



A rendezvény támogatói:









Szervezők:





Pécs, 2015. február 27-28.

TISIA KONFERENCIA

kiadványa

2015. február 27-28.

Szervezők:

Magyarhoni Földtani Társulat Dél-Dunántúli Területi Szervezete Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete MTA Pécsi Akadémiai Bizottság X. sz. Föld- és Környezettudományok Szakbizottság Földtani és Bányászati Munkabizottsága

Magyar Geofizikusok Egyesülete

Helyszín:

Laterum Hotel (7633 Pécs, Hajnóczy József utca 37-39.) A rendezvény támogatói:

Mecsekérc Zrt.

Geo-Log Kft.

Mérce Bt.

Geomega Kft.

ISBN 978-963-8221-56-8

Szerkesztette: Dályay Virág, Sámson Margit

Borítóterv:

Dályay Virág

Címlapfotó:

András Eduárd A Szamosi-sorozat (Bihari egység) metamorf kőzeteinek és az azt áttörő öreghavasi variszkuszi gránitnak a kontaktusa. (A felvétel az erdőfalvi (Ardeova) kőfejtőben, a Bedecs-patak jobb oldalán készült.)

Nyomda:

Molnár Nyomda és Kiadó Kft. (7622 Pécs, Légszeszgyár u. 28.)

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

TISIA Konferencia PROGRAM

2015. FEBRUÁR **27.**, PÉNTEK

9:30-10:30 **REGISZTRÁCIÓ**

<u>10:30-10:40</u> MEGNYITÓ (a rendezvényt megnyitja: Konrád Gyula)

- **10:40-13:30** PLENÁRIS ELŐADÁSOK (KÉT SZAKASZBAN) (levezető elnökök: Konrád Gyula, Csicsák József)
- 10:40-11:10 **Horváth Ferenc:** A Tisia-koncepció története és mai helyzete geodinamikai szempontból
- 11:10-11:45 **Majoros György, Menyhei László:** Újabb elgondolások a Tiszai egység szerkezetéről: egy javasolt modell

11:45-12:00 KÁVÉSZÜNET

- 12:00-12:30 M. Tóth Tivadar, Schubert Félix, Fiser-Nagy Ágnes, Molnár László, Zachar Judit, Dabi Gergely, Fintor Krisztián, Kovács Gábor: A Tisia metamorf aljzata
- 12:30-13:00 Varga Andrea, Pál-Molnár Elemér, Raucsik Béla, Schubert Félix, Garaguly István, Lukács Réka, Kiss Balázs: A dél-alföldi permo-mezozoos képződmények: a diagenezis-történet jellemzése és előzetes regionális korreláció kőzettani és geokémiai eredmények alapján
- 13:00-13:30 **Sztanó Orsolya:** Delták, lejtő, turbidit rendszerek: egy különleges pannóniai kifejlődés a Mecsek környezetében

13:30-14:30 EBÉDSZÜNET

14:30-16:10 1. ELŐADÓI BLOKK (levezető elnök: Horváth Ferenc)

- 14:30-14:55 **Császár Géza, Piros Olga, Szinger Balázs, Konrád Gyula:** A Tiszai egység felépítésének néhány sajátossága és rokonsági/származási viszonyainak kérdései
- 14:55-15:20 Kiss János, Vértesy László, Gulyás Ágnes, Madarasi András: TISIA a geofizikai adatok tükrében
- 15:20-15:45 **Tari Gábor:** A Tiszai egység palinspasztikus helyzete az alpi regióban: egy áttekintés a Pannon-medencén kívülről
- 15:45-16:10 **Maros Gyula, Koroknai Balázs:** A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

16:10-16:30 KÁVÉSZÜNET

16:30-17:45 2. ELŐADÓI BLOKK (levezető elnök: Császár Géza)

- 16:30-16:55 Vető István: Gázképződés a Közép-alföldi zóna aljzatában
- 16:55-17:20 **Tari Gábor, Philipp Strauss:** A jura Gresteni fácies példái Ausztriából, Romániából és Bulgáriából: összehasonlítás a Tiszai egység hasonló fáciesével
- 17:20-17:45 Kis Annamária, Weiszburg Tamás, Petr Gadas, Váczi Tamás, Buda György: Geológiai folyamatok variszkuszi granitoidok cirkon kristályainak szövetébe zárva

19:00-tól Svédasztalos vacsora (pohárköszöntőt mond: Csicsák József)

~•••~

2015. FEBRUÁR 28., SZOMBAT

- 9:00-10:15 3. ELŐADÓI BLOKK (levezető elnök: M. Tóth Tivadar)
- 9:00-9:25 **Kiss Károly, Horváth Zsolt, Kiss Balázs:** Szia Tisia, avagy miért szeretjük a Szegedi-medencét?
- 9:25-9:50 **Raucsik Béla, Varga Andrea:** A Szegedi Dolomit Formáció kőzettípusainak összehasonlítása a Papuk-hegységi középső-triász dolomittal
- 9:50-10:15 **Máthé Zoltán, Varga Andrea:** Késő-permi éghajlat a Mecseki egységben a Bodai Agyagkő Formáció ásvány-kőzettani és szöveti jellegei alapján

10:15-10:40 KÁVÉSZÜNET

<u>10:40-11:55</u> 4. ELŐADÓI BLOKK (levezető elnök: Barabás András)

- 10:40-11:05 Mészáros Előd, Varga Andrea, Schubert Félix, Máthé Zoltán: A Horváthertelend–1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata
- 11:05-11:30 Bernáth György, Gärtner Dénes, Zilahi-Sebess László, Hámos Gábor: A BAF-2 fúrás mélyfúrás-geofizikai értelmezése, földtani-tektonikai eredményei
- 11:30-11:55 **Sebe Krisztina, Magyar Imre, Csillag Gábor, Sztanó Orsolya:** A mecseki pannóniai üledékek rétegtana: új adatok, eredmények és kérdések
- **<u>12:00-13:00</u>** EBÉD (záróbeszédet mond: M. Tóth Tivadar)

A Tisia-koncepció története és mai helyzete geodinamikai szempontból

History of the Tisia concept and its present status from a geodynamic point of view

HORVÁTH FERENC

Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4.

Abstract

The lecture reviews the invention and evolution of the Tisia concept, which has been elaborated extensively in the doctoral dissertation of the author [1]. This will be followed by a summary of the present state-of-art, and definition a few exciting geodynamic problem published in a most recent paper [2].

Összefoglaló

Az előadás összefoglalja a Tisia-koncepció kialakulását és fejlődését, amely részletesen megtalálható az előadó nagydoktori dolgozatában [1]. Ezt követően a mai ismereteket és a legizgalmasabb geodinamikai problémákat vázolja fel, amelynek részletes kifejtése egy új cikkükben elérhető [2].

Irodalom

- [1] Horváth F. (2007): A Pannon-medece geodinamikája. Akadémiai doktori értekezés, pp. 1-238. Budapest, ELTE Geofizikai Tsz. honlapja
- [2] Horváth F. et al. (2015): Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. Geothermics, 53:328-352. Letölthető: Researchgate.net

Újabb elgondolások a Tiszai egység szerkezetéről: egy javasolt modell

Newer concepts for the structure of the Tisza Unit: a proposed model

MAJOROS GYÖRGY¹, MENYHEI LÁSZLÓ²

¹Mecsekérc Zrt., majorosgyorgy@mecsekerc.hu, ²Mecsekérc Zrt., menyheilaszlo@mecsekerc.hu

Abstract

We have proposed a new working hypothesis and approach to the structural models of the Tisza Unit in order to extend the methods and results of the detailed geological-geophysical explorations of the Southern Transdanubia region.

According to the preferred model, TISIA Unit is basically not a parallel structure which is made up of a combination of straps like a "rectangular" block-like structure ,but rather a "hairpin" like bending structural formation, which inside its belt encloses a portion of the outer Carpathian flysch.

This structural image was developed by oriental movement of the adjacent north and south ALCAPA and DACIA large structural units in the late Mesozoic - during the early Cenozoic.

Összefoglaló

A Tiszai nagyszerkezeti egység általunk javasolt újabb szemléletű szerkezeti modellje, munkahipotézise, Dél-Dunántúl térségének részletező földtani-geofizikai kutatási módszereinek és eredményeinek kiterjesztése.

Preferált modellünk szerint a TISIA egység nem egy alapvetően párhuzamos szerkezetű övekből felépülő "téglatest" szerű szerkezeti tömb, hanem egy "hajtű" szerűen összehajló, belső övében a külső kárpáti flis egy részletét is magába záró szerkezeti alakulat. Ezt a szerkezeti képet az északi és déli szomszédos ALCAPA és DACIA nagyszerkezeti egységek keleties mozgása alakította ki, a késő mezozoikum – korai kainozoikum során.

Kulcsszavak: Tiszai egység, Tisia, földtani-geofizikai adatok integrált értelmezése, szerkezeti egységek, mágneses és gravitációs anomáliák földtani értelmezése, szerkezeti modell, térinformatika.

Előzmények

Mindenekelőtt utalunk arra, hogy a Tiszai egység szerkezetalakulásával történő valamelyest behatóbb foglalkozást a Dél-dunántúli radioaktív hulladéktárolók helyének kijelölése, azok létesítése, a megalapozott földtani-szerkezeti háttér ismeretének igénye mindmáig indokolja. Ugyanis Dél-Dunántúl és környezete mai ismereteink szerint a Tiszai nagyszerkezeti egység része.

A több mint 10 éve elkezdődött ilyen célú földtani kutatás mindeddig ismert és újabban megszerzett adatai, eredményei számos kérdést vetettek fel, aminek jelentős része abban a régóta fennálló problémában fejeződött ki, hogy a Tiszai egység ÉK-DNy-i csapású szerkezeti-, fáciesövei a Dél-Dunántúlon egyszerűen nem folytatódnak, vagy ott a fácies/szerkezeti övek leginkább azokra merőleges lefutásúak. Ez a szerkezeti, korrelációs dilemma mindmáig számos szerkezeti vázlaton, térképen nyomon követhető.

A fentiekből következően Dél-Dunántúlon és a Tiszai egység teljes területén egy újabb szemléletű szerkezeti kép kialakítása szükségességének első felvetése a Bodai Aleurolit kutatási programjai során néhány tanulmányban és jelentésben már korábban megfogalmazódott (Majoros Gy. 2005).

Mai ismereteink és jórészt elfogadott nézetek szerint a Tiszai egység belső szerkezetét illetően két típusú szerkezeti megközelítés használatos. A variszkuszi szerkezetalakulás eredményeként kialakult, jórészt a kristályos aljzatra vonatkozó terrén szemléletű, valamint az alpi fejlődéstörténet során létrejött üledékképződési, ősföldrajzi övezetek szerinti elrendeződés (Biharia, Codru, Villány-Bihar, Mecsek) – ráadásul az alpi orogenezis különböző fázisai során jelentősen átrendeződve – mutatja az ilyen szemléletű mai szerkezeti képet.

1. Vizsgálati módszerek

Az általunk végzett szerkezeti elemzés alapvető módszere a földtani-geofizikai kutatási módszerek eredményeinek széleskörűen integrált, alapvetően földtani szemléletű értelmezése, a digitális technika, a térinformatika egyre szélesedő eszköztárának felhasználásával, alkalmazásával.

Ki lehet talán emelni a Bouguer- és mágneses anomália térképek földtani szemléletű (litosztratigráfiai) relatív, kvalitatív értelmezését, térhatású térinformatikai megjelenítését a szerkezeti elemzések, értelmezések során (1-2. ábrák).

Az igen széleskörű ide vonatkozó hazai és külföldi szakirodalom legfontosabbnak ítélt publikációit lehetőségeinkhez mérten igyekeztünk megismerni és felhasználni. De a fentieken túlmenően lehetőségeinkhez mérten beszereztük és felhasználtuk a Tiszai egység jelenlegi országhatárunkon túlmenő térségére és azok környezetére vonatkozó legfontosabb földtani, geofizikai alaptérképeket, esetleges szerkezeti értelmezéseket.

Szerkezeti elemzéseink során alapvetően az alábbi fontosabb térképeket, publikációkat használtuk fel:

- Kiindulás- és folytatásként a BAF kutatás során 2005-ben készült térképek magyarázója (Majoros Gy. 2005) szolgált.
- Alapadat térképként használtuk a legújabb kiadású Magyarország prekainozoos földtani térképét (Főszerkesztő: Haas J., Szerkesztők: Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy.) MÁFI 2010.
- Magyarország gravitációs Bouguer-anomália térképét, (ELGI 2005. Gravitációs feldolgozás Kiss J.).
- Magyarország mágneses Δz-anomália térképét (ELGI 2006. Mágneses feldolgozás Kiss J.).
- A fenti földtani-geofizikai térképek déli országhatár menti saját beszerzésű kiegészítését főleg a Tiszai egység területére.
- A Pannon medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó OTKA nyilvántartási szám: T034928-térképeit (Témavezető: Horváth Ferenc)
- Geology of Hungary 2000 Basement Geology. A short introduction. K. Brezsnyánszky, J. Haas, S. Kovács, T. Szederkényi Published by the Geological Institute of Hungary térképeit.
- Horváth Ferenc: A Pannon-medence geodinamikája. ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet Geofizikai Tanszék, Budapest 2007. c. tanulmány számos térképét és ábráját
- Császár Géza: Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum-paleogén.
 ELTE Eötvös Kiadó, Budapest 2005. c. egyetemi tankönyv számos térképét és ábráját

2. A szerkezeti elemzés során készített és felhasznált tematikus térképek

- A Tiszai egység Δz-anomália térképe hatóinak kvalitatív, litosztratigráfiai szemléletű értelmezése. Ezen a térképen számos litológiai, szerkezeti marker kijelölhető (1. ábra).
- A Kárpát-medence Bouguer-anomália térképének térhatású feldolgozása és szerkezeti értelmezése (2. ábra). A szerkezeti elemzések számára kiemelkedően felhasználható, összevetve a mágneses ható, földtani és aljzat domborzat térképekkel.
- A prekainozoos aljzat szakirodalomban meglévő és részben kiegészített térképének térhatású feldolgozása, megjelenítése és szerkezeti értelmezése a Tiszai egység területén.

 Magyarország prekainozoos földtani térképének szerkezeti értelmezése a Tiszai egység területén (3. ábra).

3. A Tiszai egység újabb szemléletű szerkezeti modellje

A fentiekben ismertetett alapvető előkészítő térképek együttes értékelésével – figyelembe véve a nagyszerkezeti keretre vonatkozó különböző hazai és külföldi publikációkat – állt elő a 4. ábrán bemutatott javasolt szerkezeti modell. A Tiszai egység ezen, általunk preferált szerkezeti képe több vonatkozásban is nyilvánvalóan eltér a jelenleg leginkább elfogadottól. Mindazonáltal az Erdélyiközéphegységből kiinduló, alapvetően az alpi fejlődéstörténet során létrejött ősföldrajzi, szerkezeti övezetek szerinti elrendeződésében jórészt megegyezik azzal, csupán Dél-Dunántúl és Kárpátalja térségében mutatkozik számottevő eltérés.

Szerkezeti elemzésünk szerint a Tiszai egység mai belső szerkezetét alapvetően ÉK-DNy-i csapású olyan szerkezeti pászták jellemzik, amik döntően átvágják, metszik és deformálják a fentiekben említett alpi ősföldrajzi, szerkezeti öveket. Mint a 3. ábrából kitűnik, három ilven szerkezeti pásztát vélünk kimutatni. Egy délit, egy középsőt és egy északit. Ez a három – nagyméretű eltolódási vonalakkal határolt – szerkezeti pászta együttesen egy olyan hajtű-szerű alakzatot formál, melynek két szárnya egymással szembefordulva közrezárja a középső, mintegy belső övezet pásztáját A belső övezet a Magura-medence alsó-kréta bazalt magmatizmussal jellemezhető, riftesedő egykori peremi övét, és a külső kárpáti flis mintegy becsípett összletét tartalmazza. Ezen szerkezeti kép kialakulásának oka délen a DACIA, északon az ALCAPA nagyszerkezeti egységek keleties mozgásai lehettek, amik eközben az említet hajtű szerű alakzatra gyűrték, majd tovább deformálták a Tiszai egységet. Ez a folyamat a Magura-medence bezáródásának, a Külső-kárpáti flis felgyűrődésének része lehetet, miközben a Szlavón-hegység, Dél-Dunántúl, Mecsek felépítésű középső szerkezeti pászta, a Külsőkárpáti flis egy részletével, mintegy egykori medenceperem és belsőbb öve maradványaként, döntően a helyén marad. Ez a szerkezet alakulási folyamat hozhatta létre a Szlavón-hegység – Dráva medence - Mecsek térségének a prekainozoos aljzatra jellemző, Ny felé ívelt jellegét, mint a hajtű-szerű alakulat ívelő részletét.

Ezen "hajtű-szerű"szerkezeti modell magyarázatának egyik nehézsége lehet, hogy az északi szerkezeti pásztában, a déliben előforduló szerkezeti/fácies övek egyes külső tagjai, jelenlegi ismereteink szerint, a rájuk jellemző mágneses anomáliákkal együtt hiányoznak, vagy csak nyomokban ismerhetők fel. Ennek oka véleményünk szerint, a Közép-magyarországi övre jellemző nagymértékű tektonizáltság lehet.

Szakirodalmi adatok és szerkezeti elemzéseink szerint ez a fejlődéstörténeti eseménysor döntően a kréta végétől kezdődően a kora kainozoikum során történhetett.



#500.0F

1. ábra: A Tiszai egység dZ mágneses anomália-térkép hatóinak valószínűsített minőségi (litosztratigráfiai) értelmezése (Majoros Gy. 2010)

Nem minősített hatók



2. ábra: A Kárpát-medence és környékének térhatású Bouguer-anomália térképe



3. ábra: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe a Tiszai egység szerkezeti modelljében megtalálható szerkezeti elemekkel (szerkesztési munkaközi vázlat)



4. ábra: A Tiszai egység szerkezeti modellje regionális keretben (Majoros Gy. 2015)

A Tisia metamorf aljzata

Metamorphic basement of the Tisia Unit

M. TÓTH TIVADAR, SCHUBERT FÉLIX, FISER-NAGY ÁGNES, MOLNÁR LÁSZLÓ, ZACHAR JUDIT, DABI GERGELY, FINTOR KRISZTIÁN, KOVÁCS GÁBOR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémai és Kőzettani Tanszék, mtoth@geo.u-szeged.hu

Abstract

The metamorphic basement of the Tisia Unit is essentially composed of Variscan rocks. As a result of the rather complicated post-variscan tectonic motions, rock bodies that represent different depths of the one-time lithosphere got juxtaposed. Consequently, at present the basement is a mozaic of blocks of incompatible P-T-d-t evolutions. Shear zones that divide these blocks developed mainly under brittle deformation circumstances and so are the main pathways for fluid migration inside the fractured basement.

Összefoglaló

A Tisia aljzatát döntően Variszkuszi polimetamorf kőzetek építik fel. A bonyolult poszt-variszkuszi szerkezeti mozgások eredményeként ugyanakkor a litoszféra eltérő mélyésgű zónáiban kialakult kőzetek egymás mellé kerültek, s ma ezen inkompatibilis *P-T-d-t* fejlődésű blokkok mozaikja alkotja az aljzatot. Az ezen blokkokat elválasztó, döntően töréses deformációs viszonyok között kialakult nyírási zónák jelenleg a fluidum áramlás fő régiói.

Kulcsszavak: Polimetamorf aljzat, P-T-d-t út, komplexum, repedezett fluidum rezervoár.

Bevezető

A Tisia metamorf aljzatát – a Mórágyi-rög, valamint a Mecsakalja-zóna néhány völgyétől eltekintve – csak felszín alatt ismerjük. Szerkezeti viszonyait főként geofizikai adatok, kőzettani felépítését fúrómagok elemzése tárta fel. A kis mennyiségű és térben rendkívül egyenlőtlen eloszlású információ alapján az aljzat kutatásának lényegében a kezdetektől fogva kettős célja volt. Egyrészt fontos feladat volt a szerkezeti, valamint kőzettani (petrográfiai, kisebb részben petrológiai) adatokat regionális és fejlődéstörténeti szintézisben összefoglalni. Ez a törekvés az aljzaton belül felismert korreláció lehetőségére alapozva a litosztratigráfiai értelmezés alapját volt hivatva biztosítani, melynek eredményeként a kőzettesteket formációkba, tagozatokba sorolták. A térbeli korreláció szempontrendszere, az, hogy hasonló kőzettípusok, kőzetsorozatok mi alapján vonhatók össze egy egységbe, mindazonáltal nem volt egyértelmű. Ennek alapja a részben megismert metamorf (P-T) fejlődéstörténet, szerkezetfejlődés, esetleg azonos kor lehetett.

Az alapkutatási feladatok mellett, másrészt, a kezdetek óta alapvető rezervoár geológiai igényeket is ki kellett elégíteni. Ezen a területen szintén nem találkozunk egységes szemlélettel, mely a repedezett rezervoárok megismerését segítette volna.

1. Módszer

Az aljzat vizsgálata során mindezek miatt célszerű olyan vizsgálati metodikákat alkalmazni, melyek az egyes kőzettesteket összehasonlíthatóvá teszik, másrészt az aljzati rezervoárokat, mint elsődleges porozitással nem rendelkező, repedezett kőzettesteket vizsgálják.

M. Tóth T. et al.: A Tisia metamorf aljzata

A petrológiai vizsgálat alapja kutatási területenként a fő kőzettípusok azonosítása. Az egyes típusok kőzetkémiai tulajdonságainak értelmezése a protolitok jellemzését teszi lehetővé, ami alapján az ásványtani, szöveti értelemben hasonló gneisz, csillámpala, amfibolit, stb. különböző változatai definiálhatók. Kiemelkedően fontos szerep jut a metamorf fejlődéstörténet rekonstrukciójának. A Tisia metamorfítjai általában polimetamorf kőzetek, de az egymást követő P-T állapotok vonatkozásában rendkívül nagy különbségek vannak, illetve lehetnek. A helyes szöveti értelmezésen nyugvó pontos, kvantitatív termobarometriai adatok alapján értelmezett P-T-d (nyomás-hőmérséklet-deformáció) utak a térbeli kapcsolatok felismerésének legfontosabb alapját jelenthetik. Rendkívül fontos probléma a metamorfítok koradatainak helyes értelmezése. Ezek minden esetben a metamorf fejlődés egy adott állomásának korát rögzítik az adott ásvány adott izotóprendszere függvényében. Ilyen értelemben nem tekinthetők "a kőzet korának". Mindezeket összefoglalva az egyes aljzati képződményeket jellemző, a térbeli kapcsolatrendszerük felismerésének alapját biztosító információ kizárólag az egyes kőzetblokkok P-T-d-t fejlődéstörténet lehet.

Másrészt, mivel adataink pontszerűek, a pusztán kőzettani alapokon nyugvó térbeli információ kiterjesztés lehetősége erősen korlátozott, annak során célszerű geofizikai (lyukgeofizika, szeizmika) adatokat is figyelembe venni. Természetes igénnyel merül fel a kérdés, hogy mindezen háttéren mi a litosztratigráfiai beosztás elvi alapja. Bár kis részterületek fejlődéstörténeti és térbeli szintézise, a kőzetestek P-T-d-t evolúciójának rekonstruálása, a kőzettani és geofizikai információ integrálása lehetővé teszi kőzetváz modellek felvázolását kis területekre, erre az információra – az üledékes kőzetek körében definiált – formációkra, tagozatokra osztás nem alapozható. Ehelyett, az IUGS "International Commission of Stratigraphy" ajánlásait figyelembe véve az aljzatot felépítő kőzetek esetében komplexumok lehatárolása tűnik célravezetőnek. A komplexum, definíció szerint, különböző kőzettípusokat tartalmazhat, melyek a térben szabálytalanul keverednek, és/vagy megismerésüket a bonyolult szerkezetföldtani kapcsolataik nehezítik, lehetetlenné teszik.

Repedezett rezervoárok vizsgálata során a legfontosabb kérdés az aljzat permeábilis és impermeábilis egységeinek azonosítása. Ennek alapja a hidrodinamikai viselkedés kőzettani, szerkezetfejlődési és fluidum-kőzet kölcsönhatásokra visszavezethető okainak felismerése, az információ térbeli kiterjesztése. A petrofizikai paraméterek, a deformációtörténet, valamint a paleohidrológiai tulajdonságok alapján az aljzati nyírási zónák típusa, jellege, a repedezett kőzettestek helyzete rekonstruálható.

2. Példák

2.1. Dorozsma

A részletes vizsgálatok a Dorozsma környéki aljzatban egymás fölött eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkokat igazoltak. Legmagasabb szerkezeti helyzetben gránátos kianitos gneisz a legfontosabb litológiai típus, mely keletkezésének maximáls metamorf hőmérséklete 570 °C körül volt. A terület legalsó, fúrásokkal feltárt zónáját elsősorban amfibolitok építik fel, melyekre $T_{max} \sim 520$ °C. A két kőzettestet egy helyenként több tíz méter széles, dominánsan kristályos dolomitból álló kataklázit zóna választja el egymástól, mely az előzőeknél jóval kisebb fokon metamorfizálódott ($T_{max} < 400$ °C). Így a dorozsmai blokkot felépítő inkompatibilis fejlődésű kőzetestek határa bizonyosan posztmetamorf, vagy a metamorfózis retrográd ágához köthető. Az egykori nyírási zóna a terület rezervoárgeológiai viselkedését is alapvetően meghatározza; a fluidum beáramlást adó kutak produktív szakaszainak mélysége feltűnő egyezést mutat a kataklázit zóna elhelyezkedésével (1. ábra)



1. ábra: A dolomit kataklázit zóna hidrodinaikai szerepe a dorozsmai aljzatban

2.2. Szeghalom-Mezősas-Furta

A szomszédos Szeghalom, Mezősas és Furta kutatási területeken a metamorf aljzatot egymás fölött eltérő metamorf fejlődésű képződmények alkotják (2. ábra), melyeket poszt-metamorf nyírási zónák választanak el egymástól. Legalsó szerkezeti helyzetben ortogneisz a jellemző, melyben elsősorban mafikus, ultramafikus xenolitok (amfibolit, eklogit, granulit, szerpentinit, kontakt márvány) találhatók. A befoglaló gneisz esetében $T_{max} \sim 580$ °C és $P(T_{max}) \sim 3$ kbar a jellemző, míg az egyes xenolitok *P-T* útja eltér egymásétól és a gneiszétől is. Az ortogneisz fölött található gránátos, szillimanitos paragneisz jellegzetes polimetamorf képződmény, M1: ~ 750 °C, ~ 8 kbar és M2: ~ 670 °C, ~ 5 kbar fizikai paraméterekkel. A legfelső helyzetű amfibolit esetében $T_{max} \sim 550$ °C, $P(T_{max}) \sim 4$ kbar becsülhető. Az eltérő metamorf fejlődésű egységek között található több 10 méter széles kataklázit, mikrobreccsa, gouge zónák laposszögű nyírási övekként azonosíthatók. Kárzónájukban a porozitás és a permeabilitás nagyságrendekkel jobb a környező kőzetekénél. Kiemelkedő szerepüket a szénhidrogén migrációban fluidumzárvány vizsgálatok is megerősítik.

2.3. Kiskunhalas-Jánoshalma-Tázlár-Csólyospálos

A Duna-Tisza-köze déli részének szomszédos aljzat kiemelkedéseit egymás fölött eltérő metamorf fokú képződmények alkotják. Legalsó szerkezeti helyzetben közepes fokú ortogneisz a jellemző, melyben amfibolit és eklogit kőzetzárványok (xenolitok) azonosíthatók. A gneisz esetében $T_{max} \sim 580$ °C becsülhető. Legfelső helyzetben kisfokú grafitos fillit, mészfillit alkotja az aljzatot, melyre $T_{max} \sim 370$ °C. A két blokkot széles milonit, majd azt felülíró kataklázit zóna választja el egymástól. A milonitosodott kőzetek egy része az ortogneisszel azonosítható, többségük azonban nem deformált állapotban ismeretlen. A poszt-metamorf képlékeny deformáció egységesen $T_{def} \sim 440-470$ °C körül becsülhető. A nyírási zónák térbeli kiterjesztésük alapján laposszögű normálvetőként értelmezhetők. Másrészt igazolható, hogy a régió legjobb rezervoár tulajdonságú horizontjai ezen nyírási zónákhoz kapcsolódnak.



2. ábra: Az egymás fölötti egységek metamorf fejlődése a Szeghalom-Mezősas-Furta blokkban

2.4. Görcsönyi-hátság

A legújabb kutatások alapján a Görcsönyi-hátság legalsó szerkezeti helyzetében feltárt gneisz és amfibolit típusok nagynyomású metamorfózist (> 12 kbar) szenvedtek. Ez a korai fejlődési lépés a sekélyebb helyzetű kőzetekben hiányzik. A két eltérő fejlődésű egység között poszt-metamorf szerkezeti határt nem sikerült igazolni. A görcsönyi gneiszekkel ismeretlen szerkezeti kapcsolatban lévő szerpentinit testek (pl. Gyódi szerpentinit) metamorf evolúciója mindazonáltal egyik egység fejlődésével sem összevethető. Bár a kőzetben megjelenő késői antigorit-talk paragenezis – hasonlóan az alsó szerkezeti helyzetben lévő gneiszekhez, amfibolitokhoz, valamint a környéken ismert eklogitokhoz – nyomás növekedéssel járó metamorfózist, s így egykori szubdukciót valószínűsít.

3. Összefoglalás

Valamennyi vizsgált aljzatblokk esetében azt találtuk, hogy a fúrásokkal feltárt mélység intervallumban eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkok találhatók. Bár a petrológiai, deformáció történeti információ egymástól kis távolságra lévő aljzat kiemelkedések között korrelálható, a nagy távolságra terjedő azonosítás lényegében megoldhatatlan feladat. Ezért litosztratigráfiai értelemben a továbbiakban az aljzati képződmények komplexumokba sorolását látjuk támogathatónak.

Az egymástól eltérő metamorf fejlődésű egységeket elválasztó nyírási zónák a legtöbb aljzati rezervoár esetében a fő migrációs pályaként és tároló képződményként értelmezhetők. További részletes vizsgálatuk ezért mind általános földtani, mind alkalmazott földtani szempontból kiemelt jelentőségű.

A dél-alföldi permo-mezozoos képződmények: a diagenezis-történet jellemzése és előzetes regionális korreláció kőzettani és geokémiai eredmények alapján

Permian and Mesozoic formations of the S Great Hungarian Plain: integrating petrographic and geochemical results in tracking diagenetic history and regional relationships

VARGA ANDREA¹, PÁL-MOLNÁR ELEMÉR^{2,3}, RAUCSIK BÉLA¹, SCHUBERT FÉLIX¹, GARAGULY ISTVÁN¹, LUKÁCS RÉKA^{2,3}, KISS BALÁZS⁴

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; raucsikvarga@geo.u-szeged.hu;
²SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Vulcano Kutatócsoport; palm@geo.u-szeged.hu;
³MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest; reka.harangi@gmail.com;
⁴MOL NyRT; BaKiss@mol.hu

Abstract

In the area of the Békés–Codru subterrane, S Great Hungarian Plain, the Permian formations are subordinate. The Mesozoic is represented by variable siliciclastic and carbonate deposits with predominance of the Triassic sequences. In this study new data from the Permian Gyűrűfű Rhyolite Formation and the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone Formation are presented. The regional correlation is rather difficult due to the complicated structural buildup of the basement blocks.

Összefoglaló

A Dél-Alföldön a Békés–Codrui-szubterrénum területén a permi képződmények alárendeltek, a mezozoikumot változatos felépítésű törmelékes és karbonátos kőzetek képviselik, amelyek közül a triász időszaki rétegsorok területi elterjedése a legnagyobb. A bonyolult szerkezeti kép és a korlátozott kőzetanyag miatt a korreláció számos kérdést vet fel.

Kulcsszavak: riolit, homokkő, Szegedi-medence, Békési-medence, korreláció.

Bevezető

Munkánkban a Dél-Alföld prekainozoos aljzatának permi és mezozoos képződményei közül a Békés–Codrui-szubterrénum jellemző rétegsorait vizsgáltuk. Ezek vázlatos áttekintését követően diagenezis-történeti és korrelációs szempontból két képződményt részletezünk: a permi Gyűrűfűi Riolit alföldi (Battonya) előfordulási területéről, illetve az alsó-triász, sziliciklasztos Jakabhegyi Homokkő Formációt (Szegedi-medence) érintő esettanulmányt mutatunk be. Kutatómunkánk az OTKA PD 83511 és K 108375 sz. projektek, valamint az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11) támogatásával valósult meg.

1. Permi képződmények a Dél-Alföld aljzatában

A vizsgált területen a permi üledékes rétegsor jelentősége alárendelt, kizárólag az alsó-permi Korpádi Homokkő Formációra korlátozódik, kőzetanyagát vörös aleurolit (Kelebia), homokkő és konglomerátum (Tótkomlós), illetve vörösbarna–szürkészöld, palás aleurolit és homokkő képviseli [1]. Jóval nagyobb területi elterjedés jellemzi a Gyűrűfűi Riolit Formációba sorolt magmás kőzetasszociációt, ami a Duna–Tisza közén, Kelebia térségében (riodácit), illetve a Békési-medence aljzatában, a Battonya–Pusztaföldvári-hát környezetéből ismert [1][2].

A Békési-medencében a vulkáni centrum Battonya körzetében lehetett, ahol a riolitos összetételű lávakőzeteken túl szubvulkáni telérek és változatos jellegű piroklasztitok (pl. horzsaköves hullott tufa, összesült tufa) szintén előfordulnak (1. ábra, A és B). A terület jellegzetes kőzete barna vagy zöldesszürke színű, porfiros szövetű, felzitesen átkristályosodott alapanyagban 1–2 mm átmérőjű kvarc, átalakult földpát és bontott biotit fenokristályokat tartalmaz [2][3]. A kőzet Rb/Sr módszerrel meghatározott kora 240 \pm 12 millió év, ami megfelel a Gyűrűfűi Riolit dél-dunántúli kifejlődési területén a Villányi-hegység északi előteréből származó minták (Egerág, Vókány) K/Ar, illetve Rb/Sr koradatainak [1][3][4].



 ábra: Gyűrűfűi Riolit minták a Békési-medencéből (A és B) és a Nyugat-Mecsek felszíni feltárásából (C és D). A) Porfiros metariolit (ÁGK–1798); B) Átalakult szórt tufa akkréciós lapilluszokkal, Battonya–7 1058,0–1058,2 m, MÉV "Vulkanitok, etalon kollekció"; C) Átalakult, kristálygazdag lapillitufa a gyűrűfűi felszíni feltárásból; D) Törött, belső magból és zónás továbbnövekedési szegélyből álló cirkon a gyűrűfűi minta alapanyagában

1.1. Korreláció a Gyűrűfűi Riolit Formáció kőzeteinek U-Pb kormérésének segítségével

A Battonya környéki mélyfúrásokból származó metariolit kora U-Pb mérések alapján 289,7 \pm 6,2 millió év, illetve 287,6 \pm 7,2 millió év (Battonya–32, 1045,0–1046,6 m, ÁGK–1805; valamint Battonya–53, 1028,6–1033,0 m, ÁGK–1825) [3]. A Nyugat-Mecsekből, a Gyűrűfűi Riolit Formáció felszíni feltárásából vett minta *in situ* U-Pb kormérési eredménye (41 értelmezhető adat alapján) lényegesen fiatalabb, 271 \pm 2,6 millió év súlyozott átlag kort adott. Ez utóbbi vizsgálatnál az időalapú lézerablációs jelek több esetben korzónásságot jeleztek, azonban az Pb-vesztés is befolyásolhatta a mintapontok koradatainak szórását. Amennyiben az adatok szórása elsődleges, úgy bimodálisnak tekinthető az adatsor, és két korpopulációt különíthetünk el a Gyűrűfűi Riolit nyugat-mecseki felszíni feltárásának kőzetében: 267,96 \pm 0,41 millió év (az adatok 67%-a) és 286,46 \pm 0,82 millió év (az adatok 33%-a). Az idősebb populáció korrelálható a Battonya környéki fúrásokból ismert metariolit mintákkal. Feltételezésünk szerint a fiatalabb korpopuláció egy fiatalabb vulkanizmushoz kapcsolható, amely során az új cirkonzónák ránövekedtek a korábbi vulkáni eseményből származó cirkonmagokra (1. ábra, C és D). Ez utóbbi következtetés azonban csak az Pb vesztés kizárása után vonható le, ennek érdekében további vizsgálatokat végzünk.

2. Mezozoos képződmények a Dél-Alföld aljzatában

A Békés–Codrui-szubterrénum mezozoos rétegsora a szénhidrogénkutató fúrások kőzetanyagának feldolgozása révén vált ismertté. A kristályos és/vagy a paleozoos aljzaton az alsótriász (Jakabhegyi Homokkő: szürke, lilás, kovás homokkő; Hetvehelyi és Patacsi Formáció: tarka agyagpala, vörös homokkő anhidrittel) sziliciklasztos képződmények elterjedése erősen korlátozott. A preneogén aljzatban a középső-triász sekélytengeri karbonátos összlet jelentősége emelhető ki. Az összefoglaló szakirodalmi munkák alapján a Szegedi-medencében középső-triásznál ("Werfeni Formációcsoport": sekélytengeri törmelékes és karbonátos jellegű agyagpala, márgapala és homokkő; továbbá a Szegedi Dolomit sötétszürke, breccsás platformkarbonátja) idősebb vagy fiatalabb mezozoos képződmény nem ismert [5][6], azonban lokálisan a felső-triász, világosszürke Csanádapácai Dolomit, valamint kora-kréta mészkő-mészmárga szintén megjelenhet [7]. Vizsgálataink alapján az adott területen mind az alsó-triász kontinentális törmelékes kőzetek (Jakabhegyi Homokkő), mind bizonytalan rétegtani besorolású (triásznál fiatalabb mezozoikum) karbonátkőzetek azonosíthatók. Az eltérő korú és üledékképződési környezetű rétegsorok azonban rendkívül bonyolult deformációs események komplex hatását tükrözik, ezek közül különösen a breccsásodás és a kataklázosodás írta felül a korábbi eseményeket. A hasadékkitöltő generációk és a sztilolitok elvi sorrendje alapján lehetőség nyílik a területet ért diagenetikus és deformációs események rekonstruálására.

A Békési-medence aljzatában a Codru-takarórendszer mezozoos kifejlődései nyomokban felismerhetők: a triász, a jura és az alsó-kréta üledékes kőzetek pikkelyszerű szerkezeti elrendeződést mutatnak ("délalföldi takarórendszer") [5][6]. Az üledékképződést a kora-triászban partszegélyi törmelékes kifejlődések (Jakabhegyi Homokkő) jellemzik, amit sekélytengeri törmelékes üledékképződés váltott fel ("Werfeni Formációcsoport"). A triász időszak jelentős részében sekélytengeri, karbonátplatform környezetre jellemző rétegek rakódtak le (Szegedi Dolomit Formáció, Csanádapácai Formáció). A sekélytengeri, karbonátos üledékképződés a kora-jurában is igazolható (Menyházai Mészkő Formáció), azonban a késő-jurát nyílttengeri üledékképződés jellemzi [5]. A pusztaszőlősi és a tótkomlósi fúrások vizsgálata alapján titon pelágikus kifejlődésű (calpionellás, lombardiás), márga, mészmárga és mészkő; valamint neokom(?) agyagmárga, márga, mészmárga és mészkő jellemző a területre (Pusztaszőlősi Márga Formáció) [5][8].

2.1. A Jakabhegyi Homokkő diagenezis-történeti vázlata

A Szegedi-medencében a Jakabhegyi Homokkő Formációt döntően világos színű, érett homokkő, illetve konglomerátum és breccsa képviseli (2. ábra, A), az elsődleges szövet azonban számos esetben töréses deformáció (breccsásodás, irányított kataklázos szalagok kialakulása) hatására módosult. A vázalkotó szemcsék osztályozottsága, illetve azok koptatottsága jó, illetve nagyon jó. A koptatottsági viszonyok alapján feltételezhető az eolikus, vagy az áthalmozott eolikus szállítási mód. A szemcseérintkezések között a konkáv–konvex határ, illetve a szutúrás érintkezés gyakori, ami intenzív kompakcióra és nyomási oldódásra utal (2. ábra, B).



2. ábra: Jakabhegyi Homokkő makroszkópos (A) és mikroszkópi (B) megjelenése a Szegedi-medencében

A vázalkotó szemcséket döntően kvarc alkotja. Jellegzetes bélyeg a kvarcszemcsék deformációs lamellás (Boehm-lamellák) megjelenése; amihez unduláló kioltás társul. További ásványtöredékként átalakult káliföldpát jelenik meg. Hasonló arányban kvarcdús metamorf kőzettörmelék, valamint átkristályosodott (gyakran felzites) vulkanitszemcséket tartalmaz a kőzet. A vázalkotó szemcsék felületét illit/szericit borítja (feltehetőleg egykori szemcsebevonó szmektit átalakulásából származik), ami cementként is megjelenik. A közepesen–jól koptatott kvarcszemcsék felületén kvarc továbbnövekedési cement szintén azonosítható. A földpátokban, illetve a vulkáni kőzettörmelékben sajátalakú pátos karbonáthelyettesítés figyelhető meg.

Korrelációs szempontból a szemcsék koptatottsága és a deformált kvarcok jelenléte emelhető ki. A Jakabhegyi Homokkő dél-dunántúli kifejlődési területén a "fakó homokkő"-re jellemző az eolikus eredetű szemcsék jó kerekítettsége, a kvarc dominanciája (kevés káliföldpát és kőzettörmelék mellett), valamint az orientált kvarc továbbnövekedési cement [6].

Irodalom

- Majoros Gy. (1998): Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana. In: Bérczi I., Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL-MÁFI, Budapest, 217–224.
- [2] Szepesházy K. (1967): Kőzettani adatok a battonyai gránit ismeretéhez. MÁFI Évi jelentése az 1967. évről, 227–265.
- [3] Kutasi Cs. (2011): A Békésia Terrénum metariolitjainak reambulációs kőzettani vizsgálata. Diplomamunka, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 47 p.
- [4] Balogh K., Kovách Á. (1973): A battonyai kvarcporfír korának meghatározása a Rb/Sr módszerrel. ATOMKI Közlemények 15/4, 245–249.
- [5] 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-MÁFI, Budapest, 281–298.
- [6] Haas J. (szerk.) (2004): Magyarország geológiája, Triász. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- [7] Horváth Z., Maros Gy. (szerk.) (2012): Szegedi-medence szénhidrogén koncessziós terület: Komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati tanulmány, ELGI–MÁFI–MBFH–NeKI jelentés, Budapest, 182 p.
- [8] Császár G. (1998): A Mecseki- és Villányi-egység alsó- és középső-kréta képződményei. In: Bérczi I., Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL-MÁFI, Budapest, 353–369.

A Tiszai egység felépítésének néhány sajátossága és rokonsági/származási viszonyainak kérdései

Some aspects of the geological build up and questions of derivation of the Tisza Unit

CSÁSZÁR GÉZA¹, PIROS OLGA², SZINGER BALÁZS³, KONRÁD GYULA⁴

¹ELTE University, csaszar.geza@g.mail.com;
 ²MFGI, piros.olga@mfgi.hu;
 ³MOL Company, szinger.balazs@gmail.com;
 ⁴Mérce Bt., konradgyula@t-email.hu

Recent and source area of the Tisza Unit

According to the Tisia model the Carpathian Basin had a uniform basement. When it turned out that it is composed at least two independent subunits, the name of the south-eastern one is replaced by the Tisza Unit. In the short paper and during the presentation we have chance to obtain an insight into its research history and into the lithologic differences within the independent tectonic/facies zones. There are also accentuated the similarities and also differences between the independent zones. There are also referred the occurrances typical for the different zones of the Tisza unit but they are mentione in different places of the Alpine Carpathian Realm. Unit.

A Tiszai egység mai és származási helye

A Tiszai egység megjelölés akkor született, amikor kiderült, hogy Tisia-elmélet fogalma nem egy egységes származású kéregdarabot foglal magába. Az előadás keretében belepillantunk a kérdéskör megismeréstörténetébe, és áttekintjük a Tiszai egység egyes zónáin (szerkezeti egységein) belüli kifejlődésbeli különbséget, majd jellemzését adjuk az egyes zónák közötti hasonlóságoknak és különbségeknek. Ezen túlmenően utalás történik a rokon jellegeknek az Alp-Kárpáti rendszeren belüli felléptére.

Kulcsszavak: Tisia/Tiszai egység, földtani szerkezeti egységek: Mecseki zóna, Villány–Bihari zóna, Békés–Codrui zóna, Bihariai egység, Nyugati-Kárpátok.

A Tiszai egység mint megismeréstörténeti kategória

A Kárpát-medence preneogén aljzatának szerkezeti felosztása történelmileg nagyon változatos, ennek megfelelően az egységek elnevezésében is jelentős különbségek mutatkoznak. Az előadás ezt a helyzetet csak címszószerűen vázolja fel. A Tisia-elméletet [5] követően számos, attól alapkoncepcióban eltérő elmélet született. A Pannon-medence egységesnek vélt prekainozoos aljzatú modelljével szemben egyértelműen bebizonyosodott, hogy a két kéregfragmentum, vagyis a Tiszai egység és az ettől a Közép-magyarországi szerkezeti vonallal elválasztott Alcapa egység [2] eredetileg legföljebb részlegesen állhattak egymással kapcsolatban. Jelenlegi határa Horvátországban a Szlavóniai-hegység DNy-i peremétől indulóan, a Papuk K-i végétől ÉK-re fordulóan folytatódik Szerbiában, majd Romániában a Zarándi-hegység és a Bihariai egység déli pereme mentén hózódik. Ettől kezdve északi irányba fordul, de az északkeleti részen a határ megvonása bizonytalan.

A jelenlegi földtani-szerkezeti modellek között teljesen szélsőséges álláspontot tükrözők is akadnak. A fentiekből következően már most is megállapíthatjuk, hogy mindenki által elfogadható modellel jelenleg nem rendelkezünk, és ezt a későbbiek még egyértelműbben dokumentáljuk. A nyersanyag kitermelésben mutatkozó óriási mértékű visszaesés következményeként mind a földtani térképezés, mind a nyersanyagkutatás, sőt az alapkutatás is nagymértékben visszaesett a földtan és a

geofizika területén. Ilyen körülmények között saját, érdemi új kutatási eredményekkel nem számolhatunk. Egyetlen esélyünk, ha az alpi-, kárpáti térségek szakembereivel közös kutatási programot tudunk kidolgozni, reményeink szerint egy NN OTKA keretében.

A Tiszai egység földtani és szerkezeti felépítése

Ma általánosan elfogadottnak tekinthetők a kristályos, nem metamorf paleozoos képződményeket is tartalmazó, de alapvetően mezozoos képződményekből felépülő földtani szerkezeti egységek: Mecseki zóna, Villány–Bihari zóna, Békés–Codrui zóna, valamint a Bihariai vagy Kisbihari egység (1. ábra).



1. ábra. A Tiszai egység és kárpáti-dinári környezetének fontosabb szerkezeti egységeit bemutató térképvázlat

 Előtéri molasz, 2. Belső molasz, 3. Miocén vulkáni ív a felszínen, 4. Pennini-, Vardar- és Marosi-ofiolitöv, 5. Kristályos masszívum a Déli-Kárpátokban, 6. A Rhenodanubiai- és Kárpáti-flisöv, 7. Pieniny-szirtöv,
 Felső-keletalpi egységek és azok megfelelői a Kárpátokban és a Pelsói egységben, 9. Alsó-keletalpi egységek és azok kárpáti megfelelői, 10. A Tiszai egység kristályos és mezozoos képződményei a felszínen,

11. Terrénumhatár, 12. Terrénumon belüli alegységhatár

Az utóbbi évtizedekben bizonyítást nyert, hogy a kristályos képződményekből álló prevariszkuszi kőzettesteket önálló kéregfragmentumok alkotják, azonban ezeknek nem csupán a származási helye bizonytalan, hanem az egyes szerkezeti egységek méretei is.

A továbbiakban áttekintjük a szerkezeti egységek földtani felépítését. Ismereteink szerint a Mecseki zóna DNy-i irányban a Dráva mentén látszik záródni, míg ÉK-i határa bizonytalan. Amint erre egyes modellek utalnak, a határ lehetséges, hogy az Északkeleti-Kárpátok ÉNy–DK-i irányú határával párhuzamos [8] [7]. A zóna területén kristályos, permi és mezozoos képződmények felszínen kizárólag a Mecsek-hegységben jelennek meg. A variszkuszi orogént követő törmelékes és karbonátos képződmények a liászig terjedően germán típusú rétegsort alkotnak. Ezen belül karbonátos képződmények a középső-triászra korlátozódnak. A késő-triászban megindult a riftesedési folyamat (Karolinavölgyi Homokkő F.), ami a Tiszai egységnek az Európai lemezről történő leválását indította el. Ennek második lépcsőjeként jött létre a gresteni fáciesű Mecseki Kőszén F., amivel lassú tengerelöntés járt együtt a Keleti-Alpok Helvéti zónájában. Gresteni fáciesű törmelékes képződmény jelen van a Villány–Bihari zóna keleti, Bihar-hegységi részén, ami arra utal, hogy a Tiszai egységi zónák határa nem tekinthető egyértelműen kifejlődési egységhatárnak, hanem tektonikusnak, amelyek metszik a fácieshatárokat. A lassú tengerelöntés kimutatható a Cseh-masszívum déli előterében és a

Nyugati-Kárpátok Pienini-szirtövének Kysucai egységében is. Ezt követően a kárpáti ív mentén jelentős szünet után a Déli-Kárpátok Danubikumában jelenik meg újra gresteni fáciesű képződmény. A Mecseki zónának, a Villányi zóna hazai részének és a kettő közötti helyzetű Máriakéménd-Bárivonulatnak kiugróan eltérő jellegű kifejlődése van. A rétegsor további jellemzője, az üledékgyűjtő kimélyülését jelző allgäui fáciesű Hosszúhetényi Mészmárga F., ami gyakori eleme a Helvéti zóna és a Ny-Kárpátok több szerkezeti egységének is. A mélybathyalis környezet kialakulását megelőző képződmény a Rékavölgyi Aleurolit F., ami anoxikus környezet terméke [6]. A mélységviszonyok változásával a középső-jura idején a boreális övet jelző ammonitesz-együttest felváltotta a Tethysre jellemző együttes [4]. Az sem véletlen, hogy a bath korszakban [3] jelent meg a vörös, gumós, ammoniteszben gazdag Óbányai Mészkő F., ami az első típusos "ammonitico rosso" képződmény az európai lemez déli pereméhez közel. Az ezt követő Fonyászói Mészkőben jelenik meg a gyenge vulkáni tevékenység első nyoma, valamint a továbbmélyülést jelző tűzkő-közbetelepülés is. A Mecseki zóna alföldi területén a fúrásokban feltárt jura képződmények északnyugati irányban erőteljesen pelites kifejlődést, a délkeleti takaróhatár mentén mészkőkifejlődést mutatnak [1], ami jelzi, hogy az északnyugati határ felé a leszakadt kontinentális kéreg már a jura időszak folyamán is kivékonyodó jellegű volt. A felső-jura – alsó-kréta Márévári Mészkőnek a legfelső rétegei maiolica fácies jellegűek, jóllehet ez bizonyíthatóan az északi riftzóna terméke. A Mecseki zóna északnyugati részén a kora-krétában is folytatódott a kéreg északnyugati irányú kivékonyodása. Ezt jelzi a Mecsekjánosi Bazalt intenzív kivastagodása a Mecsek északi részén, míg DK felé fokozatosan eltűnik. A jelenlegi erősen erodált állapotában is mintegy 70 km széles bazaltsáv ÉNy-i részén a domináns kőzet a Mecsekjánosi Bazalt, amelyet a vulkáni lejtők környezetében bazaltkavicsokból álló Magyaregregyi Konglomerátum fed, míg a vulkánok közötti medencében a Hidasivölgyi Márga jött létre. A fentiekből következően a vulkáni testekbe a tengerszinten nagymértékű bevágódások jöttek létre, ahol a vulkán peremi részén zátony, mögötte sekély lagúna fáciesű környezet alakult ki. A Darwin-atolltól eltérő fejlődéstörténete és megjelenés módja miatt a jelenség a Mecseki-típusú atoll megnevezést kapta. Bár intenzív vulkáni tevékenység termékei a Sziléziai–Krosnói-övből is ismertek, amelyek a mecseki vulkanithoz hasonlóak, de főként teschenit-pikrit összetételűek, ugyanakkor a képződmények kora azonos. Alapos elemzés ezek lehetséges egykori kapcsolatát tárhatná fel.

A Mecseki zóna sajátos terméke még a turon emeletbe tartozó, vörös színű, pelágikus Vékényi Márga F., amely a Duna–Tisza közéről is ismert, valamint fontos eleme még a zóna északi peremén hosszan elnyúló felső-kréta(–paleogén), "szolnoki flisként" ismert képződmény.

A későbbiekben a Tiszai egység zónáinak a Mecseki zónabeli képződményektől eltérő voltára kívánunk koncentrálni. A Villány-Bihari zóna villányi részének alsó- és középső-triász rétegsora lényegében megegyezik a Mecseki zónáéval. Különbség csak a felső-triász tekintetében mutatkozik, amelyet lokálisan, 10-50 m vastag, helyenként kavicsos tarkaagyag képvisel. A zóna tiszántúli részén, mint ahogy a Bihari-parautochton területén is, a felső-triászba is átnyúlik a sekélytengeri karbonát, amelyet szárazföldi, folyóvízi törmelék fed, vagyis az itteni rétegsorok közelebb állnak a mecseki kifejlődéshez, mint a zóna Villányi-hegységbeli rétegsora. Ez összefügg azzal, hogy a Villány és a Mecsek közötti Máriakéménd-Bári-vonulatban középső-juránál idősebb mezozoos képződmény nem ismert. Fontos továbbá annak hangsúlyozása is, hogy a villányi triász rétegsorok több helyütt feltolódásként jelennek meg a felső-jura és alsó-kréta képződmények fedőjeként. A Villányi zóna hazai részének sajátossága a felső-triász – felső-iura bázisa közötti rendkívül erőteljes üledékhézagosság, amelynek a középső-jura szakasza – a megelőzőktől eltérően – tenger alatti eredetű. Ugyanakkor a felső-jurát vastag platform karbonát alkotja, amelynek képződését rövid idejű szárazulat szakította meg, amikor a Harsányhegyi Bauxit felhalmozódása zajlott. A Villány-Bihari zónának a Biharhegységi részén a jura rétegsor közel teljes, amiben a Mecseki zónára jellemző gresteni fáciesű képződmény is megjelenik. A felső-jura itt is platformkarbonát, benne nagyméretű zátonytestekkel (Corneti Mészkő), melyet nagy vastagságú bauxitlencsék követnek. A villányi és a bihari kréta rétegsor nagymérvű hasonlóságot mutat a rudistás bázisrétegektől fölfelé (Villányi Mészkő, ill. Blidi Mészkő), melyet pelágikus márga képződése vált fel (Bissei Márga), illetve szakít meg (Eclejai Márga), majd a flis jellegű Bólyi F. (Villány), illetve a glaukonitos homokkő (Bihar-hg.) követ. A hazai rétegsorból hiányzik, de a Bihar-hegységben jelen van a Gosau-típusú felső-kréta is.

A takarók tömegéből felépülő Békés–Codrui zónában a rétegsorok jellemzője a klasztikus alsótriász, melyet a dominánsan sekélytengeri karbonátból, ezen belül elsősorban dolomitból (Békési egység és Corbesti egység), és még inkább mészkőből álló (Dievai és É-Bácskai egység) rétegsor követ. Ezek közül erőteljes üledékhézagosságával és vegyesebb litológiájával (Pl. Kárpáti Keuper F.) tűnik ki a Valányi-takaró. Főként a ladin emeletre jellemző, hogy a platformkarbonátot radioláriás, tűzköves mészkő helyettesíti 3 takaróban is. Sajátos kifejlődésű a rétegsora az É-Bácskai egységnek, amelyben a ladin emelettől kezdve a triász végéig fauna- és flóradús platformkarbonát, valamint zátonykifejlődés jelenik meg összefogazódva, mind a Wettersteini Mészkőben, mind a Dachsteini Mészkőben. A zátony kifejlődés arra utal, hogy ezektől délre erőteljes hullámveréssel járó mélytengeri környezetnek kellett lennie.

A jura és kréta, a Codrui-takarórendszer több takarójában is erősen hézagos, sőt 3 olyan is akad, amelyben meg sem jelennek (Momai, Vetrei, Aranyosfői). Szerény az üledékhézag a Várasfenesitakaróban, ahol az a késő-pliensbachitól az oxfordi végéig terjed. A széttagolódást és süllyedést jelez a Colesti-takaróra jellemző késő-liász – kora-jura neptuni hasadékrendszer gyakori megjelenése a Dachsteini Mészkőben, ahol egyébként egyéb jura meg sem jelenik. A jura képződmények agyagos vagy agyagpala kifejlődésűek, vagy márga jellegűek. A legdélebbi, Urmati-takaróban mafikus vulkáni törmeléket is tartalmazó, vadflis jellegű képződmény toarci, ami arra utal, hogy a Marosi ofiolit övben már ekkor megkezdődhetett a vulkáni tevékenység. Rendhagyó ugyanakkor a Valányi-takaró, ahol a saccocomás malm mészkő fölött cikluszáró, zátonyelőtéri korallos mészkő fejlődött ki, amely fölött a Bihari autochtonra jellemző alsó-kréta rétegsor (urgon mészkő, márga, glaukonitos homokkő) van.

A fentiekből kiindulva, a hazai adatok birtokában le kell vonnunk azt a következtetést, hogy a Tiszai egység részben már a kora-kréta szerkezetalakulás során takarósodott, amelyet a késő-kréta mozgások tovább erősítettek.

Irodalom

- Bércziné Makk A., Császár G. & Nusszer A. (1997): A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozoos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlata. — Földtani Közlöny 126/2–3, 185–207.
- [2] Faupl, P., Császár, G. & Mišík, M. (1997): Cretaceous ansd Palaeogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Pannonian Region: An overview. — Acta Geologica Hungarica 40/3, 273–305.
- [3] Galácz A. (1996): A Mecsek hegység bath képződményeinek biosztratigráfiája és ammonitesz faunájának értékelése. Akadémiai doktori értekezés tézisei, 8 p.
- [4] Géczy B. (1973): Origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics.
 Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio Geologica 16, 99–114.
- [5] Prinz Gy. (1914): Magyarország földrajza. Magyar Földrajzi Intézet, Budapest, 223 p.
- [6] Raucsik B. & Varga, A. (2008): Climato environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: An evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 265, 1–13.
- [7] Varga I. & Grecula P. (1980): Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati–Kárpátok belső oldalán. Földtani Kutatás 23/3, 17–22.
- [8] Wein, Gy. (1978): Alpine type tectogenesis of the Carpathian Basin. Ann. Report Hung. Geol. Inst. 1976, 245–256.

TISIA — a geofizikai adatok tükrében

TISIA — in the mirror of geophysics

KISS JÁNOS¹, VÉRTESY LÁSZLÓ², GULYÁS ÁGNES³, MADARASI ANDRÁS⁴

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, kiss.janos@mfgi.hu;
 ²Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, vertesy.laszlo@mfgi.hu;
 ³Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, gulyas.agnes@mfgi.hu;
 ⁴Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, madarasi.andras@mfgi.hu

Abstract

There are some special charasteristics of Tisza megaunit identifiable on the geophysical parameter maps. These characteristics are structural changes, or perhaps the trace of Northern borderline of Tisia. We have studied these characteristic anomalies of telluric, gravity and magnetic maps which can be interpreted geologywise too.

The geophysical anomalies mostly reflect undersurface effects, inhomogenities, sometimes mantle updoming. Althought these effects of deep geological construction can be seen on the geophysical maps, the data processings along regional profiles can discovered them in details. Using the results of regional lithosphere exploration seismic measurements — like PGT and CEL profiles — we are able to study this deep geological construction and to explain the origin of some crustal geophysical anomalies.

Összefoglaló

A Tiszai nagyszerkezeti egység jellegzetességei a geofizikai paramétertérképeken is azonosítható nyomokat hagynak. Ilyen jellegzetességek a szerkezeti változások, vagy a Tisia északi határvonalának lefutása. A tellurikus, gravitációs és mágneses anomália térképek földtanilag is azonosítható, legjellegzetesebb anomáliáit vizsgáljuk.

Az anomális jelenségek nagy része medencealjzat alatti hatásokat tükröz, inhomogenitásokat, esetenként köpeny-felboltozódásokat. Ezek a mélybeli felépítésből származó hatások, noha a térképi adatrendszereken is látszanak, mégis az alapszelvények mentén elvégzett feldolgozások tárják fel részleteiben. A litoszférakutató szeizmikus mérések — mint például a PGT, illetve a CEL szelvények — eredményeinek a felhasználásával lehet a legjobban tanulmányozni a mélybeli földtani felépítést és magyarázatot találni néhány kéreganomáliára.

Kulcsszavak: geofizikai alaptérképek, regionális geofizikai szelvenyek, szeizmikus sebességszelvények, mélyszerkezetek, kéreganomáliák.

Bevezető

Magyarország földtani kifejlődés szempontjából két, esetleg három részre osztható. Az első egység, az európai táblához tartozó Tiszai nagyszerkezeti egység D-en. Ettől É-ra van az ALCAPA nagyszerkezeti egység, ami kifejlődése alapján az adriai táblához tartozik. A két nagyszerkezeti egység között van egy széles, átmeneti vagy mobilis zóna, amit a Közép-magyarországi zónaként ismerünk.

A földtani térképek szerkesztésekor mindig nagy dilemma, hogy a hiányos mélyfűrási adatok miatt az adott földtani egység meddig terjeszthető ki, hol van a határa. Ebben nyújthat segítséget a geofizika, amelynek mintavételi sűrűsége nagyságrendekkel nagyobb, mint a mélyfúrásoké, és a mélység irányában is sokkal tágabbak a lehetőségei.

A Tiszai nagyszerkezeti egységet, annak határait és mélységi felépítését vizsgáltuk a geofizikai adatok alapján. A Tiszai nagyszerkezeti egységet É-ról lehatároló vonalat a Haas János és munkatársai által készített "Magyarország pre-kainozoos földtani térképe (2010)" alapján használtuk. (A Tiszai egység D-i pereme az országhatáron kívül fut, így azzal érdemben nem tudtunk foglakozni.) Megvizsgáltuk, hogy hogyan jelenik meg ez a határvonal a geofizikai paramétertérképeken, és mivel lehet a határvonal kapcsolatban.

1. Geofizikai adatok

1.1. Geofizikai térképek

A Tiszai nagyszerkezeti egység határát többé-kevésbé minden geofizikai térképen azonosítani lehet, de mivel a földtani képződmények számos mélység- és paraméterbeli változása bonyolítja az anomáliaképet, így az azonosítása nem triviális.

A tellurikus vezetőképesség térkép, ami a legjobban leképezi a medenceterületeket, csak a Dunántúlon használható a Tisia É-i határának kijelölésére. Az Alföld területén nem jelentkezik jól azonosítható vált(oz)ás a nagyszerkezeti egység határán.

A mágneses anomália térképen több, hosszan nyomon követhető anomális zóna található a Közép-magyarországi vonal irányítottságának megfelelően, amelyek kapcsolatot mutatnak a nagyszerkezeti felépítéssel. Az anomáliák eredete azonban sok esetben ismeretlen még. Erre a térképre azonban később még visszatérünk.

A gravitációs Bouguer-anomália térkép alapján majdnem a teljes hosszában nyomon követhető az É-i határvonal, mert a vonal mentén szinte mindenhol kontrasztos változások tapasztalhatók. Sajnos a változások jellege nem következetes, így a gravitációs térkép, noha tartalmazza ennek a határfelületnek a hatását, mégis azt kell mondani, hogy a határvonal, csak a gravitációs adatokból, direkt módon, nem azonosítható.

A gravitációs és mágneses adatokból származtatott egyesített hatóperem térkép a határvonal teljes hosszában azonosítható hatásokat (hatóperemeket, lineamenseket) mutat. A hatóperem térképek a felszíni mellett, a több kilométeres mélységek hatását is magában hordozzák. Nyilvánvaló, hogy a Dunántúlon felszín közeli hatások alapján is azonosítható a Tiszai egység, ugyanakkor az Alföldön, a több kilométer vastag neogén–kvarter üledékek miatt, ez eleve kizárt. Itt a hatóperemek a mélybeli földtani felépítés hatását jelzik.

A Bouguer-anomália térkép izosztatikus korrekciója — Moho-felszín hullámzó hatásának eltávolítása — csökkenti a gravitációs térképen a határvonal mentén megjelenő anomáliák kontrasztját elsősorban a medenceterületeken, ami jelzi, hogy a Tiszai egység É-i pereme mélybeli földtani felépítéssel van szoros kapcsolatosban. A Tisia É-i határvonala tehát helyenként a felszíni képződmények alapján is azonosítható mélyhatás.

Airy-Heiskanen lokális izosztatikus modelljét felhasználva, és feltételezve az izosztatikus egyensúlyt, kiszámoltuk a Moho felszínének várható mélységét az ország területére. Ehhez a domborzatra, az üledékes medencék mélységére és az üledékek átlagsűrűségére volt szükségünk. A kapott felszínt a szeizmikus mélységek szélsőértékei alapján lineáris korrekcióval javítottuk. Látható (1. ábra), hogy a Tiszai egység a Moho mélységek alapján nem egységes. A Moho felszínének hullámzását vizsgálva, a Tisia határvonalán több esetben is a Moho kiemelkedését lehet tapasztalni az alapszelvények nyomvonala mentén.



1. ábra: Moho mélységtérkép (az izosztázia alapján) Tisia (szaggatott) határvonalával és a vizsgált alapszelvények nyomvonalával

1.2. Geofizikai szelvények

Több litoszférakutató szeizmikus szelvényt (1. ábra) is megvizsgáltunk a jelenség tanulmányozására, mint pl. CEL04, CEL05, CEL07, CEL8, PGT-1, PGT-2. A szelvények szeizmikus feldolgozása jóval korábban megtörtént már [2] [3], de komplex geofizikai adatfeldolgozások is készültek az MFGI módszertani, és mélyföldtani kutatási programjában, amelyek kéziratos formában, az MFGI / MBFH adattárában elérhetők. A CEL07 [4], CEL8 [5] és PGT-1 [6] ismertetése a Magyar Geofizikában is olvasható.

A szeizmikus sebességszelvényeken elsősorban a felső kéreg inhomogenitásai látszanak kisebb mélységek részletes bontásához nem elég sűrű a mintavételezés, nagyobb mélységek vizsgálatához pedig sokkal hosszabb terítésre (szelvényre) lett volna szükség, hogy a hullámutak kellő mélységig behatoljanak. A szelvények tanulmányozása során azonban mindig nagysebességű, alsó kéreg sebességet megközelítő zónákat találtunk a felső kéregben, ott, ahol az izosztázia alapján Moho kiemelkedéseket vártunk. (A Moho mélységében már nem volt megfelelő a szeizmikus fedettség.) Példaként bemutatjuk a CEL08 sebességszelvényét, ahol a felső kéreg tartományát 5500 és 6500 m/s sebességtartományban 100 m-es izovonalazással, eltérő színnel kiemeltük, jelezve a változékony részt. A Közép-magyarországi vonal mentén 6000 m/s sebességű tartományok 5 km-es mélységig feljönnek, nagysebességű zónát alkotva. Hasonló jelenség tapasztalható a Mórágyi-rög környékén és kisebb sebességgel ugyan, de a Dunántúl bazaltos tanúhegyei (Kemeneshát, Kabhegy és Tihany) alatt is. Mivel a nagysebességű zónák és a mágneses anomáliák erős korrelációt mutatnak, így a zónák anyaga nagy valószínűséggel bázisos (bazalt-gabbró összetételű), ami az alsó kéregre jellemző. Ez az anyag felemelkedik, benyomul a felső kéregbe, helyenként vulkanizmust és különféle kéreganomáliákat okozva.

Az 1. ábra szelvényeit módszeresen végigvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy ahol a nagysebességű zónák a szeizmikus szelvényeken kimutathatók, ott a mágneses anomáliatérképen kisebb-nagyobb anomália van. Néhány esetben ez pontszerű, de az esetek többségében a szelvény mentén jelentkező nagysebességű zónák rajta ülnek a Magyarországot átszelő mágneses anomáliapásztákon. Ez azt

jelenti, hogy sikerült szeizmikus adatok alapján megtalálni a hosszú mágneses anomáliavonulatok hatóját, és lokalizálni azokat mélységi elhelyezkedésük szerint.



2. ábra: A CEL08 menti refrakciós tomográfia sebességszelvénye

2. Összegzés

A Tiszai nagyszerkezeti egység É-i határának vizsgálata során a feldolgozásaink a mélybeli hatásokra irányították figyelmünket. A mélyszeizmikus szelvényeken a Moho kiemelkedéseket vizsgálva, a felső kéregben jellegzetes sebességanomáliákat tapasztaltunk. A sebességanomáliák térképi megjelenítése során a sávos mágneses anomália térkép rajzolatát kaptuk vissza, ami jelzi, hogy ezek a mágneses anomáliák kéreganomáliák, amelyek mélysége az esetek többségében 10-20 km között van. Ezek a sávos anomáliák főleg a Tiszai nagyszerkezeti egységre jellemzőek.

Irodalom

- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. MÁFI
- [2] Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G. (1995b): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. Tectonophysics 252, 467–484
- [3] Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R., Posgay, K., Vozár, J., Spicak, A., Brückl, E., Hajnal, Z., Thybo, H., Selvi, O., CELEBRATION 2000 Experiment Team (2003): CELEBRATION 2000 Seismic Experiment, Stud. Geophys. Geod. 47., 659-669
- [4] Kiss J. (2005): A CELEBRATION-7 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, és a "sebességanomália" fogalma, Magyar Geofizika, 46/1, 1–10
- [5] Kiss J. (2009): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata, Magyar Geofizika, 50/2, 59-74
- [6] Kiss J., Madarasi A. (2012): A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata (nem szeizmikus szemmel), Magyar Geofizika, 53/1, 29–54

The palinspastic position of Tisia(Tisza) in the Alpine realm: a view from the outside of the Pannonian Basin

A Tiszai egység palinspasztikus helyzete az alpi régióban: egy áttekintés a Pannon-medencén kívülről

GÁBOR TARI

OMV Exploration and Production, Vienna, Austria Gabor.Tari@omv.com

Abstract

Based on its Hercynian and early Alpine tectonostratigraphic characteristics, the Tisia (Tisza) Mega-unit was located at the margin of the European Plate prior to a rifting period in the Middle Jurassic. As to the exact original position of the Tisza micro-plate on the European margin, the existing paleogeographic reconstructions, based on the correlation of Paleozoic and Mesozoic facies belts in the Alpine-Carpathian domain, are quite generic.

The most useful paleogeographic, stratigraphic and structural constraints for finding the original position of Tisza on the European margin actually come not from the intra-Carpathian region, but from outside of it, i.e. from the Bohemian Spur of Austria and Hungary and the Moesian Platform of Romania and Bulgaria.

The Bohemian Massif projects below the Eastern Alps and the Vienna Basin as a major basement promontory referred to as the Bohemian Spur. This salient defines a large concave to the SE segment of the European margin which is interpreted as a lower-plate margin of the oceanic Magura (or Proto-Pannonian) Basin. The conjugate upper margin can be found is the northern edge of the Moesian Platform. A pre-breakup restoration of the Moesian micro-plate back to the European margin leaves no space in a palinspastic reconstruction for the Tisza micro-plate to the East of the Bohemian Spur.

Therefore the original paleogeographic position of Tisza on the European margin had to be to the West of the Bohemian Spur. This interpretation has an impact on the various existing paleogeographic reconstruction schemes of the broader Alpine, Carpathian and Pannonian realm.

Keywords: Tisza, Bohemian Spur, Moesian Platform, reconstruction, paleogeography.

Introduction

Despite its large size, occupying almost of half of the intra-Carpathian area, the original position of the Tisza Mega-unit on the European margin remains poorly constrained (e.g. [2]). Yet, in any reconstructions of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, the paleogeographic position and deformation history of Tisza appears to be a very important element (e.g. [1]).

The present work offers a more specific approach to find the paleo-position of Tisza based on two important elements. First, the Bohemian Spur [8] puts tight constraints on the proper positioning of the Moesian micro-plate on the European margin [4] therefore providing very important clues as to where Tisza could have been located originally. Second, the present-day outline of Tisza is the end-result of severe continental E-W extension during the Miocene and equally important Eo-Alpine N-S shortening during the Cretaceous [5]. Additional complications in any palinspastic reconstructions of the Tisza micro-plate may be due to the fact that it was not necessarily deforming as a rigid plate in a map-view sense (e.g. [3]). This last aspect will not be discussed here.

The significance of the Bohemian Spur and the reconstruction of the Moesian microplate back to the European margin

The Bohemian Spur [8], as the basement promontory of the European continental margin, extends to the SE below the Alpine-Carpathian junction near the Vienna Basin (Fig. 1). Based on the interpretation of academic and industry reflection seismic data in the Hungarian side of the NW Pannonian Basin, the Bohemian Spur can be traced much further to the SE than previously thought (cf. [9]). In the easternmost Eastern Alps, in the area of the South Burgenland Swell, the European crystalline basement has not been penetrated by exploration wells. However, the regional top Penninic surface around the Rechnitz metamorphic core complex was mapped in the subsurface by seismic data and it can be used as a proxy for the extent of the underlying Bohemian Spur (Fig. 1).



Figure 1: The subsurface outline of the Bohemian Spur, as a promontory of the European plate, as the southeastward continuation of the Bohemian Massif

The outline of the present-day Southern Carpathians and the Balkans (Fig. 2a) defines the mapview extent of the Moesian Platform (Moesia). The Moesian Platform is a large micro-plate between the Southern Carpathians and the Balkans with pre-middle Jurassic tectonostratigraphic signatures characteristic for the European margin (e.g. [6]). This micro-plate separated from the European margin during the Middle Jurassic and drifted some 800 km to the SE to its present day position during the Late Jurassic and Early Cretaceous [4]. The translation path for this drift was constrained by the Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ, Fig. 2b),

Note that in the Early Jurassic reconstruction the Moesian micro-plate occupies the entire segment of the European margin between the Bohemian Spur and the TTZ (Fig. 2b), leaving no space for the Tisza Mega-unit or any other terranes located in the intra-Carpathian area at present (i.e. ALCAPA or Dacia).

Where was the Tisza micro-plate located on the European margin?

As the paleo-position of Tisza, two options can be considered. A less likely position for Tisza would be to the south of Moesia during the Late Triassic as part of the European plate. However, the pre-Jurassic stratigraphy does not seem to match between Tisza and Moesia. Moreover, the footprint of the pronounced latest Triassic Cimmerian orogeny, so typical for Moesia [6], appears to be missing in Tisza (e.g. [7]).

A more likely paleo-position of Tisza is located to the west of the Bohemian Spur (Fig. 2b). The southwestern edge of the Bohemian Spur is interpreted here as an oblique/transform margin of the Penninic Ocean. This interpretation suggests that the Bohemian Spur itself developed as a marginal ridge, similarly to well-known examples of the equatorial Atlantic region.

Tisza was located at some distance to the West from the Bohemian Spur (cf. [10]) having the structural characteristics of syn-rift development during the latest Triassic and early Jurassic, e.g. pronounced extensional half-grabens with the characteristic Gresten-facies siliciclastic basin fill. The opening Penninic (or Alpine Tethys) oceanic realm separated the Tisza Mega-unit from the European margin during the Middle Jurassic.



Figure 2: Cartoon representation of the relative positions of the Bohemian Massif, the Tisza and Moesian micro-plates a) at present and b) during the Early Jurassic. Other intra-Carpathian units, such as ALCAPA and Dacia, are ommitted, for clarity. Note that the original position of Tisza had to be to the west of the Bohemian Spur, as Moesia occupied the entire space to the east of the Spur, all the way to the Teisseyre-Tornquist Line (TTZ).

Conclusions

Existing paleogeographic reconstructions of the Alpine-Carpathian and Pannonian region do not recognize the existence and importance of the Bohemian Spur, as a marginal ridge, separating the

Tari G.: A Tiszai egység palinspasztikus helyzete az alpi régióban: egy áttekintés a Pannon-medencén kívülről

Penninic (and Vahic) Ocean in the west from the Magura (or proto-Pannonian) Ocean in the east. In addition, the pre-Middle Jurassic reconstruction of the Moesian micro-plate between the Bohemian Spur and the Teisseyre-Tornquist Zone leaves no space for Tisza in this segment of the European margin.

Therefore the paleoposition of Tisza, prior to its separation from Europe by the Middle Jurassic, needs to be reconstructed to the west of the Bohemian Spur.

Finally, the present-day outline of Tisza is the end-result of severe continental E-W extension during the Miocene and equally important Eo-Alpine N-S shortening during the Cretaceous (in present-day coordinates). Therefore a more likely pre-Albian map-view outline of Tisza should have an isometric shape.

References

- [1] Csontos, L., and Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210(1), 1-56.
- [2] Haas, J., and Péró, Cs. (2004). Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. International Journal of Earth Sciences, 93: 297-313.
- [3] Márton E (2000). The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. Acta Geologica Hungarica 43: 329–343.
- [4] Tari, G., (2005). The divergent continental margins of the Jurassic proto-Pannonian Basin: implications for the petroleum systems of the Vienna Basin and the Moesian Platform. Transactions GCSSEPM Foundation 25th Annual Research Conference, 955-986.
- [5] Tari, G. and Horváth, F., (2006). Alpine evolution and hydrocarbon geology of the Pannonian Basin: an overview. In: J. Golonka and F. Picha (Editors), The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. AAPG Memoir 84: 605-618.
- [6] Tari, G., Dicea, O., Faulkerson, J., Georgiev, G., Popov, S., Stefanescu, M. and Weir, G. (1997). Cimmerian and Alpine stratigraphy and structural evolution of the Moesian Platform (Romania/Bulgaria). In: Andrew G. Robinson (Editor), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions. AAPG Memoir 68: 63-90.
- [7] Török, A. (2000). Muschelkalk carbonates in southern Hungary: an overview and comparison to German Muschelkalk. Zentralbl Geol. Paläont. I. 1998: 1085–1103.
- [8] Wessely, G. (1987). Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. Tectonophysics, 137: 45-59.
- [9] Wessely, G. (1990). Geological results of deep exploration in the Vienna basin: Geol. Rundsch., 79: 513-520.
- [10] Yilmaz, P.O., Norton, I.O., Leary, D. and Chuchla, R.J. (1996). Tectonic evolution and paleogeography of Europe. In: P. Ziegler and F. Horváth, (eds), Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus. natn. Hist. nat., 170: 47-60.

Maros Gy., Koroknai B.: A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

Deformation histry of the Mórágy Granite in the frame of the structural analogies of the Tisza unit

MAROS GYULA¹, KOROKNAI BALÁZS²

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, maros.gyula@mfgi.hu; ²Geomega Kft., koroknai@geomega.hu

Abstract

In this paper the deformation history of the Mórágy Granite pluton will be summarized by means of [16][15][3][17], it will be fit into the tectonic frame of the broader Mecsek zone [pl. 7][13] considering also the Southern Pannonian Basin and the Northern Dinarides [pl. 20]. The deformation analogies from the ALCAPA unit will also be taken into account from the Neogene onward [6][8] with respect to the paleo-rotations derived from the paleomagnetic investigations [18]. Finally the deformation history of the Mórágy Granite will be outlined on a quasi-palinspastic sketch.

Összefoglaló

Felvázoljuk a Mórágyi Gránit plutonjának szerkezeti fejlődését [16][15][3][17] alapján, valamint elhelyezzük annak deformációját a tágabb, elsősorban mecseki keretben [pl. 7][13], szerkezeti analógiák figyelembevételével a Dél-Pannon-medencére, az Északi-Dinaridákra [pl. 20], és a neogénre az ALCAPA egységre is [6][8]. Figyelembe vesszük a Tiszai egységet ért rotációkat, a paleomágneses vizsgálatok alapján [18], amelyek döntően befolyásolják a deformációtörténet megértését. Mindezek segítségével a Mórágyi Gránit deformáció-történetét egy kvázi-palinspasztikus keretben ábrázoljuk.

Kulcsszavak: Szerkezetföldtan, képlékeny deformáció, képlékeny-töréses átmeneti deformáció, töréses deformáció, deformációtörténet, Mecsek, Mórágyi rög.

A Mórágyi Gránit deformáció-történetében (1. ábra) a szinte minden földtani-szerkezeti jelenségre érvényes irányítottság kialakulása már a magmás fejlődés során megkezdődött.

D0 (kora-karbon, ~340 M év): szinmagmás deformáció. Ekkor alakult ki a különböző granitoid és mafikus kőzettípusok határainak elsődleges szerkezete. Ezen magmás irányítottság, valamint a mafikus zárványok jelentős részben a magmás fejlődési szakaszhoz kötődő lapulása-elnyúlása arra utal, hogy a pluton képződése feszültségtér alatt ment végbe. A leukokrata kőzettelérek ismételt benyomulási fázisai is e feszültségterekhez köthetők.

D1a (kora-karbon, 320 M év(?)): A primer magmás irányítottságra szuperponálódott a képlékeny deformációs tartományban a döntően koaxiális lapulással kialakult meredek palásság [11], ami még markánsabbá tette a magmás irányítottságot.

D1b (kora-karbon, 320 M év(?) után): A meredek palásságot a lapos palásság írta felül, és keskeny nyírási zónákban milonitosodás ment végbe. A palásság csapásirányának hirtelen váltásai alakultak ki, feltehetően vonszolt redők vagy kink zónák mentén.

D1c (kora-karbon): A palásságok enyhén gyűrt formákba deformálódtak.

D2 (?): Átmeneti képlékeny-töréses deformáció [15]. Ebben a deformációs periódusban feltehetően fluidumok és a deformáció együttes hatására ún. "pszeudomilonitok" [11] keletkeztek, amelyek bizonyos esetekben bizonyíthatóan megelőzték és preformálták a törészónák generációit. Ugyanakkor néhol az is lehetséges, hogy a törészónák elsődlegesen ehhez, vagy akár a milonitosodással jellemezhető deformációs fázishoz köthetők.

Maros Gy., Koroknai B.: A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

A tisztán töréses deformációs tartományban a vetőkarcos törések alapján készült paleofeszültségtér-elemzést [14] és a megfigyelt nagyobb töréses övek irányeloszlását [17] elemeztük. **D3a (késő-triász-jura):** Az ide sorolt deformáció(k) a törészónákban végzett K–Ar kormeghatározásokból rajzolódik ki. A kapott K–Ar korok alapvetően késő-triász (karni) illitképződés és kapcsolódó szerkezeti aktivitás koraként értékelhetők. Ezen felül feltételezhető egy középső-jura (165–170 M év) szerkezeti esemény jelenléte is. Ebben az időszakban a nagytektonikai keretben a neotethysi riftesedés és óceáni kéregképződés, majd a Kimmériai szárazulat kollíziója zajlik. Ezek

a korok általánosan elterjedtek a Tiszai egység hazai kristályos aljzatában, továbbá az Erdélyiközéphegységben, és általánosságban a kárpáti íven belüli területen is Romániában. Mindezek alapján a középső–késő-triász (és kora-jura) korok valós, az egész intrakárpáti régiót érintő, számottevő termális/hidrotermális hatással kísért, önálló, feltételezhetően extenziós rezsimű, földtani esemény(sor) bizonyítékai.

D3b (kora-kréta): A javarészt a kora-krétába eső, törészónákból nyert K–Ar-korok tényleges szerkezetföldtani jelentése a gránitterületre kérdéses, annak ellenére, hogy a tágabb terület kréta szerkezetalakulásába jól beilleszthetők [4].

D4 (kréta közepe): Ez a Tiszai egység életében az egyik legjelentősebb szerkezeti eseménysor. A Mórágyi Gránitban megjelenő legidősebb töréses elemek a Mecsekben és a Villányi-hegységben is észlelhető gyűrődéshez, pikkelyeződéshez köthetők [21][4]. Ennek során a főleg a palássággal közel párhuzamos rátolódásokkal és csatlakozó, elsősorban jobbos eltolódásokkal számolhatunk.

D5 (*késő-kréta*): Ez a fázis egyfelől a törészónák korelemzéséből származik, ami átlagosan 75 M év korral adható meg. Másfelől a trachiandezit-telérek benyomulásához köthető balos eltolódásos feszültségtér is a késő-krétához köthető [2]. A vulkáni teléreket produkáló, főként balos eltolódásos esemény [12] és a törészónák koradatai közvetlenül nem azonosíthatók, de a törészónákban mozgó nagyenergiájú fluidumok fűtéséhez a vulkáni tevékenység is hozzájárulhatott. A telérek benyomulását eredményező feszültségtér ÉK–DNy-i csapású balos eltolódásokat mozgatott.

A neogénbe helyezett deformációkhoz nem kapcsolódott illitképződéssel járó kőzetelváltozás, hanem e fázisok a már korábban létrejött, mezozoos törészónák reaktivációját idézték elő. A kainozoos (illetve neogén) erőterek geodinamikai egymásutániságát a tágabb környezetre pl. [4][5][10] elemezte főképp üledékes kőzeteken végzett szerkezeti vizsgálatok alapján. Ezek eredményeit analógiaként vesszük figyelembe, amelyek egyértelmű azonosítása a gránitpluton szerkezetfejlődésében bizonytalan.

A *paleogén* feszültségterek rendre hiányoznak a rekordból. Az 1. ábrán látható rekonstrukció szerint ebben a fázisban jobbos eltolódásoknak kellett dominálniuk, ha csak a Tiszai egység deformációját tekintjük. De ha számításba vesszük a kiszökő ALCAPA egység deformáló hatását, a jobbos eltolódások folytatódása mellett elképzelhetők kompressziós deformációs események is.

D6, D7 és D8 (korai- és középső-miocén): A kora-miocén végének és a középső-miocén elejének töréses deformációja összekapcsolódott a kőzetek óramutatóval egyező irányú forgásával [18] és a Pannon-medence kialakulásának erőteljes süllyedéssel jellemezhető szinrift fázisával. A forgás következtében a kőzeteket a látszólagosan forgó feszültségterek hatása érintette [5][6]. A változó feszültségtér eltérő kinematikájú mozgásokat indukálhatott a D6, D7 és D8 fázis során. Ezek a főként transzpressziós, majd később transztenziós erőterek által létrehozott deformációk balos eltolódásokban, normál vetőkben, pull apart törmelékes medencék kialakulásában nyilvánultak meg. Ettől az időszaktól kezdve az ALCAPA egységben is hasonló feszültségterekkel számolhatunk. Ebben a fázisban a haránt irányú, ÉÉNy–DDK-i csapású zónákat tekintjük fő elmozdulási irányoknak, jobbos elmozdulással; a NyÉNy–KDK-i csapású zónák szintén jobbosak. A csapásirányú korábbi fő nyírózónák elmozdulási iránya balos. A közel K–Ny-i törészónák inverz vagy jobbos inverz elmozdulással újulnak fel.

A *miocén végi - kora-pannóniai* inverziós eseményt a gránitterületen nem tudtuk kimutatni.

D9 és **D10** (késő-miocén, pliocén): A késő-miocén elején, a posztrift termális süllyedés időszakában [5] ÉNy–DK-i tengelyű transztenziós feszültségteret tételezett fel. Ilyen tulajdonságokkal rendelkezik a feltételezett D9 deformációs fázis az üveghutai terület törései között. Ennek megfelelően ebben az időszakban főként normál vetős tágulás zajlott.

A miocén végétől máig tartó inverziós, kompresszív-transzpresszív erőtérben megindult a Mecsek és a Villányi-hegység transzpressziós kiemelkedése, ami döntően eltolódások mentén valósult meg,

Maros Gy., Koroknai B.: A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

amelyhez kapcsolódóan rátolódásos eltolódások jelentek meg. Ilyen deformáció (D10) a telephely tágabb környezetében, a Mecsekalja deformációs öv egyes szakaszain észlelhető [9][19][10]. A vizsgált üveghutai területen a fő, ÉK–DNy-i zónák balos eltolódásokként reaktiválódtak.

A Mórágyi Gránitot kompetens tömegként értelmezzük, amelyben kisebb energiabefektetéssel jár a meglévő töréses zónák reaktivációja. Ezzel magyarázzuk a többfázisú felújulást és a deformáció feltehetően eltérő stílusát a pluton belsejében, illetve a peremeken. ÉNy-on az Ófalui-törés a legfontosabb deformációs öv, feltehetően a gránit pluton D-i, DK-i oldalán is egy jelentős eltolódási–feltolódási öv húzódhat [1]. Ez nem zárja ki azonban, hogy a kutatási területen végighúzódó, nagyobb csapás menti zónák egyike ne lehetne szintén jelentős deformációs öv.

A Mecsekalja és egyéb peremi deformációs övek késő-neogén szerkezeti jellege eltolódásokhoz kapcsolódó pozitív virágszerkezet. Ezt támogatja egyfelől a mért vetőkarcok többségének eltolódásos és ferde inverz jellege, másfelől a törészónák igen meredek volta. A haránt zónák felújulása miatt a Mecsekalja öv kompartmentalizálódott, Ny-i szakaszán a paleogén során erőteljes Dinári csapású kompresszió érhette, amely deformálta a zóna lefutását.



1. ábra: A Tiszai egység és a Mórágyi Gránit egyesített variszkuszi és alpi deformációtörténete

Irodalom

- [1] Bada, G., Szafián, P., Windhofer, G. (2002): A tervezett Kis és Közepes Aktivitású Radioaktív Hulladéktároló (Üveghuta, Bátaapáti) Környezetének Szeizmotektonikai viszonyai — Kézirat, Geomega Ltd. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt.857
- [2] Balla Z., Mártonné Szalay E., Gulácsi Z. (2011): A Dél-Dunántúl kréta szubvulkáni testeinek koráról paleomágneses mérések alapján — The Age of the Cretaceous Subvolcanic Bodies from South Transdanubia (Hungary), Based on Paleomagnetic Measurements — Földtani Közlöny 142/3, pp. 233-250.
- [3] Balla, Z., Gyalog, L., (eds.) (2009): Geology of the North-eastern part of the Mórágy Block. Explanatory notes to the geological map-series of the North-eastern part of the Mórágy Block 1:10,000 — Regional map series of Hungary. Magyar Állami Földtani Intézet, 2009, 283 (216) p.
Maros Gy., Koroknai B.: A Mórágyi Gránit deformáció-története a Tiszai egység szerkezeti analógiáinak tükrében

- [4] Benkovics, L. (1997): Étude structurale et géodinamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). PhD Thesis. Kézirat, Universite des sciences et Technologies de Lille.
- [5] Csontos, L., Benkovics, L., Bergerat, F., Mansy, J-L., Wórum, G. (2002a): Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary) — Tectonophysics 357 (1–4), pp. 81–102.
- [6] Fodor L. (2010): Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés — Akadémiai doktori értekezés 167 p.
- [7] Haas J, Peró Cs. (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. Geol. Rundsch (2004) 93: 297-313.
- [8] Horváth, F., Tari, G. (1999): IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Seranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine orogen. — Geological Society, London, Special Publication 156, pp. 195–213.
- [9] Kleb, B. (1973): A Mecseki pannon földtana MÁFI Évkönyv 53/3, pp. 745-943.
- [10] Konrád Gy., Sebe K. (2010): Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében Földtani Közlöny 140/2, pp. 135-162.
- [11] Koroknai B. (2009): A variszkuszi orogenezishez kapcsolódó szerkezetek (Structures connected to the Variscan orogenesis). In: Balla, Gyalog (2009), pp. 141–149 (131–139).
- [12] Koroknai B., Gulácsi Z. (2006): Mecsekjánosi Bazalt Formáció, alsó-kréta. In: Gyalog et al. (2006), 4.3. fejezet, pp. 107–118.
- [13] Majoros Gy. (2005): A 2003-ban elkészült földtani tervezési térképek részletes magyarázójának elkészítése — Kézirat, Mecsekérc ZRt. Adattár, Pécs, 102 p.
- [14] Maros Gy., Balla Z., Dudko A., Fodor L., Fórián-Szabó M., Koroknai B., Lantos M., Palotás K. (2003): Tektonikai zárójelentés. — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1046; Bátatom Kft., Budapest, BA–03–118.
- [15] Maros Gy. (2006): A Mórágyi Gránit szerkezeti fejlődése az ImaGeo magszkennerrel történt fúrásértékelések alapján. PhD doktori értekezés, Miskolci Egyetem. — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1348.
- [16] Maros, Gy., Koroknai, B., Palotás, K., Fodor, L., Dudko, A., Fórián-Szabó, M., Zilahi-Sebess, L., Bán-Győry, E. (2004): Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórágy Block. — A MÁFI Évi Jelentése 2003, pp. 371–394.
- [17] Maros Gy., Koroknai B., Palotás K., Musitz B., Füri J., Borsody J., Kovács-Pálffy P., Kónya P., Viczián I., Balogh K., Pécskay Z. (2010): Brittle Fault Zones in the Mórágy Granite: New Structural and K-Ar Data. — A MÁFI Évi Jelentése 2009, pp. 91–112.
- [18] Márton, E., Márton, P. (1999): Tectonic aspects of a palaeomagnetic study on the Neogene of the Mecsek Mountains. — Geophysical Transactions 42 (3–4), pp. 159–180.
- [19] Némedi Varga Z. (1983): A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban (in Hungarian with English abstract: Structural history of the Mecsek mountains in the Alpine orogenic cycle). A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről, pp. 467–484.
- [20] Tari, V., Pamič, J. (1998): Geodynamic evolution of the northern Dinarides and southern part of the Pannonian Basin — Tectonophysics 297. pp. 269-281.
- [21] Wéber B. (1977): Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből. Földt. Közlöny 107/1, pp. 27–37.

Gázképződés a Közép-alföldi zóna aljzatában

Gas generation in the basement of the Mid-Great-Plain Zone (Hungary)

VETŐ ISTVÁN

1026 Budapest, Balogh Ádám u. 18/c, vetoie3840@gmail.com

Összefoglaló

A flis aljzatú Közép-alföldi zóna Ny-i részén megismert több mint 10 milliárd m³-nyi éghető gáz nitrogén tartalma általában több tíz % és igen jó pozitív korrelációt mutat a CH-gáz koncentrációval. A CO₂ koncentráció szélsőségesen, <1 és 93% között változik.

A termogén CH-gáz és a nitrogén a medencealjzatban keletkezett és együtt csapdázódtak. A CO₂ aljzati karbonát hőbomlásából és/vagy magma kigázosodásából származik és a telepekben keveredett össze a CH-gáznitrogén fluidummal. Mindezek a folyamatok a Pannon-medence kialakulása során játszódtak le.

Nem zárható ki, hogy az anyakőzetekből (jura pelitek?, széntelepek??) elmigrált gáz egy része felhalmozódott az aljzatban ill. a visszamaradt gáz *shale gas* telepeket alkot.

Kulcsszavak: N₂-ben gazdag éghető gáz, CO₂, jura anyakőzet, aljzati telepek.

Bevezető

A nagyrészt flis aljzatú Közép-alföldi zónában (1. ábra) megismert jelentős gáztelepek, ellentétben a dél-alföldi telepekkel, gyakran nagyon gazdagok nitrogénben ill. CO₂-ben és a zóna gázkészletének közel felét bakteriális gáz alkotja. Már régen felmerült [1], hogy a flissel számolni kell, mint a gáztelepek anyakőzetével. A következőkben, sokban [2], [3] alapján, megkísérelem megvilágítani, hogy mi okozza azt, hogy a Közép-alföldi zónában, a szomszédos medencerészekkel ellentétben ilyen jelentős a nitrogén és a CO₂ felhalmozódása. Egy gyakorlatilag ugyanezzel a témával foglalkozó, jóval nagyobb tényanyagon alapuló PhD disszertációt [4] nem volt módom érdemben megismerni a kézirat lezárása előtt.

1. A Közép-alföldi zóna Ny-i részén megismert gázok összetétele, mélység szerinti és területi változások

A továbbiakban főként a zóna Ny-i részén, Nagykörű-Fegyvernek-Kisújszállás környékén (NFK terület, 1. ábra) 1,2-1,9 km közötti mélység intervallumban feltárt gázokkal foglalkozom. A 2. és 3. ábrák mutatják az összetétel rendkívül nagy változatosságát. A telepek zömében a CH-gáz/N₂ arány 2,5-nél kisebb és a CH-gáz száraz (a relatív nedvesség – C_{2+} /összes CH-gáz – 1-3%). A Kisújszállás környékén megismert telepek egy része nedvesebb CH-gázt tartalmaz, és CH-gáz/N₂ arányuk 6-8 közötti. A NFK területre jellemző a CO₂ koncentráció szélsőséges, <1 és 93% közötti változása.

A terület nyugati részén (Nagykörű-Fegyvernek) a CO₂-ben gazdag telepek az éghető gáz telepek alatt, míg keletebbre, Kisújszállás környékén felettük helyezkednek el.

Vető I.: Gázképződés a Közép-alföldi zóna aljzatában



 ábra: A medence kitöltés vastagsága az Alföld keleti részén, a gáz telepek felett kijelölt bányatelkek határaival (Csizmeg J. [5] után) A flis aljzatú rész szürkével jelölt.



2. ábra: A NFK terület és a Békési-medence ÉNy-i része gáztelepeinek összetétele [2], [6] szerint A kis és nagy négyszögek egy, ill. legalább két mintával jellemzett telepeket jelölnek.



3. ábra: A gáz nedvesség a CH gáz/N₂ arány függvényében a NFK terület gáztelepeiben [2] szerint NF Fegyvernek-Nagykörű, K Kisújszállás Csak a legalább két mintával jellemzett telepek vannak feltüntetve.

2. A fluidumok keveredése, anyakőzetek

A 2. ábra világosan mutatja, hogy a telepek két fluidum keverékéből állnak: az egyik főként metánból és nitrogénből, a másik CO₂-ből áll. A CH-gáz-N₂ fluidum a CH-gáz szárazsága (3. ábra) és a nagy N₂ koncentráció alapján metagenetikus eredetű; a nitrogén részben a kerogén érésterméke, részben illit (esetleg más K-tartalmú szilikát) ammónium tartalmának a felszabadulásából származik. A Kisújszállás környéki nedvesebb, kisebb N₂ tartalmú fluidum a katagenezis során keletkezett. A CO₂ karbonát hőbomlásából és/vagy magma kigázosodásából származik. Mivel a két fluidum egyidejű migrációja valószínűtlen, feltételezzük, hogy keveredésük a telepekben történt.

A NFK terület neogénjében – annak éretlensége miatt – jelentős mennyiségű termogén CH-gáz nem generálódhatott, száraz és N₂-ban gazdag termogén CH-gáz pedig még kevésbé. Ha a N₂-ben gazdag gáz a Békési-medencéből származna, várhatóan ott is lennének ilyen telepek, azonban a zónától délre, a Békési-medence ÉNy-i részén megismert gáztelepek, nyomok CH-gáz/N₂ aránya zömmel 20-nál nagyobb [1] (2. ábra). A Jászsági-medence neogénjében – kisebb mélységben lévő része nem eléggé érett, mélyebb része pedig főként tarka üledékekből és vulkanitokból épül fel – szintén nem keletkezhetett nagy N₂ tartalmú száraz termogén gáz. Így a flisben vagy az alatta lévő autochton aljzatban kell a CH-gáz-N₂ fluidum anyakőzetét keresni.

3. A két fluidum keletkezése, migrációja és felhalmozódása

A felső-kréta – paleogén flis a takarók kialakulása előtt mérsékelt vastagsága és a mainál jóval kisebb geotermikus grádiens miatt még az olajképződés zónáját sem igen érhette el. A takaróképződés miatt az alsó takaró(k) jelentősen betemetődött és valószínűleg még a Pannon-medence "megszületése" előtt belejutott az olajképződés zónájába. A pannóniai összlet felhalmozódásával járó további betemetődés és a geotermikus gradiens (továbbiakban: g. gr.) megnövekedése miatt a flis érettsége tovább nőtt, így az alsó takaró(k) belejuthatott a nedves gáz képződés zónájába is.

Az autochton aljzat üledékes kőzetei nyilvánvalóan érettebbek a flisnél. Az érettség (és az érés története) megítélésére támpontot ad az, hogy a flisöv nyugati elvégződésétől 30 km-re délre lemélyített Alpár I. fúrás szelvényében az olajzónának megfelelő érettségű neogén nedves gáz zónának megfelelő érettségű krétára települ. Az autochton aljzatban a flis felhalmozódását megelőző

kiemelkedéssel/lehűléssel az érés megszakadt. Valószínű, hogy a flis felhalmozódásával majd a flis takarók kialakulásával járó betemetődés miatt az érés még nem indult el újra; ez csak a pannóniai összlet felhalmozódásával járó további betemetődés és a g. gr. megnövekedése miatt következhetett be. Ekkor, a már a flis felhalmozódása előtt a nedves gáz zónába, vagy azon is túlra jutott kőzetekben képződhetett N₂-ben gazdag száraz gáz. Az Alpár I. szelvényében pedig jelentős vastagságban ismert 1%-nál több TOC-t tartalmazó jura metapelit, amelynek a N₂-ben gazdag száraz gáz potenciálja jelentős lehet. Ez az anyakőzet (és a liász széntelepes összlet?) az NFK terület autochton aljzatában is feltételezhető.

A CO₂ ugyancsak az autochton aljzatban – elsősorban márgákban – keletkezhetett karbonát termikus bomlásával, többé-kevésbé párhuzamosan az érés újra indulásával. Azonban egyik fluidum képződésével kapcsolatban sem zárható ki, hogy a répcelaki gáztelep példájára [7] [8] az aljzatban megrekedt neogén magmatitok is szerepet játszottak kialakulásukban, akár környezetük felfűtésével, akár a CO₂ forrásaként. A CO₂ esetleges magmás eredetét He izotóp arány vizsgálattal lehet tisztázni.

A megújult aljzati gáz képződés során elkezdődött az elmigrálás. Ha az NFK terület a késői neogén és/vagy a kvarter során kiemelkedett, akkor a kerogén gáztartalma egy részének deszorbeálódása miatt további elmigrálás történhetett.

A felfelé migráló gázok alkalmas csapda esetén felhalmozódhattak még a Pannon-medencébe jutásuk előtt, ill. az aljzati anyakőzetek egy része esetleg *shale gas* telepet is képezhetett, noha a nagy mélységnek megfelelő magas hőmérséklet és nyomás kétségessé teszik a gazdaságos termelést.

Mindezek a következtetések és feltételezések bizonyos fokig érvényesek a Közép-alföldi zóna egészére, tehát pl. a nedvesebb, N₂-ben kevésbé gazdag hajdúszoboszlói alsó gáztelepek kialakulására is. Itt kell megjegyezni azt is, hogy a zóna esetleges későneogén/kvarter kiemelkedése a bakteriális gázok mobilizálódását és felhalmozódását is elősegíthette. Ez magyarázhatná a bakteriális gáznak a teljes készleten belüli, a Pannon-medencében szokatlanul nagy arányát.

Irodalom

- [1] Dudich E. (1982): Vizsgálatok a Tiszántúl flis-övének egyes felsőkréta és paleogén képződményein. Földtani Közlöny, 112, 395-414.
- [2] Vető I., Báldiné Beke M., Bruknerné Wein A., O. Kovács L. (1989): A Közép-alföldi gázöv anyakőzeteinek valószínűsítése. MBFH Adattár T 22620
- [3] Vető I., Gajdos I., D. Lőrincz K., Pap S. (1997): Origin of nitrogen-rich gases in Eastern Hungary, Pannonian Basin. 18th Int. Meeting on Org. Geochem., Maastricht, Abstracts, p. 229-230.
- [4] Fedor F. (2003): A Közép-alföldi kevertgáz öv gázainak eredete. PhD dolgozat, Miskolci Egyetem
- [5] Juhász E., Király E., Treszné Szabó M., Tullner T., Tamás G., Vad V. (1997): Magyarország alsó-pannóniai képződményeinek talpmélység térképe a tengerszinthez viszonyítva 1:500 000 -Magyar Állami Földtani Intézet
- [6] Clayton J. L., Spencer C. W., Koncz I., Szalay Á. (1990): Origin and migration of hydrocarbon gases and carbon dioxide, Békés Basin, southeastern Hungary. Organic Geochemistry, 15, 233-247.
- [7] Palcsu, L., Vető I., Futó I., Vodila G., Papp L., Major Z. (2014): In-reservoir mixing of mantlederived CO₂ and metasedimentary CH₄-N₂ fluids – Noble gas and stable isotope study of two multistacked fields (Pannonian Basin System, W-Hungary). Marine and Petroleum Geology, 54, 216-227.

Vető I.: Gázképződés a Közép-alföldi zóna aljzatában

[8] Vető I., Csizmeg J., Sajgó Cs. (2014): Mantle-related CO₂, metasedimentary CH-N₂ gas and oil traces in the Mihályi and Répcelak accumulations, W-Hungary – Mixing of three fluids of very different origin. Central European Geology, 57, 53-69.

Examples of the Jurassic Gresten facies from Austria, Romania and Bulgaria: a comparison with the equivalent facies unit in Tisia(Tisza)

A jura Gresteni fácies példái Ausztriából, Romániából és Bulgáriából: összehasonlítás a Tiszai egység azonos fáciesével

GÁBOR TARI, PHILIPP STRAUSS

OMV Exploration and Production, Vienna, Austria Gabor.Tari@omv.com

Abstract

The Lower Jurassic strata within the Mecsek Zone of the Tisza Mega-unit have been traditionally described as a succession developed in a Gresten facies. The particular lithofacies development in the Mecsek, i.e. fluvial, limnic to coastal coal deposits overlain by open marine marls, is indeed very similar to that of the locus typicus known from the Gresten Klippen Zone in Upper and Lower Austria. As to the age of these particular lithofacies units, the Gresten facies spans the Hettangian to Sinemurian stages of the Lias in both the Gresten and Mecsek areas.

A very similar Jurassic lithofacies succession, also traditionally designated as having a Gresten-facies, is known from the autochthonous cover of the Molasse Basin and the Vienna Basin in Austria/Slovakia.

However, these "Gresten beds" are Aalenian to Bajocian (Dogger) in age and therefore they span a significantly younger (by about 20-25 million years) time-interval than their Liassic counterparts. Similarly, Dogger fluvial to neritic sandstones (Bals Formation) are also known from the conjugate margin of the Bohemian segment of the European margin, on the northern part of the Moesian Platform of Romania.

Lias (Hettangian-Pliensbachian) sandstones with coal seams (Bachijshtene and Kostina Formations) are documented from the subsurface of the southern part of the Moesian Platform in Bulgaria. Given the age span and lithofacies of these formations, they are also considered here as Gresten facies units.

The occurrence of distinct Gresten facies siliclastic units with coals in various parts of the broader Alpine, Carpathian and Pannonian realm is interpreted as the result of syn-rift extension and subsidence. At least in the cases of the Mecsek unit of Tisza and the Mesozoic substratum of the Vienna Basin the formation of coal can be directly tied to subsidence in extensional half-grabens. Whereas there are significant age differences between the various Gresten facies successions described here, they were all deposited in an isopic facies on the northern, European margin of the opening Tethys system.

Keywords: Gresten, European margin, syn-rift, Lias coal, Dogger sandstones.

Introduction

The Gresten Beds were first described by Trauth (1909) [8] in the Klippen Zone of the Eastern Alps near Ybbsitz. The lithostratigraphy of this allochthonous unit incorporated in the thrust-fold belt of the Eastern Alps (Fig. 1) displays an overall deepening succession from a basal Liassic alluvial to fluvial siliciclastics to deepwater radiolarites in the Malmian. A very characteristic element of the *sensu stricto* Gresten Beds is the presence of coal seams.

The geologic context of the Hettangian to Sinemurian coal deposits in the Mecsek Zone of the Tisza Mega-unit near Pécs is essentially the same (e.g. [3]). Numerous coal seams were deposited in a fluvial limnic environment overlain by neritic sandstone and progressively deeper water marls, including the "spotty marls" also known from the Allgäu area of the Eastern Alps.

The present work offers an overview of other Lower Jurassic successions in the broader Alpine, Carpathian and Pannonian region which also developed in Gresten facies. The isopic facies of the Gresten Beds can be found as far as the Bulgarian part of the Moesian Platform.



Figure 1: Summary of the lithology of the classical Gresten facies [8] in the "Grestener Klippenzone" of Upper and Lower Austria (redrafted from [1]). The facies succession clearly records the deepening of the basin from a Liassic continental to a Malmian deep-water, open marine environment. Note that he coal seams were mined in the past.

The Gresten Beds in various parts of Austria, Romania and Bulgaria

The Gresten Beds of the authochthonous Mesozoic cover of the Bohemian Massif beneath the Vienna Basin (Fig. 2) are traditionally subdivided into three units (e.g. [10]). It is the lowermost "Lower Quartzarenite Series" which typically has lots of coal strings and seams intercalated in it, between deltaic sandstone beds (Fig. 3).



Figure 2. Stratigraphic correlation of the Mesozoic formations in selected wells in the autochthonous cover beneath the Vienna basin [10]. Flattening horizon is the top Mesozoic. The Gresten Beds are Lower Dogger (Aalenian and Bathonian) in age and clearly controlled by syn-rift half-grabens.



Figure 3: Coal strings in deltaic sandstones in cores of exploration wells (Höflein-8 and Hagenberg-1) drilled into the Dogger (Aalenian) "Lower Quartzarenite Series" [10].

Note that the age interval of this succession designated as Gresten Beds is Dogger (Aalenian to Bajocian) in age [9] and therefore they span a significantly younger (by about 20-25 million years) time-interval than the Lias Gresten succession described at the *locus typicus*. Similarly, Upper Lias

(Toarcian) to Dogger fluvial to neritic sandstones (Bals Formation) are also known from the conjugate margin of the Bohemian segment of the European margin, on the northern part of the Moesian Platform of Romania (e.g. [7]).

Interestingly, Lias (Hettangian-Pliensbachian) sandstones with coal seams (Bachijshtene and Kostina Formations) were penetrated in many exploration wells in the southern part of the Moesian Platform in Bulgaria (e.g. [6]). Given the age span and lithofacies of these formations, we consider them as Gresten facies units as well, even though this area is some 1,500 km away from the classical Gresten location.

The importance of the regional extent of the isopic Gresten facies is that the sandstones in this succession are proven reservoirs in Austria [2], in Slovakia [5] and in Romania [4].

Conclusions

The Gresten-facies Lias succession in the Mecsek Zone of Tisza has many isopic counterparts in the broader Alpine-Carpathian region. All these occurrences in Austria, Slovakia, Romania and Bulgaria are interpreted as the result of deposition in progressively deepening syn-rift grabens on the northern margin of the opening Tethys. Significant age differences (i.e. Lias versus Dogger) between the various locations of the Gresten facies occurrences are attributed to different onset of syn-rift extension along the European continental margin.

References

- [1] Faupl, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. Jahrbuch geol. B.-A., 118: 1-74.
- [2] Hamilton, W., Wagner, L., and Wessely, G. (2000): Oil and gas in Austria. Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 235-262.
- [3] Némedi-Varga Z., (1998): A Mecsek- és a Villányi egység jura képzödményeinek rétegtana. In: Bérczi I. Jámbor A. (szerk.): Magyarország geologiai képzödményeinek rétegtana. Mol Rt. és a MAFI kiadványa, Budapest, 319-336.
- [4] Paraschiv, D. (1979): Romanian Oil and Gas Fields, Institutul de Geologie si Geofizică, Studii Tehnice și Economice, Seria A, vol. 13, Bucharest, 382 p.
- [5] Picha, F. J., and Peters, K. E. (1998): Biomarker oil-to-source rock correlation in the Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. Petroleum Geoscience, 4, 289-302.
- [6] Sapunov, I., Tchoumatchenco, P. and Mitov, P. (1988): Jurassic development of Northwest Bulgaria. Geol. Balc., 18: 3-82.
- [7] Tari, G., Dicea, O., Faulkerson, J., Georgiev, G., Popov, S., Stefanescu, M. and Weir, G. (1997): Cimmerian and Alpine stratigraphy and structural evolution of the Moesian Platform (Romania/Bulgaria). In: Andrew G. Robinson (Editor), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions. AAPG Memoir 68: 63-90.
- [8] Trauth, F. (1909): Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, 22, 1-142, Wien.
- [9] Wessely, G. (1990): Geological results of deep exploration in the Vienna basin. Geol. Rundsch., 79: 513-520.
- [10] Wessely, G. (2006): Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien, 416 p.

Geológiai folyamatok variszkuszi granitoidok cirkon kristályainak szövetébe zárva

Geological processes locked into the texture of zircon crystals from Variscan granitoids

KIS ANNAMÁRIA¹, WEISZBURG TAMÁS¹, PETR GADAS², VÁCZI TAMÁS¹, BUDA GYÖRGY¹

¹ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, annamari.kis@gmail.com; ²Department of Geological Sciences, Masaryk University, Brno, Czech Republik

Abstract

We studied accessory zircon crystals in Variscan K-Mg-rich granitoids in southern Hungary (Mórágy) and Austria (Rastenberg). Nowadays zircon ($Zr[SiO_4]$, tetragonal) is the most common mineral of the geological dating methods (U-Pb, Th-Pb). One of the main barriers of getting properly time-resolved and reliable zircon age data is just the internal inhomogeneity of the zircon crystals themselves.

For overcoming that limitation we defined a four step pre-examination protocol to be followed before LA-ICP-MS and SHRIMP based local geochronology aimed data collection on zircon: 1. determination of crystal morphology types of zircon, 2. description of internal texture features (zoning, core, rim) of zircon, 3. characterization of the structural state and chemical composition of the individual texture features (e.g. zones) in zircons, 4. determination of mineral inclusions in zircon.

Having collected these pieces of information one can mark the promising spots (areas of some micrometer-some ten micrometer in diameter) in the zircon crystals for reliable and geologically well interpretable age data determination.

Összefoglaló

Variszkuszi K-Mg-dús granitoidok járulékos elegyrészeként megjelenő cirkonokat vizsgáltunk hazánk területéről (Mórágy környéke) és Ausztriából (Rastenberg környéke). Napjainkban a cirkon (Zr[SiO₄], tetragonális) a geológiai korhatározási módszereknél (U-Pb, Th-Pb) legáltalánosabban használt ásvány. A cirkonkristályok belső inhomogenitása azonban a kellő megbízhatóságú és időfelbontású korolás egyik akadálya.

E korlát leküzdésére négy lépésből álló elővizsgálati eljárást alakítottunk ki: 1. a cirkonkristályok morfológiai típusainak meghatározása, 2. a cirkonkristályok szöveti bélyegeinek meghatározása, 3. a cirkon zónák kristályszerkezeti állapotának és lokális kémiai összetételének meghatározása, 4. a cirkonkristályokban található más ásványzárványok azonosítása.

Ezen adatok együttes értelmezése alapján már ki tudjuk jelölni egy-egy cirkonkristályon belül a korhatározásra megbízhatóan felhasználható néhány, vagy néhány tíz mikrométeres területeket és egyben megkapjuk a kulcsot is a mért koradatok geológiai folyamatokhoz történő kötéséhez is.

Kulcsszavak: variszkuszi granitoid, cirkon, geokronológiai elővizsgálatok, cirkonzónák kémiai összetétele, szerkezeti állapota.

Bevezető

A Mg-K gazdag (durbachit) granitoidokban előforduló mafikus zárványok genetikájának vizsgálata egész Európában (Vogézek, Fekete-erdő, Közép- és Dél-Bohémiai Masszívum) nagy múltra tekint vissza [1][2][3][4][5].

Kis A. et al.: Geológiai folyamatok variszkuszi granitoidok cirkon kristályainak szövetébe zárva

A jelen vizsgálataink tárgyát képező területek a variszkuszi kollíziós zóna keleti részén találhatóak: a dél-magyarországi Mórágyi egység, mely a Tiszai nagyszerkezeti egység része, illetve egyben a DK-bohémiai Masszívum Moldanubikumi zónájának legkeletibb, tektonikailag különálló eleme, valamint az Ausztria területén található Rastenberg, mely közvetlenül kapcsolódik a Délbohémiai Masszívumhoz. Mindkét helyen háromféle kőzettípus bukkan felszínre [2][3]: mikroklin megakristályos granitoid, mafikus zárvány, illetve a kettő határán megjelenő keverék kőzet. A mafikus zárványok lamprofír eredetűek [2]. A kőzet kialakulását követően, egyelőre ismeretlen időpontban, másodlagos folyamat ("kálimetaszomatózis") bélyegezte felül a már meglévő képződmények szövetét [2].

Ezen granitoid kőzetek variszkuszi korúak [4][5], azonban az eddigi korvizsgálatok kőzetcsoportok szerinti megoszlása és időbeli felbontása nem teszi lehetővé a különböző folyamatok finom léptékű felbontását, így például a mafikus zárványok genetikájának (in situ unmixing/resztit) tisztázását.

Vizsgálataink célja a kiválasztott granitoid területek kőzettípusonként gyűjtött cirkonjainak részletes szöveti, kristályszerkezeti és geokémiai feldolgozása, és ennek eredményeként azon néhány tíz mikrométeres cirkonzónák/területek kiválogatása, amelyek LA-ICP-MS, illetve SHRIMP vizsgálatával kellő időfelbontású U-Pb és Th-Pb koradatokat remélhetünk.

1. Cirkonok korhatározásához szükséges elővizsgálatok

Eljárásunk, mely a korolni kívánt cirkonok elővizsgálataira irányul, összesen négy fő lépésből áll. 1.) a cirkonkristályok kristálymorfológiai típusainak meghatározása, 2.) a cirkonkristályok belső szövetének leírása, 3.) a cirkonzónák szerkezeti állapotának és kémiai összetételének meghatározása, 4.) a cirkonokban előforduló más ásványzárványok azonosítása.

1.1. Cirkonok kristálymorfológiai típusainak meghatározása

Mind a három kőzetben mindkét lelőhelyen hasonló mennyiségű cirkon fordul elő. Cirkonmorfológiai [6] vizsgálataink alapján három típust különítettünk el, ezek mindhárom kőzettípusban (granitoid, keverék kőzet, mafikus zárvány) megegyeznek.

A korábbról ismert [4] *normál prizmás* cirkon (S₂₄, S₂₅) biotitban, földpátban egyenlő arányban, amfibolban ezeknél lényegesen ritkábban jelenik meg. A *lapos prizmás* cirkont (jelen munkában korrigált besorolása AB₅, korábban S₄ [4]) döntő mértékben (90%) biotit zárja magába. Új morfológiai típus a *nyúlt prizmás* cirkon (P₅), amelyet csak a felzikus kőzetalkotó ásványokban, földpátban és kvarcban észleltünk.

1.2. Cirkonok belső szövetének leírása

A cirkonszövet jellemzéséhez elvárt [7] részletes vizsgálatok katódlumineszcens (SEM-CL) és visszaszórt elektron képek (SEM-BSE) segítségével készültek. Ezeken túl fotolumineszcens térképeket is készítettünk, ahol a lumineszcenciát okozó Dy³⁺ és Nd³⁺ eloszlását térképeztük mikrométerről mikrométerre. Ez a kiegészítő vizsgálat esetenként újabb, a hagyományos vizsgálati protokollal nem észlelt zónásságot is kimutatott, illetve segítette a már korábban megtalált zónák pontosabb lehatárolását.

Nyomoztuk az *elsődleges szöveti bélyegeket* (növekedési és szektorzónásság, ez reprezentálhatja a kőzet képződésének korát; a kristályon belül megjelenő xenokristályos mag, ennek datálása pl. a kéregeredet bizonyítéka lehet), és a *másodlagos szöveti bélyeget* (konvolut zónásság, másodlagos folyamatok korát adhatja meg).

Kis A. et al.: Geológiai folyamatok variszkuszi granitoidok cirkon kristályainak szövetébe zárva

A három kőzetben mindkét lelőhelyen a cirkonok szöveti bélyegei nagyrészt megegyeznek. Morfológiai típusok szerinti különbség, hogy a normál és lapos prizmás cirkonokban megjelennek mind elsődleges, mind másodlagos szöveti bélyegek, míg a nyúlt prizmás cirkonokra általában nem jellemző belső szövet, közel homogének.

1.3. Cirkonzónák szerkezeti állapotának és kémiai összetételének meghatározása

A cirkonkristályokban Raman spektroszkópiával zónáról zónára vizsgáltuk a cirkon szerkezetébe beépülő U és Th okozta sugárkárosodás mértékét (metamiktesedés). Az egyes zónák szerkezeti állapotát a v_3 (SiO₄) rezgési sáv félértékszélessége alapján három kategóriába soroltuk [8]: 1. jól kristályos (< 5 cm⁻¹ FWHM), 2. átmeneti (5–15 cm⁻¹ FWHM), 3. metamikt (>15 cm⁻¹ FWHM).

A vizsgált cirkonok közül a normál és lapos prizmás cirkonok esetében mind a három szerkezeti állapot megtalálható, azonban a nyúlt prizmás cirkonok esetében nincs metamikt állapotban lévő zóna.

A cirkonzónák kémiai összetételét előzetesen mikroszondás vizsgálatok segítségével határoztuk meg, ahol a mérhető nyomelemek közül jelen volt az U, Th, P, Y, Hf, zónánként eltérést mutatva.

A kémiai összetétel és a szerkezeti állapot megismerése lehetővé tette, hogy állást foglaljunk a cirkon SEM-BSE képeken megjelenő zónássága értelmezésében is. Ezt a zónásságot okozhatják – az elektronvisszaszórás hagyományos leírásának megfelelően [9] – a cirkonba zónánként eltérő mennyiségben beépülő nyomelemek (U, Th, RFF), de kémiai inhomogenitás nélkül, pusztán a szerkezeti állapot romlása (metamiktesedés) is eredményezhet fokozott elektronvisszaszórást [10]. Arra, hogy geológiai példán mikor melyik érvényesül igazán, és mik az értelmezés korlátai, nincsenek összehasonlító vizsgálatok.



növekvő U, RFF tartalom

1. ábra: A cirkonzónák fényességének kvalitatív jellemzése a szerkezeti állapot romlásának és a nyomelem tartalom növekedésének függvényében

Méréseink azt mutatták, hogy ha két zóna közel azonos ($\pm 1-2$ cm⁻¹ FWHM) szerkezeti állapotban van, akkor a kémiai összetételbeli változás okozza a kontrasztot a SEM-BSE képen. Ha a két zóna sugárkárosodásának mértéke között ennél nagyobb a különbség, akkor a SEM-BSE kontraszt kialakításában már a szerkezeti állapot változása is fontos szerepet játszik. Ha a két tényező együttes változása azonos előjelű (rossz szerkezeti állapot és emelkedett nyomelemtartalom, ill. nyomelemszegény jó szerkezeti állapot), akkor az eredmény (világos, ill. sötét zóna) egyértelmű. A két tényező ellentétes hatása esetén az eredő elektronvisszaszórást jelenleg csak kvalitatívan tudjuk megadni (1. ábra). Ennek félkvantitatív leírása a folyó kutatás egyik célja.

1.4. Cirkonokban előforduló ásványzárványok azonosítása

A cirkonkristályok szilárd (ásvány)zárványai között egy- és többfázisúak is megjelennek. Geológiai értelmezés szempontjából az utóbbi, Na-mentes K-földpátból, albitból, és kvarcból álló típus igen lényeges. Ez a zárványegyüttes, amely a Si-gazdag gránitos olvadék alacsony hőmérsékletű (kb. 650 °C) kristályosodását mutatja, azt igazolja, hogy cirkonkristályok még a magmafejlődés ezen legutolsó fázisában is keletkeztek.

Az újonnan leírt nyúlt prizmás cirkonokban főleg a többfázisú zárványtípusok jelennek meg, ezzel is mutatva, hogy e morfológiai típus a magmás kristályosodás zárószakaszában képződhetett (későbbi típus), ellentétben a többnyire egyfázisú zárványokat tartalmazó normál és lapos prizmás cirkonokkal, melyek még a kőzet fő tömegének képződése során kristályosodtak ki (korai típus).

2. Összegzés

Az elővizsgálatok alapján 190 jól lehatárolt, ép, repedésmentes területet jelöltünk ki összesen 96 zónás cirkonkristályon a tervezett LA-ICP-MS/SHRIMP U-Pb, Th-Pb korhatározáshoz. Szöveti értelmezéseink pedig lehetővé teszik, hogy az egyes zónákból remélt pontossággal nyert koradatokat a következő modellben fordítsuk majd át, részben a magyarországi Tiszai nagyszerkezeti egységben lezajlott geológiai folyamatok korának és időtartamának jellemzésére:

- átöröklött (xenokristályos) mag \rightarrow kéregeredet?!;
- növekedési zónásságot mutató cirkonok → az egyes kőzettípusok kristályosodásának kora és időtartama;
- konvolut zónásság → a másodlagos folyamat kora (pl.: kálimetaszomatózis).

Irodalom

- [1] Holub F., Cocherie A., Rossi P. (1997): Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of the thermal and tectonic events along the Moldanubian - Barradian boundary. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II A Earth Planet Sciences 325. pp. 19–26.
- [2] Buda Gy., Dobosi G. (2004): Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abh. 180, 115–147.
- [3] Király E., Koroknai B. (2004): The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórágy Block, Annual Report of the Geological Institute of Hungary, pp. 299–310.
- [4] Klötzli, U., Buda, Gy., Skiöld, T. (2004): Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). *Mineralogy and Petrology*, 81, 113–134.
- [5] Koroknai, B., Gerdes, A., Király, E., Maros, Gy. (2010): New U-Pb and Lu-Hf isotopic constraints on the age and origin of the Mórágy Granite (Mecsek Mountains, South Hungary). IMA 20th General Meeting, 21–27 August, Budapest, Hungary, Abstracts, pp. 506.
- [6] PUPIN J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petr.*, 73, 207–220.
- [7] Hanchar J.M., Miller C.F. (1993): Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology* 110, 1–13.
- [8] Nasdala L., Irmer G. and Wolf D. (1995): The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study. *Eur. J. Mineral*, 7, 471–478.
- [9] Finch, J.R., Hanchar, J.M. (2003): Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. In: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O. (eds.): Zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, 53, 1–25.

Kis A. et al.: Geológiai folyamatok variszkuszi granitoidok cirkon kristályainak szövetébe zárva

[10] Nasdala, L., Kronz, A., Hanchar, J.M., Tichomirowa, M., Davis, D.D., Hofmeister, W. (2006): Effects of natural radiation damage on back-scattered electron images of single-crystals of minerals. *Am. Mineral.*, 91, 1738–1746.

Szia TISIA, avagy miért szeretjük a Szegedi-medencét?

Hello TISIA, or why do we like Szeged-basin?

KISS KÁROLY¹, HORVÁTH ZSOLT², KISS BALÁZS³

¹MOL NyRT, KKiss@mol.hu; ²MOL NyRT, ZsoHorvath@mol.hu; ³MOL NyRT, BaKiss@mol.hu

Abstract

The presence of all petroleum system elements is required for the accumulation of oil and natural gas. The discovered and producing fields of Szeged-basin all prove the existence of mature source rocks and migration. Reservoir rocks are represented by numerous rock types: fractured methamorphite, dolomite, basalt and many different facies of sediments with matrix porosity. The most important element for HC accumulation in the area is sealing. Exploration success is determined by this factor.

Összefoglaló

A szénhidrogén rendszer elemeinek hiánytalan megléte szükséges feltétele olaj- vagy gáztelep kialakulásának. A Szegedi-medence már felfedezett és termelt mezői mind az anyakőzet meglétét, annak érését, valamint migrációját bizonyítják. A tároló kőzetek minden elképzelhető formában jelen vannak. Repedezett metamorfit, dolomit, bazalt, valamint változó kifejlődésű mátrix porozitású szedimentek egyaránt megtalálhatók szénhidrogén telepek tároló kőzeteként. Telep kialakulásának a területen a legfontosabb tényezője a zárás. A kutatás sikerességét ez utóbbi tényező határozza meg.

Kulcsszavak: Szegedi-medence, szénhidrogén.

A Tiszai főegység – "lánykori" nevén Tisia "mikrokontinens" – észak-nyugati határa a Középmagyarországi vonal. A hazai szénhidrogén-kutatás korai időszakában (múlt század első fele/kétharmada) – a Zalai medencének köszönhetően – még jelentősége lényegesen kisebb volt. A XX. század második harmadától szerepe rövid idő alatt felértékelődött (nem kis részben az un. Szegedi-medence szénhidrogén akkumulációinak felfedezését követően).



1. ábra: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe (J.Haas et.al. 2010)

Egységeit tekintve északnyugatról délkelet felé haladva (Mecsek-Szolnoki – Villány-Bihari – Békési) jelentősége, az eddig megtalált földtani készletek vonatkozásában nő. A Békési egység szénhidrogén potenciálját a Szegedi-medencén kívül a Battonya-Pusztaföldvári gerinc vonulat telepei adják (1. ábra).

Kiss K. et al.: Szia TISIA, avagy miért szeretjük a Szegedi-medencét?

Az un. Szegedi-medencét lényegében teljes egészében a Békési (Békés-Codru) egységbe sorolhatjuk. Szénhidrogén-földtani szempontból mind a variszkuszi kristályos és metamorf (amfibolit, gneisz, csillámpala) litológiai egységek, mind a középső-triász sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos összletek szerepet játszanak. És – nem mellékesen – a felettük települt miocén (beleértve az új nómenklatúra szerint felső-miocénbe sorolt pannon) üledékeket is.

Tárolóképességüket tekintve lényeges különbséget kell tenni a neogén aljzatot felépítő, jobbára repedezett tárolók, valamint a középső- és felső-miocén – döntően sziliciklasztos – mátrix porozitású litológiái között.

A repedezett/breccsásodott variszkuszi metamorfitok (2. ábra) rendkívül változatos kőzetfizikai tulajdonságokkal vannak jelen. Ennek következtében az ilyen típusú tárolók mind a földtani vagyon eloszlásában, mind a kitermelhetőséget lényegesen befolyásoló áteresztőképesség szempontjából nagy inhomogenitást mutatnak. Ez a heterogenitás a mikro-, makro- és mega léptékben is azonosítható.



2. ábra: Repedezett/breccsásodott metamorfitok (saját fotó)

A középső-triász sekélytengeri karbonátok közül az un. Szegedi Dolomit Formációba sorolt litológiai egység jelentőségét kell kiemelni. Ez a litológiai típus is döntően repedezett tárolót hoz létre.



3. ábra: Dolomit breccsásodás (Cserepesné M.B. fotoja)

A magvizsgálatokban az erősen breccsásodott típus sok esetben mátrix tulajdonságot mutat, az ilyen típusú szénhidrogén tárolók ezzel együtt inkább repedezett tárolóként viselkednek. Ezekben is igen szélsőséges a kőzetfizikai paraméterek eloszlása, mind a makro, mind a mega léptékben. Igen nehezen modellezhető a porozitás, és különösen az áteresztőképesség. Ezzel együtt általában jobb kihozatalok érhetők el a metamorf tárolókhoz képest.

Mind a középső-miocén, mind a felső-miocén (pannóniai s.l.) üledékes tárolók tisztán mátrix porozitással rendelkeznek. A tároló tulajdonságok közötti kapcsolatok numerizálhatóak, a "rock typeok" rendszerint definiálhatók (4. ábra). A mérési adatok alapján kalkulálható/modellezhető a mátrix tárolóképessége (szénhidrogén és tapadóvíz telítettsége). A makro léptékű eredmények, a tároló léptékű laterális "folytonosság" miatt nagyobb biztonsággal modellezhetők az ilyen tárolók.



4. ábra: Magvizsgálatok mátrix porozitású üledékes környezetekben

Fenti tároló típusok határozzák meg a Szegedi-medence már megismert szénhidrogén telepeit. Nincs okunk feltételezni, hogy ezektől eltérő tároló típusokat valószínűsítsünk. Az anyakőzetek jelenlétét, valamint a migráció meglétét is bizonyítják a már megtalált telepek. Az új felfedezések eredményessége várhatóan a záráson fog múlni.

A Szegedi Dolomit Formáció kőzettípusainak összehasonlítása a Papukhegységi középső-triász dolomittal

A petrographic comparison of the Szeged Dolomite Formation with the Middle Triassic dolomite from Mt. Papuk

RAUCSIK BÉLA, VARGA ANDREA

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék raucsik@geo.u-szeged.hu, raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

Abstract

In this work, lithotypes of the Szeged Dolomite Formation (Szeged Basin, Hungary) and dark grey Anisian dolomite from Mt. Papuk (Slavonian Mountains, Croatia) are compared. Both sequences are dominated by different types of dolomites deposited on a carbonate platform, but the Szeged Dolomite were extensively altered to dolomite breccia and (proto-)cataclasite by tectonic processes. Their palaeogeographic correlation is rather confuse due to the tectonic overprint. In order to discover the regional relationships between the studied areas, further comparative work including the under- and overlying formations is needed.

Összefoglaló

Munkánkban a Szegedi Dolomit Formáció (Szegedi-medence) és a Papuk-hegység (Szlavóniaiszigethegység) sötétszürke, anisusi dolomitjának közetváltozatait hasonlítjuk össze. Mindkét összletet dominánsan platformfáciesű dolomitváltozatok építik fel, azonban a Szegedi Dolomit jelentős mértékben tektonikus eredetű dolomitbreccsává és (proto-)kataklázittá alakult. Az utólagos tektonikus felülbélyegzés a korrelációt bizonytalanná teszi; a regionális kapcsolatok feltárásához a fekü és fedő képződményekre is kiterjedő összehasonlító munka szükséges.

Kulcsszavak: dolomit, Szegedi-medence, Papuk-hegység, anisusi.

Bevezető

A Tisia preneogén aljzatának kibúvási területein (Mecsek, Villányi-hegység, Erdélyiközéphegység, Szlavóniai-szigethegység) már a XIX. század óta ismertek középső-triász karbonátos kőzetek. Ezek a karbonátos összletek a Tisia fiatal üledékekkel fedett területének felépítésében is számottevőek. A fúrásos adatok számának ugrásszerű növekedése szükségessé tette azok rendszerezését, ennek eredményeként pedig lehetővé vált a kőzetrétegtani egységek azonosítása, definiálása, illetve a klasszikus felszíni előfordulásokkal való korreláció [1][2]. A Szegedi- és a Békési-medence aljzatának meghatározó tagja a sötétszürke, fekete, breccsás dolomit, amelyet Szegedi Dolomit Formáció néven különítünk el [3]. Ez az összlet lényeges szerepet kapott a tárgyalt aljzati területek és a tágabb földtani keret korrelációjában, mivel az Erdélyi-középhegység Codrutakarórendszerének több tagjában ismert hasonló kifejlődés [3]. Az újabb szintetizáló munkák egy része [4][5] szerint a Papuk-hegység mezozoikuma (a Szegedi- és a Békési-medence aljzatához hasonlóan) a Codru-takarórendszerbe sorolható, míg mások a Kisbihari-takarórendszer [6], vagy éppen a Villány-Bihari-zóna részeként értelmezik azt [7]. Jelen munka vázlatos áttekintést nyújt a Szegedi Dolomit, valamint a Papuk-hegység jellegzetes anisusi dolomitjának petrográfiai jellemzőiről. A két képződmény részletes összehasonlítása hozzájárulhat a fenti korrelációs problémák feloldásához. Munkánk az OTKA K 108375 sz. projekt támogatásával valósult meg.

1. A Szegedi Dolomit Formáció jellemzése

A Szegedi- és a Békési-medence területén általános elterjedésű, középső-triász, lagúnafáciesű, sötétszürke vagy fekete, erősen breccsás dolomitot Szegedi Dolomit Formáció néven különítjük el. Néhány fúrásból szegényes, de jellegzetes foraminifera és mészalga együttest sikerült azonosítani, aminek alapján az összlet kora anisusi–ladin [2][3]. Kőzettani és diagenezis-történeti szempontból mindössze egyetlen kéziratos munka tárgyalja a képződményt [8], ami négy dolomittípust, négy hasadékkitöltési és breccsásodási fázist, valamint több nyomásoldódási eseményt mutatott ki.

1.1. A Szegedi Dolomit Formáció kőzeteinek szöveti típusai a Szegedi-medence területén

A Szegedi Dolomit a típusszelvényében (a Mórahalom Móra–1 fúrásban) világosszürke, sötérszürke színű, helyenként algalemezes szerkezetű, száradási repedéseket és fenesztrális pórusokat tartalmazó dolomitból áll (1. ábra, A). Ritkábban bioklasztos dolomitot is találunk, amelyre mikrites alapanyagban úszó bioklasztok (crinoideák, mollusca töredékek) jellemzők. Az összlet egyes szakaszai breccsásak, a klasztokat mind mikrites dolomit, mind pátos kalcit cementálhatja. A kőzet jellegzetessége, hogy a másodlagos üreges pórusokat részlegesen fehér pátos kalcit redukálja, valamint valamennyi kőzetelemet fehér kalcittal kitöltött, hajszálrepedések harántolják.

A Szegedi-medence nyugati részén ugyanakkor kizárólag dolomitbreccsákat ismerünk; egyes esetekben tektonikus hatásra dolomit (proto-)kataklázit jött létre (1. ábra, B). Jellemző kőzettípus a szemcsevázú, polimikt dolomitbreccsa, de monomikt dolomitbreccsa is előfordul. A breccsák klasztjai a dolomitosodás mértékét illetően nagy változatosságot mutatnak, egyes minták esetében teljesen szövetromboló, máskor részben szövetszelektív dolomitosodás figyelhető meg, az eredeti platformkarbonát szöveti elemeivel, relikt szemcsetípusaival. Az intenzív tektonikus igénybevétel hatására képlékeny deformációt szenvedett, erősen foliált kőzetváltozat alakult ki az eredetileg laminált dolomárgából. A vizsgált területen a Szegedi Dolomitban összetett, több generációs érkitöltő fázisokat (pl. karbonátásványok, pirit, bitumen) azonosítottunk.



1. ábra: A Szegedi Dolomit Formáció jellemző kőzettípusai a Móra–1. fúrásban (A) és a Szegedi-medence nyugati részén (B)

2. A Papuk-hegység triász rétegsorának jellemzése

A Papuk-hegység fő tömegét három komplexumba sorolt metamorf kőzetek alkotják. Ezekhez képest alárendelt elterjedésűek a triász kőzetek, amelyek anchimetamorf permokarbon metaüledékes összletre települnek. A rétegsor alsó-triász tarka metahomokkővel és metaaleurolittal indul, amelyet kb. 1000 m vastag középső-triász platformkarbonát követ. Ennek idősebb szakasza sötétszürke, "Gutensteini-típusú" dolomit, amit világos színű, "Steinalmi-jellegű" dolomit vált fel. Az egységes platform széttagolódása a késő-anisusiban történt; ennek eredményeként a medencékben szürke színű, márga, agyagkő betelepüléseket tartalmazó tűzköves Reiflingi Mészkő, míg a továbbra is kiemelt platformokon világosszürke diploporás dolomit keletkezett. A hegység legnyugatibb részén néhány

méter vastag, karni homokkő és agyagkő, valamint rátelepülő sztromatolitos dolomit ismert. A triász legfiatalabb képviselője a fekete palából, agyagos mészkőből és márgából álló, a Kösseni Formációval azonosított képződmény [5][9]. Az alsó-triász sziliciklasztos kőzetek vizsgálata alapján az összlet anchi–epimetamorf átalakulást szenvedett a késő-kréta során [10].

2.1. A sötétszürke anisusi dolomit szöveti típusai a Papuk-hegységben

Munkánkban a Papuk triász rétegsorából a "Gutensteini-típusú" dolomitot vizsgáltuk. Az összlet legjobb feltárásai a hegység keleti részén, Kutjevo és Orahovica között, a Petrov- és a Kapavac-hegy közötti nyeregben vannak [9]. Az ÉNy-ias dőlésű rétegsor kőzetanyaga helyenként murvásodott, pados és vékonyabb réteges kifejlődésű sötétszürke dolomit. Mindkét kifejlődés algalemezes szerkezetű, de a pados változat gyakran tartalmaz összetett kitöltésű fenesztrális pórusokat (2. ábra).

A vizsgált minták jellegzetes mikroszöveti típusai a következők: peloidos dolomikrit váltakozása mikrokristályos dolomitlaminákkal; helyenként breccsásodott, bindstone szövetű mikrobialit; valamint fenesztrális szövetű dolomit. A pados, algalemezes dolomit egyes kőzettípusai szövetmegőrző dolomitosodást mutatnak; a dasycladacea típusú mészalgák belső pórusait pátos dolomit helyettesíti. Mindkét kőzettípusban megfigyelhetők nyomásoldódási szerkezetek, illetve valamennyi szöveti elemet harántoló (tektonikus eredetű) töréses pórusok, amelyeket finomkristályos dolomit cementált.



2. ábra: A Papuk-hg. sötétszürke anisusi dolomitjának algalemezes (A) és fenesztrális pórusokat tartalmazó változatának (B) makroszkópos megjelenése

Következtetések

Előzetes eredményeink alapján az alföldi mezozoikumi aljzat jellegzetes középső-triász kőzetegyüttese, a Szegedi Dolomit elsődleges jellegeiben jól párhuzamosítható a Papuk-hegység sötétszürke "Gutensteini-típusú", anisusi dolomitjával, azonban az utólagos hatások (tektonikus felülbélyegzés) eredményeként a korreláció rendkívül bizonytalan. A regionális kapcsolatok feltárásához a fekü és fedő képződményekre is kiterjedő összehasonlító munka szükséges.

Irodalom

- [1] Haas J. (szerk.) (1993): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász. MÁFI, Budapest, 278 p.
- [2] 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-MÁFI, Budapest, 281–298.
- [3] Bércziné Makk A. (1993): Szegedi Dolomit Formáció. In: Haas J. (szerk.) 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász. MÁFI, Budapest, 265–267.
- [4] Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M., Péró, Cs. (2010): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 233 p.
- [5] Kovács, S., Sudar, M., Grădinaru, E., Gawlick, H.J., Karamata, S., Haas, J., Péró, Cs., Gaetani, M., Mello, J., Polák, M., Aljinović, D., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Buser, S. (2011): Triassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 151/3–4, 199–280.
- [6] Kemenci, R., Čanović, M. (1997): Geologic setting of the pre-Tertiary basement of Vojvodina (Yugoslavia). Part I: The Tisza Megaunit of North Vojvodina. Acta Geologica Hungarica 40/1, 1–36.
- [7] Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski K. (2008): The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences 101/1, 139–183.
- [8] Horváth A. (1990): Szedimentáció- és diagenezis vizsgálatok D-alföldi szénhidrogénkutató fúrások Szegedi Dolomit (anizuszi) és Nagyharsányi Mészkő (barrémi-apti) képződményein. Doktori értekezés, kézirat, ELTE, Budapest, 107 p.
- [9] Pamić, J., Radonić, G., Pavić, G. (2003): Geološki vodič kroz Park Prirode Papuk. 66 p.
- [10] Biševac, V., Balogh, K., Balen, D., Tibljaš, D. (2010): Eoalpine (Cretaceous) very low- to lowgrade metamorphism recorded on the illite-muscovite-rich fraction of metasediments from South Tisia (eastern Mt Papuk, Croatia). Geologica Carpathica 61/6, 469–481.

Késő-permi éghajlat a Mecseki egységben a Bodai Agyagkő Formáció (BAF) ásvány-kőzettani és szöveti jellegei alapján

Late Permian climate in the Mecsek Unit on the basis of the mineralogical, petrological and textural features of the Boda Claystone Formation (BCF)

MÁTHÉ ZOLTÁN 1 , VARGA ANDREA 2

¹Mecsekérc Zrt., Pécs, mathezoltan@mecsekerc.hu; ²Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

Abstract

The Boda Claystone Formation (BCF) is considered as a perspective medium for geological disposal of high level nuclear waste in Hungary. Two distribution areas of BCF are known in the Western Mecsek Mountains: 1., perianticlinal structure of the W Mecsek Mountains; 2., so called Gorica Block. On the basis of numerous and complex mineralogical investigations, dominant minerals of the BCF are clay minerals (illite and/or muscovite, chlorite), authigenic albite, quartz (detrital component), carbonate minerals (calcite and dolomite) and hematite. In the Gorica Block, additionally, the BCF contains abundant analcime but authigenic K-feldspar is absent. Five rock types of BCF can be defined based on mineralogical and textural considerations: albitic claystone (in perianticlinal structure of the W Mecsek Mountains), albite- and analcime-bearing claystone (in Gorica Block), albitolite (authigenic albite content >50 wt %, this rock type is absent in Gorica Block), siltstone, dolomite and sandstone. BCF was deposited in a saline, shallow-water lacustrine environment (playa mudflat, playa lake) in a hydrologically closed basin under semi-arid to arid climatic conditions.

Összefoglaló

A Bodai Agyagkő Formációt (BAF) perspektivikus közegként tekintik a magyarországi nagyaktivitású radioaktív hulladék geológiai tárolójának befogadására. A Ny-Mecsekben a BAF-nak két elterjedési területe ismert: 1., a Ny-Mecseki antiklinális és 2., a Goricai Blokk. A nagyszámú és komplex ásványtani vizsgálat alapján a BAF meghatározó ásványai az antiklinális területén: agyagásványok (illit/muszkovit, klorit), autigén albit, kvarc (törmelékes alkotó), karbonátok (kalcit, dolomit) és hematit. Ezzel szemben a Goricai Blokkban a BAF nagymennyiségű analcimot tartalmaz a fenti ásványokon kívül, és hiányzik az autigén K-földpát. Az ásványtani és szöveti megfontolások alapján a BAF öt kőzettípusa definiálható: albitos agyagkő (Ny-Mecseki Antiklinális), albit- és analcim-tartalmú agyagkő (Goricai Blokk), albitolit (autigén albittartalom >50 %; hiányzik a Goricai Blokkban), "igazi alaeurolit", dolomit és homokkő. A BAF kontinens belseji zárt, lefolyástalan medencében, sós, sekélytavi környezetben (playa-iszapsíkság, playa-tó) halmozódott fel szemiarid–arid klímán.

Kulcsszavak: Bodai Agyagkő Formáció, Mecsek-hegység, késő-perm, éghajlat, autigén albit.

Bevezető

A Bodai Agyagkő Formáció (korábban Bodai Aleurolit) az eddigi kutatási eredmények alapján potenciális befogadó képződménye a magyarországi nagyaktivitású radioaktív hulladékok geológiai tárolójának. A formáció két elterjedési területe ismert a Ny-Mecsek területén: 1., a Nyugat-Mecseki Antiklinális (itt jelenik meg a felszínen mintegy 15 km²-es területen), 2., Goricai Blokk (csak mélyfúrásokból ismert). A Paksi Atomerőmű Zrt. majd az RHK. Kft. finanszírozásában 1989 óta több szakaszban (Előzetes Kutatási Program 1989–92; Rövidtávú Kutatási Program 1995–98; Középtávú Kutatási Program 2004–2008, 2014.) zajló kutatási program keretében számos mélyfúrás, földalatti kutató vágat és az abból indított fúrások tárták fel a formációt. Az elvégzett nagyszámú és sokrétű ásvány-kőzettani, geokémiai, szöveti vizsgálat eredménye lehetővé tette a BAF ásványos

összetételének, kőzettani (a formációt felépítő kőzettípusok elkülönítése) és geokémiai jellegének, genetikájának a részletes leírását. Mindezek mellett ezen eredményekből számos fontos következtetés vonható le a terület ősföldrajzi, őséghajlati viszonyaira is. Ez a munka a PD 83511 számú OTKA téma és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11) támogatásával, valamint a Mecsekérc Zrt. engedélyével készült.

1. A BAF ásvány-kőzettani jellegei

Az uralkodóan vörösbarna, 700–900 m vastag képződményben makroszkóposan agyagkő, aleurolit, homokkő és dolomit kőzettípusok különíthetőek el az agyagkő dominanciájával. Az eddigi ismereteink szerint egy vagy két (BAF–2 jelű fúrás) vékony, reduktív (sötétszürke, feketés szürke) agyagkő közbetelepülést tartalmaz. A BAF két kifejlődési területén az ásványos összetétel, valamint a kőzettani és geokémiai jelleg alapvetően megegyező, a különbségekre az alábbiakban térünk ki.

1.1. Nyugat-Mecseki antiklinális területe

Az ásványos összetétel meghatározó ásványai: agyagásványok, (uralkodó az illit-muszkovit, mellette nagyobb mennyiségben megjelenik a klorit, melynek eloszlása területenként illetve időben is változó, bizonyos rétegekben dúsul, másokban hiányzik), autigén albit, törmelékes kvarc; karbonátok (általában dolomit és kalcit együttesen van jelen, azonban a dolomit önálló rétegeket is alkot), hematit [1][2]. Ezen uralkodó fázisok mellett megjelenő komponensek: szmektit (kis mennyiségben szinte mindig jelen van), klorit–szmektit kevert szerkezetű agyagásvány (tektonikai és a felszíni mállott zónákra jellemző), káliföldpát (törmelékes és autigén képződésű), egyéb törmelékes ásványok (leggyakrabban plagioklász, rutil, muszkovit, biotit, Fe-Ti-oxidok, apatit, cirkon), barit, anhidrit, pirit. Ezek mellett több esetben elektronmikroszondás vizsgálatokkal kimutatásra kerültek kalkofil elemek szulfidjai is (galenit, kalkopirit, szfalerit). A közbetelepülő reduktív rétegek átmeneti határzónájában a kalkopirit dúsulás jellemző, míg maguk a rétegek piritesek és szervesanyag-tartalmúak. Az antiklinális területén az uralkodó ásványfázisok mennyiségi arányai, szöveti, szerkezeti, szedimentológiai bélyegek alapján a formációt az alábbi kőzettípusok alkotják: albitos ("albit fészkes") agyagkő, albitolit (50 %-ot meghaladó autigén albittartalom), "igazi" aleurolit, dolomit és homokkő közbetelepülések [1][2].

1.2. Goricai Blokk területe

A Goricai Blokk területén néhány archív fúrás (pl. Gorica–5, 7, 10, 18; ezek csak néhány 10 mben harántolták), illetve a 2004–2005-ben mélyült Ib–4 számú fúrás tárta fel a BAF-ot. Az Ib–4 jelű fúrás által harántolt 210 m-es BAF szakasz mintáin elvégzett eddigi ásvány-kőzettani vizsgálatok döntően az antiklinálisi elterjedéshez hasonló ásványos összetételt jeleztek: agyagásványok (uralkodó az illit-muszkovit, mellette nagyobb mennyiségben megjelenik a klorit), albit (csaknem teljes mennyisége autigén eredetű), kvarc (törmelékes alkotó); karbonátok, hematit. Az antiklinálishoz viszonyítva lényeges eltérés az analcimnak a jelenléte (mennyisége a vizsgált szakaszon 10–20 % között változik) és az autigén K-földpátnak a hiánya, az autigén albit kisebb aránya, valamint a dolomitnak az antiklinálishoz viszonyítva jóval kisebb mennyisége. A goricai blokki kifejlődésben uralkodó az analcimos, albitos ("analcim–albit fészkes") agyagkő, gyakoribbá válik a homokkő és aleurolit, eltűnik az albitolit, és a dolomit közbetelepülések is alárendeltek.

2. Szöveti jellemzés

A formáció két legjellegzetesebb és legfeltűnőbb ásványa az albit és az analcim. Az antiklinális területén az albit megjelenési formái a következők:

1. "albitos fészkek", melyekben a léces, táblás, poliszintetikusan ikres albit kristályok karbonáttal (kalcit, dolomit), néha barittal társulnak. Általában az "albitos fészkek"-ben fordul elő az autigén K-földpát is;

- kötőanyagként, átitatódásként való megjelenés, mindegyik kőzettípusban jelen van, azonban egyedüli megjelenési forma az "igazi" aleurolitban, csaknem kizárólagos az albitolitban és a dolomitban;
- 3. korábbi evaporitásványokat (kősó, gipsz, anhidrit) helyettesítő albit, melyhez karbonát társul.



1. ábra: BAT–4 számú fúrás, 1132,6 m. Kősó utáni karbonát, illetve albit anyagú (fehér nyilak) pszeudomorfózák agyagkőben

A döntően az albitos agyagkőben megjelenő "albitos fészkek" jellegzetes alakja–metszete (csillag, torzult csillag; négyzet, torzult négyzet, háromszög, "V" alak) egyértelműen utal arra, hogy ezek eredetileg kősókristályok (displacive halite), illetve kristálycsoportok voltak (1. ábra) [3]. A jelenlegi ásványos összetételük alapján dolomitként meghatározható közbetelepülések vékonycsiszolatos vizsgálata, e rétegeket felépítő dolomitkristályok jellegzetes alakja alapján – nyereg alakú kristályok, "hopper halite" metszetek – arra utalnak, hogy e rétegek eredetileg részben kősó rétegekként, kősó kérgekként képződhettek. A kősó kiválására utaló szöveti bizonyítékok mellett számos mintában felismerhetőek az eredetileg gipsz- vagy anhidritkristályok, kristálycsoportok pszeudomorfózái, melyek az elektronmikroszonda vizsgálatok szerint most albit és karbonát ásványegyüttesből állnak (uralkodó karbonát a kalcit). Ezek eredetileg gipsz vagy anhidrit rétegként, kéregként vagy gumókként csapódtak ki, majd a diagenezis során albittal és karbonáttal cementálódtak, illetve helyettesítődtek (2. ábra) [3].

A Goricai Blokk területén az albit és az analcim két megjelenési formája az alapanyagban kötőanyagként, átitatódásként, illetve az antiklinálisi 1. megjelenési formával megegyező póruskitöltésként ("analcimos, albitos fészkek") való jelenlét [4].

3. Képződési környezet, éghajlat

A szöveti vizsgálatok egyértelműen bizonyítják, hogy a BAF jelenlegi ásványos összetétele és az ez alapján kijelölhető kőzettípusok igen összetett, többlépcsős diagenetikus és talajosodási folyamatok eredménye. A szöveti jellegek alapján a formáció kontinens belseji, zárt, lefolyástalan,

változó kiterjedésű, sekélyvizű sós tavat tartalmazó medencében halmozódott fel. A formáció legjellemzőbb kőzettípusa az albitos ("albitfészkes") agyagkő, albitos-analcimos ("albit-ananalcim fészkes") agyagkő döntően a tavat körülvevő, nagykiterjedésű iszapsíkságon (kis része esetleg magában a tóban) képződött. A keresztlaminált ("igazi") aleurolitok és a homokkő rétegek áramló vízre utalnak, míg a durvatörmelékes betelepülések a medencét körülvevő hegység hegylábi törmelékkúpjáról származnak. A BAF képződési környezetéhez analóg példákat a Föld több pontján találunk (pl. Thar-sivatag, Lewis-tó Ausztráliában) [5][6]. E területek éghajlata sivatagi, félsivatagi, az éves csapadék mennyisége igen alacsony, és időbeli eloszlása egyenetlen. A tó összehúzódásakor (nagyobb mértékű bepárlódáskor) rétegek, kérgek formájában evaporitok (kősó, gipsz, anhidrit) kiválása jellemző, melyek a tó kiterjedésekor (nedvesebb periódus) visszaoldódnak. A playa síkságon a leszálló és felemelkedő, mindeközben kősóra telítetté váló oldatokból csapódnak ki a kiszorításos kősókristálvok az agyagkőben, melvek a BAF esetében később visszaoldódtak és helyüket tölti ki az autigén albit és karbonát (albitos fészkek). A szöveti jellegek, az ásványos összetétel és a mai analógiák alapján a BAF képződésekor, a kora-permben a Mecseki egység vizsgált részén aridszemiarid klíma uralkodott, melyet rövidebb időszakokban nedvesebb periódus szakított meg. A nedvesebb periódusokra szolgálnak bizonvítékul a közbetelepülő, szerves anyagban gazdag, vékony reduktív rétegek. Hasonló éghajlati feltételek mellett képződhetett a középső-késő-perm "Felső Rotliegend" sóstó üledékösszlete, ahonnan a BAF rétegsorával párhuzamosítható kifejlődés ismert [7].



2. ábra: BAT–4 számú fúrás, 1102,6 m. Szulfátásvány (gipsz vagy anhidrit) utáni, albitból és karbonátból álló pszeudomorfózák

Irodalom

- Máthé Z. (1998): A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja. Kutatási Zárójelentés 4. kötet, ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. – Kutatási jelentés, MECSEKÉRC Zrt. Adattára, Pécs, 76 p.
- [2] Varga A., Raucsik B., Szakmány Gy., Máthé Z. (2006): A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. Földtani közlöny 136/2, 201-232.
- [3] Máthé Z., Varga A. (2012): "Ízesítő" a permi Bodai Agyagkő Formáció őskörnyezeti rekonstrukciójához: kősó utáni pszeudomorfózák a BAT-4 fúrás agyagkőmintáiban. Földtani Közlöny 142/2, 201-204.
- [4] Máthé Z., Varga A. (2013): A Bodai Agyagkő Formáció (BAF) ásvány-kőzettani jellemzése és diagenezisének előzetes vázlata. IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés kiadványa, 12-15., ISBN 978-963-8221-52-0
- [5] P. D. Roy, W. Smykatz-Kloss, R. Sinha (2006): Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert, India: Comparison and synthesis. Quaternary International 144 (2006) pp. 84-98.

- [6] P. M. English (2001): Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis. Sedimentary Geology 143 pp. 219-244.
- [7] B. Legler, J. W. Schneider, U. Gebhardt, D. Merten, R. Gaupp (2011): Lake deposits of moderate salinity as sensitive indicators of lake level fluctuations: Example from the Upper Rotliegend saline lake (Middle-Late Permian, Northeast Germany). Sedimentary Geology 234, pp. 56-69.

Mészáros E. et al.: A Horváthertelend–1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata

A Horváthertelend–1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata

Petrography and microtectonical examination of the palaeozoic rocks of the borehole Horváthertelend-1

MÉSZÁROS ELŐD¹, VARGA ANDREA¹, SCHUBERT FÉLIX¹, MÁTHÉ ZOLTÁN²

¹SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, meszaros.elod@gmail.com; ²MECSEKÉRC Zrt., Pécs; mathezoltan@mecsekerc.hu

Abstract

In this work the petrographic and microstructural examination of the Palaeozoic rocks of the borehole Horváthertelend–1 (Hh–1) from 720 m to 850 m depth was made. In the borehole Hh–1 Pre-Miocene are carrying important informations about the geological and structural framework of the area.

Studied rocks Pre-Miocene rocks from 720 m to 850 m depth are black and dark grey claystone– greywacke with red arkose lenses which are asymmetrical, boudinages with limonitic rim. In the middle part of the core section a cataclasite zone was disovered. Microstructures suggest that the contact between the red arkose and the black rock types are tectonic.

In the lithological column from 790 m to 850 m there is a conglomerate and very-coarse sandstone body. In the case of this rock body, two rock types of different texture and composition alternates. In the upper part of the section there is a carbonate-cemented grain-supported or cement-supported conglomerate while the bottom of the section was identified as quartz-cemented matrix-supported conglomerate and very-coarse sandstone. Between these rock types there is a transition zone where the carbonate-cemented and the quartz-cemented conglomerate alternates.

The lithological heterogeneity and the deformational structures suggest the lower part of the borehole Hh–1 represents partly a fault zone where rocks of different types and ages are mixed.

Összefoglaló

Munkánk során a Horváthertelend–1 (későbbiekben Hh–1) fúrásban 720 m és 850 m között feltárt, paleozoosként számontartott képződmények részletes kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatát tűztük ki célul. A Hh–1 fúrás által harántolt miocénnél idősebb képződmények fontos információt hordozhatnak a terület földtani és szerkezeti felépítéséről, így vizsgálatuk napjainkban felértékelődik.

A miocén képződmények alatt 720 m-től 790 m-ig fekete–sötétszürke agyagkő–grauwacke összlet található. A szakasz érdekessége, hogy rendszerint aszimmetrikus, boudinage szerkezetű, vastag limonitos szegéllyel rendelkező vörös arkózalencséket tartalmaz az uralkodóan sötétszürke alapkőzetben. Emellett a képződmény középső szakaszán foliált kataklázit jelenik meg. A mikroszerkezeti elemek arra utalnak, hogy a vörös arkóza deformáció eredményeként tektonikus határral ékelődik a sötét kőzettípusokba.

A rétegsorban 790 m-től 850 m-ig konglomerátum és homokkő összlet található, melyet két eltérő összetételű és szövetű kőzettípus váltakozása jellemez. Az összlet felső szakaszában karbonáttal cementált, szemcsevázú–cementvázú konglomerátum, míg az összlet alsó szakaszában kvarccal cementált, mátrixvázú konglomerátum és durvaszemcsés homokkő található. A kettő közötti átmenet azonban nem éles, hanem a középső szakaszban a két kőzettípus néhány méteres blokkokban váltakozik.

A kőzettani heterogenitás, illetve a deformációs szerkezetek alapján a Hh–1 fúrás paleozoos szakasza nagy valószínűséggel egy törészóna részét reprezentálja, melyben különböző litológiájú (és akár korú) képződmények keverednek.

Mészáros E. et al.: A Horváthertelend–1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata

Kulcsszavak: Horváthertelend, törészóna, kataklázit, grauwacke, arkóza.

Bevezető

Jelenleg hazánk egyik legjelentősebb környezetföldtani kihívása a nagyaktivitású radioaktív hulladéklerakó befogadására alkalmas földtani gátként szolgáló képződmény megtalálása. Erre a Bodai Agyagkő Formáció (BAF) bizonyul leginkább alkalmasnak, így e képződmény aktív kutatások tárgyát képezi. Az általunk vizsgált Horváthertelend–1 (Hh–1) fúrás rétegsora a BAF képződményeit nem harántolta, azonban elhelyezkedése miatt — mivel mindössze 3,8 km-re található a BAF goricai kifejlődésének alapszelvényétől, az Ibafa–4 fúrástól — fontos információkat biztosíthat a terület földtani felépítéséről és a képződmények szerkezeti viszonyiról. Ez a munka az OTKA PD 83511 nyilvántartási számú téma keretein belül és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11) támogatásával, valamint a Mecsekérc Zrt. engedélyével készült.

1. A Horváthertelend–1 fúrás kőzettani vizsgálata

1.1. A Horváthertelend–1 fúrás rövid bemutatása és alkalmazott módszerek

A Horváthertelend–1 fúrást a Mecseki Ércbányászati Vállalat mélyítette 1986-ban, a "Hidrogenetikus U-érc Kutatási Program" keretében. A fúrás anyagának részletes kőzettani vizsgálata azonban egészen mostanáig nem készült el. Napjainkra a kőzetanyag jelentős része tárolási hiányosságok miatt megsemmisült. A Hh–1fúrás 720 m-ig miocén, vagy fiatalabb képződményeket harántolt, majd 720 m-től 790 m-ig fekete–sötétszürke agyagkő–homokkő kőzettípust, továbbá a fúrás legalsó, 790 m-től 850 m-ig terjedő szakaszában sötétszürke konglomerátum és homokkő testet tárt fel (1. ábra).

Az általunk vizsgált szakasz 720 m-től 850 m-ig terjed. A felső finomtörmelékes képződményt sötétszürke agyagkő és aleurolit alkotja vörös, zöld elszíneződésekkel és szürke–vörös homokkőlencsékkel. A dokumentáció alapján a kőzet szabálytalan darabokra esik szét, mely elválási felszíneket rozsdabarna színű bevonat borít. Az átkovásodott agyagkőre jellemző, hogy 20–30°-os dőlésű síkok mentén válik szét. Az alsó, 790 m alatti szakaszt sötétszürke, közép–durvaszemcsés homokkő és konglomerátum váltakozása jellemzi, és ez a képződmény képezi a fúrás talpát is. A konglomerátum kavicsanyagában nagy gyakorisággal fordulnak elő granitoid, milonit, savanyú és intermedier vulkanit kőzettípusok. A két képződmény határát egy szegényes magkihozatallal jellemezhető zóna alkotja [1].

Munkánk során a Horváthertelend–1 fúrás korlátozott mennyiségű kőzetanyagának makroszkópos, illetve 81 vékonycsiszolat mikroszkópos kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatát végeztük el.

Mészáros E. et al.: A Horváthertelend-1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata



1. ábra: A Horváthertelend-1 fúrás litológiai oszlopa a jellegzetes kőzettípusok feltüntetésével

1.2. A Horváthertelend–1 petrográfiai eredményei

A 720 m és 790 m között harántolt kőzettest jelentős részét fekete, foliált agyagkő és szürke, foliált grauwacke-kvarcgazdag grauwacke képezi, melynek törmelékanyaga kvarcból, intermedier

Mészáros E. et al.: A Horváthertelend-1 fúrás paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata

vulkanitból és plagioklász földpátból áll. Ezek a kőzetek szinte mindig deformált állapotban fordulnak elő, rendszerint nyírt szövetűek és foliáltak. Az agyagos mátrix általában irányított szövetű, benne a szericit kötegekbe rendeződve, orientáltan helyezkedik el.

A sötét agyagkő–grauwacke összletben markánsan eltérő vörös arkóza települ, mely aszimmetrikus, gyakran boudinage jellegű lencsék formájában található a befoglaló kőzetben. A lencsék érintkezése rendszerint rozsdabarna foliációs felületek, vagy vékony, felőrölt zónák mentén történik. Az arkóza törmelékanyaga döntően kvarcból (főként monokristályos), földpát utáni agyagásvány pszeudomorfózából és opacitosodott biotitból áll, továbbá néhol mállott vulkanitszemcsék is előfordulnak.

A képződmény középső szakaszán, megközelítőleg 770 m és 780 m között egy intenzíven deformált szakasz található, melyben világosszürke–zöldesszürke, foliált kataklázit található. A kőzet agyagos mátrixában a szericitkötegek nagyon erősen irányítottak, az egyes grauwacke és vörös arkóza klasztok szigmoidálisan elnyírt szerkezetűek. A mikrotektonikai megfigyelések szerint a kőzet S-C szövetű, mely a foliált kataklázitokban gyakori deformációs bélyeg, és egyértelműen mutatja a kőzet tektonikus eredetét [2] [3] [4]. A rétegsorban a lencsék folyamatos méretcsökkenést mutatnak a kataklázit zóna irányába, ezzel feltehetően a deformáció mértékének növekedését jelzik.

A kőzettestben megjelenő kisléptékű kőzettani heterogenitás (vörös arkóza lencsék a fekete agyagkő–grauwacke alapkőzetben), illetve a deformációs szerkezetek, valamint a kataklázit zóna jelenléte arra utal, hogy a Hh–1 fúrás 720 m-től 790 m-ig terjedő szakasza egy törészóna részét képezi.

A 790 m-től 850 m-ig terjedő durvatörmelékes összlet kőzettanilag nem egységes. A kőzettest felső szakaszában szürke, polimikt, karbonáttal cementált, szemcsevázú–cementvázú konglomerátum található, míg a szelvény alsó részén sötétszürke, polimikt, kvarccementált, mátrixvázú konglomerátum és durvaszemcsés homokkő fordul elő. A két kőzettípus egy néhány méteres átmeneti jellegű zónán keresztül érintkezik, amelyben egymással váltakozva mindkét típus azonosítható. A két kőzettípus nem csupán szövetileg, de a szemcsék összetételében is jelentős eltéréseket mutat. A legmarkánsabb eltérés, hogy míg a karbonátcementes változatban savanyú vulkanit, addig a kvarccementes változatban intermedier vulkanit és fehér granitoid adja a magmás eredetű kavicsokat. További jellegzetesség, hogy a karbonátos változat kavicsanyagában dolomitkavicsok is megjelennek, melyek között, tűs baritkristályokat tartalmazó minta fordult elő. A lehordási területben és diagenezistörténetben megfigyelhető jelentős eltérések miatt feltételezzük, hogy ez a heterogén durvatörmelékes összlet a fent említett törészónához kapcsolódhat. A felmerült kérdések megválaszolása érdekében további vizsgálatokat tervezünk.

Irodalom

- [1] Máthé Z. (1986): A Horváthertelend-1 számú fúrás földtani dokumentációja. Kézirat, MECSEKÉRC Zrt. Adattár
- [2] Lin, A. (1999): S-C cataclasites in granitic rocks. Tectonophysics 304, 257–273.
- [3] Masakazu, N. Kazuhiro, T., Shiro, T. (2005): Kinematic analysis of sinistral cataclastic shear zones along the northern margin of the Mino Belt, central Japan. Journal of Asian Earth Sciences 24, 787–800.
- [4] Hadizadeh, J., Mittempregher, S., Gratier, J.-P., Renard, F., Di Toro, G., Richard, J., Babaie, A., H. (2012): A microstructural study of fault rocks from the SAFOD: Implications for the deformation mechanisms and strength of the creeping segment of the San Andreas Fault. – Journal of Structural Geology 42, 246–260.

A BAF-2 fúrás mélyfúrás-geofizikai értelmezése, földtani-tektonikai eredményei

Interpretation and geological results of well logging measurements in BAF-2 drilling

BERNÁTH GYÖRGY¹, GÄRTNER DÉNES², ZILAHI-SEBESS LÁSZLÓ³, HÁMOS GÁBOR⁴

¹Geo-Log Kft., posta@geo-log.hu, gyorgy.bernath@gmail.com;
²Geo-Log Kft., posta@geo-log.hu, denes.gartner@gmail.com;
³Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, zilahi.sebess.laszlo@mfgi.hu;
⁴Mecsekérc Zrt, hamosgabor@mecsekerc.hu

Abstract

Boda Claystone Formation is considered to be the most potential host rock for high level radioactive waste deposition in Hungary. Drilling exploration was restarted in 2014 in the area of SW Mecsek to gain new geological, tectonical, hydogeological and geotechnical information about the formation. Complex geophysical well logging program was also carried out in the borehole by Geo-Log Ltd. In our presentation main results of the well log interpretation will be introduced.

Detailed analysis of shale volume, porosity and permeability have been carried out. Weakened zones were identified, the sedimentary succession was divided into major blocks according to geophysical data. Acoustic borehole imager (ABI) records have been evaluated, general value and direction of sructural dip have been determined. Results of ABI evaluation were used to analyse the directional and dip distribution of fractures in the Boda Claystone succession pierced by the borehole. Breakout zones were identified in a short section of the breakout gave hint about the present stress field of the area. Results fit in the geological model of the southern Mecsek.

Összefoglaló

A Bodai Agyagkő Formáció (BAF) a nagyaktivitású radioaktív hulladékok végső elhelyezésének potenciális befogadó kőzete. A 2014-ben újraindult fúrásos kutatás célja az összlet földtani, tektonikai, hidrogeológiai, kőzetmechanikai viszonyainak minél jobb megismerése volt. A fúrásos kutatás szerves részeként a komplex mélyfúrás-geofizikai méreseket a Geo-Log Kft. végezte el. Előadásunkban a BAF-2 fúrás karotázsméréseinek néhány eredményét, földtani értelmezését mutatjuk be.

Kiszámítottuk a harántolt összlet agyagtartalmát, porozitás komponenseit. Azonosítottuk a repedezett zónákat, az összletet főbb egységekre tagoltuk. Az akusztikus lyukfaltelevíziós mérésből megállapítottuk a rétegdőlés jellemző irányát, az azonosított repedésekből iránystatisztikákat készítettünk, valamint néhány szakaszon breakout jelenséget azonosítottunk. Az eredmények jól illeszkedtek a korábban megismert földtani képbe.

Kulcsszavak: Bodai Agyagkő Formáció, Nyugat-Mecsek, permeabilitás, BHTV, mélyfúrás-geofizika.

Bevezető

A nagyaktivitású radioaktív hulladékok végső, felszín alatti elhelyezésének potenciális befogadó kőzete a Bodai Agyagkő Formáció (BAF), melynek kutatása több évtizedre nyúlik vissza. A képződmény, mely a Tiszai nagyszerkezeti egység része, a Nyugat-Mecsek területén felszínen van [2]. A 2014-ben újraindult fúrásos kutatás keretében mélyült le a BAF-2 fúrás, mely szerkezet-földtanilag a Nyugat-mecseki antiklinális déli szárnyán helyezkedik el. Célja az összlet földtani, tektonikai, hidrogeológiai, geotechnikai célú kutatása, minél jobb megismerése volt. 9 méternyi kvarter korú fedőüledék alatt a fúrás teljes hosszában a késő perm korú, főként agyagkő és aleurolit rétegek

váltakozásából felépülő képződményt harántolta. A mélyfúrás-geofizikai méréseket a Geo-Log Kft. végezte el. A komplex karotázs szelvényezés mellett áramlásmérések, valamint néhány speciális mérés (akusztikus lyukfaltelevízió, gerjesztett polarizáció) kivitelezése is megtörtént a fúrás teljes hosszában (1. táblázat). A mérések első szintű értelmezését a fúrás mélyfúrás geofizikai jelentésében adtuk meg [1], előadásunkban ebből mutatunk be néhány eredményt.

Komplex karotázs szelvényezés	Természetes potenciál (SP) Fajlagos ellenállás 40 cm-es (E40) és 10 cm potenciál (E10) Guard laterolog ellenállás (LL3) Mikroellenállás, normál (MRN) és inverz (MRG) Lyukátmérő, 3 karú (DH) Természetes gamma (GR) Hőmérséklet (TL) és Differenciál hőmérséklet (DIT) Sűrűség, hosszú (DEL) és rövid (DES) csatorna Lyukátmérő, 1 karú (DH1)
Áramlásmérés	Nagyérzékenységű forgólapátos áramlásmérés (FLOW) Hőmérséklet (TL) és Differenciál hőmérséklet (DIT) és / vagy Hőimpulzusos áramlásmérés (HPF)
Gerjesztett Polarizáció (IP)	
Akusztikus lyukfaltelevízió (BHTV)	

1. táblázat: A BAF-2 fúrásban alkalmazott mélyfúrás-geofizikai módszerek

1. Agyagtartalom, porozitás, permeabilitás számítása

A Bodai Agyagkő kőzeteinek porozitása a másodlagos repedezett porozitásból származik, melyet célszerű nem közvetlenül a porozitáskövető mérésekből számítani, hanem úgy, hogy a litológiai komponenseknek tulajdonítunk valamilyen effektív porozitást és azokat felhasználva a litológiai összetételből számítjuk az eredő porozitást. Ilyen megközelítésben csupán a neutron-porozitás- és sűrűség szelvények felhasználásával számíthatóvá válnak a következő porozitás- komponensek: száraz agyagtartalom, kőzetmátrix, totál porozitás. Az eredmények szerint a megfúrt BAF rétegsort átlagosan 50-70% agyagtartalom, 20-40% kőzetmátrix és 5-12% totál porozitás jellemzi. A totál porozitás ellenőrzésére az agyagosságot is figyelembevevő akusztikus porozitást számítottuk, ezt a módosított Raymer-Hunt összefüggés alapján tettük meg. A BAF-2 esetében jó korrelációt találtunk a két különböző módon számított porozitás között.

A totál porozitás további bontására (szabadvíz, szubkapilláris víz és adszorpciós víz) két közelítést alkalmaztunk: az adszorpciós víz arányát az agyagtartalom 10 százalékának, valamint a szubkapilláris víz mennyiségét az összes redukálható víz (szubkapilláris + szabad víz) agyagtartalommal arányos részének vettük. Legvégül, a porozitás-komponensek ismeretében permeabilitás szelvényt számítottunk a Timur-képlet szerint. Értéke általában 10⁻⁷-10⁻⁴ mD között ingadozik, jellemzően alacsonyabb az alsó 500 méteren, maximum helyei általában jó egyezést mutatnak az akusztikus hullámkép alapján kijelölhető repedezett szakaszokkal (1. ábra).



1. ábra: A számított permeabilitás görbe és az akusztikus hullámkép összehasonlítása

2. Tektonikai eredmények

Az akusztikus hullámkép és a semblance-analízissel meghatározott kőzetsebesség szelvények alapján a fúrást blokkokra tagoltuk (2. ábra). Értelmezésünk szerint a térségre jellemző neotektonikai inverzió miatt az erős feltöredezés és mállás hatása nagy mélységig hatott, főként a felső két blokkban, egészen 405 méterig. Ezt a nyíróhullám amplitúdók markáns változása mutatja legjobban.



2. ábra: A fúrás blokkokra tagolása az akusztikus hullámkép szelvény alapján

Bernáth Gy. et al.: A BAF-2 fúrás mélyfúrás-geofizikai értelmezése, földtani-tektonikai eredményei

A BHTV felvételen azonosított síkok a következő típusokat tartalmazzák: réteghatár, zárt repedés és nyitott repedés. Egy repedés nyitottságát a futási idő szelvényen való megjelenése alapján soroltuk be, azonban a rétegdőlések egyenkénti elkülönítésére csak néhány helyen nyílt lehetőség, főként a fúrás alsó felében, ahol a rétegsor kevésbé töredezett, és ott, ahol réteghatár egyben nagy impedancia-kontraszt volt (4. ábra) [1][3]. Az eredmények azt mutatták, hogy az ily módon beazonosított rétegdőlések iránya átlagosan 140-170 fok. A DK irányú dőlést alátámasztotta a fúrás ÉNY irányú elferdülése is (talpferdeség: 14,2° dőlés, 327° dőlésirány), ugyanis a függőlegesnek induló fúrások kompakt, rétegzett kőzetekben a réteglapok normálisa mentén szeretnek haladni. A kapott rétegdőlés irány jól illeszkedik a térség szerkezetgeológiai elképzelésébe, a Nyugat-mecseki antiklinális déli szárnyán ilyen rétegdőléseket vártunk [2].

A BHTV felvételen jelölt összes síkelemek pólusdiagramján (3. ábra) a feltételezett rétegdőlés iránya dominánsan jelentkezik. Noha a rétegdőlések és a réteglap menti törések, elmozdulások (melyek a fúrómagokon számos helyen megfigyelhetők voltak) elkülönítése nem volt lehetséges, célszerűnek látszott a várt rétegdőlés irányának kiszűrése. A 140-170° dőlésirány kiszűrése után a pólusdiagramokat elkészítettük külön-külön a fúrás egyes blokkjaira. A legalsó és egyben a felszíni hatásoktól legkevésbé érintett blokk pólusdiagramján találtunk egy domináns populációt, mely a feltételezett dőlésértéktől 10-20 fokkal tér el, ez populáció értelmezhető úgy, mint egy, a felette levőktől kissé kibillent blokk rétegdőlése [3], de valós repedésirányokat (feszültségirányt) is jelenthet. A jelenkori feszültségtérről a BHTV felvétel 560-690 m közötti szakasza is adott információt: több helyen breakout jelenséget azonosítottunk (pl. 5. ábra). Ezek a minimális főfeszültség irányát körülbelül ÉK-DNY-nak adják meg, melyek jó egyezést mutatnak a területről kimutatott holocén főfeszültség irányokkal [2].



3. ábra: A BHTV felvételen jelölt összes sík pólussűrűségi diagramja (Schmidt-hálón, déli félgömbre vetítve)



4. ábra: Rétegdőlés azonosítása a BHTV felvétel, a magfotók és a leírt rétegsor alapján



5. ábra: Breakout jelenség 648-651 m között

A minimális főfeszültség irány ÉK-DNY-i nak adódott, az ÉNY irányú kavernásodást a fúrás elferdülési irányával magyarázzuk.

Irodalom

- [1] Bernáth Gy., Gärtner D., Zilahi-Sebess L., Prohászka A. (2015): A BAF-2 jelű magfúrás mélyfúrás-geofizikai értékelése és dokumentálása jelentés, Geo-Log Kft.
- Konrád Gy., Sebe K. (2010): Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. – Földtani Közlöny, 140/2, pp. 135-162.
- [3] Békési E. (2015): Földtani információ kinyerése akusztikus képalkotó eljárás segítségével a BAF-2 fúrásban – TDK dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geo-Log Kft.
- [4] Zilahi-Sebess L. (2010): A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre. Magyar Geofizika, 51/3, pp. 124-142.
- [5] Zilahi-Sebess L., Szongoth G. (2008): Az akusztikus lyukfaltelevíziós mérésekből nyerhető geotechnikai információk. In: Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 2008 – Mérnökgeológiai kiskönyvtár (Szerk.: Török Á., Vásárhelyi B.).
- [6] Zilahi-Sebess L., Fancsik T., Török I., Kovács A. Cs. (2007): Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján. – Magyar Geofizika, 48/3 2007 pp. 99-111.
- [7] Zilahi-Sebess L., Andrássy L., Maros Gy. (2006): Mélyfúrás-geofizikai módszerfejlesztés zárójelentése 2004-2006. Budapest 2006 MGSZ Adattár.
A mecseki pannóniai üledékek rétegtana: új adatok, eredmények és kérdések

Stratigraphy of Upper Miocene (Pannonian) sediments in the Mecsek region: new data, results and questions

SEBE KRISZTINA¹, MAGYAR IMRE², CSILLAG GÁBOR³, SZTANÓ ORSOLYA⁴

¹Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meterológiai Tanszék, sebe@gamma.ttk.pte.hu; ²MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, Magyar Természettudományi Múzeum, immagyar@mol.hu; ³Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, csillag.gabor@mfgi.hu; ⁴ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, sztano@caesar.elte.hu

Abstract

A comprehensive litho- and biostratigraphic investigation of Upper Miocene (Pannonian) lacustrine sediments around the Mecsek Mts. (SW Hungary) is being carried out based on borehole data, outcrop studies and collection and evaluation of fossils; preliminary results are presented here. Sedimentation and influencing factors seem to have been different from those in the well-studied Transdanubian Range to the north. Calcareous marls previously classified as restricted lacustrine/paludal/terrestrial (Csákvár Fm.) are rather interpreted as open-water sediments (Endrőd Fm.); molluscs place their age between 9-11 Ma (Congeria czjzeki chron). Locally sourced littoral clastic sequences (Kálla Fm.) show lithofacies and sedimentary structures different from those in the Transdanubian Range and their mollusc-based age is considerably younger (<8 Ma, Prosodacnomya chron). Sediments of the large, prograding delta originating from the Alps and Carpathians (Újfalu Fm.) are mixed with material of local provenance. The Mecsek Mts. were flooded by a strong transgression around 8 Ma and compressive deformation related to basin inversion started shortly thereafter. From then until the complete upfilling of Lake Pannon a complex interplay of vertical tectonic movements and lake level changes determined the paleogeographic and sedimentary environment.

Összefoglaló

A mecseki pannóniai képződmények átfogó lito- és biosztratigráfiai vizsgálatához fúrási rétegsorok és felszíni feltárások szisztematikus, együttes vizsgálatát, archív ősmaradványadatok feldolgozását és újak gyűjtését, a lito- és biosztratigráfiai adatok egységes értelmezését végeztük. Jelen munkában a kezdeti eredményeket mutatjuk be. A vizsgálatok alapján a Mecsekben az üledékképződés menete, a meghatározó folyamatok részben eltérhettek a középhegységiektől. A korábban a Csákvári Formációba sorolt mészmárga rétegsorok nagyobb rokonságot mutatnak az Endrődi Formációval és nyílttavi képződményként értelmezhetők; 9-11 millió éves kort jelző (Congeria czjzeki zónába tartozó) molluszkafauna került elő belőlük. A helyi forrásból származó, Kállai Formációba sorolható litorális üledékek litofáciese, üledékszerkezetei eltérnek a Dunántúli-középhegységitől, és koruk jelentősen fiatalabb, 8 Ma utáni (Prosodacnomya kron). A távoli, alpi-kárpáti eredetű deltaüledékek (Újfalui Formáció) anyagához helyi forrásból származó anyag keveredett a hegység környezetében. 8 Ma környékén erőteljes transzgresszió során került víz alá a Mecsek legnagyobb része, és hamarosan megindult a medenceinverzióhoz kapcsolódó kompressziós tektonika is. Ettől az időponttól a Pannon-tó feltöltődéséig a szerkezeti mozgások és a tószintváltozások többször változó, bonyolult összjátéka határozta meg az ősföldrajzi és üledékképződési viszonyokat.

Kulcsszavak: Mecsek, pannóniai, miocén, rétegtan.

Bevezető

A mecseki pannon-tavi (felső-miocén, pannóniai) képződményekkel utoljára Kleb [1] foglalkozott részletesen. A Dunántúli-középhegységgel és a medenceterületekkel ellentétben a

Sebe K. et al.: A mecseki pannóniai üledékek rétegtana: új adatok, eredmények és kérdések

Mecsekben és környékén nem történt meg a rétegsor átfogó lito- és biosztratigráfiai újraértékelése az elmúlt két évtized Pannon-tóra vonatkozó új ismereteinek tükrében. Jelen munka az e hiány pótlására néhány éve elkezdett kutatás új adatait, előzetes értékelésüket és a megfogalmazódott kérdéseket mutatja be.

A folyamatban lévő munka része a fúrási rétegsorok és felszíni feltárások szisztematikus, együttes vizsgálata, archív ősmaradványadatok feldolgozása és újak gyűjtése, a lito- és biosztratigráfiai adatok egységes értelmezése. Az értékelés során törekszünk a medencebeli és peremi összletek korrelációjára. Ehhez felhasználjuk a már kidolgozott biosztratigráfiai beosztásokat, az üledékes egységek besorolásánál pedig az MTA Rétegtani Albizottság Neogén II. (Pannóniai) munkabizottságának kialakítás alatt álló litosztratigráfiai nevezéktanát alkalmazzuk.

1. Litosztratigráfia

A Mecsek és környezete pannóniai képződményeinek formációba sorolása az eddigi térképi anyagok és fúrási rétegsorok esetében a Dunántúli-középhegységben kialakított rétegtani egységek átvételével történt. Jól mutatja az itteni képződmények besorolásának nehézségeit, hogy az egyes anyagok közt és esetenként azokon belül is ellentmondások vannak. Ennek okaként azt kezdjük sejteni, hogy a Mecsekben az üledékképződés menete, a meghatározó folyamatok részben eltérhettek a középhegységiektől.

A legtöbb ellentmondás a homokos medenceperemi összletek (korábbi anyagokban Somlói, Tihanyi és Kállai Formációk) besorolásával és értelmezésével kapcsolatban merült fel. Az uralkodóan mészmárga összetételű rétegsorok egyértelműbben illeszthetőek a kialakuló üledékképződési modellbe, de ezek további vizsgálata is feltétlenül szükséges még.

1.1. Mészmárga rétegsorok

A több feltárásban a felszínen is megtalálható fehér mészmárga, szürke márga, agyagmárga rétegsorokat eddig egységesen a Csákvári Formációba sorolták. A Csákvári Agyagmárga változatos litológiája, huminites agyag, lignit rétegei, pedogén karbonát közbetelepülései olyan változó vízmélységű tavi, esetenként szárazföldi környezetet jeleznek, ami a Pannon-tó nyílt víztükrével csak korlátozott módon állt kapcsolatban, időszakosan attól elzárt is lehetett. A mecseki fehér mészmárgák viszonylag homogén rétegsora sokkal inkább rokonítható a nyíltvízi Endrődi Márga Formációval (cf. [2]), üledékföldtani bélyegek sem mondanak ellent a nyílttavi lerakódási környezetnek. A fúrási rétegsorok alapján a Csákvári Formáció is előfordul kisebb, viszonylag zárt szerkezeti medencékben a felszín alatt; további vizsgálatok szükségesek elterjedésének pontos tisztázására.

1.2. Partközeli képződmények

A korábbi Somlói és Tihanyi Formációkat a Neogén II. munkabizottság állásfoglalásának megfelelően az Újfalui Formáció részének tekintjük ([3], [4]), amelybe a Pannon-medencét feltöltő, távolról üledéket szállító nagy progradáló üledékes rendszernek a selfen, főleg delta környezetben lerakódott sekély vízi üledékeit soroljuk. A helyi származású anyagból felépülő partközeli képződményeket a Kállai Formációba soroljuk. A vizsgálatok alapján a Mecsek környezetében a Kállai Formáció eltér a középhegységi kifejlődéstől, de az Újfalui is mutat különbségeket.

A Kállai Formáció kevesebb kavicsot és több homokot tartalmaz, mint a Dunántúliközéphegységben. Kifejlődése a Kelet-Mecsekben jobban hasonlít a középhegységihez, esetenként felismerhető a helyi delták szerkezete; uralkodóan gránit lepusztulásából származó hordalék alkotja. A Nyugat-Mecsekben nem jellemzőek a delták és a jellemző szemcseméret finomabb. Több helyen úgy tűnik, hogy nem a helyi, hanem a távoli delta üledékei uralkodhatnak – amelyek így nem a Kállai Formációba sorolandók –, de mind a makroszkópos bélyegek (helyi anyagú kavicsbetelepülések), mind a mikromineralógiai adatok [5] arra utalnak, hogy ezekhez hozzákeveredett a helyi forrásból származó anyag.

Eltérés az északabbi területekhez képest a Mecsek környéki fiatal pannóniai homokösszletek feltűnően nagy limonittartalma (a Kállai és az Újfalui Formációban is), ami nem jellemző a Dunántúliközéphegység egész területén, ugyanakkor Horvátországban és Szerbiában igen. Szintén különbség, hogy a sekélyvízi kifejlődésekben kevesebb a lignitréteg, nincs vagy alig van mocsári fauna, sőt a csigák dominálta és gyökeres növényzettel benőtt litorális környezetnek is alig van nyoma. E jelenségek ősföldrajzi szempontból fontosak és vizsgálandók.

A kifejlődésbeli különbségek miatt indokolt lehet a helyi forrásból származó mecseki üledékeket a Kállai Formáción belül önálló tagozatként kezelni. Az Újfalui Formáció (és más litosztratigráfiai egységek) rétegsorában közbetelepülésként előforduló helyi anyagú rétegek formáció szintű elkülönítése nem célszerű, és ezek önmagukban nem indokolják a Kállai Formációba sorolást sem.

2. Biosztratigráfia

Az új adatok túlnyomórészt célzott molluszkagyűjtésekből, kisebb részben mikropaleontológiai (szerves vázú mikroplankton) vizsgálatokból származnak. A gyűjtést földrajzilag nagy területet lefedő helyekről, különböző litológiájú összletekből végeztük. A munka során előkerült számos más ősmaradvány is, elsősorban makroflóra, melyek nem korjelző értékűek.

A mészmárgaösszletből gyűjtött fauna az előzetes értékelés szerint mind a Mecsek déli peremén [6], mind a Mecsek és a Villányi-hegység közti előtéri területen (pl. Székelyszabar) szublitorális környezetet és 9-11 millió éves kort (Congeria czjzeki zóna) jelez. Egyelőre megoldatlan kérdés, hogy az egyetlen feltárásban, ahol a mészmárga és a fedő homokos összlet kapcsolata a felszínen tanulmányozható (Pécs-Danitzpuszta, [7]), miért nincsen faunával képviselve a 9 és 8 Ma közti időszak az üledékfolytonos rétegsor ellenére.

A peremi durvatörmelékes üledékek korának pontosítása végett összegyűjtöttük a Mecsekaljaöv Pécs környéki szakaszáról publikált molluszkaadatokat. Bár az adatok bizonytalansággal terheltek, úgy tűnik, hogy ezek az üledékek, beleértve az "alsó-pannóniainak" leírt (pl. [8], [1]) feltárásokat, túlnyomórészt fiatalok, a Prosodacnomya zónába (<8 Ma) tartoznak. Az új gyűjtések ugyanezt a kort eredményezték a Nyugat-Mecsektől a Mórágyi-rög pereméig ([9], [10]). Ezek alapján a Kállai Formáció faunával igazolt kora jóval fiatalabb a Dunántúli-középhegységben megállapítottnál.

3. Ősföldrajzi és tektonikai következtetések

A biosztratigráfiai adatok segítségével lehetővé vált jelentősebb ősföldrajzi események, illetve tektonikai fázisok kimutatása és koruk meghatározása vagy pontosítása.

A mészmárga rétegsorok alapján a Mecsek közelebbi és távolabbi előterében nem a korábban leírt lagúna, hanem nyíltvízi környezet lehetett jellemző. A mészmárga felső részében talált, messzire nem szállítódó makroflóra-leletanyag arra enged következtetni, hogy ekkor a hegységnek viszonylag jelentős része még szárazulat volt. Ennek ellenére a peremen sem volt intenzív a terrigén üledék behordódása, valószínűleg éghajlati okok (kevés csapadék) vagy nagyon meredek topográfia miatt: bár megjelennek kavicszsinórok és vékony agyagrétegek a mészmárgában a Mecsek meredek déli hegységperemén, de a sziliciklasztos alkotók részaránya összességében igen alacsony.

8 Ma környékén erőteljes transzgresszió történt, a peremi területek mindenhol víz alá kerültek. Ez az esemény vagy helyi (regionális) tektonikus süllyedéssel, vagy általános vízszintemelkedéssel magyarázható, mely utóbbinak nyomait a Kárpát-medencében másutt is kimutatták ([3], [11]). Nem sokkal ezután, még a durvahomokos deltaösszlet lerakódása alatt megindul a kompressziós tektonika [7], ami már a medencefejlődés inverziós fázisához köthető (cf. [12], [13]). Ettől az időponttól a Pannon-tó feltöltődéséig (itt ~6,5 Ma, [14]) a szerkezeti mozgások és a tószintváltozások többször változó, a medencebelsőkben tapasztalhatónál bonyolultabb összjátéka határozta meg az ősföldrajzi és üledékképződési viszonyokat. Erre utal a korábbi tavi üledékek újrafeldolgozása (pl. Nyugat-Mecsek, Pécs [15], Mórágyi-rög), valamint a litorális és szublitorális üledékek és faunák váltakozása, illetve keveredése is [9].

Köszönetnyilvánítás

A munkát támogatta az OTKA (PD 104937), valamint a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt, az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával.

Irodalom

- [1] Kleb B. (1973): A mecseki pannon földtana. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve LIII/3, pp. 750-943.
- [2] Magyar I., Juhász Gy., Szuromi-Korecz A., Sütő-Szentai M. (2004): A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya-pusztaföldvári-hátság környezetében. Földtani Közlöny 133, 521-540.
- [3] Magyar I. (2010): A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. GeoLitera Kiadó, Szeged, 140 p.
- [4] Sztanó O., Magyar I., Szónoky M., Lantos M., Müller P., Lenkey L., Katona L., Csillag G. (2013): A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. Földtani Közlöny 143/1, 73–98.
- [5] Thamó-Bozsó E., Sebe K., Kónya P. (2014): An attempt to distinguish local and distal Upper Miocene deltaic sediments around the Mecsek Mountains (SW Hungary) based on mineralogical data. Abstract, in: Bábek, O., Matys Grygar, T., Uličný, D. (Eds.): Abstracts. Central European Meeting of Sedimentary Geology, Olomouc, Czech Republic, June 9 to 13, 2014. Palacký University, Olomouc, pp. 102-103.
- [6] Rofrics N., Magyar I., Sebe K. (2014): Puhatestű fauna Pécs-Danitzpuszta késő-miocén korú mészmárgáiban. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető, 17. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2014. május 29–31. Győr, p. 31.
- [7] Konrád Gy., Sebe K. (2010): Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. Földtani Közlöny 140/2, pp. 445-468.
- [8] Ferenczi I. (1937): Adatok a Pécs környéki harmadkori medencerész földtani viszonyainak ismertetéséhez. Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1929-32-ről, pp. 365-406.
- [9] Sztanó et al. in prep.: Turbidites as indicators of paleotopography, Late Miocene Lake Pannon, Western Mecsek, Hungary. Geologica Carpathica.
- [10] Nagy G., Magyar I., Sebe K. (2014): Késő-miocén molluszkafauna a Mórágyi-rög peremén (Himesháza). Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető, 17. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2014. május 29–31. Győr, p. 26.
- [11] Juhász Gy., Pogácsás Gy., Magyar I., Vakarcs G. (2007): Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. Sedimentary Geology 202, 72–95.
- [12] Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloething, S. (2007): Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. Global and Planetary Change 58, 165– 180.

- [13] Uhrin A., Magyar I., Sztanó O. (2009): Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében (Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin). Földtani Közlöny 139/3, 273–282.
- [14] Magyar I., Radivojević, D., Sztanó O., Synak, R., Ujszászi K., Pócsik M. (2013): Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. Global and Planetary Change 103, 168-173.
- [15] Sebe K., Konrád Gy., Magyar I. (2013): A legmagasabban fekvő mecseki pannon-tavi üledékek helyzete és kora. Földtani Közlöny 143/1, 445–468.