

Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig

M. TÓTH Tivadar¹, FISER-NAGY Ágnes¹, KONDOR Henrietta¹, MOLNÁR László^{1,2},
SCHUBERT Félix¹, VARGÁNÉ TÓTH Ilona³, ZACHAR Judit¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Egyetem u. 2., 6721, Szeged,

²Rhk Kht.,

³MOL Nyrt.

mtoth@geo.u-szeged.hu, agnesfisernagy@gmail.com, kondor.henrietta@gmail.com, molnar.laszlo@rhk.hu,
schubert@geo.u-szeged.hu, IlonaToth@MOL.hu, dyfen75@yahoo.co.uk

The metamorphic basement of the Great Hungarian Plain: from Zwischengebirge towards a variegated mosaic

Abstract

As a result of the increasing amount of petrological information which has been gathered over the last six decades, the structural image of the metamorphic basement of the Great Hungarian Plain has changed significantly. The old model of a homogeneous and rigid "Zwischengebirge" has been replaced by a variegated mosaic of mobile crustal blocks. These blocks took an active part in all essential tectonic motions from the time of the Variscan orogeny. In this paper it is concluded that the metamorphic evolution of rock bodies can be represented by 8 study areas across the Great Hungarian Plain: namely, Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Szank, Csólyospálos–Kömpöc, Szeghalom, Mezősas–Furta, Dorozsma and Algyő. Besides their lithological characteristics, the spatial relationship of the diverse basement blocks is discussed based on a combined evaluation of petrological and well-log data.

The results suggest that a few typical lithological and structural patterns can be referred to in order to characterize the metamorphic basement of the Great Hungarian Plain. In the Kiskunhalas area the lowermost unit is dominated by an orthogneiss block, above which a low metamorphic-grade phyllite block appears alongside a thick mylonite zone. The low-angle ductile shear zone follows a dip, close to the north. Three blocks of different *P–T* evolution types constitute the Szank, the Szeghalom and the Mezősas–Furta areas. The orthogneiss, the garnet-sillimanite-biotite gneiss and the amphibolite-dominated realms are separated by shear zones, as indicated by brittle, deformed tectonic rocks, cataclases and fault breccias. Based on well-log interpretations, these overthrusts dip to the south-west and probably belong to the Alpine nappe system. The thick overthrust zone – which separates blocks of different types of metamorphic evolution in the Dorozsma area – is also interpreted as part of the Cretaceous nappe system. Here and there in the neighbouring Algyő area, the structure is further complicated by tectonic zones which arose due to the formation of a metamorphic core complex resulting from the subsidence of the Pannonian Basin during the Neogene. Finally, the existing blocks of different metamorphic and post-metamorphic evolutionary backgrounds build-up the basement in the southern part of the Great Hungarian Plain.

All the structural patterns identified here serve as a firm basis for defining the lithostratigraphic units throughout the metamorphic basement. As these units are extremely heterogeneous with respect to their petrology and structure, they must be defined as complexes, following the proper terminology.

Keywords: Great Hungarian Plain, metamorphic basement, P–T-path, shear zone, structural pattern

Összefoglalás

A hozzáférhető fűromaganyag mennyiségének növekedésével, valamint a kőzettani módszerek fejlődésével párhuzamosan az elmúlt évtizedekben alapvetően megváltozott a modellünk az Alföld metamorf képződményekből álló medencealjzatáról. A korábbi egyveretű, statikus aljzat kép helyét egy nagyon eltérő metamorf fejlődéstörténetű egységekből álló, tarka mozaik vette át. Ez a kőzettani sokszínűség az 1960-as évekig feltételezett merev, „köztes tömeg” elképzeléssel szemben a variszkuszi orogenezis óta a szerkezeti mozgásokban aktív szerepet játszó metamorf litoszféra dinamikájának eredményeként alakulhatott ki. Dolgozatunkban nyolc aljzati mintaterületen mutatjuk be a felépítő fő metamorf képződményeket, azok evolúcióját, valamint térbeli kapcsolatrendszerüket. A vizsgált területek Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Szank, Csólyospálos–Kömpöc, Szeghalom, Mezősas–Furta, Dorozsma és Algyő. A kőzetblokkok térbeli helyzetének rekonstrukciója során a részletes petrológiai elemzés mellett négy esetben lyukgeofizikai információt is integráltunk a modellekbe.

Az eredmények alapján az Alföld metamorf aljzatát a vizsgált területeken különböző szerkezeti mintázatok jellemzik. Kiskunhalason alsó szerkezeti helyzetű ortogneisz-domináns egység fölött széles, különböző kiindulási kőzettípusok deformációjával keletkezett milonitizáció, majd azt követően kis metamorf fokú fillit következik. Az eltérő fejlődésű egységeket elválasztó képlékeny nyírási zóna lapos szögű, közel északi dőlésű. A Szank, a Szeghalom, valamint a Mezősas–Furta területeket három, eltérő metamorf P – T (nyomás–hőmérséklet) fejlődést mutató egység építi fel, melyeket törés deformációval jellemzett kataklázit zónák választanak el egymástól. Ezek a DNY-i dőlésű nyírási zónák feltételezhetően az alpi takarórendszer valamely egységéhez tartoznak. Szintén kréta korú feltolódásként értelmezzük a Dorozsma területen felismert aljzati blokkokat elválasztó széles kataklázit zónát. Itt, valamint a szomszédos Algyő területen ezt a felépítést felülírják a medence kainozoos keletkezésével szinkron metamorf magkomplexum kialakulásához köthető szerkezetek. Mindezek komplex eredményeként jelenleg inkompatibilis metamorf fejlődésű egységek alkotják az Alföld déli részének metamorf aljzatát.

A különböző mintaterületeken azonosított szerkezeti mintázatok megfelelő alapot biztosítanak az Alföld metamorf aljzatának litosztratigráfiai újragondolása során is. Így az egyes, litológiai önmagukban is rendkívül heterogén egységeket (komplexumokat) célszerű ezen mintázatok alapján definiálni és lehatárolni.

Tárgyszavak: Alföld, metamorf aljzat, P–T-út, nyírási zóna, szerkezeti mintázat

Bevezetés

Az Alföld metamorf medencealjzatának felépítésével, szerkezetével, fejlődéstörténetével kapcsolatos nagyléptékű modelljeink hátterét a szeizmikus értelmezések biztosítják. Ezen vizsgálatok alapján jelölhető ki azok a különböző rendű szerkezeti zónák, melyek az aljzatot egymás melletti részegységek rendszereként definiálják. A kutatások célja a kezdetek óta kettős; a földtörténeti értelmezés mellett kiemelt feladat az aljzat szerepének minél pontosabb tisztázása a medence hidrodinamikájában, mindenekelőtt a szénhidrogének migrációjában, tárolásában. A nemzetközi összehasonlításban is különleges, nagyszámú repedezett metamorf szénhidrogén-rezervoár felismerésének eredményeként mára jelentős számú mélyfúrás harántolta az aljzati metamorf képződményeket, lehetővé téve azok kőzettani vizsgálatát is. Az elmúlt mintegy 50 évben a szisztematikus petrográfiai kutatások, mindenekelőtt SZEPESHÁZY Kálmán (1966, 1971, 1973a, b, 1979), SZEDERKÉNYI Tibor (1984, SZEDERKÉNYI et al. 1991), ÁRKAI Péter (1991, 1993, 2001; ÁRKAI et al. 1998, 2000; HORVÁTH & ÁRKAI 2002), LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi (LELKES-FELVÁRI et al. 2003, 2005), valamint az OKGT/MOL munkatársainak (BALÁZS et al. 1985, 1986; CSEREPESNÉ MESZÉNA 1978, 1983, 1985, 1986; SZILI-GYÉMÁNT 1986) munkája eredményeként folyamatosan pontosodott az aljzat metamorf képződményeiről, azok térbeli kapcsolatrendszeréről alkotott kép. A kutatásnak ebben a szakaszában a fő kőzettípusok azonosítása mellett egyedi minták termobarometriai és geokronológiai elemzése, s ezen adatok rendszerbe foglalása volt a fő feladat.

Az eredmények teljes aljzatra történő részletezése nélkül kiemelendő az a nagyon koherens kép, mely – a szeizmikus vizsgálatokkal összhangban – kijelölte és jellemezte kőzettípus, protolit kőzetkémia, valamint P – T – t (nyomás, hőmérséklet, idő) értelemben a metamorf aljzat fő egységeit, azokat hol komplexumnak, terrénumnak, formációnak nevezve a kor litosztratigráfiai elvárásainak megfelelően. Ezek az egymásra épülő, egyre inkább részletgazdag modellek biztosították a megfelelően stabil alapot az elmúlt mintegy három évtized vizsgálataihoz.

Ezzel együtt a jelenlegi kutatások munkahipotézise egy, a korábban elképzelnél jóval heterogénebb felépítésű metamorf aljzatot feltételez. A geokronológiai adatok, bár számottevő lokális változékonyságot mutatva, lényegében egységesen variszkuszi korú maximális metamorfózisra utalnak a teljes területen. Elenyésző információval rendelkezünk ugyanakkor a posztorogén exhumáció viszonyairól. Másrészt számos koradat sejteti, hogy a döntően metamorf képződményekből álló litoszféra aktívan részt vett a jura riftesedés, majd a kréta takaróképződés folyamataiban, s ezek következtében a korábban egységes metamorf tömeg lapos szögű nyírási zónák mentén feldarabolódott, összességében számottevő mértékű horizontális és vertikális átrendeződést eredményezve. Ezen mozgások mértékét és pontos helyszíneit nem ismerjük. Tovább bonyolítja a képet az aljzat mára elméletileg megismert kitüntetett szerepe a Pannon-medence kialakulásában (TARI et al. 1992); a jelentős oldalelmozdulásos zónák mellett szeizmikus értelmezések és geokronológiai adatok igazolják, hogy a medence jól definiált részterületein a középső miocén során metamorf magkomplexumok keletkeztek több km-es horizontális és vertikális átrendeződést eredményezve a metamorf litoszférában (POSGAY et al. 1996, TARI et al. 1999). A posztorogén exhumáció, jura extenzió, kréta kompresszió, neogén oldalelmozdulás és extenzió mint legfontosabb, ugyanakkor részleteiben alig ismert folyamatok együttes hatásának eredményeként feltételezhető, hogy jelenleg akár kis területen belül is inhomogén felépítésű és fejlődésű kőzetblokkok alkotják az aljzatot, melyek között a térbeli korreláció lehetősége a korábban feltételezetténél jóval korlátozottabb lehet.

Mindezek miatt az utóbbi évtizedek fő kutatási feladataként a fúrómaganyag teljes kőzettani reambulációját tűztük ki annak érdekében, hogy képesek legyünk a kis területekre vonatkozó heterogenitások felismerésére, kőzettani és geodinamikai értelmezésére az összes elérhető információ integrálásával.

A jelen tanulmány célja röviden bemutatni az Alföld metamorf aljzatának azon részterületeit, melyek esetében az elmúlt évtizedek reambulációs munkájának eredményeként érdemi előrelépés történt. A vizsgálatoknak, természetesen,

fontos következményei vannak az aljzati repedezett fluidum (mindenekelőtt szénhidrogén) -rezervoárok migrációs és tárolási viselkedésével kapcsolatban is. Ezeket a vonatkozóakat a jelen tanulmány nem érinti.

Módszerek

Metamorf kőzetek petrográfiai vizsgálatának fő feladata a kőzetre jellemző fejlődéstörténet kvalitatív rekonstrukciója. Ez jelenti egyrészt a fő metamorf eseményt jellemző ásványparagenezis azonosítását, másrészt a pre-, szín- és posztkinematikus szöveti elemek felismerését, jellemzését, rendszerbe foglalását. A mikroszkóp alatt azonosított egyensúlyi szöveti elemek sorozata alapján nyílik mód a továbbiakban a különböző kvantitatív termobarometriai módszerek alkalmazásával a fejlődési út fizikai (P - T - d – nyomás, hőmérséklet, deformáció) körülményeinek számszerűsítésére.

A fejlődéstörténet rekonstrukciója mellett munkánk célja az egyes aljzatköveket alkotó kőzettestek fő kőzettípusainak klasszifikációja, majd az azonos típusok térbeli kiterjesztése alapján a kőzetvázak 3D modelljeinek megalkotása. A litológiai alapú osztályozás bázisát képező pozitív és negatív kritériumok rendszerét elsődlegesen a fúrások által feltárt kőzetminták részletes szöveti jellemzése teremtheti meg; a kőzettípusok megkülönböztetése egyaránt lehetséges egyes szöveti bélyegek rendszeres megjelenésével és mások következetes hiányával. Ezen szöveti kritériumok alapján biztosítható az egyes kőzetcsoportok közötti diszkrimináció, ami a csoporton belüli maximális hasonlóság, valamint csoportok között maximális heterogenitás egyidejű meglétét feltételezi. Kőzetek valamely csoportját akkor tekinthetjük azonosíthatónak, ha a rá jellemző szöveti bélyegek mellett a többi csoporttól való különbözőség jellegzetességeit is definiáljuk. A litológiai osztályozás kritériumrendszerét alapján – a maggal fel nem tárt intervallumokra – lehetőség nyílik a kőzettestek lyukgeofizikai alapú definiálására, így a térbeli kiterjesztés pontosítására is.

Termobarometria – a P - T evolúció rekonstrukciója

A termobarometriai számítások célja a petrográfiai vizsgálatok során felvázolt kvalitatív P - T -út egyes állomásainak számszerűsítése; adott bizonytalanságú P_0 - T_0 értékpárok alapján a kőzetet jellemző kvantitatív P - T -út felvázolása. A termobarometriai számítások alapja az a feltételezés, miszerint a kőzet az adott metamorf fokon egyensúlyba jutott valamely jellemzőjét a posztkinematikus átalakulás során megőrizte, s ez alapján a metamorf átalakulás fizikai körülményei – adott bizonytalanság mellett – rekonstruálhatók. A legáltalánosabban az egykori stabil ásványparagenezis vagy annak egyes reliktumfázisai utalnak a metamorfózis viszonyaira. Gyakoriak a szöveti reliktumok, ahol az egykori szemcsék mérete, alakja, térbeli elrendeződése, kristályszerkezete alapján következtethetünk a fejlődés

egy állomásaira. Esetenként az egyensúlyi elemeloszlás is megőrződik a koegzisztens ásványokban, ezáltal kalibrált ásványreakciók használatát téve lehetővé.

A különböző mértékben megőrződött, eltérő litológiájú kőzetek esetén más-más termobarometriai becslési eljárás alkalmazása indokolt, melyek elméleti háttere, adatigénye, bizonytalansága alapvetően eltér egymástól. A számos kísérleti kőzettani munka ellenére termobarometriai számításaink minden esetben hibával terheltek. A lehetséges hibák egy része jelentősen csökkenthető önellenőrzés-mentes termodinamikai adatbázisok alkalmazásával. Az elmúlt évtizedekben megjelent termométerek és barométerek kielégítik ezt a feltételt, hiszen vagy a többször kiegészített BERMAN (1988), vagy a POWELL & HOLLAND (1985), HOLLAND & POWELL (1985, 1990, 1998) féle adatbázisok alapján kerültek kalibrálásra.

Kalibrált termométerek, barométerek

Megőrződött ásványparagenezisek esetén az elmúlt évtizedekben kalibrált nagyszámú termobarométer alkalmazható, feltételezve, hogy a koegzisztens fázisok elérték az ioncsere egyensúlyt, ami a későbbi folyamatok során sem íródott felül. Mindazonáltal, ezen eljárások alkalmazhatósági kritériumainak, s különösen az egyensúly megőrződésének igazolása különös körültekintést igényel.

Paragenezis modellezés

Bár a termobarometriai számítások legpontosabb útja a kalibrált termométerek és barométerek alkalmazása, a legtöbb kőzettípus esetén, megfelelő egyensúlyi ásványtársaság hiányában a módszer nem alkalmazható. Továbbá, ezen eljárások eredménye is igen sok bizonytalansággal terhelt, melyek eredőjeként a számított hiba olykor meglepően nagy lehet (LIEBERMAN & PETRAKAKIS 1991, KOHN & SPEAR 1991). Számos esetben, bár egyértelmű szöveti bizonyítékok adhatók valamely metamorf ásványtársaság létre, az egykor feltételezhetően kialakult kémiai egyensúly az azóta lejátszódott posztkinematikus folyamatok eredményeként megbomlott. A petrográfiai vizsgálatok eredményeként kirajzolódó kvalitatív metamorf fejlődés ugyanakkor ezekben az esetekben is megfelelő alapot biztosíthat a P - T -út numerikus jellemzésére. Igen nagy a megfelelő termodinamikai számításokat alkalmazó, fontos részleteiben mégis eltérő termobarometriai modellező rendszerek száma. A továbbiakban mindezek közül két megközelítést, a TWQ (BERMAN 1991), valamint a DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI 1994) modellező rendszereket fogjuk használni.

A TWQ alapfeltevése, hogy a modellezett ásványtársaság valamely metamorf P - T -n teljes egyensúlyba jutott, s azóta az egyes fázisok összetétele nem változott. Ekkor a paragenezist jellemző kémiai alrendszerben (megfelelő termodinamikai adatbázist alkalmazva) az összes algebrailag lehetséges egyensúlyi reakció helyzete meghatározható a P - T -síkon. Ideális feltételek mellett (pontosan ismert az egyes fázisok kémiai összetétele, valamint minden termodi-

namikai és elegyedési jellemzőjük), a rendszerben felírható reakciók egyetlen pontban (az egyensúlyi P_0-T_0 pontban) metszik egymást. Az ettől való eltérés egyrészt utal arra, hogy a vizsgált kőzet elérte-e az egyensúlyt, illetve a poszt-metamorf átalakulások során attól szignifikánsan eltért-e. Az egyensúlyi reakciók modellezhetők az egyes fázisok összetételének pontos ismeretének hiányában is, ekkor célszerű a modellezést szélső tagokra elvégezni (*end-member reactions*).

A DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI 1994) modellező rendszer célja tetszőleges P_0-T_0 pont (vagy intenzív változó bármely más kombinációja) esetén az egyensúlyi ásványparagenezis számítása a vizsgált kőzet (vagy annak szöveteileg egyértelműen definiálható tartománya) teljes kémiai összetétele alapján. A modellezés során bármely P_0-T_0 pont esetén az adott kémiai rendszerben a használt termodinamikai adatbázis (pl. BERMAN 1988) alapján algebrailag lehetséges ásványparagenezisek közül az algoritmus a minimális Gibbs-energiáját tekinti stabilnak (DE CAPITANI & BROWN 1987). Az így kapott fázisdiagram összevethető a mikroszkópi elemzések során megfigyelt paragenezissel, mind az egyes fázisok modális arányait, mind azok kémiai összetételét tekintve.

Polimetamorf kőzet vizsgálata esetén, amennyiben a kőzet a fejlődés egymást követő állomásait képviselő szöveti reliktumokat tartalmaz, azaz bizonyíthatóan nem jutott szöveti (s így kémiai) egyensúlyba, a kalibrált termobarométrek alkalmazása rendszerint hibás eredményhez vezet. Ebben az esetben is meghatározható ugyanakkor a kőzetben adott részterületek mint geokémiai domének kémiai összetétele az egyes ásványok összetétele és modális mennyisége alapján. Ekkor – feltételezve, hogy a kőzet lokálisan egyensúlyba jutott, s a relikv fázisok sorozata a kőzet $P-T$ -fejlődését reprezentálja – a DOMINO/THERIAK modellezés iteratív ismétlésével a teljes kémiai összetétel és a stabil paragenezis számítása finomítható, és a modell eredménye a mikroszkópi megfigyeléssel konzisztenssé tehető. Így, mivel a számítás minden P_0-T_0 pontban az adott kémiai összetétel esetén minimális Gibbs-energiájú ásványtársaságot eredményezi, a megközelítés rendszerint jól alkalmazható az egymást követő ásványtársaságok stabilitási tartományának becslése, s így a $P-T$ -evolúció rekonstrukciója során (MEYRE et al. 1997, M. TÓTH et al. 2000, KELSEY et al. 2004). Nem izokémikus metamorf átalakulások (fluidumtartalmú reakciók, metasomatózis) esetén a $P-T$ -tér vizsgálata helyett a megfelelően választott $T-X_i$ ($P-X_i$) tér modellezése lehet célravezető.

Ellentétben a kalibrált termobarométrek alkalmazásával, a DOMINO/THERIAK modellezés valamely P_0-T_0 pont helyett adott egyensúlyi ásványtársaság stabilitási tartományát számítja. Ezért az eredmény nem gaussi hiba típusú bizonytalansággal terhelt, hanem – mind a T , mind a P vonatkozásában – intervallum típusú eredményt ad. Ez a robosztus megközelítés ugyanakkor jóval kevésbé érzékeny a termobarometriai számításainkat terhelő hibaforrásokra.

A továbbiakban mind a TWQ, mind a DOMINO/THERIAK típusú modellezés során BERMAN (1988) többször kiegészített termodinamikai adatbázisát használjuk.

Szöveti termobarométrek

Nagy kvarctartalmú metamorf kőzetek esetében gyakori az egymást érintő azonos típusú ásványszemcsék határán a kristályosodás és deformációtörténet hatásait tükröző szutúravonal kialakulása. Mivel az egyes szemcsék szabadenergiáját jelentős mértékben a szemcsehatár hossza (a szemcse felülete) határozza meg, polikristályos anyag ezen érték csökkentésére, s így egyenes határok elérésére törekszik. A folyamat a hőmérséklet emelkedésével egyre hatékonyabbá válik, ami nagy hőmérsékleten kialakult poligonális szövetek esetében közel egyenes, míg pl. kis hőmérsékletű nyírás esetén rendkívül tagolt, bonyolult lefutású szemcsehatárt eredményez (MASUDA & FUJIMURA 1981). KRUEHL & NEGA (1996) polikristályos, eltérő hőmérsékleten rekrisztallizálódott kőzetekben hasonlították össze a kvarc-szemcsék között kialakuló szutúravonal bonyolultságát, és ennek mértéke alapján termométert kalibráltak. Az eljárást kísérleti adatok alapján TAKAHASHI et al. (1998) finomították. A szemcsehatár olyan geometriai objektum, amely mérettartománytól függetlenül önmagához hasonló görbe, ennek megfelelően bonyolultságának mértékét KRUEHL & NEGA (1996) a szutúra fraktáldimenziójaként definiálják, s mérésére a MANDELROT (1967) által bevezetett módszer ajánlják. Ennek lényege, hogy a mért, bonyolult görbét r hosszúságú szakaszokból álló poligonnal közelítjük, s ekkor a különböző r értékek mellett kapott $L(r)$ hosszúságokra igaz, hogy $L(r) = r^{1-D}$, ahol D a keresett fraktáldimenzió értéke. Alacsony (~ 1) dimenzióérték viszonylag sima szutúravonalat és ennek megfelelően nagy hőmérsékletet jelez, míg a hőmérséklet csökkenése tagolt görbét és magasabb dimenzióértéket eredményez.

A szemcsehatár geometriája mellett a metamorfózis fizikai körülményeire utaló legfontosabb szöveti bélyeg a szemcsék méreteloszlása. Igen régi az a megfigyelés, miszerint emelkedő hőmérséklettel azonos típusú ásványok szemcséi fokozatosan növekvő méretet vesznek fel (SPRY 1969). A szemcseméret-eloszlás különösen a feszültségmentes viszonyok között kialakuló poligonális szövetek esetén megbízható indikátora a metamorf hőmérsékletnek. KRUEHL (2001) számításai szerint plagioklászából álló poligonális szemcse-halmazokban az átlagos szemcseátmérő a hőmérséklet lineáris függvénye, ami az 500–800 °C intervallumban szöveti alapú termométer kalibrálását tette lehetővé. Az eljárás különösen alkalmas olyan nagy földpáttartalmú kőzetek termometriai vizsgálata során, melyek nagyon egyszerű ásványos összetétele egyéb módszerek használatát nem teszi lehetővé (pl. különböző kvarc- és földpátdomináns gneisztípusok).

Kristályszerkezet alapú termobarométrek

A diagenezis és a metamorf folyamatok során a szenes anyag számottevő átalakuláson megy keresztül, s szerkezet nélküli szerves anyagból rendezettebb grafit állapotba jut. A rendezettség mértéke monoton növekszik a metamorf fok és elsősorban a hőmérséklet növekedésével. A metamorfizálódó szenes anyag Raman-spektruma, ennek megfelelően, fo-

lyamatosan változik a növekvő hőmérséklettel (WOPENKA & PASTERIS 1993, YUI et al. 1996). Mivel a grafitosodás irreverzibilis folyamat, a grafit szerkezetét elsődlegesen a metamorf út során elért maximális hőmérséklet határozza meg (BEYSSAC et al. 2002, BEYSSAC et al. 2004, AOYA et al. 2010), így a szenes anyag szerkezete érzéketlen a retrográd átalakulásokra is (WIEDERKEHR et al. 2011). A szenes anyag Raman-spektruma elsőrendű ($1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$) és másodrendű ($2500\text{--}3100\text{ cm}^{-1}$) régiókból áll. Az elsőrendű régióban található a G (grafit) sáv, valamint az ún. D („defect”) sávok, mely utóbbiak a grafit szerkezeti rendezetlenségére utalnak (TUINSTRAS & KOENIG 1970). A metamorf fok növekedésével a D csúcsok intenzitása csökken, a csúcsok folyamatosan elkeskenyednek, miközben a G csúcs intenzitása nő. A grafit Raman spektruma alapján számítható R1 ($=D1/G$) és R2 ($=D1/[G+D1+D2]$) paraméterek mindezek alapján a metamorf hőmérséklet függvényei, ami termométer kalibrálását teszi lehetővé. Így, pl. a BEYSSAC et al. (2002) által kalibrált egyenletét, mellyel a keletkezési hőmérséklet $\pm 50\text{ }^\circ\text{C}$ pontossággal számítható a $330\text{--}650\text{ }^\circ\text{C}$ intervallumban. RAHL et al. (2005) módosított termométere $100\text{ és }700\text{ }^\circ\text{C}$ között alkalmazható, majd AOYA et al. (2010) tovább finomították a becslési eljárást. Mindezen termometriai számítások során BEYSSAC et al. (2003) ajánlását követve a Raman-felvétel spektrális paramétereit Peak Fit 4.12 szoftverrel, Voight-függvény illesztésével származtattuk.

Az ásványzárványok és az őket bezáró gazdaásványok eltérő hőtágulási és kompresszibilitási tulajdonságai miatt a bezáródáskori P és/vagy T megváltozásának hatására, a P – T – d út mentén a zárványok kristálytani paraméterei módosul(hat)nak. Ez a kismértékű változás az ásvány Raman-spektrumában a csúcspozíciók eltolódását okozza. A Raman-spektrumok paraméterei, valamint a zárvány és a gazdaásvány megfelelő termodinamikai adatai alapján feltételezett T_0 hőmérsékleten bezáródási nyomást (esetleg P_0 nyomáson bezáródási hőmérsékletet) becsülhetünk. Jelen dolgozatban gránátba zárt kvarc szemcsék esetén barometriai számítások céljából a “Thermoba-Raman-try” (KOHN 2014) eljárást alkalmaztuk.

A petrológiai információ térbeli kiterjesztése

Egy adott terület kialakulását leíró fejlődéstörténeti modell mellett a kőzettani kutatás fontos célja a felismert litológiai egységek térbeli viszonyának rekonstruálása, s így a 3D kőzetvázmodell megalkotása. Ez a folyamat célszerűen az információ bővítését jelenti a pontszerűnek tekinthető kőzettani információtól a 3D térbeli modell irányába. A folyamat első lépése a részletes kőzettani (P – T – d) információ alapján történő litológiai klasszifikáció, melynek során a lényegileg azonos fejlődésűnek tekinthető típusok meghatározása történik. Második lépésben a több litológiai típust harántolt fúrások alapján az egyes kőzettípusok relatív térbeli helyzetét célszerű tisztázni. Ennek eredményeként előáll az az ideális kőzetoszlop, amely vertikális 1D metszetben jellemzi a vizsgált területet. Az 1D modell kialakítását

nagyban segítheti a lyukgeofizikai szelvények kiértékelése, feltéve, hogy az egyes litológiai típusok vagy a határukon megjelenő szerkezeti zónák fizikai tulajdonságaik, s így a jellemző szelvényképek alapján azonosíthatók. A fúrásokként rendelkezésre álló 1D modellek egyenként vízszintes metszetei a horizontális 2D modellek síksorozatát eredményezik. Ezek a térképeken a fúrásokra kiterjesztett kőzettani információ (a litológiai típus) pontbeli adatként jelenik meg, melyek homogén foltjai és határai klasszikus eszközökkel kijelölhetők. A 2D modellek sorozata adja a keresett 3D kőzetvázmodellt.

Kőzettípusok és elválasztó szerkezetek lyukgeofizika alapú felismerése

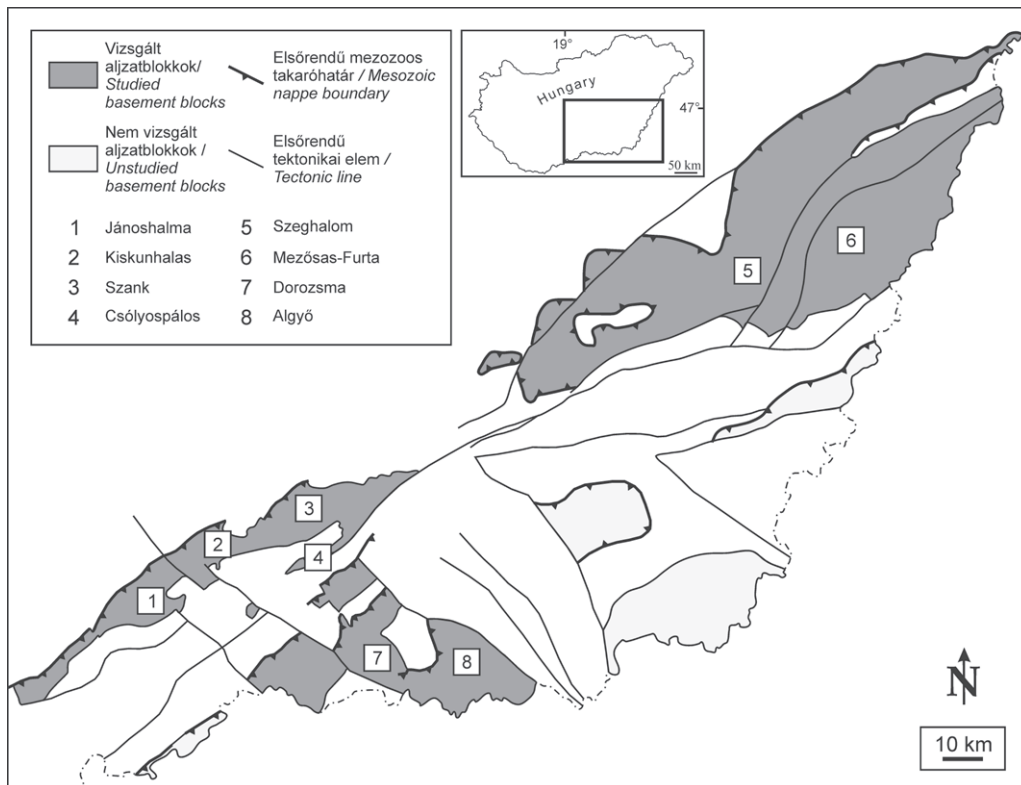
Az egyes mintaterületeken jellemző kőzettípusok eltérő ásványos összetétele és/vagy szerkezete rendszerint kőzetfizikai különbségekben is megmutatkozik, ami lehetővé teszi lyukgeofizikai alapú felismerésüket. A litológiai azonosítás során területenként eltérő szelvényválaszték állt rendelkezésre a makro- és mikro- fajlagos ellenállás (DLL, MLL), természetes gamma (GR), természetes potenciál (SP), caliper (CALI), neutronporozitás (CNL), sűrűség (DEN) és akusztikus terjedési idő (ATL) mérésekből.

A lyukgeofizikai információ integrálása a kőzettani azonosítás folyamatába egyszerű tanító algoritmus alkalmazásával történik. Ennek első lépésében a fúrómagokat petrográfiai tulajdonságaik alapján osztályokba soroljuk. A második lépésben néhány, maggal ismert mélységintervallum alapján meghatározzuk lyukgeofizikai paraméterek azon lineáris kombinációját, mely a legjobban diszkriminál a vizsgált litológiai típusok között. Ennek tesztelése és finomítása további fúrások ismert magszakaszainak bevonásával történik mindaddig, amíg a diszkriminanciafüggvény az összes ismert mélységintervallumot kőzettanilag helyesen sorolja be. Végül ezt a függvényt használjuk a maggal fel nem tárt mélységszakaszok kőzettani definiálására (FISER-NAGY et al. 2014, M. TÓTH & VARGÁNE TÓTH 2020).

A kőzetblokkokat elválasztó nyírási zónák azonosítása teljesen analóg tanító algoritmussal történik azzal a különbséggel, hogy ekkor az üde és nyírt kőzetek közötti diszkriminanciafüggvényeket határozzuk meg kutanként, majd terjesztjük ki a mintaterületre (MOLNÁR et al. 2015).

Vizsgált területek

Az elmúlt évtizedekben az Alföld metamorf aljzatának fenti elvek szerinti vizsgálatát szénhidrogén-kutatási egységenként folytattuk, hiszen ez az a legkisebb lehatárolható terület, ahol minden egyes fúrómag, s minden egyes fúrás lyukgeofizikai szelvényei érdemben elemezhetők, összehasonlíthatók, s egységes rendszerben tárgyalhatók. Bár egy-egy publikáció született más területekről is (pl. Sarkadkeresztúr, PÁL-MOLNÁR et al. 2005; Battonya, BUDA et al. 2012), az alábbiakban azokat a területeket részletezzük, melyeken átfogó vizsgálatok történtek (1. ábra). Ezek nyugat-



1. ábra. A részletesen elemzett aljzati mintaterületek helyzete Magyarország prekainozoos térképén (HAAS et al. 2010, 2014 alapján)

Figure 1. Position of the studied basement areas on the pre-Cenozoic map of Hungary (based on HAAS et al. 2010, 2014)

ról kelet felé a Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Csólyospálos–Kömpöc, Szank, Szeghalom, Mezősas–Furta, majd a Dél-Alföldön Dorozsma és Algyő aljzati egységek. Az egyes mintaterületeket hasonló felépítésben, a legfontosabb eredményekre koncentrálnva mutatjuk be. Helyhiány miatt a petrográfiai, kőzetkémiai, ásványkémiai, lyukgeofizikai stb. alapadatokat nem közöljük, azokat az olvasó a hivatkozott irodalmakban megtalálhatja.

Eredmények

Jánoshalma

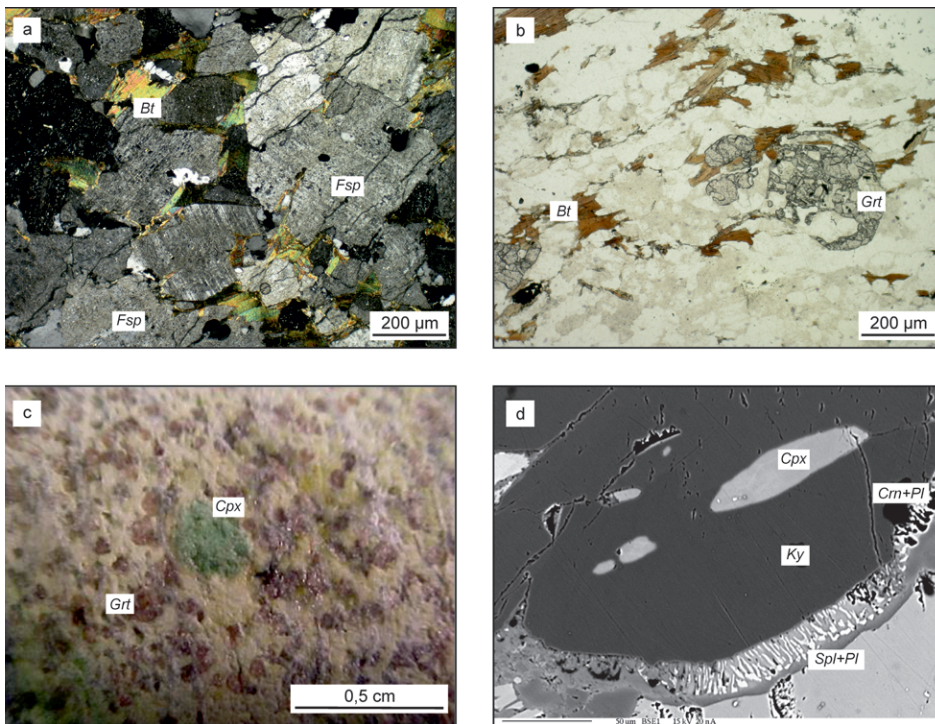
A Jánoshalma környékén feltárt aljzatmagaslat (ZACHAR & M. TÓTH 2004, 2009; ZACHAR et al. 2007; ZACHAR 2008) az Alföld területén a legsekélyebb helyzetű aljzati blokk, teteje kb. 400 méterrel található a jelenlegi felszín alatt. Két ütemben összesen 20 fúrás harántolta, szerkezetileg a Jh jelű fúrások mellett hozzátartoznak a Kiskunhalas–Ny jelű fúrások is. Mindezen fúrások hozzáférhető kőzetanyaga alapján a terület egységes kőzettani felépítésű, minden fúrás ortogneiszt harántolt. A gneisz szerkezetű kőzet ásványos összetétele meglehetősen egyveretű, egységesen Qz+Kfs+ Pl+Bt±Ms

alkotja (az ásványnevek rövidítését WHITNEY & EVANS (2010) alapján az I. táblázat tartalmazza). Kiindulási, nem metamorf protolitjának intruzív magmás jellegére számos mikroszöveti bélyeg utal. Valamennyi vizsgált minta akcesszórius ásványszemcséi (mindenekelőtt a cirkon és az apatit) saját alakúak, gyakoriak a táblás megjelenésű, gyakran mirmekites földpátszemcsék és a poligonális K-földpáthalmazok (2. ábra, a). Fő- és nyomelem összetétele alapján a protolit szinkollíziós eredetű, peraluminiumos kemizmusú granitoid lehetett. A kőzetalkotó és járulékos alkotók mellett számos minta tartalmaz a gneisz fő alkotóival szöveti egyensúlyban nem lévő, rezorbeált amfibol és/vagy atoll szerkezetű gránátszemcséket (2. ábra, b). Ezek

I. táblázat. A használt ásványrövidítések WHITNEY & EVANS (2010) alapján

Table I. Mineral abbreviations after WHITNEY & EVANS (2010)

Ásvány	Rövidítés	Ásvány	Rövidítés	Ásvány	Rövidítés
albit	Ab	hornblende	Hbl	muszkovit	Ms
amfibol	Amp	ilmenit	Ilm	pirit	Py
biotit	Bt	K-földpát	Kfs	plagioklász	Pl
cordierit	Crđ	kalcit	Cal	rutil	Rt
dolomit	Do	karbonát	Cb	sillimanit	Sil
epidot	Ep	kianit	Ky	spinell	Spl
fengit	Ph	klinopiroxén	Cpx	szericit	Ser
földpát	Fsp	klinozoizit	Czo	szerpentin	Srp
grafit	Gr	klorit	Chl	titanit	Spn
gránát	Grt	korund	Crn		
hercinit	Hc	kvarc	Qz		



2. ábra. A Jánoshalma terület jellemző kőzettípusai. a) az ortogneisz jellemző szöveti megjelenése (+N), b) rezorbeált gránát xenokristály ortogneiszben (1N), c) az eklogit xenolit makroszkópos képe, d) Spl+Pl±Crn korona az eklogit kianit szemcséje körül (SEM-BSE)

Figure 2. Characteristic metamorphic lithologies of the Jánoshalma basement area. a) typical texture of the orthogneiss (XPL), b) resorbed garnet xenocryst in orthogneiss (PPL), c) macroscopic image of an eclogite xenolith, d) Spl+Pl±Crn corona around a kyanite grain of the eclogite (SEM-BSE)

megjelenésük alapján akár a metamorf fejlődés korábbi állomásainak reliktumaként megőrződött, prekinematikus szemcsék is lehetnének, de mivel összetételük idegen a kőzet kémiai rendszerétől, xenokristályoknak minősítjük őket. A gneisz S1 foliációt helyenként milonitos S2 foliáció írja felül, jól fejlett S/C szerkezetek, muszkovit anyagú csillámhalak megjelenése mellett.

Az amfibol és gránát xenokristályokat tartalmazó ortogneisz mellett néhány amfibolit és eklogit anyagú fűrómagot is felszínre hoztak a fűrészek. A Hbl+Pl összetételű amfibolitminták intenzíven átalakultak, kapcsolatuk az ortogneisszel nem ismert. Rendkívül szerencsés ugyanakkor a Jh-Ú-16 fűrés által feltárt eklogitminta (2. ábra, c), hiszen esetében egyértelműen tanulmányozható, amint az eklogit szerkezeti határ nélkül, folyamatosan megy át ortogneiszbe, a határon Grt és Cpx xenokristály-tartalmú ortogneisz megjelenésével. A xenokristályok mennyisége a mintegy 3–5 cm széles átmeneti zónában a gneisz irányában folyamatosan csökken. Mindezek alapján az eklogit az ortogneisz (és feltehetően már az eredeti granitoid) által bezárt xenolitiként értelmezhető. Az eredeti nagy nyomású kőzetben számos eredeti ásványszemcsé őrződött meg, ami lehetővé teszi metamorf fejlődésének rekonstrukcióját. A jánoshalmi eklogit az eredeti nagy nyomású (HP) ásványfázisok alapján Grt+Cpx+Ky+Rt+Czo+Ph összetételű volt. Piroxén a kőzet mátrixa mellett a gránát és kianit szemcsék zárányaiként is előfordul (2. ábra, d). Intenzív retrográd átalakulás, hidratáció és

karbonátosodás eredményeként a mátrix mindazonáltal túlnyomórészt Amp+Pl±Cal anyagú, finomszemcsés szimplektitból áll, és hasonlóan mikroszövetű Spl+Pl±Crn korona övezi a kianit porfiroblasztokat is (2. ábra, d).

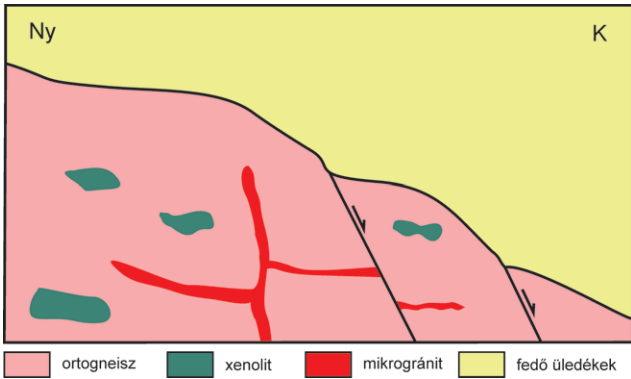
Az ortogneisz számos fűrásban ekvigranuláris szövetű, Qz+Fp összetételű, lényegében csillámmentes, nem deformált mikrogranit telérek metszik át.

Az ortogneisz teljes kémiai összetétele alapján számolt DOMINO modell szerint a kiindulási granitoidból ortogneisz a metamorf fejlődés retrográd ágán keletkezett. Az M1 paragenézis kialakulásának körülményeire $T = 700\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $P < 6,5$ kbar becsülhető. Feltételezhetően ezek a viszonyok a protolitot adó granitoid kőzet kristályosodási viszonyaira vonatkoznak. Az M2 ásványtársaság a hőmérséklet csökkenése

mentén, $T \sim 530\text{--}580\text{ }^{\circ}\text{C}$ körül keletkezett. Nyomásérzékeny fázis hiányában P értéke nem becsülhető.

Az amfibolit xenolitok evolúciója a kőzet bontottsága miatt nem modellezhető. Az eklogit esetében a teljes kőzetre számított DOMINO modell alapján $680\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $20\text{--}27$ kbar között stabil a kőzetre jellemző HP ásványtársaság (Cpx+Grt+Ph+Ky+Czo+Rt). A Fe–Mg ioncserén alapuló klinopiroxén-gránát termométerek közül POWELL (1985) módszerét használtuk, mert az egyes fázisok összetétele (pl. a gránát grosszulártartalma) ennek feltételeit teljesíti maradéktalanul. A gránát zárványaként megjelenő Cpx1 és a bezáró gránát esetén $710 \pm 10\text{ }^{\circ}\text{C}$, $725 \pm 20\text{ }^{\circ}\text{C}$; $765 \pm 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ bezáródáskori hőmérsékleteket számoltunk, míg WATERS & MARTIN (1993) Cpx–Ph–Grt geobarométere $26,2$ kbar nyomást jelez, pontosítva a fenti paragenézis modell eredményét. A mátrix klinopiroxént lényegében diopszid és hedenbergit alkotja, sugallva, hogy a kőzet szöveti alkotói-ban az eredeti HP összetétele nem őrződött meg. Az alapanyagban található fengit Si-tartalma alapján (MASSONE & SCHREYER 1987) $P = 14,4 \pm 0,5$ kbar becsülhető, ami, hasonlóan a kianit szegélyén található korund+plagioklász és spinel+plagioklász szimplektitek alapján modellezhető P – T értékekhez, dekompresszió közbeni állapotokra utal.

Összefoglalóan, a Jánoshalma-dóm egy egységes ortogneisz blokk, amelynek egyik fő jellemzője a különböző kőzettípusú és metamorf fejlődéstörténetű, metabázikus kemizmusú xenolitok és xenokristályok jelenléte (3. ábra).



3. ábra. A Jánoshalma terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján
 Figure 3. Idealized structure of the Jánoshalma basement area based on petrological data

Kiskunhalas–ÉK–Tázlár

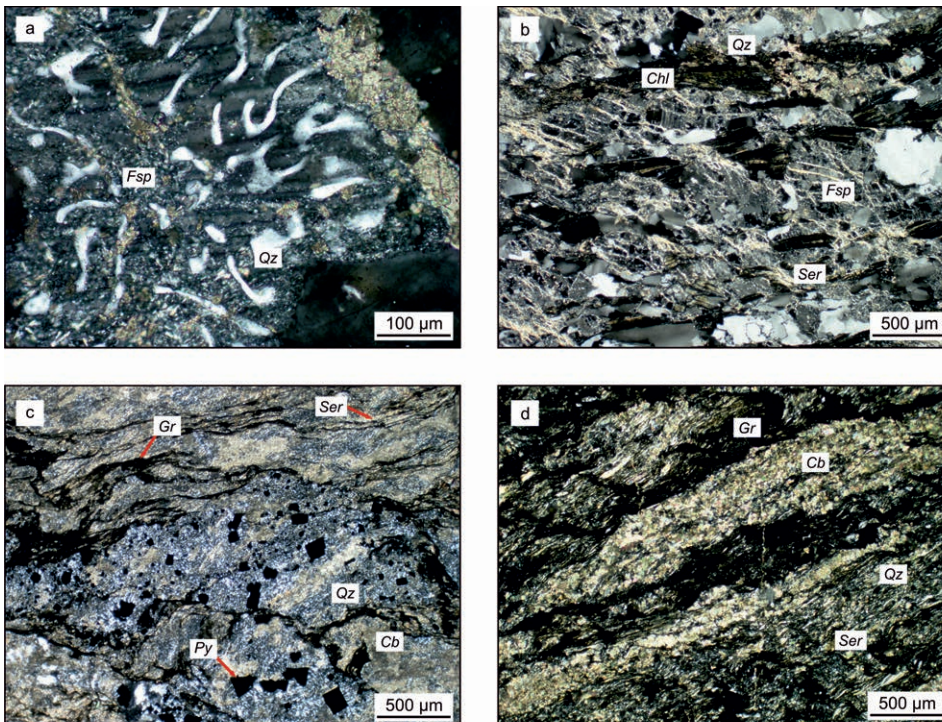
A Kiskunhalas–ÉK kutatási területen (FISER-NAGY & M. TÓTH 2012; FISER-NAGY et al. 2013, 2014; FISER-NAGY 2013) négy fő kőzettípust különítettünk el, melyek a kutakban tapasztalt szomszédsági és mélységviszonyok alapján az ideális kőzetoszlopban alulról felfelé a következők: ortogneisz, ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit és grafitos karbonátfillit. A legelső ismert szerkezeti helyzetben lévő ortogneisztest minden szöveti tulajdonságában megegyezik a Jánoshalma területen részletezettel (4. ábra, a). Tartalmaz

amfibol xenokristályokat, valamint több amfibolit xenolitot. Egyéb kőzetzárványt (pl. eklogitot) nem tártak fel a fúrások. A szomszédos területhez hasonlóan az ortogneisztestet csillámmentes granitoidtelérek metszik át.

Az ásványos összetétel és a jellegzetes, relikv intruzív magmás szövet jelenléte alapján ez az ortogneisz alkotja a milonitzóna alsó részén az ortogneisz milonit protolitját. A milonitra számos minta alapján jellemző szöveti bélyeg az S/C szerkezet, melyen belül az S síkokat biotit utáni kloritkötegek alkotják, míg a C síkokon általános a szericit megjelenése (4. ábra, b). A földpátszemcsék törésesen deformálódnak, általános a mikroboudinage szerkezetű megjelenésük. A fragmentumok közötti nyaki részen szericit, agyagásványok és kalcit megjelenése általános. A földpáttal ellentétben a kvarc- és kalcit szemcsék képlékenyen deformálódtak, aminek eredményeként intenzíven szabdaltságot alakult ki. A muszkovitszemcsék csillámhal-mikroszerkezetet alkotnak. Mindezen mikroszerkezeti bélyegek alapján feltételezhető, hogy a kiindulási ortogneisz retrográd P – T út mentén, a zöldpala fácies (stabil klorit, szericit, töréses földpát és képlékeny kvarcdeformáció) viszonyai között milonitosodott. Hasonló szöveti jegyeket a Jánoshalma ortogneisz is mutat, de ott összefüggő milonitzóna léte nem igazolható.

A deformációs zónában az ortogneisz milonit mellett egyéb kőzettípus képlékenyen nyírt változata is megjelenik. Ez a kőzettípus (grafitos gneisz milonit) jellemző kőzetalkotó ásványai (grafit, pirit) alapján egyértelműen elkülönül

az ortogneisztesttől. Nem deformált protolitja a területen ismeretlen, és ásványos összetétele alapján elkülönül a legfelső szerkezeti helyzetben előforduló grafitos karbonátfillitől is, nagy kvarc-, földpát- és szericittartalma alapján (4. ábra, c). E nyírt kőzet esetében a Raman-spektroszkópia alapú szenes anyag termométerrel meghatározott jellemző metamorf hőmérséklet $T = 410 \pm 45$ °C. Az R2 paraméter szórása igen nagy ($> 0,1$), a teljes zónára vonatkozó eloszlásfüggvény aszimmetrikus jellege, a kis R2 (nagy hőmérséklet) -értékek felé történő ferdeség mellett. Amennyiben az eloszlás ferdeségét a grafit szemcsék deformáltsága, esetleg nem megfelelő mértékű grafitosodás okozta volna, az a kis hőmérsékletek irányában okozna eltolódást. Ezért értelmezésünk szerint a milonitos zóna által mintázott kő-



4. ábra. A Kiskunhalas–ÉK terület jellemző kőzettípusai. a) jellegzetes mirmekites földpátszemcsé ortogneiszben (+N), b) S/C szerkezet ortogneisz milonitban (+N), c) a grafitos gneisz milonit jellemző szöveti megjelenése (+N), d) a grafitos karbonátfillit jellemző szöveti megjelenése (+N)

Figure 4. Characteristic metamorphic lithologies of the Kiskunhalas-NE basement area. a) a typical myrmecitic feldspar grain from the orthogneiss (XPL), b) S/C structure in orthogneiss mylonite (XPL), c) typical texture of the graphite gneiss mylonite (XPL), d) typical texture of the graphite carbonate phyllite (XPL)

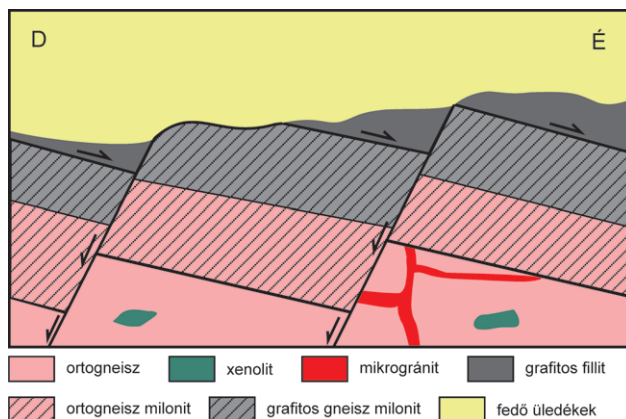
zetek maximális metamorf fokuk tekintetében heterogének, azaz a milonitos nyírási zónában eltérő metamorf állapotú kőzetek fordulnak elő. Bár a jellemző kőzettípusra $T \sim 410^\circ\text{C}$ adható, néhány kőzetszemcsé ennél jóval nagyobb hőmérsékletet őriz. A grafitos gneisz milonit néven összefoglalt kőzettársaság így feltételezhetően viszonylag széles intervallumot képvisel a litoszférából.

A viszonylag kis kiterjedésű, legfelső szerkezeti helyzetben lévő grafitos karbonátfillit jellegzetes, kaotikusan gyúrt sötét (szenes anyag, pirit, agyagásványok) és világos (karbonát, szericit, kevés kvarc) sávokból áll (4. ábra, d). A szenes anyagon mért hőmérsékletek szóródása jóval kisebb, mint a milonitos változat esetében. Erre a kőzettípusra $T \sim 375 \pm 15^\circ\text{C}$ maximális metamorf hőmérséklet becsülhető. Az illit kristályossági fok adatainak elemzése alapján ÁRKAI (1991) $T \sim 300^\circ\text{C}$ csúcs metamorf hőmérsékletet becsült erre a zónára. Értelmezése szerint a grafitos karbonátfillit-zóna exotikus takarót képvisel a területen, s kontaktusa a mélyebb helyzetű, nagyobb fokú metamorf tömeggel szükségképpen tektonikus.

A kőzettest jelentős részét adó milonitos zóna petrológiaiilag két fő kőzettípusból épül fel. Ezek egységesen olyan szöveti bélyegeket viselnek magukon, melyek arra utalnak, hogy a milonitosodás során mikroléptékben extenziós feszültségtér alakult ki. A csillámhal, a könyvespolc (bookshelf), a mikroboudinage mikroszerkezetek egybehangzóan arra utalnak, hogy a milonitos nyírás inkább extenziós, mint kompressziós feszültségtérben zajlott (PASSCHIER & TROUW 2005). A nyírási zóna mindkét fő litológiai egységére vonatkozóan a kvarc szutúra termométerrel meghatározott deformációs hőmérsékletük azonosan körülbelül $T \sim 450$ (440–470) $^\circ\text{C}$ -nak adódott.

A rendelkezésre álló karotázs szelvény adatsorok részletes kiértékelése alapján minden egyes fúrás mentén el tudtuk különíteni az ortogneiszt a milonittól, melyben az ellenállás és a sűrűség szelvények játszottak döntő szerepet, illetve a grafitos karbonátfillitet a milonittól (FISER-NAGY et al. 2014). A két kőzettanilag elkülönülő milonitosodott kőzettípus (ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit) a rendelkezésre álló lyukgeofizikai adatok alapján nem elkülöníthető. Ilyen módon a kőzettani információ a vizsgált fúrások mentén kiterjeszhető, a három litológiai egység (ortogneisz, milonitzóna, grafitos karbonátfillit) között a litológiai határok helyzete fúrásenként becsülhető, s ez alapján a teljes területre földtani szelvények szerkeszthetők. Az így kapott földtani szelvényeken a gneisz-milonit határ lapos szögű ($< 5^\circ$), északias dőlésű ($13\text{--}18^\circ$) síknak adódik, melyet a nyírási zóna két oldalán felismert kőzettestek szignifikánsan eltérő metamorf fejlődéstörténete, valamint a deformációs zóna extenziós jellege alapján elválasztó vetőként értelmeztünk.

Így, egyetértve ÁRKAI (1991) értékelésével igazoltuk az ortogneisz és a grafitos karbonátfillit zóna közötti határ tektonikus jellegét, bár azt inkább extenziós szerkezetként értelmezzük. Szintén ezt a modellt erősíti, hogy a nyírási zóna dőlési viszonyai nem egyeznek a kréta takarók általános, délies dőlésirányaival. Minden adatot figyelembe véve az eltérő metamorf fejlődésű ortogneisz és a legfelső grafitos kar-



5. ábra. A Kiskunhalas-ÉK terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 5. Idealized structure of the Jánoshalma basement area based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology, orthogneiss, mylonite in general and graphite carbonate phyllite, respectively

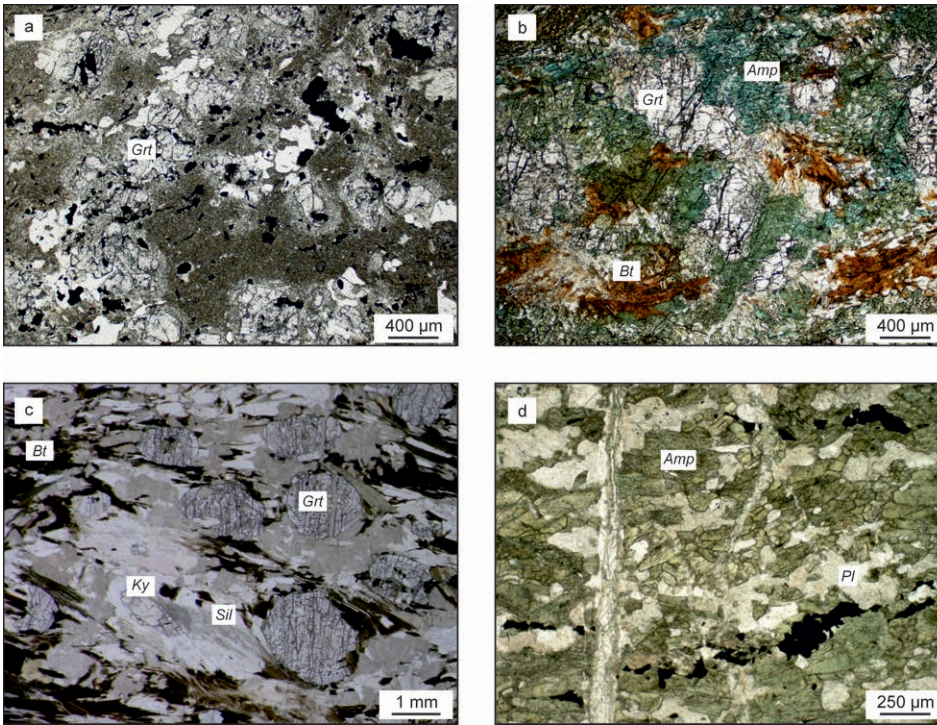
bonátfillit blokk kisszögű normálvető-zóna mentén, a képlekeny litoszférában (átlagos geotermikus viszonyok mellett kb. 15 km-es mélységben) került egymás mellé (5. ábra).

Szank

A szanki területen feltárt alaphegységi szerkezetről összefoglaló publikáció nem született, az eredményeket diplomamunkák foglalják össze (BENCSEK 2011, AGÓCS 2013, PAPP 2019). A fő kőzettípusok és azok egymáshoz viszonyított térképi elterjedése mindazonáltal ezen munkák alapján is egyértelműen kirajzolódik.

A terület ÉNy-i részén a korábban részletesen bemutatott ortogneisz uralkodik. Szöveti jellemzői mindenben meg egyeznek a Jánoshalmán és Kiskunhalason látottakkal. A kvarc-, földpát-domináns gneisz tömegben általános elterjedtek az amfibolit anyagú xenolitok, A folyamatos átmenetet a gneisz és annak metabázikus kőzetzárványai között több fúrás anyaga is igazolta. A szanki fúrások felszínre hoztak több eklogit anyagú xenolitot is, melyek rekonstruálható nagy nyomású ásványos összetétele lényegében azonos a jánoshalmi eklogitnál bemutatottal; $\text{Gr}t + \text{Cpx} + \text{Ky} + \text{Rt} + \text{Czo}$ (6. ábra, a). A minták szövete szimplektites, a finomszemcsés $\text{Amp} + \text{Pl}$ mátrixban nem őrződött meg az eredeti egyensúlyi szövet. Lényeges eltérés a korábban bemutatott eklogitokhoz képest, hogy valamennyi szanki eklogitmintát kvarc és K-földpát anyagú granitoid mikrotelerek járnak át. Ezek mentén a kőzet intenzív utólagos átalakultságot mutat, néhány cm széles zónában általános a K-metaszomatózis hatására történt másodlagos biotit- és K-földpát-keletkezés (6. ábra, b).

A kőzet alapanyagának nagymértékű átalakultsága miatt a nagy nyomású fizikai viszonyok rekonstrukciója a gráná szemcsékben megőrződött zárványok alapján lehetséges. Ezek közül megfelelő méretük miatt elsősorban a kvarczárványok vizsgálhatók; a gyakori kianit- és rutilzárványok termometriai számításokra nem alkalmasak. Nyomásbecslésre a kvarc Raman-spektrumának változásán alapuló



6. ábra. A Szank és a Csólyospálos-K terület jellemző kőzettípusai. a) az eklogit xenolit jellemző szöveti képe (1N), b) K-metaszomatizált zóna eklogitban (1N), c) a polimetamorf gránátos, sillimanitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) az amfibolit jellemző szöveti képe (1N)

Figure 6. Characteristic metamorphic lithologies of the Szank and the Csólyospálos-E basement areas. a) typical texture of an eclogite xenolith (PPL), b) K-metasomatized zone in an eclogite xenolith (PPL), c) typical texture of the garnetiferous sillimanite biotite gneiss (PPL), d) typical texture of the amphibolite (PPL)

barométert használtuk (KOHN 2014). Ennek hőmérséklet-függése az eklogit fáciesre jellemző T -intervallumban elenyésző, ezért a módszer nagyon érzékeny barométer. Hat gránátzsemce közel 50 kvarczáránya alapján konzisztens, $10,3 \pm 0,01$ kbar bezáródáskori nyomást számoltunk, $T \sim 700^\circ\text{C}$ feltételezése mellett.

Szankon a fúrások nem tártak fel a Kiskunhalason és Tázlárán jellemző kiskokú kőzetekkel (fillit) analóg fejlődésűnek tekinthető mintákat, ahogy összefüggő milonitizónának sincs nyoma. Az ortogneisszel jellemzett ÉNy-i bloktól DK-felé, gránátos, sillimanitos paragneisz a jellemző litológia. Határa az ortogneisz-zónával nem ismert. Szöveti megjelenése alapján egyértelműen polimetamorf képződés, az M1 metamorf eseményt Grt1+Ky index ásványok és rutil, míg az M2 állapotot Grt2+Sill jellemzi. Mindezek alapján a kőzet normál Barrow-zonáció mentén metamorfizálódott. BENCSEK (2011) az M2 eseményre $T < 700^\circ\text{C}$ és $P < 8,5$ kbar fizikai körülményeket modellezett.

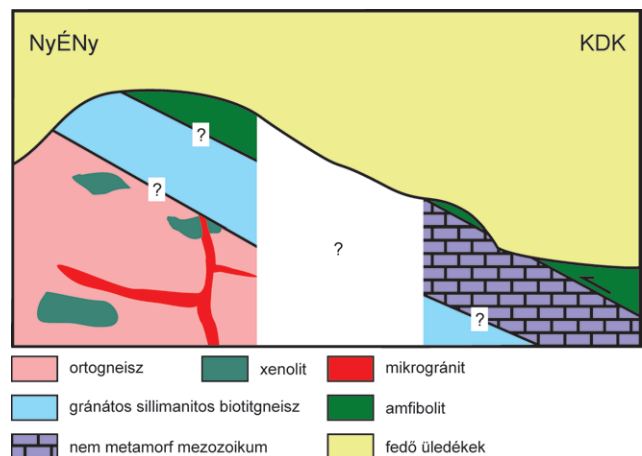
A szanki terület DK-i részén amfibolit és amfibolos biotitgneisz a jellemző kőzettípusok, kevés biotitgneisz és különböző mészsilikát kőzetek (AGÓCS 2013) előfordulása mellett. Ezek DOMINO modelljeinek egyesítése alapján a zónára $550\text{--}600^\circ\text{C}$ és $3,5\text{--}6,5$ kbar metamorf P - T -ablak adható (BENCSEK 2011). Bár a gránátos, sillimanitos paragneisz és az amfibolitdomináns blokkokra modellezett P - T -ablakoknak van közös része, az előbbi nagyobb metamorf fokú képződésként értékelhető, ami miatt a két képződés határa feltételezhetően posztmetamorf. Ezzel együtt a határ

jellege egyelőre ismeretlen (7. ábra).

Csólyospálos-K – Kömpöc

A Csólyospálos környéki metamorf aljzatra (M. TÓTH et al. 2011) összességében a rossz feltártság, kevés fúrás és a nagyon rossz megtartású minták jellemzőek. A fő kőzettípusok szöveti megjelenésük alapján így is rekonstruálhatók, ami kiemelten fontos a regionális kép kialakítása szempontjából. A területen két fő metamorf kőzettípus tanulmányozható, a gránátos, sillimanitos paragneisz és az amfibolit/amfibolos biotitgneisz. A kőzetek minden petrográfiai jellemzője azonosnak tekinthető a Szank DK-i területén látottakkal. A gránátos, sillimanitos paragneisz polimetamorf, az M1 ásványtársaságban Grt1+Ky, az S2 foliáció-

hoz kapcsolódó M2 paragenézisben Grt2+Sill+Ilm±Gr összetétellel (6. ábra, c). A gránátban azonosítható S1 prekinematikus zárványsorokban általános a rutil megjelenése. Mindezek alapján a kőzet fejlődése normál Barrow-féle P - T -úttal jellemezhető. A számottevő késői átalakulás miatt termobarometriai számításra a kőzet leginkább ellenálló ásványa, a grafit alkalmas. Raman-spektrum alapú grafit termometria alapján az M2 eseményre számítható hőmérséklet



7. ábra. A Szank és a Csólyospálos-K terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 7. Idealized structure of the Szank and the Csólyospálos-E basement areas based on petrological data. Each block is named after its basic lithology, orthogneiss, garnetiferous sillimanite biotite gneiss, and amphibolite

$T_{max} \sim 630$ °C, ami beleesik a sillimanit stabilitási tartományába. Ez alapján a gránátos, sillimanitos paragneisz bizonyosan nem azonosítható a Kiskunhalas-ÉK területen jellemző, hasonlóan grafittartalmú, kisfokú metamorf képződményekkel, melyeknek viszont a csólyospálosi területen nincs nyoma.

Néhány magszakasz képviseli az amfibolit (Csó-K-3, Köm-4) és az amfibolos biotitgneisz (Csó-K-4, Köm-5) közettípust (6. ábra, d). Ezen metabázikus kőzetek ásványos összetétele azonos a Szankon látottakkal, ugyanakkor intenzíven átalakultak, rajtuk nem lehetséges termobarometriai számítást végezni.

Az aljzati minták többsége intenzíven deformált; a gránátos, sillimanitos paragneiszben korai milonitos deformációt felülíró töréses deformáció a jellemző. A gneisz kataklázit és vetőbreccsa anyagú minták klasztjainak anyaga paragneisz milonit azt sugallva, hogy a töréses alakváltozás ugyanazon nyírási zónák mentén képlékeny deformációt írt felül. A kőzetoszlopban gyakori a perm homokkő és a különböző mezozoos (triász, jura, BÉRCZINÉ MAKK 1998; ÁRKAI et al. 2000) karbonátos kőzetek megjelenése, gyakran az amfibolit, amfibolos biotitgneisz alatt. A Köm-5 fúrás esetén triász és jura képződmények alkotják az amfibolos biotitgneisz fekvését, melyek alatt a fúrás nem ért el más metamorf képződményeket. Más esetekben (Csó-K-3) dolomitbreccsa választja el az amfibolitot a gránátos, sillimanitos paragneisz szakasztól. Mindezek alapján ismeretlen szerkezeti helyzetű egységként írhatjuk le az amfibollal, amfibolos biotitgneisszel jellemezhető blokkot, mely bizonyosan posztmetamorf mozgások eredményeként került jelenlegi helyére. A gránátos, sillimanitos paragneiszből álló metamorf aljzat és a dominánsan amfibolit anyagú „pikkely”(?) között helyenként kb. 500 m mélységtérítés is előfordul.

Bár a rossz feltártság és a minták rossz állapota miatt a szerkezet a kőzettani információ alapján részletesebben nem rekonstruálható, a Csólyospálos–Kömpöc terület felépítése sok szempontból azonosítható a szanki terület felépítésével. Mindkét területen gránátos, sillimanitos paragneisz és magasabb szerkezeti helyzetben amfibolit a jellemző közettípusok. Míg Csólyospáloson igazolt a két képződmény közötti szerkezeti (mezozoos, posztmezozoos?) szerkezeti határ léte, Szankon ez a határ, a két képződmény eltérő metamorf fejlődése miatt, csak feltételezhető (7. ábra).

Szeghalom

Valamennyi aljzati mintaterület közül a legtöbb vizsgálat a Szeghalom-hát területén történt (M. TÓTH et al. 2000, 2003, 2008; SCHUBERT et al. 2007; BALOGH et al. 2009; MOLNÁR et al. 2015; M. TÓTH & SCHUBERT 2018). Ennek fő oka az, hogy itt mélyült a legtöbb aljzati elérése, melyek közül négy több tíz méteren keresztül maggal tárta fel az aljzati képződményeket.

A területen három fő litológiai típus azonosítható, melyek relatív helyzete több fúrás alapján meghatározható. Legelső szerkezeti helyzetben a korábbiakkal mind ásványos összetételében, mind mikroszöveti megjelenésében

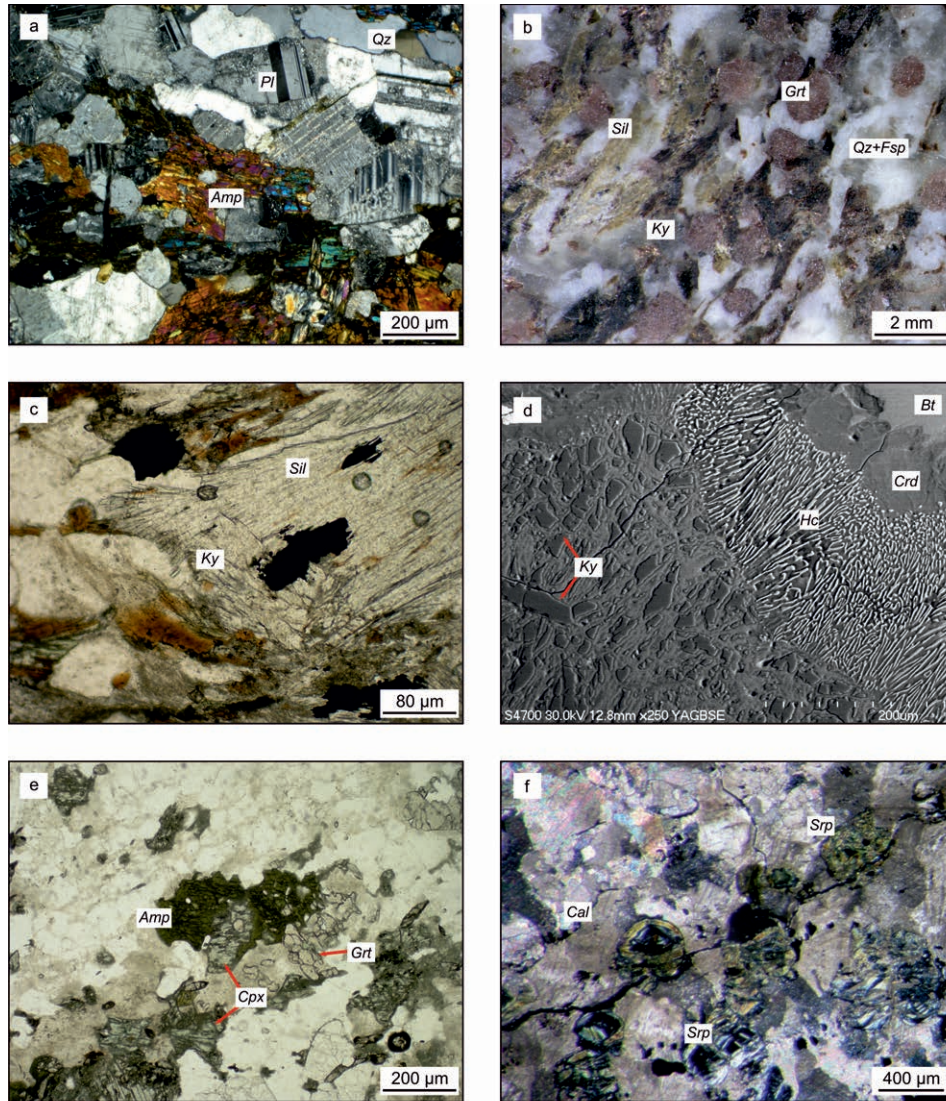
rendkívül hasonló ortogneisz található. Hasonlóan a fent bemutatott területek ortogneiszéhez, itt is jellemző a különböző xenokristályok (amfibol, gránát) és xenolitok előfordulása (8. ábra, a). Ez utóbbiak legnagyobb része az általánosan megjelenő amfibolit és gránátos amfibolit, de néhány eklogitminták is előfordul. Egyetlen fúrásban (Szh-15) mindezek mellett felzikus granulit anyagú xenolit is megjelent (8. ábra, b). Az ortogneisz zöldpala fáciesű milonitos átalakulása szintén jellemző, az egykori képlékeny nyírási zóna menti kőzetátalakulás több fúrás anyaga esetében követhető. A milonit mikroszöveti jellemzői azonosak a korábban bemutatottakkal.

A végig maggal mélyített fúrások tanúsága szerint széles, kataklázos nyírási zóna mentén az ortogneisz blokk fölött a területen egységesen gránátos, sillimanitos paragneisz következik, mely szöveti jellemzői alapján hasonló a Szank és Csólyospálos területen bemutatott, analóg kőzettípushoz. Itt is jellemző a polimetamorf jelleg M1 Grt1+Ky és M2 Grt2+Sil index ásványokkal (8. ábra, c). Az index ásványok sorozata, valamint az M1 gránátok rutilzárványai Szeghalmon is normál, Barrow-típusú metamorf evolúcióra utalnak. Legfelső szerkezeti helyzetben (szintén kataklázittal jellemezett nyírási zóna mentén) amfibolit és amfibolos biotitgneisz következik. E két közettípus (hasonlóan a Szankon és Csólyospáloson bemutatott esethez) felváltva jellemzi a legfelső szerkezeti zónát. Az amfibolitok a kőzetalkotó Hbl+Pl mellett rendszerint tartalmaznak epidotot, ilmenitet és esetenként apró gránát szemcséket is. Ellenkéntben a Szankon megfigyelttel, Szeghalmon mészsilikát kőzeteket nem találunk a legfelső szerkezeti blokkban.

A nagyszámú fúrás és az ezekben rendelkezésre álló lyukgeofizikai szelvények kiértékelése alapján a három kőzetblokkot elválasztó kataklázit zónák térbeli helyzetét elemezte MOLNÁR et al. (2015). Eredményeik alapján az egyes fúrásokban azonosítható nyírási zónák DK-i irányban kb. 11°-kal dőlő síkokat definiálnak, melyeket erre közel merőleges irányú normál vetők szabdalnak blokkokra. A lapos szögű szerkezeti elemeket, valamint az azokat elvető normál vetőket szeizmikus szelvények értelmezésével M. TÓTH et al. (2008) is kimutatták.

A három szerkezeti egység kőzetein végzett termobarometriai vizsgálatok eredménye az alábbiakban foglalható össze. Az ortogneisz átalakulása 9 db, muszkovittartalmú gneiszminta DOMINO modellje alapján 500–600 °C, < 8 kbar. Ezt a hőmérsékletet alátámasztja az irányított szemcséken mért Ti-a-biotitban (HENRY et al. 2005) termometriai számolás eredménye is, mely nagyszámú szemcsé alapján $T = 550\text{--}620$ °C. Ugyanezen biotitszemcsék magas Ti-tartalmú magjai esetében a keletkezési hőmérséklet $T > 700$ °C-ra becsülhető, igazolva azok magmás eredetét. Az alkáli és plagioklász földpátok közös szemcsehatárán történt rekrisztallizáció eredményeként a metamorfózis viszonyai között ezek a fázisok is egyensúlyba jutottak. A szemcseperemi összetételek alapján történt termometriai becslés $T \sim 600$ °C-ot eredményez $P < 5$ kbar feltételezése mellett.

A szeghalmi ortogneisz jó feltártsági viszonyai miatt számos xenokristály és xenolit elemzésével azok metamorf



8. ábra. A Szeghalom és a Mezősas–Furta terület jellemző kőzettípusai. a) amfibol xenokristályok ortogneiszben (+N), b) a felzikus granulit xenolit makroszkópos képe, c) a gránátos, sillimanitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) Crd+Spl tartalmú korona a granulit kyanit- és biotit szemcséje határán (SEM-BSE), e) Amp, Cpx és Grt xenokristályok ortogneiszben (1N), d) olivin utáni szerpentin pseudomorfózák forsterites márvány xenolithban (1N)

Figure 8. Characteristic metamorphic lithologies of the Szeghalom and the Mezősas–Furta basement areas. a) amphibole xenocryst in orthogneiss (XPL), b) macroscopic image of the felsic granulite xenolith, c) typical texture of the garnetiferous sillimanite biotite gneiss (PPL), d) Crd+Spl corona at the contact of kyanite and biotite grains of the granulite xenolith (SEM-BSE), e) Amp, Cpx and Grt xenocrysts in orthogneiss (PPL), f) serpentine pseudomorphs mimicking previous olivine grains in a forsterite marble xenolith (PPL)

fejlődése is részletesen tanulmányozható. Számos mintában vizsgálva a gránát xenokristályok kémiai összetétele széles intervallumon belül változik, azt sugallva, hogy azok nagyon különböző metamorfotokat reprezentálnak. Akár ugyanazon mintán belül is találunk eltérő, metabázikus és metapelites összetételű kőzetre utaló gránát szemcséket is. Ezen gránátok termobarometriai számításra nem alkalmasak, hiszen – feltételezhetően – idegen szemcséként kerültek az ortogneisz anyagába, s annak ásványaival a későbbi metamorf fejlődés során sem jutottak egyensúlyba. A vizsgált amfibol xenokristályok pereme ugyanakkor átkristályosodott a metamorf viszonyok között, s mindegyikük hasonló zonációt mutat. Ez alapján GERYA et al. (1997) termobaromet

méterét használva $T \sim 660\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow 580\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklet és $P \sim 3,0\text{--}4,5\text{ kbar} \rightarrow 2,0\text{--}3,5\text{ kbar}$ nyomásváltozási trend általánosítható. Azaz a nagyobb $P\text{--}T$ -n keletkezett amfibol xenokristályok peremei a befoglaló ortogneiszhez hasonló fizikai körülmények között alakultak át és jutottak egyensúlyba.

A részletesen vizsgált xenolitok korai metamorf fejlődése, különösen a nyomás vonatkozásában, számottevően eltér egymásétól. A vizsgált gránátos amfibolitokban a gránát-amfibol-plagioklász paragenézis $\sim 620\text{ }^{\circ}\text{C}$ keletkezési hőmérsékletet (GRAHAM & POWELL 1984) és $\sim 7,5\text{--}8,2\text{ kbar}$ nyomást sugall (KOHN & SPEAR 1991). A vizsgált eklogit xenolitok esetében átlagosan $T(P_{max}) \sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $P_{max} \sim 15\text{ kbar}$

maximális metamorf állapot adható. Mindezen kőzetzárványok esetében kimutatható a késői metamorf felülbélyegzés $T \sim 600$ °C és $P < 3,0$ kbar, azaz az ortogneisz átkristályosodásával megegyező körülmények között.

Az egyetlen granulit xenolitot a $Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt+Ky+Rt$ M2 paragenezis jellemzi. A részben hasonló (+Ph), korábbi állapotot őrző M1 metamorf ásványtársaság a gránátzemcsék zárványaiként őrződött meg. Az M3 esemény során nagy méretű, irányított sillimanitkötegek és biotitlécek keletkeztek; a kianit körül kordierit (\pm spinell) tartalmú komplex korona mikroszövetek fejlődtek ki (8. ábra, d). A granulit xenolit és a befoglaló ortogneisz kontaktusa jól tanulmányozható a fúrómagon, ami bizonyosan nem tektonikus, mivel az M3 biotit és az ortogneisz metamorf eredetűnek minősíthető biotitzemcséinek irányítotttsága megegyezik. A granulit maximális fokú metamorf átalakulása fengitzárvány és gránátmag összetételének adatai alapján $T \sim 820\text{--}850$ °C (GREEN & HELLMAN 1982), $P \sim 13$ kbar mellett (Si-a-fengitben barométer, MASSONE & SCHREYER 1987). Számottevő hűlés és dekompreszió után a kianitot körülvevő korona minden formájában kis nyomáson történt felfűtés eredményeként jött létre $T = 650 \pm 10$ °C és $P = 3,1 \pm 0,1$ kbar viszonyok között. Ezt a hőmérséklet-növekedést az eredeti granitoidolvadéknak a granulit kőzetzárványon okozott izobár kontakt hatásaként értelmezzük.

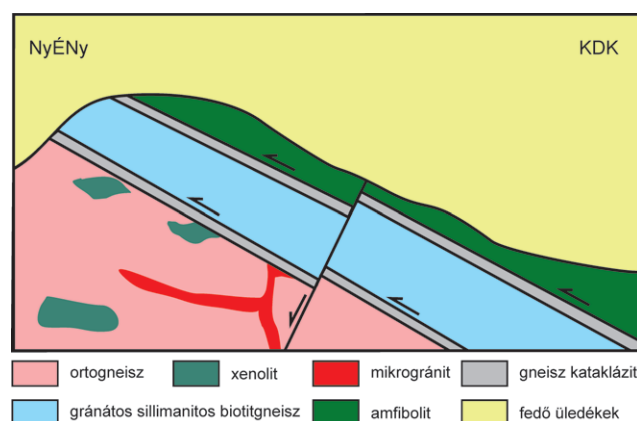
Az ortogneisz milonitos nyírása kvarcszutúra-elemzés alapján kb. $T \sim 430$ °C-on történt. Ezt az értéket alátámasztja a kőzet szöveti megjelenése is, hiszen a kvarc képlékeny deformációja $T > 270$ °C, míg a földpát egyidejű töréses viselkedése $T < 450$ °C hőmérsékletre utal (VOLL 1980, WHITE et al. 1980). Az azonos megjelenésű ortogneisz képlékeny nyírásának becsült hőmérséklete megegyezik a Kiskunhalason meghatározott milonitosodási hőmérséklettel, ami összevethető litoszféra mélységben lejáratott hasonló geodinamikai folyamat eredményére utal. A szeghalmi ortogneiszből szeparált másodlagos muszkoviton mért K–Ar kor 280 ± 11 M év (Sz-É-11). Így az ortogneisznak a metamorfózis retrográd ágán, zöldpala fáciesben történt milonitosodása feltehetően az orogén kora perm exhumációjához köthető.

A szeghalmi gránátos, sillimanitos paragenezis esetén lehetőség volt a teljes metamorf P – T út rekonstrukciójára (M. TÓTH 2008). Az M1 eseményre a gránátmagok és biotitzárványok $730\text{--}750$ °C keletkezési hőmérsékletet sugallnak (BHATTACHARYA et al. 1992), míg a GASP barométer (kianit feltételezése mellett) alapján $P = 7,5\text{--}7,8$ kbar számolható. Ugyanezen módszerek a mátrix paragenezis, a gránát peremi összetétele és sillimanit feltételezése alapján az M2 eseményre $T \sim 630\text{--}650$ °C és $P \sim 4\text{--}5$ kbar értékeket becsülnek. A kőzet mátrixában és biotit zárványaként megjelenő monacit U–Pb geokémiai kora $361,4 \pm 47,6$ M év, míg izotóp kora $330 \pm 7,1$ M év. A kőzet cirkonzemcséin mért hasadvány nyom kor $166,5 \pm 14,7$ (BALOGH et al. 2009). Azaz a variszkuszi orogenezis során keletkezett metamorf tömeg feltehetően a Pennini-óceán kinyílásával egyidejű litoszféra-vékonyodás eredményeként került a litoszféra sekély mélységébe.

A legfelső szerkezeti helyzetben lévő amfibolit, amfibolos gneisz egység monometamorf képződmény. Egyensúlyi

amfibol-plagioklász ásványpárok alapján a maximális hőmérsékleten jellemző metamorf állapot körülményeire különböző módszerek hasonló eredményeket adnak. Így $T = 550\text{--}570$ °C (HOLLAND & BLUNDY 1994), $T \sim 560$ °C és $P = 3\text{--}4$ kbar (GERYA et al. 1997), valamint $T \sim 530$ °C $P \sim 4$ kbar (PLYUSNINA 1982). A kőzet amfibolszeparátumán mért K–Ar adatok irreálisan fiatal, középső triász kort adnak ($222,1 \pm 7,9$ M év 7 minta alapján; M. TÓTH 2008). Az amfibol és plagioklász Ar–Ar korszpektrumának legidősebb plató korai mindazonáltal igazolják a variszkuszi metamorfózist ($293,7 \pm 13,8$, illetve $333,3 \pm 14,4$ M év; BALOGH et al. 2009).

Mindezek alapján a teljes Szeghalom területen nyomozható, lapos szögű nyírás zónák által elválasztott három egység metamorf fejlődése számottevően eltér egymástól (9. ábra). Így jelenlegi helyzetükbe posztmetamorf szerkezeti mozgások eredményeként kerültek. Mivel az elválasztó nyí-



9. ábra. A Szeghalom és a Mezősas–Furta terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 9. Idealized structure of the Szeghalom and the Mezősas–Furta basement areas based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology; orthogneiss, garnetiferous sillimanite biotite gneiss, and amphibolite

rési zónák jellemző tektonit kőzettípusa a kataklázit, a nyírás feltehetően a litoszféra felső, töréses zónájában zajlott a metamorf tömeg középső jura kiemelkedését követően. Ez alapján feltételezhető, hogy a kristályos tömegen belüli DK-i dőlésű nyírás síkok az alpi takarórendszer valamely szerkezeti határait alkotják.

Mezősas–Furta

A két kutatási terület ugyanazon aljzatkiemelkedésen található, Mezősas a központi és déli, míg Furta az észak felé lejtő területen. Kőzettani felépítésük azonos a nyugati szomszéd, Szeghalom területen bemutatottal (M. TÓTH & ZACHAR 2006, BALOGH et al. 2009). Az északi, furta terület kizárólagos kőzettípusa az ortogneisz, míg dél felé a magasabb szerkezeti helyzetű egységek is megjelennek. A furta fúrások által feltárt ortogneisz különlegessége, hogy itt a korábbiaknál is változatosabb xenokristály (8. ábra, e) és xenolitartalom jellemző (minden egyéb petrográfiai tulaj-

donság azonossága mellett). A korábban látottak mellett Furtán előfordulnak ultrabázikus és mészszilikát összetételű kőzetzárványok is. Ez utóbbiakban az egykori olivinkristályok lizardit anyagú pszeudomorfózái (8. ábra, f) utalnak a korábbi forsterites márvány jelenlétére (M. TÓTH & SCHUBERT 2018). Metakarbonát rendszerben olivin keletkezésére rendszerint nagy hőmérsékletre és kis CO₂ fugacitáshoz (nyílt rendszerhez), s így kontakt metamorf viszonyokhoz kapcsolódik. Így a forsterites márványxenolit protolitja, hasonlóan a többi kőzetzárványhoz, az eredeti granitoid magmába került idegen kőzettest lehetett, s kezdetben annak hőhatására kontakt metamorfózist szenvedett, majd regionális metamorf körülmények között tovább fejlődött a gránit ortogneisszé alakulása folyamán.

A főleg a mezőségi fúrások által feltárt felső szerkezeti egységek, a gránátos, sillimanitos paragneisszel és az amfibolit által jellemzett blokkok minden tulajdonsága megegyezik a Szeghalom területen látottakkal.

Dorozsma

A Dorozsma kutatási területen mélyült fúrások petrográfiai feldolgozásának eredményeként (LELKES-FELVÁRI et al. 2005, M. TÓTH 2008, PAPP et al. 2017, M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020) alapvetően három fő kőzettípus (és ezek számos altípusa) azonosítható. Ezek térbeli kapcsolatrendszerét számos fúrás igazolja, de legjobban a végig maggal fúrt Do-54 tárta fel. Legelső szerkezeti helyzetben tömeges amfibolit és kisebb jelentőséggel amfibolos biotitgneisz, kloritos biotitgneisz a jellemző. Az amfibolit összetétele Amp+Pl+Spn±Epi±Chl±Grt±Bt. A biotit rendszerint Mg-klorittal közberétegzett formában jelenik meg (10. ábra, a). A kloritos biotitgneisz esetenként tartalmaz gránátot, de más index ásvány (pl. kianit) nem fordul elő benne. Különös szöveti jellemzője a dinamikusan rekrisztallizálódott földpát-szemcsék statikus rekrisztallizációja, aminek eredményeként nem deformált, poligonális földpátkorona övezi a nagy méretű földpát-klasztokat.

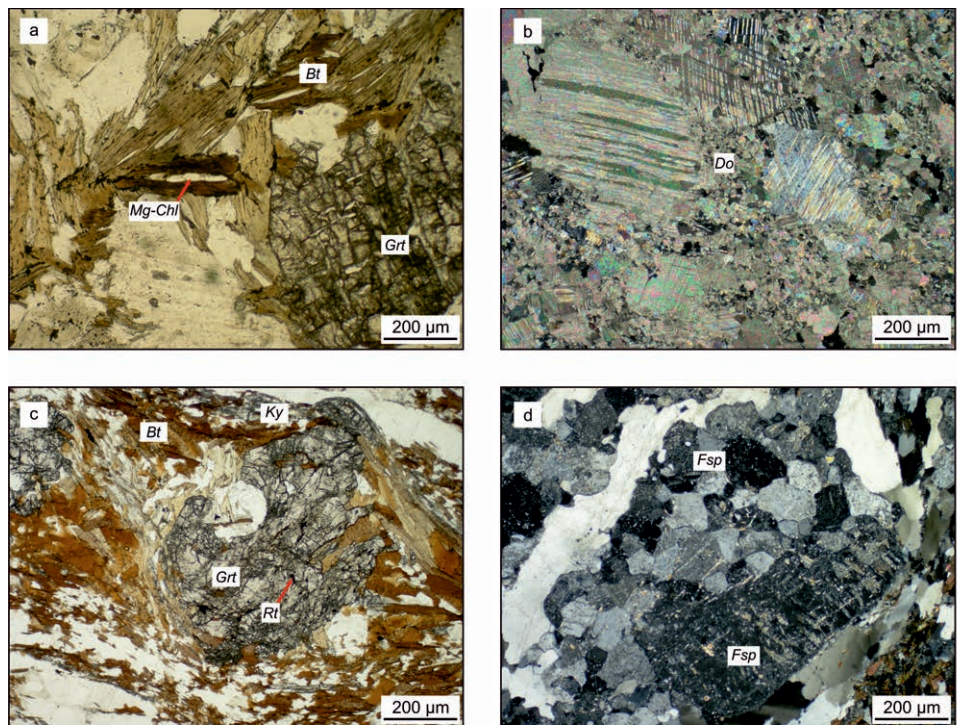
Az amfibolit által meghatározott zóna fölött dolomitmárvány a jellemző kőzettípus, melyet dolomit-, kevés kvarc- és muszkovit -

szemcsék mellett klorit és talk mint maximális fokú metamorf ásványok alkotnak. Bár a dolomitmárványnak különböző mértékben deformált típusai fordulnak elő a területen, ezt a legfeljebb néhány száz tíz méter széles zónát elsősorban dolomitmárvány anyagú kataklázit alkotja (10. ábra, b).

Legfelső szerkezeti helyzetben elsősorban gránátos, kianitos biotitgneisz található. A kőzet polimetamorf megjelenést mutat, a gránát zárvényaiként megjelenő M1 Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+Rt, valamint a kőzet mátrixát alkotó M2 Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt+Ky+Ilm ásványtársasággal (10. ábra, c). Az amfibolit zóna kloritos biotitgneiszénél látotthoz hasonlóan ebben a zónában is jellemző a földpát dinamikus, majd statikus rekrisztallizációja (10. ábra, d), azonban a koronát alkotó földpát-szemcsék mérete itt számottevően nagyobb, mint az az alsó zónában jellemző (150–150 szemcse elemzése alapján átlagosan 148, ill. 45 mikron).

Ezt az általános szekvenciát valamennyi aljzatot elérő fúrás lyukgeofizikai adatainak litológiai célú értelmezése is alátámasztotta, ami egyúttal lehetőséget adott a kőzettani információ térbeli kiterjesztésére. A három fő kőzetblokk térbeli helyzetének geofizikai alapú meghatározása igazolta, hogy a nyírt dolomitmárvány-zóna átlagosan 36°/18° helyzetű síkot, illetve normálvetőkkel szabdaltsíkokat definiál az amfibolit és a gránátos, kianitos biotitgneisz-zóna között (M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020).

A három kőzettanilag eltérő felépítésű blokk metamorf



10. ábra. A Dorozsma terület jellemző kőzettípusai. a) Mg-klorittal közberétegzett biotit a kloritos biotitgneiszben (1N), b) a dolomitmárvány kataklázit jellemző szöveti képe (+N), c) a polimetamorf gránátos, kianitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) statikus rekrisztallizált, burkolt földpát porfiroklaszt gránátos, kianitos biotitgneiszben (+N)

Figure 10. Characteristic metamorphic lithologies of the Dorozsma basement area. a) biotite interlayered with Mg-chlorite in chlorite biotite gneiss (PPL), b) typical texture of the dolomite marble cataclasis (XPL), c) typical texture of the polymetamorphic garnetiferous kyanite biotite gneiss (PPL), d) recrystallized mantled feldspar porphyroblast in garnetiferous kyanite biotite gneiss (XPL)

fejlődéstörténete markánsan eltér egymásától. A legfelső zóna metamorf útja DOMINO modellezés alapján $P_{max} > 6,5$ kbar, $T(P_{max}) < 650$ °C, majd $T_{max} > 600$ °C, $P(T_{max}) < 6,5$ kbar intervallumokkal adott metamorf út mentén zajlott. Ezt a becslést a Ti-a-biotitban termometria (HENRY et al. 2005) eredményei is alátámasztják; a gránát zárványaként megjelenő biotit keletkezésére ~650 °C, míg a mátrix biotitára ~730 °C számítható. A kőzet a hűlő fázisban (a retrográd út mentén), de még a földpát képlékeny deformációjának hőmérsékletén (> 400 °C) milonitosodott. Ennek a milonitos nyírásnak az eredményei a deformált, majd statikusan rekrisztallizált földpátszemcsék, melyek átkristályosodása szemcseméret termométer alapján a kb. 580 °C hőmérsékleten zajlott. Az amfibolittal jellemzett alsó zóna kloritos biotitgneisz tagjai bizonyosan kisebb metamorf fokot értek el, hiszen sem az adott kémiai rendszerben kiváló nyomásindikátor rutil, sem a nagy metamorf fokot jelző kianit nem jelenik meg bennük. A kőzetben található Ti-fázis az ilmenit, ami DOMINO modellezés alapján az adott kémiai összetétel mellett $P < 6,5$ kbar-on stabil. A kőzetalkotó Mg-gazdag klorit elméleti felső stabilitási határa $T < 600$ °C (LANARI et al. 2014). Bár az amfibolitokat termobarometriai becslésre nem használtuk, ásványos összetételük (epidot, titanit jelenléte) alátámasztja a kloritos biotitgneiszek alapján becslést, az amfibolit fáciesen belüli viszonylag kis hőmérsékletű P - T -intervallumot. A földpát szemcseméret termométer alapján a deformált szemcsék statikus rekrisztallizációjának hőmérséklete ~510 °C, számottevően alacsonyabb a felső zónában tapasztaltnál.

Mindkét szomszédos zóna fejlődésétől szignifikánsan eltér a közbülső, dolomitmárvány-zóna metamorf fejlődése. Minthogy a kőzetben a legnagyobb fokú metamorf mészsilikát ásvány a talk, a metamorfózis T_{max} értéke DOMINO modellezés eredménye alapján nem haladhatta meg a 400 °C-t, feltételezhetően ennél is alacsonyabb volt. A kisméretű metamorf átalakulást támasztja alá a dolomitzemcsék deformációjának jellege is. PAPP et al. (2017) a dolomitmárvány mikroszöveti elemzése során II. és IV. típusú deformáció

dolomit ikresedést azonosítottak (BURKHARD 1993, FERILL et al. 2004 alapján), ami $T > 250$ °C hőmérsékleten lezajlott deformációra utal. Másrészt a deformált kvarc- és dolomitzemcsék statikus rekrisztallizációjának teljes hiánya $T < 450$ °C hőmérsékletet bizonyít.

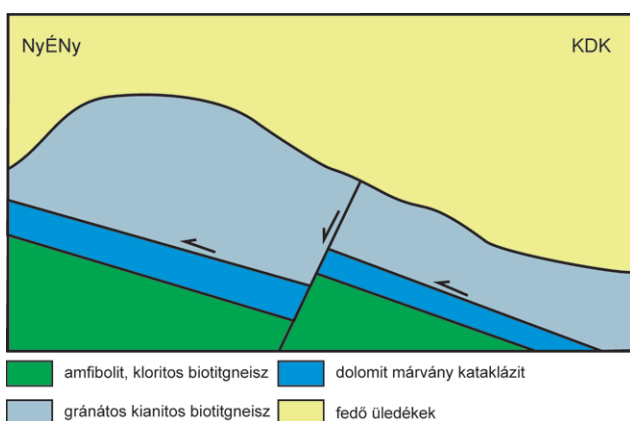
Összefoglalóan, Dorozsmán lapos szögű, töréses deformációs térben kialakult kataklázos nyírás zóna mentén, kisebb metamorf fokú zóna fölött, nagy metamorf fokú blokk található (11. ábra). Erdélyi-középhegységi analógiák alapján (REISER et al. 2017a, b) feltételezhető, hogy a dolomitmárvány kataklázit zóna az alpi takarórendszer valamely, aljzaton belüli takarójának, pikkelyének bázisát alkotja.

Algyő

Az Algyői magaslaton (HORVÁTH & ÁRKAI 2002, LELKES-FELVÁRI et al. 2005, KONDOR & M. TÓTH 2021) nagyszámú fúrás hatolt a metamorf aljzatba, azonban mindegyik csak sekély mélységben harántolta azt. Ezen a területen a korábban látott lyukgeofizikai alapú litológiai azonosítás lehetősége nem biztosított. Így, bár a kőzettípusok térképi elhelyezkedése tanulmányozható, függőleges kapcsolatrendszerük értelmezésére nincs mód.

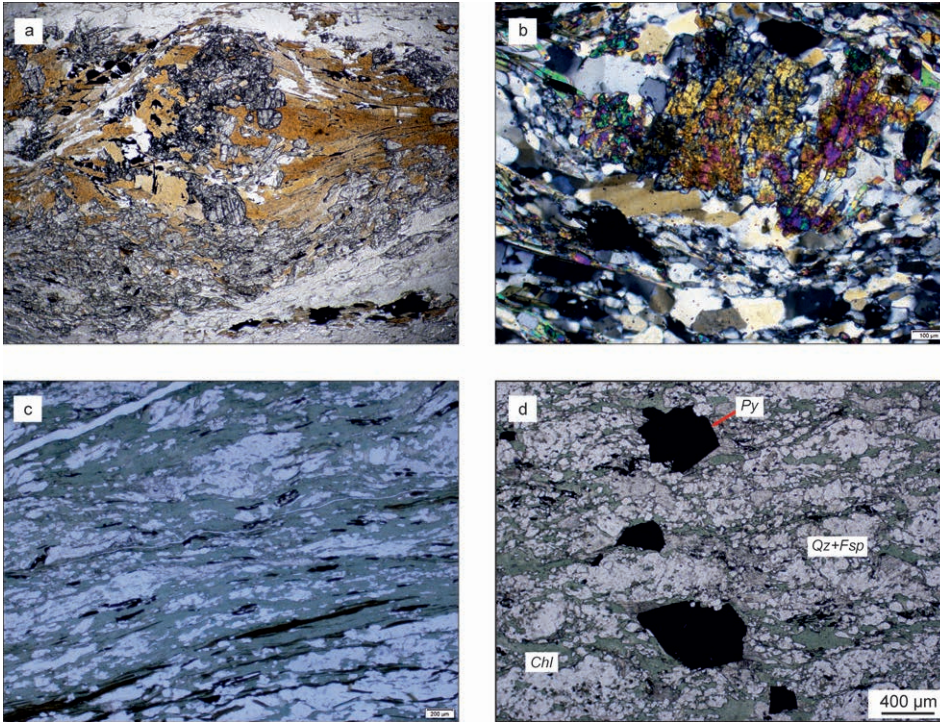
A korábbi leírásokat némileg egyszerűsítve, módosítva, Algyőn öt fő kőzettípus azonosítható, melyek térképileg négy blokkban jelennek meg. A leggyakoribb típus, mely a hát északi és déli területeit alkotja, gránátos, kianitos biotitgneisz (12. ábra, a). Megjelenésében, petrográfiai tulajdonságaiban hasonló a Dorozsmán bemutatott litológiai típushoz. Az M1 metamorf paragenézist szintén gránát és rutil, míg az M2-t gránát, kianit és ilmenit jellemzi. Szintén jellemző a kőzet retrográd úton történt milonitosodása, a földpát képlékeny deformációjával. Ugyanebben a zónában néhány fúrás gránátos amfibolitot tárt fel, melyek minden esetben együtt jelennek meg a biotitgneisszel.

A kristályos hát középső területeit epidotgneisz, kloritpala és zöldpala alkotja, amint erre már a korai elemzések is rámutattak („közbeékelődött kisméretű képződménytömeg” – SZEDERKÉNYI 1984). Az epidotgneisz szöveti megjelenése és geokémiai tulajdonságai alapján ortogneisz. A mintákban általános a mirmekites földpátszemcsék, a polygonális szemcsehalmazok és az idiomorf járulékos ásványszemcsék megjelenése. A nagy méretű epidot és/vagy klinozoit porfiroblasztok elnyíródtak a gneisz foliáció mentén (12. ábra, b). A kloritpalát $Chl+Qz+Fp+Cal+Epi$ paragenézis jellemzi, a kloritzemcsék peremén helyenként biotit mint a maximális metamorf fokot jelző index ásvány is megjelenik (12. ábra, c). Zöldpalát két fúrás tárt fel; mindkét esetben kloritpalával együtt jelennek meg. Bár nem szoros értelemben a (regionális) metamorf fejlődéshez kapcsolódik, de a felépítés és fejlődéstörténet szempontjából kulcskérdés, hogy a kloritpalaminálisan általános a posztkinematikus szöveti helyzetben megjelenő, szulfidos és esetenként oxidos (pirit, kalkopirit, magnetit) ércásványok, valamint nemérces fázisok (pl. sziderit) hintett, esetleg teléres megjelenése propilites felülbélyegzésre utalva (12. ábra, d).



11. ábra. A Dorozsma terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 11. Idealized structure of the Dorozsma basement area based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology, chlorite gneiss, dolomite marble cataclastite and garnetiferous kyanite biotite gneiss



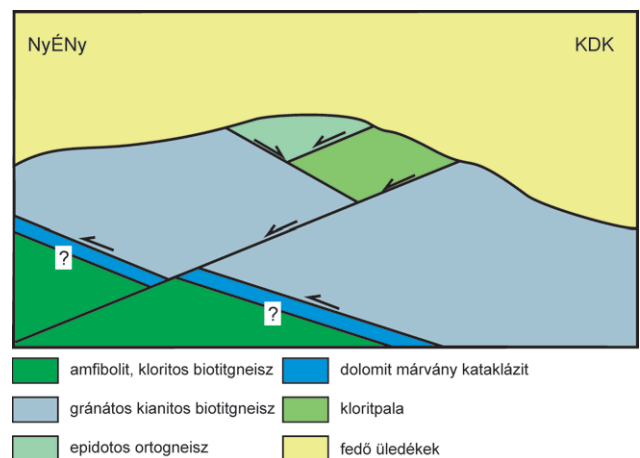
12. ábra. Az Algyó terület jellemző kőzettípusai. a) a gránátos, kianitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), b) elnyírt epidot porfiroblasztok epidotos ortogneiszben (+N), c) a kloritpala jellemző szöveti képe (1N), d) poszt-kinematikus piritszemcsék kloritpalában (1N).

Figure 12. Characteristic metamorphic lithologies of the Algyó basement area. a) typical texture of the garnetiferous kyanite biotite gneiss (PPL), b) sheared epidote porphyroblast in epidote orthogneiss (XPL), c) typical texture of the chlorite schist (PPL), d) postkinematic pyrite grains in chlorite schist (PPL)

HORVÁTH & ÁRKAI (2002) termobarometriai számításai szerint a gránátos, kianitos gneiszben az M1 esemény 520–560 °C 8,2–10,1 kbar viszonyok között zajlott, majd a kianit keletkezésével járó M2 eseményt dekompreszióval járó felfűtés eredményezte (570–650 °C, 6,0–9,0 kbar). Az M2 paragenézist alkotó gránát, biotit és kianit kis szemcsemérete alapján TWQ modellezésre alapozva KONDOR & M. TÓTH (2021) felvetik a második metamorf eseményt kontakt metasztatikus eredetűnek is. Eszerint a maximális metamorf fokot jelző kianit progresszív hidratációs reakció ($Grt+Kfs+H_2O = Qz+Ky+Bt$) eredményeként keletkezett. A második metamorf eseményt kontakt eredetűnek HORVÁTH & ÁRKAI (2002) is valószínűsítik. A kőzet korai metamorfózisának kora gránát Sm-Nd adatok alapján 273 ± 7 M év (LELKES-FELVÁRI et al. 2003). A másodlagos muszkovitok Ar-Ar kora (68,4–84,3 M év, BALOGH & PÉCSKAY 2001, 82–95 M év, LELKES-FELVÁRI et al. 2003) alapján egyértelmű a kőzettestet ért alpi felülbélyegzés, ami, egyetértve HORVÁTH & ÁRKAI (2002) értékelésével, feltehetően a kontakt metasztatikus hatását mutatja.

Az epidotos ortogneisz szöveti megjelenése és a TWQ modellezés eredménye alapján zöldpala fáciesben (~400 °C) metamorfizálódott a kiindulási granitoid protolitból. A kőzet diagnosztikus ásványa, az epidot keletkezése a retrográd $Kfs+Pl+H_2O = Ms+Qz+Czo+Ab$ reakció eredménye lehet (KONDOR & M. TÓTH 2021). A kloritpala szintén kisméretű képződmény, azonban keletkezése a klorit utáni biotit megjelenése alapján egyértelműen progresszív metamorfó-

zishoz köthető. Az epidotos ortogneisz és a kloritpala evolúciója mindezek alapján alapvetően eltér egymástól, hiszen, bár mindkettő kisméretű képződmény, az egyik retrográd, a másik progresszív zöldpala fáciesű metamorfózis eredménye. Eltérő fejlődésüket igazolja a kloritpalát ért intenzív poszt-metamorf propilites felülbélyegzés is, mely az epidotos ortogneisz blokkban teljesen hiányzik, igazolva, hogy a két kőzettest a metasztatikus hatást követő szerkezeti mozgások eredményeként került egymás mellé. Minthogy a régióban meghatározó, a muszkovit korok alapján valószínűsíthetően kréta korú magmás hatók a késő kréta banatit intrúziók, már SZEDERKÉNYI (1984) is ehhez a magmás aktivitáshoz kötötte az algyói kőzeteken azonosítható, különböző jellegű metasztatikus hatásokat. Amennyiben az epidotos ortogneisz és a kloritpala blokkjai között feltételezhető szerkezeti határ ennél fiatalabb, akkor nem zárható ki, hogy az a terület neogén fejlődését meghatározó magkomplexum (POSGAY et al. 1996) szerkezetéhez kapcsolódik (13. ábra). Mindazonáltal a kőzettípusok térképi elrendeződése alapján vázolt vertikális kép megfelelő geofizikai információ hiányában ennél pontosabban nem rekonstruálható.



13. ábra. Az Algyó terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján
Figure 13. Idealized structure of the Dorozsma basement area based on petrological data. Each block is named after its basic lithology, garnetiferous kyanite biotite gneiss, chlorite schist and epidote orthogneiss

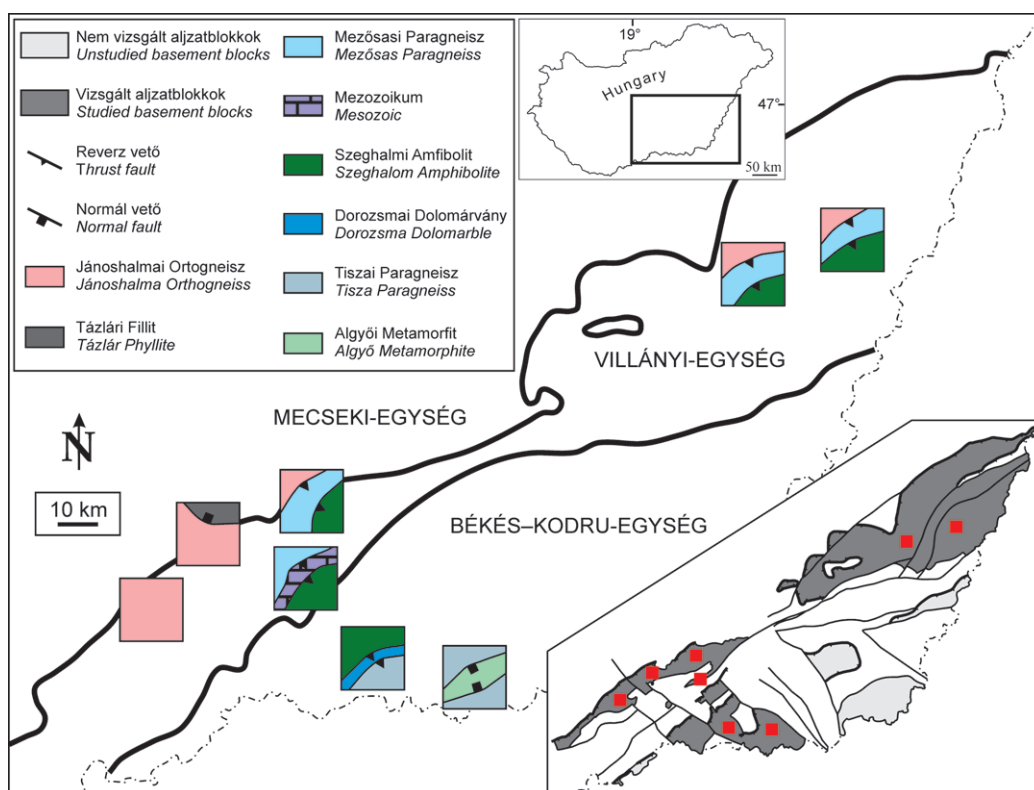
Értelmezés, következtetések

A Pannon-medence, s így az Alföld fiatal üledékekkel fedett medencealjzatáról alkotott korai elképzelések a geofizikai kutatások eredményeként alapvetően megváltoztak az 1960-as, 70-es években. A korábbi, fél évszázadon keresztül általánosan elfogadott rideg, statikus, „köztes tömeg” modellt folyamatosan bővülő tartalommal egy heterogén felépítésű, dinamikus medencealjzat képe váltotta fel (STEGENA 1964, HORVÁTH 2003). A szénhidrogén-kutatás fejlődésével párhuzamosan egyre bővülő mélyfúrások tevékenység során felszínre hozott aljzati fúrómagok aprólékos kőzettani, mikroszerkezeti és geokronológiai elemzésének eredményeként mára megállapíthatjuk, hogy az Alföld metamorf aljzata kisléptékben, akár néhány 10 km² területeket vizsgálva is meglehetősen heterogén mind felépítését, mind fejlődését tekintve. Ugyanakkor a kisléptékben megnyilvánuló változatosság felismerhető mintázatait lehetőséget biztosítanak a rekonstruált egységek nagyobb távolságra történő laterális korrelációjára is (14. ábra).

A fent vázlatosan bemutatott aljzati háttér mindegyikére jellemző az elsősorban vertikális tagolódásukban megnyilvánuló mozaikos felépítés. Igazolható, hogy azokat eltérő kőzettani felépítésű és metamorf fejlődésű kőzetblokkok építik fel, ezért közöttük posztmetamorf szerkezeti zónák azonosíthatók. Az egységek és esetenként az azokat elválasztó szerkezetek petrológiai tulajdonságaik mellett kőzet-

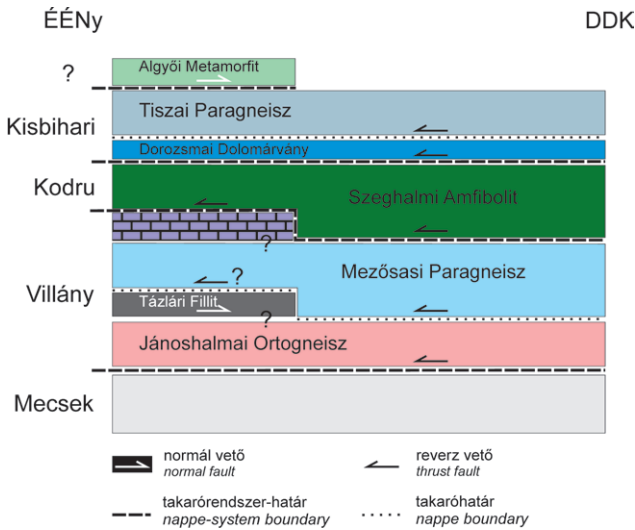
fizikai jellegükben is eltérnek egymástól, így fúrás mentén azonosíthatók, ami lehetővé teszi a pontbeli kőzettani információ kiterjesztését az egy, majd a kettő, végül a három dimenzióba. Ezen bélyegek alapján jellegzetes, kőzettani léptékű szerkezeti mintázatok ismerhetők fel a bemutatott területeken. Ezek a mintázatok azon túl, hogy a lehetőségekhez mérten pontos képet adnak az adott részterület belső szerkezetéről, megfelelő alapot nyújtanak a korábbiaknál megalapozottabb térbeli korrelációs munka elvégzéséhez, s a fő szerkezeti egységek kijelöléséhez. Eredményeink lehetővé teszik, hogy újraértelmezzük, pontosítsuk az Alföld aljzatát felépítő, egymástól eltérő és belső szerkezetükben is rendkívül heterogén fő metamorf egységeket. Ez a kőzettani–szerkezeti rekonstrukció egyúttal a korábbinál biztosabb alapot nyújt az Alföld metamorf aljzatának litosztratigráfiai beosztása során is. Eredményeink alapján a korábban alkalmazott, alapvetően területorientált komplexum-besorolási gyakorlat helyett a megállapított szerkezeti jellegeket is figyelembe vevő, új litosztratigráfiai tagolásra teszünk javaslatot. A litosztratigráfiai egységek elnevezésére, bár szinte minden esetben lényegesen megújult tartalommal, igyekeztünk felhasználni a korábbi nevezéktan fontos elemeit (FÜLÖP 1994).

A Jánoshalmától Mezősas–Furtáig minden vizsgált területen a legelső ismert szerkezeti helyzetben általánosan jellemző ortogneisz zóna (Jánoshalmi Ortogneisz Komplexum, 14., 15. ábra) fejlődéstörténetét ZACHAR & M. TÓTH



14. ábra. Az eltérő fejlődésű metamorf egységek vázlatos térképi megjelenése a részletesen elemzett aljzati mintaterületeken (alaptérkép HAAS et al. 2010, 2014 alapján; v.ö. 1. ábra)

Figure 14. Sketch maps of the metamorphic units with different evolutions in the studied basement areas (base map after HAAS et al. 2010, 2014; c.f. Figure 1)



15. ábra. Az Alföld metamorf aljzatának javasolt litosztratiográfiai egységei a vizsgált területeken. A takaróhatárok definiálása a szomszédos blokkok eltérő metamorf fejlődése alapján történt. A takarórendszerekbe történő besorolás-kor korábbi munkákat és erdélyi-középhegységi analógiákat vettünk figyelembe

Figure 15. Suggested lithostratigraphic units of the metamorphic basement in the Great Hungarian Plain. Nappe fronts are defined based on different metamorphic evolutions of the neighbouring realms. When defining nappe system fronts, we appreciated the previous literature and analogies from the Apuseni Mts

(2004), majd M. Tóth & Schubert (2018) foglalta össze. Mivel az ortogneiszben az összes lelőhelyen megtalálható, különböző eredetű és összetételű xenolit (eklogit, granulit, serpentinit, amfibolit, márvány) és xenokristály típusok metamorf fejlődése szélsőségesen eltér egymástól, korai evolúciójuk nem értelmezhető közös geodinamikai modellben. Másrészt viszont a legtöbb kőzetzárvány esetében igazolható a maximális metamorf fokot követően kisméretű körülmények között (zöldpala fácies) végbement felületnyúlás (16. ábra, a). Mindezek miatt a feltételezett fejlődési modell szerint az egykori granitoidolvadék a retrográd átalakuláson átesett, nagyon különböző kőzeteket tartalmazó összlet(ek)en áthaladva azokból kisebb-nagyobb kőzettesteket xenolitiként hozott magával. Az ezzel szinkron izobár felhűtés ($T \geq -680$ °C és $P \sim 3$ kbar) hatása több xenolit típuson igazolható (16. ábra, a). Az ortogneisz mindezek után a granitoidtest metamorfóziséval, a hőmérsékleti relaxáció folyamán (560–600 °C és ~ 3 kbar) alakult ki (16. ábra, b). További kiemelkedés (kb. 430 °C) során végbement képlékeny deformáció hatására a kőzettest jellemzően lapos nyírás zónák mentén milonitosodott.

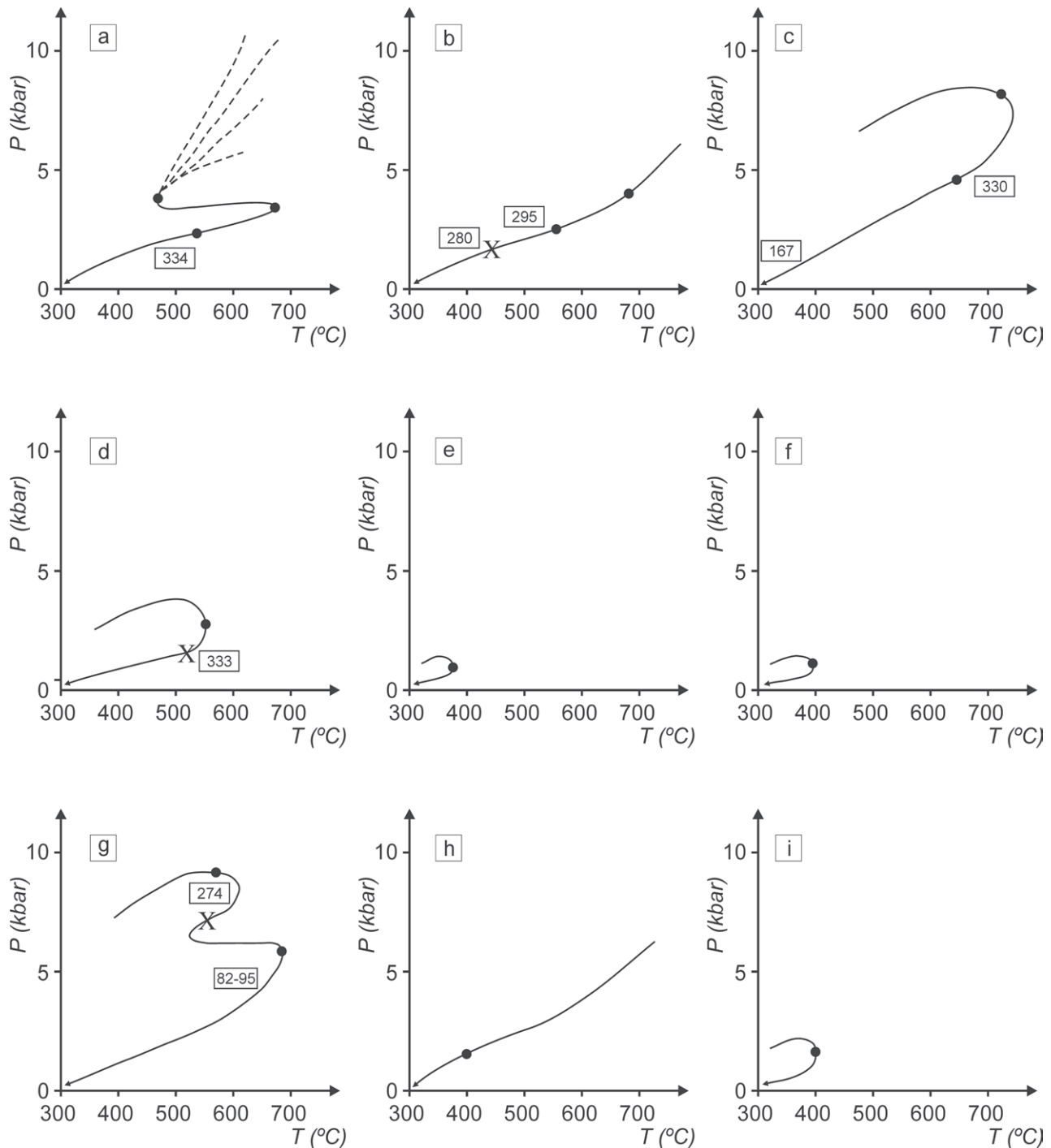
Ezt a fejlődési modellt az ortogneisz koradatai is megerősítik. A legidősebb amfibolit xenolitok amfibol K–Ar kora átlagosan 334 ± 13 M év, míg az ortogneisz biotitszemcséinek és az izotóp-geokronológiai szempontból felülírt amfibol xenokristályoknak az átlagos K–Ar kora 295 ± 11 M év és 297 ± 11 M év, jóval fiatalabb a bezárt kőzetzárványok koránál. A szeghalmi ortogneisz milonit másodlagos muszkovitszemcséin mért Ar–Ar kor 280 ± 11 M év (BALOGH et al. 2009), ami jelzi a posztorogén exhumáció során történt képlékeny deformáció korát. Minthogy az ortogneisz-zóna

közetei az összes vizsgált területen hasonló viszonyok között, kb. 430 °C-on a retrográd út során milonitosodtak, ezért a koradatok által jelzett perm eseményt regionális jelentőségűnek feltételezzük.

Az ortogneisz-egység fölött, vastag, töréses szerkezeti határ mentén Szanktól kelet felé követhető képződmény a polimetamorf (16. ábra, c) gránátos, sillimanitos biotitgneisz (Mezősasi Paragneisz Komplexum, 14., 15. ábra). Metamorf kora monacit U–Pb adatok alapján variszkuszi ($330 \pm 7,1$ M év, BALOGH et al. 2009). A kőzetből szeparált cirkonszemcsék hasadványnyom kora középső jura, ami a Pennini-óceán kinyílásához kapcsolódó termális hatásra, s így az egykori litoszféra számottevő kivékonyodására utalhat. Az ortogneisz és a biotitgneisz által jellemzett kőzetblokkok határát alkotó kataklázos nyírás zóna így szükségképpen már ezt követően, a litoszféra sekély helyzetű tartományában, töréses rezsimben keletkezett, hasonlóan a biotitgneisz és a fölötté elhelyezkedő amfibolit blokk (Szeghalmi Amfibolit Komplexum, 14., 15. ábra) szintén kataklázos határához. Lyukgeofizikai alapú kőzetváz-rekonstrukció alapján e térképezhető, töréses eredetű szerkezetek közel délkeleti dőlésű síkokat definiálnak. A paragneisztól eltérő metamorf fejlődésű (16. ábra, d) Szeghalmi Amfibolit alsó kataklázos határának juránál fiatalabb korát szintén bizonyítja a Csólyospálos-K területen az amfibolit megjelenése nem metamorf, triász–jura karbonátos rétegsorok fölött. Mindezek alapján, a Szanktól Mezősas–Furtáig az eltérő metamorf fejlődésű egységeket (és helyenként mezozoos üledékes összleteket) elválasztó töréses szerkezeti zónákat aljzaton belüli alpi takaróhatárokként értelmezzük.

A három alpi metamorf takaró rendszerébe nem illeszkedik a kizárólag Kiskunhalas–Tázlár területen nyomozható, fillittel, mészfyllittel jellemzett önálló szerkezeti egység (Tázlári Fillit Komplexum, 14., 15. ábra). Metamorf fejlődéstörténete egyetlen más képződményével sem rokonítható (16. ábra, e); az alatta elhelyezkedő ortogneisszel feltehetően extenziós feszültségmezőben kialakult, vastag, milonitos zóna mentén érintkezik. Ez a szerkezeti kontaktus a kataklázittal, vetőbreccsával jelzett takaróhatároknál szükségképpen nagyobb hőmérsékleten (mélységben) és eltérő geodinamikai helyzetben alakult ki. A lyukgeofizikai adatok alapján történt kőzetváz-rekonstrukció értelmében a kisméretű képződmények bázisa északi dőlésű, ellentétben az alpi takarók délies dőlésével. Mindezeket, valamint az ortogneisz milonit másodlagos muszkovitszemcséinek perm korát figyelembe véve a Tázlári Fillit az ortogneisz fölött megőrződött variszkuszi takaróroncsként vagy extenziós allochtonként értelmezhető.

Az Alföld DK-i területén részletesen elemzett két részterület felépítésében szintén markánsan különböző fejlődésű metamorf egységek vesznek részt, melyeket szükségképpen posztmetamorf szerkezeti határok választanak el egymástól. A dorozsmai területen a közepes fokú amfibolitra a kisméretű (16. ábra, f) dolomitmárvány kataklázit-zóna (Dorozsmai Dolomárvány Komplexum; 14., 15. ábra) mentén rátolt nagyfokú gránátos, kianitos gneisz egység (Tiszai Paragneisz; 14., 15. ábra) a korábbiakhoz hasonlóan



16. ábra. A fő szerkezeti egységek egyszerűsített P-T-d-t evolúciója. Fekete pontok jelzik a termobarometriai számolással igazolt P-T állapotokat, X jelzi a milonitis deformációs események igazolt hőmérsékletét. A számok a különböző geokronológiai mérések eredményeit mutatják (M év). a) xenolitok az ortogneiszben; b) Jánoshalmi Orthogneisz; c) Mezősasi Paragneisz; d) Szeghalmi Amphibolit; e) Tázlári Phyllit; f) Dorozsmai Dolomárvány; g) Tisza Paragneisz; h) Algyói Metamorfit (epidotos ortogneisz); i) Algyói Metamorfit (kloritpala)

Figure 16. Simplified P-T-d-t evolution of the major structural units. Black dots denote results of the quantitative thermobarometry, X marks justified temperatures of mylonitic deformation events. Numbers show age data in Ma measured using different methods. a) xenoliths in the orthogneiss; b) Jánoshalma Orthogneiss; c) Mezősasi Paragneiss; d) Szeghalmi Amphibolite; e) Tázlári Phyllite; f) Dorozsmai Dolomárvány; g) Tisza Paragneiss; h) Algyói Metamorphite (epidote gneiss); i) Algyói Metamorphite (chlorite schist)

takarós felépítést sugall. Ezt alátámasztja a három közzetett petrofizikai adatokon alapuló térbeli kiterjesztésének eredménye is (M. TÓTH & VARGÁNE TÓTH 2020).

Felmerül a kérdés, hogy vajon van-e kapcsolat a Dorozs-

mán legelső és a Szanktól kelet felé bemutatott területeken egységesen legfelső szerkezeti helyzetben található, amfibolittal jellemzett egységek között. A szanki és (a Dorozsmától nyugatra fekvő) öttömösi fúrások amfibolitmintáinak

számos kőzettani hasonlóságára már SZEPESHÁZY (1966) és MESZÉNA (1973) is felhívta a figyelmet. A rekonstruálható protolit mindkét területen bázikus vulkanoszediment összetétel lehetett az amfibolit, amfibolos biotitgneisz és biotitgneisz akár kézipéldány léptékben megfigyelhető változása alapján. Az amfibolit mindkét területen monometamorf képződmény, nagyon hasonló ásványos összetétellel és analóg maximális metamorf átalakulási körülményekkel (~570 °C, ~4 kbar; 16. ábra, d). Mindezen érvek, valamint az északi amfibolitpászta legdélibb előfordulása (Csólyospálos) és a dorozsmai terület közötti alig 10 km-es távolság alapján lehetséges, hogy a két amfibolitdomináns kőzetblokk ugyanazon szerkezeti egységhez tartozik (Szeghalmi Amfibolit; 14., 15. ábra).

Összevethető ásványos összetételük, metamorf, valamint posztmetamorf fejlődésük alapján (16. ábra, g) a dorozsmai felső egység (Tiszai Paragneisz Komplexum, 14., 15. ábra) azonosítható az algyői szerkezet fő tömegét adó gránátos, kianitos gneisszel. Hasonló kőzettani, valamint geokronológiai indokok alapján LELKESNÉ FELVÁRI et al. (2005) kiterjesztették ezt az egységet a környező (Forráskút, Üllés stb.) fúrások által feltárt aljzatra is. A kizárólag az algyői magaslat központi területén előforduló, egymással ismeretlen szerkezeti kapcsolatban lévő, különböző fejlődésű kistektonikus kőzetek (összefoglalóan Algyői Metamorf Komplexum, 14., 15., 16. ábra, h, i) megjelenése mindazonáltal nem értelmezhető a korábbiakkal analóg módon alpi takaróként. Ebben az egységben a takarók kora kréta kialakulásánál feltehetően fiatalabb metasomatikus felülbélyegzés hatása is rekonstruálható, ami nem jellemző a környező gránátos, kianitos gneiszben. Ez igazolja, hogy a Tiszai és az Algyői Komplexum (15. ábra) krétánál fiatalabb szerkezeti mozgások eredményeként kerülhetett egymás mellé (KONDOR & M. TÓTH 2021). Korábbi szeizmikus értelmezések (POSGAY et al. 1996) igazolták, hogy az algyői kristályos hát és az annak nyugati folytatását alkotó kristályos aljzat a Pannon-medence kialakulásával egyidejű metamorf magkomplexum rendszert alkot (TARI et al. 1999). Ez alapján feltételezzük, hogy a kistektonikus egység határait az algyői szerkezeten belüli kanozoos extenziós szerkezetek alkotják.

Bár jelen dolgozatban nem vizsgáltuk, ismert, hogy a Jánoshalmától Mezősas–Furtáig húzódó ortogneisz-zónán belüli tektonikai ablakban (PAP 1990), illetve a zónától

északra (BÉRCZINÉ MAKK et al. 1997) a metamorf kőzetek alatt Mecseki-típusú, nagyon kistektonikus metamorf (ÁRKAI et al. 1998), valamint nem metamorf mezozoikumot (pl. Mecsekjános Bazaltot) tártak fel a fúrások azt igazolva, hogy az ortogneisz egység is alpi takarós helyzetben van. Az amfibolittal jellemzett metamorf takaró alatti mezozoos képződményeket a csólyospálos–kömpöci területen ÁRKAI et al. (2000) Villányi-típusúnak értékelték. Ezek alapján a Jánoshalmi Ortogneiszt és a Mezősasi Paragneiszt a Villányi-, míg a Szeghalmi Amfibolitet a Kodru-takarórendszerbe soroljuk. Ezt a besorolást erősíti, hogy az Erdélyi-középhegységben a Kodru-rendszerbe sorolt egyetlen, domináns metamorf kőzetből álló takaró (Várasfenesi-takaró) fő kőzettípusa szintén variszkuszi korú ortoamfibolit kevés gneisszel és csillámpalával (PANĀ et al. 2002). Erdélyi-középhegységi megfigyelések alapján alpi amfibolit fáciesű metamorf felülbélyegzés a Kisbihari-takarórendszerben fordul elő, míg a Kodruban nem ismert (RESIER et al. 2017a). Ez alapján nem zárható ki, hogy a Szeghalmi Amfibolit fölötti gránátos, kianitos Tiszai Paragneisz már a Kisbihari-takarórendszerhez tartozó takaróröns (15. ábra), s a dolomárvány kataklázit ennek talpi lenyészési felületét definiálja. Kérdéses ugyanakkor az Algyőn legmagasabb szerkezeti helyzetben megjelenő kistektonikus kőzetek szerkezeti besorolása. Minthogy ezek az egységek jelenleg már nem az eredeti alpi takarós helyzetükben találhatóak, a kérdés megválaszolása további részletes korrelációs munkát igényel.

Az eddigi vizsgálatokba bevont és itt bemutatott metamorf aljzati egységeken túl vannak további vizsgálandó objektumok az Alföld aljzatában, melyek számottevően árnyalhatják, bonyolíthatják a jelenlegi képet. Így, többek között, az Álmosd–Kismarja, a Sarkadkeresztúr, a Pusztaföldvár, az Ásotthalom környéki mélyfúrások maganyagának részletes feldolgozására bizonyosan szükség lesz a tarka metamorf aljzati mozaik még részletesebb kirakásához.

Köszönetnyilvánítás

A kézirat alapos javításáért, valamint a sok előre vivő gondolatért, tanácsért a szerzők köszönetet mondanak CSONTOS Lászlónak, KOROKNAI Balásznak és KIRÁLY Editnek.

Irodalom –References

- AGÓCS, Á. 2013: Apatit generációk és fluidumzárvány-együttesek vizsgálata mészsilikátban (Szank–60. fúrás). – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, 47 p.
- AOYA, M., KOUKETSU, Y., ENDO, S., SHIMIZU, H., MIZUKAMI, T., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2010: Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. – *Journal of Metamorphic Geology* **28/9**, 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- ÁRKAI P. 1991: Kishőmérsékletű regionális metamorfózis (alkalmazások magyarországi példák). – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés, 190 p.
- ÁRKAI, P. 1993: The distinction between low-T retrograde metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary: A novel use of illite “crystallinity”. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* **8**, 337–351.

- ÁRKAI, P. 2001: Alpine regional metamorphism in the main tectonic units of Hungary: A review. – *Acta Geologica Hungarica* **44/2**, 329–344.
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A. & HAJDU, D. 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphism in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, eastern Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **41/2**, 179–210.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & BÉRCZI-MAKK, A. 2000: Alpine low-T prograde metamorphism in the post-Variscan basement of the Great Plain, Tisza Unit (Pannonian Basin, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **43/1**, 43–63.
- BALÁZS E., CSEREPESNÉ MESZÉNA B., SZILI GY. & NUSSZER A. 1985: Kísérlet az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi közephegységgel való azonosítására. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 223–231.
- BALÁZS, E., CSEREPESNÉ MESZÉNA, B., NUSSZER, A. & SZILI GYÉMÁNT, P. 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 317–320.
- BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the PANCARDI region. – *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 281–299.
- BALOGH K., M. TÓTH T., DUNKL I. & SCHERRER N. 2009: A polimetamorf aljzat geokronológiai viszonyai a Szeghalom és a Mezősas–Furta háton. – In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, 147–160.
- BENCSEK, A. 2011: A szanki kristályos aljzat DK-i részének metamorf és poszt-metamorf fejlődéstörténete. – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, pp. 51.
- BÉRCZINÉ MAKK, A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt., MÁFI, Bp. 281–298.
- BÉRCZINÉ MAKK A., CSÁSZÁR G. & NUSSZER A. 1997: A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozoos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlat. – *Földtani Közlemények* **126/2–3**, 185–207.
- BERMAN, R. G. 1988: Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. – *Journal of Petrology* **29**, 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- BERMAN, R. G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. – *Canadian Mineralogist* **29**, 833–855.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, N. 2002: Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., PETITET, J.-P., FROIGNEUX, E., MOREAU, M. & ROUZAUD, J.-N. 2003: On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. – *Spectrochimica Acta Part A*, **59**, 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/s1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/s1386-1425(03)00070-2)
- BEYSSAC, O., BOLLINGER, L., AVOUAC, J.-P. & GOFFÉ, B. 2004: Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. – *Earth and Planetary Science Letters* **225**, 233–241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.023>
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S. K. & RAI, M. 1992: Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 87–93. <https://doi.org/10.1007/bf00296580>
- BUDA, GY., PÁL-MOLNÁR, E. & KOLLER, F. 2012: Mafic enclaves in peraluminous Variscan granitoid in the Battonya Unit from Southeast Hungary. – *Geologia Croatica* **65/2**, 243–253. <https://doi.org/10.4154/gc.2012.15>
- BURKHARD, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. – *Journal of Structural Geology* **15**, 351–368. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90132-t](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90132-t)
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3 szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannoniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. – *Földtani Közlemények* **108/1**, 53–64.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1983: Migmatite belts in the basement complex of the region between Danube and Tisza. – *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica* **61**, 23–29.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1985: A Duna–Tisza köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiai felosztása. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 117–194.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1986: Petrography of the crystalline basement of the Danube–Tisza Interfluvium (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 321–339.
- DE CAPITANI, C. 1994: Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. – *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, **72**. *Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* **6**, p. 48.
- DE CAPITANI, C. & BROWN, T. H. 1987: The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2639–2652. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90145-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90145-1)
- FERRILL, D. A., MORRIS, A. P., EVANS, M. A., BURKHARD, M., GROSHONG, R. H. & ONASCH, C. M. 2004: Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. – *Journal of Structural Geology* **25**, 1521–1529. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90029-i](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90029-i)
- FISER-NAGY, Á. 2013: Complex evaluation of the Kiskunhalas-NE fractured metamorphic hydrocarbon reservoir. – PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem 115 p. <https://doi.org/10.14232/phd.1900>
- FISER-NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2012: Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured hydrocarbon reservoir, South Hungary. – *Central European Geology* **55/1**, 1–22. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.55.2012.1.1>
- FISER-NAGY, Á., M. TÓTH, T., VÁSÁRHELYI, B. & FÖLDES, T. 2013: Integrated core study of a fractured metamorphic HC-reservoir; Kiskunhalas-NE, Pannonian Basin. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **48/1**, 53–75. <https://doi.org/10.1007/s40328-012-0008-y>
- FISER-NAGY, Á., VARGÁNÉ TÓTH, I. & M. TÓTH, T. 2014: Lithology identification using open-hole well-log data in the metamorphic

- Kiskunhalas-NE hydrocarbon reservoir, South Hungary. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **49/1**, 57–78. <https://doi.org/10.1007/s40328-013-0037-1>
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* – Akadémiai kiadó, Budapest, 447 p.
- GERYA, T. V., PERCHUK, L. L., TRIBOULET, C., AUDREN, C. & SEZ'KO, A. I. 1997: Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. – *Petrology* **5**, 503–533.
- GRAHAM, C. M. & POWELL, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. – *Journal of Metamorphic Geology* **2**, 13–31. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x>
- GREEN, T. H. & HELLMANN, P. L. 1982: Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on garnet-phengite geothermometer. – *Lithos* **15**, 253–266. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90017-2)
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000.* – A Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., BUDAI T. (szerk.), CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD GY. & KOROKNAI B. 2014: *Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” 1:500 000.* – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- HENRY, D. J., GUIDOTTI, C. V. & THOMSON, J. A. 2005: The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. – *American Mineralogist* **90**, 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- HOLLAND, T. J. B. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 433–447. <https://doi.org/10.1007/bf00310910>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1985: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; 2, Data and results. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 343–370. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00325.x>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$. – *Journal of Metamorphic Geology* **8**, 89–124. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1990.tb00458.x>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- HORVÁTH, F. 2003: A Pannon-medence földtani-geofizikai modellje. – *Magyar Geofizika* **45**, 102–107.
- HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P. 2002: Pressure-temperature path of metapelites from the Algyő-Ferencszállás area, SE Hungary: Thermobarometric constraints from coexisting mineral assemblages and garnet zoning. – *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 1–27. <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.1.1>
- KELSEY, D. E., WHITE, R. W., HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 2004: Calculated phase equilibria in $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. – *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 559–578. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00533.x>
- KOHN, M. J. 2014: “Thermoba-Raman-try”: Calibration of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions. – *Earth and Planetary Science Letters* **388**, 187–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.054>
- KOHN, M. J. & SPEAR, F. S. 1991: Error propagation for barometers: 2. Application to rocks. – *American Mineralogist* **76**, 138–147.
- KONDOR, H. & M. TÓTH, T. 2021: Contrasting metamorphic and post-metamorphic evolutions within the Algyő basement high (Tisza Mega-unit, SE Hungary). Consequences on structural history. – *Central European Geology* in press
- KRUHL, J. H. 2001: Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and analogue material. – *International Journal of Earth Sciences* **90**, 104–117. <https://doi.org/10.1007/s005310000170>
- KRUHL, J. H. & NEGA, M. 1996: The fractal shape of sutured quartzgrain boundaries: application as a geothermometer. – *Geologische Rundschau* **85**, 38–43. <https://doi.org/10.1007/bf00192058>
- LANARI, P., WAGNER, T. & VIDAL, O. 2014: A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: applications to P–T sections and geothermometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167/2**, 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1039-x>
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. & SCHUSTER, R. 2003: Chronological constraints on Variscan, Permian-Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. – *Geologica Carpathica* **54/5**, 299–315.
- LELKES-FELVÁRI, GY., SCHUSTER, R., FRANK, W. & SASSI, R. 2005: Metamorphic history of the Algyő High, Tisza Mega-unit, basement of the Great Hungarian Plain – a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps). – *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 371–394. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.2>
- LIEBERMAN, J. & PETRAKAKIS, K. 1991: TWEEQU thermobarometry: Analysis of uncertainties and application to granulites from western Alaska and Austria. – *Canadian Mineralogist* **29**, 857–887.
- M. TÓTH T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés 399 p.
- M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2018: Evolution of the Körös Complex orthogneiss, Tisza Megaunit, SE Hungary. – *Journal of Geosciences* **63**, 21–46. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.253>
- M. TÓTH, T. & VARGÁNÉ TÓTH, I. 2020: Lithologically controlled behaviour of the Dorozsma metamorphic hydrocarbon reservoir (Pannonian Basin, SE Hungary). – *Journal of Petroleum Science and Engineering* **195**, 107748. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107748>
- M. TÓTH, T. & ZACHAR, J. 2006: Petrology and deformation history of the metamorphic basement in the Mezősas–Furta crystalline high (SE Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 165–188. <https://doi.org/10.1556/ageol.49.2006.2.4>
- M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. & ZACHAR, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom dome, Pannonian Basin, E. Hungary. – *Geological Journal* **35/3–4**, 265–284. <https://doi.org/10.1002/gj.861>
- M. TÓTH T., KEDVES M. & SCHUBERT F. 2003: Az Alföld metamorf aljzatának exhumációja a Szeghalom-dóm területén: Palinológiai bizonyítékok. – *Földtani Közlöny* **133/4**, 547–562.

- M. TÓTH T., REDLERNÉ TÁTRAI M. & KUMMER I. 2008: A Szeghalom környéki metamorf aljzat kiemelkedés szerkezetfejlődése és felépítése közettani és szeizmikus adatok alapján. – *Magyar Geofizika* **49/4**, 143–151.
- M. TÓTH T., NAGY Á., VÁSÁRHELYI B., VÁN P. & FÖLDES T. 2011: Repedezett tároló modellezés; kőzetmechanikai modell-kísérletek és szeizmikus attribútum alapú modellek korrelációja. V. Kömpöc, Csólyospálos-K. – *Kézirat*, MOL Nyrt., 66 p.
- MANDELBROT, B. B. 1967: How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. – *Science* **156**, 636–638. <https://doi.org/10.1126/science.156.3775.636>
- MASSONE, H. J. & SCHREYER, W. 1987: Phengite geobarometry based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 212–224. <https://doi.org/10.1007/bf00375235>
- MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1981: Microstructural development of fine-quartz aggregates by syntectonic recrystallization. – *Tectonophysics* **72**, 105–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90089-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90089-5)
- MESZÉNA B. 1973: Az öttömösi szénhidrogén-kutatási terület földtani felépítése. – *OGIL Műszaki Tudományok Közleményei* **10**, 25–35.
- MEYRE, C., DE CAPITANI, C. & PARTZSCH, J. H. 1997: A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). – *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 687–700. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00042.x>
- MOLNÁR, L., M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2015: Structural controls on the petroleum migration and entrapment within faulted basement blocks of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). – *Geologia Croatica* **68/3**, 247–259. <https://doi.org/10.4154/gc.2015.19>
- PÁL-MOLNÁR, E., LELKES-FELVÁRI, GY., BATKI, A. & SASSI, R. 2005: Metamorphic petrology and geochemistry of the Sarkadkeresztúr Basement-High with special regard to orthogneiss (Tisza Mega-unit, SE Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 395–418. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.3>
- PANĂ, D. I., HEAMAN, L. M., CREASER, R. A. & ERDMER, P. 2002: Pre-Alpine Crust in the Apuseni Mountains, Romania: Insights from Sm-Nd and U–Pb Data. – *Journal of Geology* **110**, 341–354. <https://doi.org/10.1086/339536>
- PAP S. 1990: *Fel pikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon*. – A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 36 p.
- PAPP G. 2019: A szanki kristályos aljzat metamorf fejlődéstörténete. – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, 51 p.
- PAPP, N., VARGA, A., MÉSZÁROS, E. & RAUCSIK, B. 2017: Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary. (In Hungarian with English abstract.) – *Földtani Közlöny* **147/4**, 337–356. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.4.337>
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. – Springer, 366 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>
- PLYUSNINA, L. P. 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 140–146. <https://doi.org/10.1007/bf00374891>
- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAI, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., JÁNVÁRINÉ, K. I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I. & SZALAY, Á. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geophysical Transactions* **40/1–2**, 1–44.
- POWELL, R. 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 231–243. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x>
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. 1985: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; I, Methods and a worked example. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 327–342. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00324.x>
- RAHL, J., ANDERSON, K., BRANDON, M. & FASSOULAS, C. 2005: Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. – *Earth and Planetary Science Letters* **240/2**, 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- REISER, M. K., SCHUSTER, R., SPIKINGS, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017a: From nappe stacking to exhumation: Cretaceous tectonics in the Apuseni Mountains (Romania). – *International Journal of Earth Sciences* **106**, 659–685. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1335-y>
- REISER, M. K., SCHUSTER, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017b: Constraints on the depositional and tectonometamorphic evolution of marbles from the Biharia Nappe System (Apuseni Mountains, Romania). – *Geologica Carpathica* **68/2**, 147–164. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0012>
- SCHUBERT, F., DIAMOND, L. W. & M. TÓTH, T. 2007: Fluid inclusion evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. – *Chemical Geology* **244/3–4**, 357–381. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.05.019>
- SPRY, A. 1969: *Metamorphic textures*. – Pergamon Press, 350 p.
- STEGENA, L. 1964: The structure of the Earth's crust in Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **8/1–4**, 413–431.
- SZEDERKÉNYI, T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés. 326 p.
- SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P. & LELKES-FELVÁRI, GY. 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia. – In: KARAMATA, S. (ed.): *Geodynamic evolution of the Pannonian Basin*. Beograd, 261–273.
- SZEPESHÁZY K. 1966: A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna–Tisza köze középső és déli részén. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról*, 257–289.
- SZEPESHÁZY K. 1971: Közettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez. A – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, 141–168.
- SZEPESHÁZY K. 1973a: A Duna–Tisza köze déli részének metamorf kőzetei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973. évről*, 147–166.
- SZEPESHÁZY K. 1973b: A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle* **3**, 5–57.
- SZEPESHÁZY K. 1979: A Tiszántúl és az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle* **12**, 121–198.
- SZILI-GYÉMÁNT, P. 1986: Metamorphic formations in Tiszántúl: the Körös–Berettyó and the Álmosd Units. – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 305–316.

- TAKAHASHI, M., NAGAHAMA, H., MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1998: Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. – *Journal of Structural Geology* **20/2–3**, 269–275. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00072-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00072-2)
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208/1–3**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- TUINSTRÁ, F. & KOENIG, J. L. 1970: Raman spectrum of graphite. – *Journal of Chemical Physics* **53**, 1126–1130. <https://doi.org/10.1063/1.1674108>
- VOLL, G. 1980: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstatter See zur Wurzelzone-Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **160**, 321–335.
- WATERS, D. J. & MARTIN, H. N. 1993: Geobarometry of phengite-bearing eclogites. – *Terra Abstracts* **5**, 410–411.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. 1980: On mylonites in ductile shear zones. – *Journal of Structural Geology* **2**, 175–187.
- WHITNEY, D. L. & EVANS, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist* **95**, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M. A., BERGER, A. & SCHMID, S. M. 2011: 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **100/5**, 1029–1063. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0622-2>
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J. D. 1993: Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – *American Mineralogist* **78**, 533–557.
- YUI, T. F., HUANG, E. & XU, J. 1996: Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. – *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 115–124. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x>
- ZACHAR, J. 2008: A Jánoshalma ortogneisz blokk kőzettani felépítése, fejlődéstörténete és korrelációs lehetőségei. – *Kézirat*, PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 144 p.
- ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2004: Petrology of the metamorphic basement of the Tisza Block at the Jánoshalma high, S Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **47/4**, 349–371. <https://doi.org/10.1556/ageol.47.2004.4.3>
- ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2009: A Jánoshalma eklogit petrológiája. – In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben*. Geolitera, 117–144.
- ZACHAR, J., M. TÓTH, T. & JANÁK, M. 2007: Kyanite eclogite xenolith from the orthogneiss terrane of the Tisza Megaunit, Jánoshalma area, crystalline basement of southern Hungary. – *Lithos* **99/3–4**, 249–265. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.001>
- Kézirat beérkezett: 2020. 10. 22.