRISCH, W., KUHLEMAN, J., DUNKL, I., BRÜGEL, A. 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during the late Tertiary tectonic extrusion. — *Tectonophysics* **297**, 1–15.
- GERNER, P. 1991: Recens kőzetfeszültség a Dunántúli-középhegységben. — Szakdolgozat, ELTE, Általános Földtani Tanszék, Budapest, 101 p.
- GERNER, P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. — *Földtani Közlöny* **122**, 89–105.
- GERNER, P., PORJESZ, P. & SZAFIÁN, P. 1993: Ráfúrások technikával végzett kőzetfeszültség-mérések Magyarországon. — *Magyar Geofizika* **34**, 134–142.

- 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, London, Special Publications* **156**, 269–294.
- GÓLKE, M. & COBLENTZ, D. 1996: Origins of the European regional stress field. — *Tectonophysics* **266**, 11–24.
- GRENERCZY, GY. & BADA, G. 2005: GPS baseline length changes and their tectonic interpretation in the Pannonian Basin. — *Geophysical Research Abstracts* **7**, no. 04808.
- GRENERCZY, GY., KENYERES, A. & FEJES, I. 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. — *Journal of Geophysical Research* **105**, 21835–21846.
- GRENERCZY, GY., SELLA, G. E., STEIN, S. & KENYERES, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. — *Geophysical Research Letters* **32**, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.
- HANSEN, K. N. & MOUNT, V. S. 1990: Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. — *Journal Geophysical Research* **95**, 1155–1166.
- HEIDBACH, O. 2005: Velocity field of the Aegean–Anatolian region from 3D finite element models. — In: WENZEL, F. (ed.): *Perspectives in Modern Seismology*. — *Lecture Notes in Earth Sciences* **105**, 169–184.
- HEIDBACH, O. & DREWES, H. 2003: 3-D Finite Element model of major tectonic processes in the Eastern Mediterranean. In: NIEUWLAND, D. (ed.): *New insights into structural interpretation and modelling*. — *Geological Society, London, Special Publications* **212**, 259–272.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **225**, 333–358.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. 1981: Mechanism for formation of the intra-Carpathian basins: a review. — *Earth Evolution Science* **1**, 307–316.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F., BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, GY., SÍKHEGYI, E., SZAFIÁN, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L. & TÓTH, T. 2005: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. OTKA T034928 sz. projekt, zárójelentés. — ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, 38 p.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, E., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. — *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206.
- ILIC, A. & NEUBAUER, F. 2005: Tertiary to recent oblique convergence and wrenching of the Central Dinarides: Constraints from a palaeostress study. — *Tectonophysics* **410**, 465–484.
- JAROSIŃSKI, M. 1998: Contemporary stressfield distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathian and their basement. — *Tectonophysics* **297**, 91–119.
- JAROSIŃSKI, M. 2005: Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. — *Tectonophysics* **410**, 189–216.
- JAROSIŃSKI, M., BEEKMAN, F., BADA, G. & CLOETINGH, S. 2006: Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: Insights from FEM modelling. — *Geophysical Journal International* **167**, 860–880.
- KASTRUP, U., ZOBACK, M. L., DEICHMANN, N., EVANS, K. F., GIARDINI, D. & MICHAEL, A. J. 2004: Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. — *Journal of Geophysical Research* **109**, B01402, doi: 10.1029/2003JB002550.
- KOVÁCS, P. 1994: Determination of lithospheric horizontal stress directions for Hungary on the base of breakout analysis. — Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 62 p.
- LANKREIJER, A., MOCANU, V. & CLOETINGH, S. 1997: Lateral variations in lithospheric strength in the Romanian Carpathians, constraints on basin evolution. — *Tectonophysics* **272**, 433–451.
- LANKREIJER, A., BIELIK, M., CLOETINGH, S. & MAJČIN, D. 1999: Rheology predictions across the western Carpathians, Bohemian massif, and the Pannonian basin: Implications for tectonic scenarios. — *Tectonics* **18**, 1139–1153.
- MARIUCCI, M. T., AMATO, A., GAMBINI, R., GIORGIONI, M. & MONTONE, P. 2002: Along depth stress rotations and active faults: an example in a 5-km deep well of southern Italy. — *Tectonics* **21**, doi:10.1029/2001TC001338.

- MAROVIĆ, M., DJOKOVIĆ, I., PEŠIĆ, L., RADOVANOVIĆ, S., TOLJIĆ, M. & GERZINA, N. 2002: Neotectonics and seismicity of the southern margin of the Pannonian basin in Serbia. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* 3, 277–295.
- MAȚENCO, L. & BERTOTTI, G. 2000: Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). — *Tectonophysics* 316, 255–286.
- MÁRTON, E. 1985: Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpath–Balkan areas. — In: ROBERTSON, A. H. F. & DIXON, J. E. (eds): The geological evolution of the Eastern Mediterranean. — *Geological Society, London, Special Publications* 17, 645–654.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* 363, 201–224.
- MÁRTON, E., KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. 2000: Miocene rotations in the Eastern Alps — palaeomagnetic results from intramontane basin sediments. — *Tectonophysics* 323, 163–182.
- MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H. & KEVRIC, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* 34, 627–651.
- MÁRTON, E., JELEN, B., TOMLJENIĆ, B., PAVELIĆ, D., POLJAK, M., MÁRTON, P., AVANIĆ, R. & PAMIĆ, J. 2006: Late Neogene counterclockwise rotation in the SW part of the Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* 57, 41–46.
- MCCLUSKY, S. C., BALASSANIAN, S., BARKA, A. A., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GÜRKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDSE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R. E., SANLI, I., SEEGER, H., TEABLEB, A., TOKSOZ, N. & VEIS, G. 2000: Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. — *Journal of Geophysical Research* 105, 5695–5719.
- MEIJER, P. TH. & WORTEL, M. J. R. 1997: Present-day dynamics of the Aegean region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. — *Tectonics* 16, 879–895.
- MUÑOZ MARTIN, A., CLOETINGH, S., DE VICENTE, G. & ANDEWEG, B. 1998: Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (Central Spain). — *Tectonophysics* 300, 47–62.
- 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, 11783–11803.
- MÜLLER, B., WEHRLE, V., ZEYEN, H. & FUCHS, K. 1997: Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. — *Tectonophysics* 275, 199–219.
- OLDOW, J. S., FERRANTI, L., LEWIS, D. S., CAMPBELL, J. K., D'ARGENIO, B., CATALANO, R., PAPPONE, G., CARMIGNANI, L., CONTI, P. & AIKEN, C. L. V. 2002: Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. — *Geology* 30, 779–782.
- PHILIP, H. 1987: Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. — *Annales Geophysicae* 5B/3, 301–320.
- RAGG, S., GRASSO, M. & MÜLLER, B. 1999: Patterns of tectonic stress in Sicily from borehole breakout observations and finite element modelling. — *Tectonics* 18, 669–685.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. — *Tectonics* 10, 245–256.
- REBAI, S., PHILIP, H. & TABOADA, A. 1992: Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scale. — *Geophysical Journal International* 110, 106–140.
- REINECKER, J., HEIDBACH, O., TINGAY, M., SPERNER, B. & MÜLLER, B. 2005: The release 2005 of the World Stress Map. — Elérhető online: <http://www.world-stress-map.org>
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIEL, C. 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. — *Geological Society of America Bulletin* 93, 717–725.
- SPERNER, B., MÜLLER, B., HEIDBACH, O., DELVAUX, D., REINECKER, J. & FUCHS, K. 2003: Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. — In: NIEUWLAND, D. (ed.): New insights into structural interpretation and modelling. — *Geological Society, London, Special Publications* 212, 101–116.

- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.
- TÓTH, L., MÓNUS, P. & ZSÍROS, T. 2000. Magyarország Földrendégek Évkönyve 1999. — Georisk Ltd., Budapest, 71 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M., KOSZTYU, Z., 2001. Magyarország Földrendégek Évkönyve 2000. — GeoRisk Ltd., Budapest, 98 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T. & KISZELY, M. 2002a: Seismicity in the Pannonian Region – earthquake data. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system.* — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 9–28.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & KOSZTYU, Z. 2002b: Magyarország Földrendégek Évkönyve 2001. — GeoRisk, Budapest, 77 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2003: Magyarország Földrendégek Évkönyve 2002. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 104 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2004: Magyarország Földrendégek Évkönyve 2003. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 136 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2005: Magyarország Földrendégek Évkönyve 2004. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 94 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T., KISZELY, M. & CZIFRA, T. 2006: Magyarország Földrendégek Évkönyve 2005. — GeoRisk-MTA GGKI, Budapest, 79 p.
- WARD, S.N. 1994: Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. — *Geophysical Journal International* **117**, 441–452.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 2001: Új kőzetfeszültség meghatározások Magyarországon lyukfaldeformációs mérések alapján. — *Földtani Közöny* **131**, 541–560.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., SZAFIÁN, P. & TIMÁR, G. 2003: Pull-apart basin evolution and fault reactivation: A case study of the Derecske trough, Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **5**, no. 04140.
- WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2000: Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. — *Science* **209**, 1910–1917.
- ZAKÓ, T. & BENCsik, I. 1996: A Csölyöspálos Keleti területen végzett rétegrepsztesztés geológiai és műszaki vonatkozásai. — *Kőolaj és Földgáz* **29**, 226–233.
- ZOBACK, M. L. 1992: First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. — *Journal of Geophysical Research* **97**, 11703–11728.
- ZOBACK, M. L. & ZOBACK, M. 1980: State of stress in the conterminous United States. — *Journal of Geophysical Research* **85**, 6113–6156.
- ZOBACK, M. L. & ZOBACK, M. 1989: Tectonic stress field of the continental United States. — In: PAISER, L. C. & MOONEY, W. D. (eds): *Geophysical Framework of the Continental United States.* — *Geological Society of America, Memoir* **172**, 523–539.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 17.