

**Zárójelentés a
T48824 számú
„A Rudabányai- és Aggteleki-hegység szerkezetföldtani
vizsgálata” című
OTKA-kutatásról**

Témavezető. Dr. Fodor László Imre.

Kutatásunkban arra vállalkoztunk, hogy új szerkezetföldtani megfigyelések, mérések, közettani, geokronológiai, őslénytani adatok segítségével új megvilágításba helyezzük a Rudabányai- és kisebb mértékben az Aggteleki-hegység szerkezetét.

Ehhez a következő módszereket kívántuk alkalmazni:

- egységes töréses deformáció-elemzés, feszültségtér-számítások
- a redők vizsgálata terepi mérésekkel
- a képlékeny deformációs elemek vizsgálata terepi és mikroszkópos módszerrel
- egyes fontos tektonikus érintkezési zónák elemzése, szerkezetföldtani újratérképezése-újraértelmezése
- metamorf fok meghatározása illit „kristályossági” mérésekkel
- esetlegesen új geokronológiai adatok mérése, ha alkalmas kőzetanyag mutatkozik
- archív fúrások részbeni újrvizsgálata
- esetleges problémás képződmények őslénytani vizsgálata
-

Vizsgálni kívántuk a Tornai-, Bódvai-egységeket, az Aggteleki-hegységben a Derenki-egységet, Szőlösardói-, Lászfórási-egységeket, az Alsó-hegy keleti peremét.

A kutatás menete

Kutatásunk menetét kezdetben az szabta meg, hogy a Rudabányai-hegység középső szakaszán, a Bódva folyó áttörésénél észleltünk olyan szerkezeteket, melyek vizsgálata új eredményeket hozott (Kövér 2005, Kövér et al. 2005). Az ott felismert jelenségeket követtük, és először dél felé, a Telekes-völgy mentén a jura képződmények elemzésével foglalkoztunk. Több mintavételi ciklussal, és terepi mérésekkel sikerült jellemezni a déli hegység részben előforduló jura és triász kőzetek metamorf petrológiai és szerkezeti jellemzőit (Kövér et al. 2005, 2006, 2007, 2008). Bár ez a munkaszakasz a vártnál kissé tovább tartott, a befektetett munka az eredményeken és a felállított modellek előrejelző hatásán keresztül megtérült. Megállapítottuk, hogy a fúrások újrafeldolgozása még a vártnál is jelentősebb eredményeket hozhat, ezért később erre még nagyobb hangsúlyt helyeztünk. A 2007 és a hosszabbítás 2008-as éve alatt az északi rudabányai fúrások újrvizsgálatát és átértelmezését is elvégezhetjük. A déli terület felépítésének modellje alapján munkahipotéziseket fogalmaztunk meg, melyek segítségével az északi területen jobban célzottan tudtuk kijelölni az újrvizsgálatot igénylő területeket, fúrásokat. 2008 végére így a legtöbb rudabányai fúrás részletes vagy átnézetes újrvizsgálatát és főleg metamorf petrológiai méréseit el tudtuk végezni.

A Rudabányai-hegységben felismert szerkezeti törvényszerűségeket, az egységek szerkezeti határait az Aggteleki-hegység keleti peremén követtük. Új eredményeink közé tartozik a szerkezeti elhatárolás, új egységek bevezetése és néhány más egység elhagyása új eredményeink

közé tartozik. Az Aggteleki-egység tervezett belső deformációinak vizsgálatára csak kis mértékben tettünk kísérletet.

Ezzel párhuzamosan folyt a szélesebb értelemben vett Darnó-zóna mentén a szerkezeti kutatás. Ebben alapvetően terepi módszereket használtunk, és kiaknáztuk 2 lengyel kollégával való akadémiai együttműködés adta lehetőségeket. 2008-ban megvizsgáltuk a Rudabányai-hegység keleti deformált zónájába eső fúrásokat is, melyek fontos új eredményeket adtak.

A terepi szerkezeti vizsgálatok, laboratórumi metamorf petrológiai mérések mellett őslénytani vizsgálatokat és geokronológiai méréseket is végeztünk. Az őslénytani vizsgálatok változó sikerrel, más pályázatok társfinanszírozásában történtek; legnagyobb eredményünket 2008-ban a jura fossziliák megtalálása jelenti. Geokronológiai vizsgálatok egy része, a K/Ar kormeghatározás szintén 2008-ra készültek el. A jura magmás képződmények cirkonjainak előzetes vizsgálata egy szakdolgozat keretében készült el (Majoros 2008), az U-Pb módszerrel való kormeghatározásra az előkészület megtörtént.

A kutatás személyi állománya annyiban módosult, hogy Csontos László egyetemi munkahelyét elhagyva, a MOL Zrt.-ben folytatja tevékenységét, így a jelen pályázat kutatásaiban igen kevésbé tudott részt venni.

A beszerzendő állóeszközök terén

A kutatás módszerei

Elvégzett kutatásaink alapvető részét képezték a terepi megfigyelések, ezen belül a szerkezetföldtani valamint kőzettani megfigyelések, mérések. A Rudabányai-hegység számos pontján azonosítottuk és elemeztük a képlékeny szerkezeteket (Kövér 2005, Kövér et al. 2008a). A redők geometriáját jellemeztük, a tengelyirányokat a csuklók közvetlen mérésével vagy a szárnyoldali rétegek méréséből szerkesztéssel határoztuk meg. A törések alapján több pontban feszültségmezőt tudtunk meghatározni.

A töréses szerkezetek vizsgálatát kiegészítettük a Darnó-zóna mentén, a rudabányai területen jóval túlnyúlóan végzett töréses szerkezeti vizsgálatainkkal. Lengyel kollégákkal több feltárásban sikerült feszültségmező-meghatározást készítenünk. Tört kavicsokat is azonosítottunk, melyek a deformáció korai fázisára adnak felvilágosítást. Ugyancsak ezen együttműködés keretében, olyan szerkezeti jelenséget, deformációs szalagokat figyeltünk meg, melyeket eddig hazánkban alig írtak le. A deformációs szalagok szintén a deformáció korai fázisával lehetnek kapcsolatban.

Mintegy 15 fúrásban és több felszíni feltárásban végeztük el a minták metamorf kőzettani vizsgálatát a metamorf fok meghatározása céljából. A hőmérséklet becslése céljából illit „kristályossági” indexeket és azok kiegészítéseként, a modern megközelítéssel összhangban, klorit „kristályossági” indexeket, valamint a nyomás becslésére illit b_0 paramétereket is mértünk. Összegyűjtöttük a korábban nem, vagy csak részben publikált hasonló jellegű adatokat. Kritikailag kiértékeljük e régebbi adatokat, és leválogattuk azokat, melyek a mai technológiai paraméterek mellett is figyelembe vehetők. E folyamat eredményeképpen 110 illit „kristályossági”, 40 klorit „kristályossági”, és 40 b_0 paraméter adathoz jutottunk.

K/Ar kormeghatározás 10 olyan mintán történt, melyet előzőleg metamorf petrológiai módszerrel már elemeztünk. Így a kapott eredmények biztos kőzettani ismeretekre támaszkodnak. Ez alapvetően fontos volt a kapott K/Ar korok szerkezeti értelmezésében. A Szalonnai Metariolit Formáció felszíni kibukkanásaiból és az azokból származtatható olisztolitokból kormeghatározást terveztünk. Egy szakdolgozó (Majoros Péter, Miskolci Egyetem, Majoros 2008) munkája során a cirkonok leválogatása és, morfológiai elemzése megtörtént. A mérés a jövőben így megvalósítható, de sajnos a bécsi U-Pb labor meghibásodása miatt erre 2008-ban már nem került sor.

2005 és 2007 között 9 db fúrásból (és felszíni mintából) próbáltunk jura radioláriákat illetve foraminiferákat nyerni és azokat meghatározni (Ozsvárt Péter, MTA Paleontológiai Kutatócsoport, illetve Görög Ágnes ELTE Őslénytani Tanszék segítségével). Sajnos, a minták nem hoztak értékelhető faunát. 2008-ban 5 rudabányai fúrás anyagából készült palynomorfa-vizsgálat, német kolléga (A. E. Götz, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Darmstadt) kivitelezésében. A minták jelentős része pozitív volt, így új, alapvető jelentőségű rétegtani eredményekre jutottunk. Vékonycsiszolatokból történő formainifera-vizsgálatok egy másik OTKA pályázat társfinanszírozásában történtek. Az eredmény itt is igen jó, amiről egy tanulmányunkban számolunk be (Kövér et al. submitted).

Eredmények

Az egyes sorozatok metamorf átalakultsága, deformációs jegyei, kora

Kutatásaink egyik fő eredménye, hogy sikerült meghatározni a Rudabányai-hegységbeli **jura formációk** metamorf átalakultságának fokát és ezt össze tudjuk vetni a triász formációk hasonló adataival. A terepi és mikroszkópos vizsgálatok alapján jellemezni tudjuk a rudabányai kőzeteket ért deformáció jellegét. Az új adatok, valamint újratérképezés segítségével pontosabban le tudjuk határolni a legtöbb szerkezeti egységet.

A metamorf kőzettani adatok alapján a jura formációkon belül nagyon hasonló átalakulás jellemzi a **Telekesoldali Formációt**, a **Nyúlkertlápai rétegeket**, a Szög-3-as fúrás környezetét (az újonnan definiált **Akasztó-egységet**). A mérések alapján e sorozatok egyértelműen magas hőmérsékletű anchizónás átalakulást szenvedtek. Az egyes területek az anchi- és epizónakon belüli kisebb változatosságot mutatnak, de az eloszlásgörbe csúcsa az anchizóna–epizóna határára esik (1. ábra), amely 300-350°C-os metamorf hőmérsékletet jelez. A nyomás becslésére irányuló K-tartalmú fehér csillámokon végzett b_0 rácsparaméter meghatározások eredményeként megállapíthatjuk, hogy mindhárom sorozat a kis-közepes nyomástartományok határára esik (1. ábra), ami a becsült hőmérséklet adatokat is figyelembe véve min. 2–2.5 kbar nyomást jelez (1. ábra). Egyes korábbi leírások említést tesznek ugyan e kőzetek metamorf átalakulásáról (Grill, Kozur 1986, Árkai, Kovács 1986, Grill 1988, 1989) de ugyanakkor a kőzeteket a nem metamorf sorozatokhoz (tektonikai egységekhez) sorolják (Less et al. 1988, Szentpétery, Less 2006). Határozott eredményeink ezért megváltoztatják a jura kőzetek szerkezeti besorolását és más kőzetekhez való viszonyát (lásd alább).

Mindezen feltárások makroszkóposan is hasonló deformációs jegyeket mutatnak, azaz megjelenik bennük egy rétegpárhuzamos palásság, és gyakran egy erős redőződés is, amely újra gyűri a palásságot (Kövér et al. 2008, 2009a.). E mellett kink-redők is fellépnek minden előfordulásban.

A Szög-3-as fúrás esetében új biosztratigráfiai adattal igazoltuk annak jura korát: a palynomorfák középső-jura (bajóci) kort jeleznek. A Telekesoldali Formációból pedig jura (kallovi) maradványok váltak ismertté (Kövér et al 2009b). Ezzel a metamorf fokban, a deformációs jegyekben és a litológiában fennálló hasonlóság korbelti azonossággal is társul. Így kijelenthetjük, hogy a Telekesoldali- és Akasztói-sorozatok azonos formációból származhatnak. Bár a Nyúlkertlápai-rétegek esetében a korbelti azonosság még nem igazolt, így az előzőekhez való tartozás a többi kritérium alapján feltétlenül indokolt munkahipotézisnek tekinthető.

A **Telekesvölgyi Formáció** ettől eltérő metamorf kőzettani és deformációs jellemzőkkel bír. Az illit és klorit „kristályossági” értékek általában mély diagenetikus, esetleg alacsony anchizónás átalakulást mutatnak (2. ábra). Képlékeny deformációra utaló jegyeket a kőzet előfordulásaiban nem találtunk. Ezek alapján a sorozatot nem metamorfnak tekintjük. A Telekesvölgyi Formáció metamorf kőzettani adataival nagy hasonlóságot mutatnak a Bódvai egység triász kőzetein mért

adatok. Az illit és klorit „kristályossági” értékek ebben az esetben is mély diagenetikus átalakulást mutatnak. Mindkét sorozat agyagásványainál megfigyelhetőek utólagos alacsony hőmérsékletű oldatok módosító hatásai a takaróhatárok közeléből származó minták esetében (pl. jelentős eltérés ugyanazon minta illit és a klorit értékei között) (2. ábra).

Újra vizsgáltuk a **Hidvérgardó Ha-3 fúrást** is, mely a hegység szerkezeti elemzésében igen fontos. A korábbi értelmezés szerint a fúrás 0112m között a Tornai-sorozatba tartozó átbuktatott triász rétegsort fűrt, majd ez alatt a nem metamorfnak tekintett Hidvérgardói-sorozatot (Árkai, Kovács 1986, Szentpétery, Less 2006). Utóbbin belül, 158 és 171 méterek között agyagkő/agyagpala és evaporit is megjelenik. A Hidvérgardói-sorozatot perm-triász(?) korúnak vélték, míg az evaporit és környezete perm besorolást kapott (3. ábra). Új illit- és klorit „kristályossági” adatokat nyertünk a fúrás ~170-717 méterei között megjelenő palákból valamint a Tsz-16-os fúrás palájából, és a Tj-1-es fúrás aljának agyagmárgapalájából (1., 3. ábra). Az új „kristályossági” mérések mindegyike anchimetamorf átalakulást mutatott. A korábbi adatokat átvizsgálva kiderült, hogy azok nagy része is ilyen értékeket adott. Mindössze egy minta mutatott a diagenézis tartományába eső „kristályossági” értéket. Úgy véljük ezért, hogy a fúrásban ~200 m alatt feltárt sorozat nagy része anchimetamorf, a diagenetikus átalakulást szenvedett üledékek pedig valószínűleg az evaporit-összlethez tartozóak. Az evaporit-pala összlet többszöri előfordulása nem zárható ki, mivel a dőlések/palásági értékek legalábbis erős redőződésre, vagy akár pikkelyeződésre utalnak (3. ábra).

A Ha-3, Tsz-16 és Tj-1 jelű fúrások az új metamorf közettani adatok alapján (1. ábra) igen hasonlítanak a Telekesoldali- és Nyúlkertlápai-sorozatokhoz. A fúrési adatok alapján – melyek a sorozat legjobb előfordulásai – megállapításaink a teljes Hidvérgardói-sorozatra vonatkoznak.

Ezek alapján munkahipotézisként felvetjük, hogy a **Hidvérgardói-sorozat** is jura és része a metamorf jura sorozatoknak. A tétel igazolását új paleontológiai adatoktól várhatjuk; a Szög-3 fúrás alapján új adatokra van esélyünk. A mintákat vizsgálatra elküldtük, azonban az eredmények a jelentés leadásáig még nem készültek el.

A Hidvérgardó Ha-3 fúrás 112 és 158 métere közötti szakaszból, illetve a felszínen a legfiatalabb Tornai-sorozatba sorolt kőzet mellől vett minták szintén anchimetamorf átalakultságot mutatnak. Megjegyzendő, hogy a fúrómagokon erős préseltség (palásság) és azt gyűrő, szoros cikk-cakk redők láthatók, azaz a deformáltság is összhangban van az anchimetamorf minősítéssel. Ezt a szakaszt korábban szintén a Hidvérgardói-sorozatba sorolták. A fenti bélyegek alapján azonban nem kell feltétlenül elválasztani a közvetlen felette megjelenő Tornai-sorozattól. Úgy véljük, a 112 és 158 méter közötti szakasz még a Tornai-sorozat folytatása. Mivel a sorozat a fúrásban átbuktatott, a 112 és 158 méter közötti szakasz a legfiatalabb tornai rétegtani egység lehet, valószínűleg szintén átbuktatott helyzetben. Magunk is megerősítjük ugyanakkor, hogy 112 méterben tektonikai határ van, de szerintünk ez még a Tornai-sorozatban belül húzódik (3. ábra).

A **Tornai-sorozat** metamorf közettani és szerkezeti vizsgálatában is jelentős előrelépést tettünk. Ennek egyik első eredménye volt, hogy egy kisebb tornai sorozatbeli előfordulást azonosítottunk a Bódva-áttörés mentén, a Dunna-tetőn (Kövért 2005, Kövért et al. 2005). 2007-ben és 2008-ban elemeztük a Bódvarákói-ablak kibukkanását. Ennek ösföldrajzi besorolása a korábbi munkákban bizonytalan volt, a Bódvai és Mellétei-egységek közé (Less 1998) sorolták. Az itteni sorozat jelentősége, hogy itt kezdődik legkorábban az anizuszi platform feldarabolódása és pelágikus környezetbe való süllyedése. Elemzésünkben arra jutottunk, hogy a Bódvarákói-ablak rétegsora felülről tektonikusan csonkolt, és a felette levő Nyúlkertlápai-rétegek a Telekesoldali Komplexumhoz sorolhatók (1. ábra). A „megmaradt” triász rétegsor viszont hasonlatos a közeli Martonyi-takaró rétegsorához, ahol szintén kimarad az anizuszi platform karbonát.

A Ha-3 fúrás vizsgálatánál már említettük, hogy a 112 és 158 méter közötti szakaszokat a Tornai-sorozatba soroltuk. A közeli Tj-1-es fúrás felső szakasza egy felfelé meszesedő rétegsort tár fel, amelyet Szentpétery, Less (2006) a nem metamorf Hidvérgardói-sorozat felső részének

tekintett. A metamorf közettani adatok anchimetamorf átalakulást mutatnak, melyek alapján a sorozat akár a Tornai, akár a jura sorozatokhoz lenne csatolható. A fúrás pontja melletti (egyetlen) felszíni feltárás több fázisú palásságot, kink-redőket mutat. A fúrás környezetében átbuktatott helyzetben jelenik meg a Tornai-sorozat (Kovács 1986). Ennek legfelső ismert tagja, a középső-nóri tűzköves mészkő. Regionális megfontolások alapján várható, hogy a rétegsor felfelé (mai helyzetben lefelé) márgásodik. Véleményük szerint a Tj-1 fúrás felső szakasza ezt a részt tárta fel, és így azt a Tornai-sorozatba soroljuk. Feltételezhető kora nóri-rhaeti. E szakasz és a jurának tekintett palák között tektonikai határ húzódik 36,5 méterben.

Új minták vizsgálatával kiegészítettük más tornai előfordulások metamorf petrológiai adatsorát. Így a Martonyi-takaróból vizsgáltuk az M-10 fúrás, valamint a tornaszentandrászi alapszelvényt és az Esztramos blokkjából több mintát.

Mindezen eredmények alapján kijelenthetjük, hogy a Tornai-sorozat kőzetei olyan metamorfózison estek át, mely legalább az anchizóna magas hőmérsékletű részére, de legtöbbször az epizóna alsó részére esik (4. ábra). Ez kis mértékben nagyobb átalakulás, mint ami a metamorf jura sorozatokra jellemző.

A szerkezeti megfigyelések ezzel összhangban vannak. A Tornai-sorozat kőzetein a palásság jól kifejezett, egyes helyeken, mint az Esztramos, metamorf lineáció, sőt milonitos szövet is felismerhető. A Tornai-sorozatban a palássággal egyidős, intrafoliációs redők is megjelennek, a mindenhol jellemző, első palásságot gyűrő szoros cikk-cakk redők mellett. E redőkben helyenként újabb tengelysíkpalásság is fellép (Fodor, Koroknai 2003).

Egységek tartalma, határai

A fent ismertetett metamorf petrológiai mérések, szerkezeti és őslénytani adatok, és a szerkezeti térképezés alapján új rétegtani tartalommal láttuk el az egyes *sorozatokat*, és definiáltuk az egyes sorozatokból felépített *szerkezeti egységek* határait (5., 6. ábra).

A **Bódvai-sorozat** alapvetően nem metamorf kőzetekből áll (2., 7. ábra). A rétegsor a nórii karbonátos kőzetek jellemzik, melyek folyamatosan mennek át a jóval márgásabb nóri(?) -rhaeti(?) kőzetekbe, melyeket a Zlambachi Formációba soroltunk (Kövér et al. 2008). A szakasz korát foraminiferák is jelzik (Kövér et al. 2009b). A Zlambachi Formáció szerintünk a Telekesvölgyi komplexumban folytatódik, itt üledékhézag lehetséges (Kövér et al. 2008a, 2009b).

A **Tornai-sorozat** epi- vagy magas hőmérsékletű anchizónás metamorfózist szenvedett triász kőzetekből álló sorozat (4., 7. ábra). Eltérő kifejlődései vannak, a különbségek főleg az anizuszi platform-mészkövek és a ladin lejtőkörnyezetű mészkövek jelenlétében vagy hiányában öltenek testet. A Tornai-sorozat kőzetei több tektonikai egységben jelennek meg (6. ábra).

- A Martonyi-takaró határait már Fodor, Koroknai (2000) megadta, Less et al. (1998) munkáját módosítva, a most elért újabb metamorf közettani adataink ezt megerősítik.
- A Bódvarákó-ablak triász része önálló tektonikai egység; aljzata ismeretlen, fedője a metamorf Nyúlkertlápai-rétegsor, vagy Bódvai-sorozat, evaporitos mélange-zsal.
- A Becskeházi-takaró magában foglalja a Tj-1 fúrás felső részét és a Ha-3 fúrás 112-158 méter közötti szakaszát is. A takaró rétegsora részben biztosan átbuktatott. Alatta evaporitos mélange, vagy közvetlenül metamorf jura(?) következik.

A Rudabányai-hegységben és az Aggteleki-hegység peremén több **anchimetamorf jura** üledékes kőzet kibukkanását dokumentáltuk. A kibukkanások lehetnek egy sorozat részei, de ez további, részletes szedimentológiai, őslénytani megfigyelések dönthetik el.

- A metamorf jura sorozat(ok)on belül a Telekesoldali Formáció önálló takarót alkot. Mai helyzetben fekszik és tektonikus fedője is a Bódvai-sorozat. A Szet-4 fúrás újraértelmezésével kimutattuk, hogy abban nem a Teleksoldali, hanem a Telekesvölgyi-sorozat alkotja a Bódvai-

triász sorozat fedőjét, a tektonikus határ a fúrás közvetlen közelében halad (Kövér et al. 2008). A Rb-661-es fúrás újraértelmezése alapján dokumentáltuk a takaró alsó határát: a fúrás nem állt le az evaporitban, hanem megfúrta a Bódva triász sorozat tektonikusan csonkolt részét.

- A Nyúlkertlápai-rétegek egy tektonikusan erősen csonkolt takaróban jelennek meg, alattuk Tornai-sorozat, felettük a Bódvai-sorozat (Bódvai-takaró) jelenik meg.
- A Szög-3 fúrás környezetében néhány kisebb felszíni feltárásban is megjelenik a metamorf jura, ezért itt ezeket egy tektonikai egységbe vontuk össze, és Akasztói-egységnek hívjuk (Kövér et al. előkészületben). Az egységet közel azonos határral már Less (2000) is ábrázolta, de az nem alsó-triász, hanem jura kőzetekből áll.
- A Ha-3 fúrás 200 méter alatti szakasza szerintünk metamorf jura(?) képződményekből áll (3. ábra). Tektonikus fekéje ismeretlen, fedője az evaporitos mélangé.

Megfigyeléseink alapján a korábban nem metamorfnak tekintett, és a perm-alsó-triászba sorolt **Hidvérgardói-sorozat** (Szentpétery, Less 2006) létjogosultsága nem igazolt. Az ide tartozó kőzetek metamorfózist szenvedtek, és litológiaiailag hasonlóak más metamorf jura sorozatokhoz (5., 6. ábra).

Az **Aggteleki-hegység** keleti peremének földtani-szerkezeti helyzetét pontosítottuk (5., 6. ábra). Nem tartozik ezen nem metamorf sorozathoz és tektonikai egységhez a Szög-3 fúrás környéke. Módosítottunk a határt a Henc-patak mentén is. Több Gutensteini Formációba sorolt kőzettestet olisztolitiként értelmeztünk és a jura Telekesoldali Formációba soroljuk. Így itt az Aggteleki-takaró a Telekesoldali takaróval van közvetlen kapcsolatban. A határon rauwacke (tektonikus karbonátkőzet) jelenik meg. Ez a takaró-sorrend lép fel az Aggteleki- és Akasztói-egységek esetében is.

Az Aggteleki-hegység déli részén a **Szőlősardói- és Lászfórási-egység** északi peremén több helyen is rauwacke lép fel, ami köthető a takarós áttolódáshoz. Az egyik esetben az evaporitos sorozat kibukkanását is igazoltuk e tektonikus kontaktus mentén.

A **Rudabányai-hegység DK-i zónájában** 3 fúrást vizsgáltunk újra. A Szendrő Sze-1, Sze-2, Szalonna Sza-6 fúrásban különféle képződmények ismétlődését írták le korábban (Szentpétery 1988).

A Sza-6 fúrásban Steinalmi Mészke és egy fekete agyag ismétlődik többször. Utóbbi korát palynomorfák segítségével keressük, de valószínű a terciér besorolás.

A Szendrő Sze-2 fúrásban a negyedidőszak alatt végig édesvízi mészkőből és laminitből álló rétegsor jelenik meg. Ezt litológiai hasonlóság alapján eggenburginak tartjuk (Szentpétery, Less 2006). Így a korábban említett Edelényi Tarkaagyag nem jelenik meg. Viszont a rétegek több helyen meredeken állnak, erősen deformáltak. A laminit közepén a Szuhogyi Formációba sorolható konglomerátum jelenik meg, amivel talán összefogazódik. Egyes korábbi leírásokkal szemben a fúrás talpán sem jelenik meg jura.

A Sze-1 fúrás tetején valóban erősen töredezett Gutensteini/Steinalmi Formáció lehet, majd a fúrás alján biztosan az eggenburgiba sorolható törmelékes összlet lép fel. A kettő között mészkőklasztos agyag jelenik meg, amit tektonikus breccsának is tekinthetünk. A korábban említett jura vagy szilur pala nem jelenik meg, a palásnak tűnő kőzetek laminitek lehetnek.

Ez a fúrás közvetlenül, míg a másik közvetve igazolta azt, hogy az eggenburgi képződmények erősen deformáltak, helyenként igazoltan pikkelyekben jelennek meg a DK-i zónában (5., 6. ábra).

Deformáció, szerkezetfejlődés

A Rudabányai-hegység jura formációinak szerkezeti jellegeit több munkánkban tárgyaltuk (Kövér et al. 2006, 2007, 2008, 2009a, előkészületben), azokat itt csak vázlatosan ismertetjük.

A terület szerkezetfejlődésének első eseményeit a metamorf képződményekben tudjuk nyomon követni. Az első deformációs fázisban rétegpárhuzamos palásság jött létre mind a jura, mind a tornai triász képződményekben. A palásságra merőlegesen erős lapulás lépett fel, mind a bioklasztokban, mind az oliszotlitokban. Mikroszkópikus szinten sztililitos felületek, hullámos kioltás lépnek fel és megindult az alszemcse-határok kialakulása (8. ábra).

A második fázisban gyűrődést tapasztalunk, mely helyenként új palásság kialakulásával járt együtt. A gyűrődés nagysága és intenzitása helyenként változó. A Tornai-sorozatban szoros és nagyméretű cikk-cakk redők jöttek létre, a metamorf jura sorozatokban a nagyméretű redők nehezen azonosíthatók, de csiszolatban jól láthatók (8. ábra).

A harmadik fázisban kink-redők keletkeztek, melyek szinte minden feltárásban megjelennek a jura és triász kőzetekben egyaránt (8. ábra).

Az első három fázis a kőzetek tektonikus eltemetődése után, annak folyamán és a tektonikus kitakaródás (exhumáció) alatt ment végbe. Az eltemetődés hőmérséklete 300-350 C lehetett, míg a nyomás (és betemetődési mélység) a Tornai-sorozatban 3 kbar (7-9 km), a jura sorozatokban 2-2,5 kbar (5-7km) lehetett. A tektonikus eltemetődést rátolódásokhoz kapcsoljuk, amely a Mellétei-óceánág szubdukciója alatt jöhetett létre. A nyomás különböző értékei miatt a metamorf jura (Telekesoldal) és triász (Torna) egységek közeli, de nem egymás melletti helyzetben metamorfizálódtak.

Az exhumáció következtében a metamorf és eredetileg sem egymás mellett levő kőzetek kitakaródtak és a Szilicei (Aggteleki) valamint a Bódvai-egységek talpa közelébe emelkedtek. Ezt a helyzetet rögzítheti – bár már tektonizált geometriával – a Bódvarákói-ablak, ahol a Bódvai-takaró alatt előbb a metamorf jura egység, majd a Tornai-egység következik (6. ábra).

Bár az Aggteleki- és Bódvai-egységekben a D1-D3 fázisok alatt is történhetek deformációk, azok korolása nehéz. Jobban követhető az az eseménysor, amit a már egymás közelébe került, kihűlt kőzetek együttesen szenvedtek el. Ennek egyik legfontosabb eseménye, hogy a metamorf triász és jura kőzetek a nem metamorf Bódvai-takaró különféle részeire tolódtak (8. ábra). Ez a D4 fázis megegyezik Less (1998, 2000) „neallochton” képződésével. Ide tartozik a Martonyi-takarónak (és a kis Dunnatetői takaróroncsnak) a Bódvai-takaró fölé való tolódása (6. ábra). Ekkor jött létre a Telekesoldali-takaró is. Megjegyzendő, hogy ebben a mozgásban az evaporitos ösztlet is részt vett.

A D4 fázis vergenciájáról egyértelmű adatunk nincs. A Telekesoldali-takaró geometriája alapján DK-i vagy D-i szállítás logikus, de nem zárható ki a fordítottja sem. Ezzel összhangban lennének azok a szerkezetek, amelyek az Aggteleki-takaró belsejében figyeltünk meg. Ezek DK-i vergenciájú redők, illetve rátolódások. Utóbbiak gyakran „young-on-older” geometriájúak, azaz a tektonikus síkok mentén egyes rétegtani egységek kimaradnak. Ilyet írtunk le Égerszögnél és Jósvalfőnél (Fodor et al. 2006). E mozgások következtében, a takaróhatárokon több helyen rauwacke is létrejött, melyeknek számos példáját azonosítottuk a takaróhatárok térképezésekor. Ehhez a fázishoz kapcsolhatjuk az Aggteleki-takarónak a Lászfórási-egységre való tolódását is.

A D4 fázist követte a D5 fázis. Ennek során a Bódvai-sorozat a felette levő metamorf sorozatokkal együtt újra meggyűrődött (8. ábra). Ekkor jöhetett létre az a rátolódás, ami a Bódvai-áttöréstől északra metszi a Rudabányai-hegységet K-Ny-i csapásban, és amely mentén a Bódvai-takaró ismét a Telekesoldali felé tolódott (6. ábra). A D5 fázis redőinek vergenciája ismert: korábbi munkák (Less et al. 1998, Péro et al. 2003) és új méréseink alapján D-i vergenciát adhatunk meg. Utóbbiak lépnek fel pl. a hegység nyugati pereme mentén, ahol alsó-triász kőzetek redői dél felé átbuktatottak. É-D-i kompresszióra és déli vergenciára utaló rátolódásokat találtunk több Bódvai-sorozatot feltárt kőfejtőben.

Talán e két fázis hatásával, a tektonikus mozgásokat kísérő folyadékáramlással magyarázható, hogy a Bódvai-egység kőzeteinek átalakultsági foka változatosabb (2. ábra), mint a Tornai- vagy jura egységeké. A Bódvai-sorozat kőzeteinek agyagásványain gyakran jeleznek utólagos hatások, amit a D4-D5 fázisok közvetett hatásának tulajdoníthatunk.

Valószínűleg e két utóbbi fázisban jöhetett létre az a változatos relatív sorrend, ami a metamorf jura, triász (Torna) és az evaporitos összletek között fennáll; e háromféle egység relatív sorrendje kaotikusnak tűnik. Ha azonban figyelembe vesszük a D4 és D5 fázist, akkor érthető, miért nem lehet egyértelmű szerkezeti takarós sorrendet kijelölni, mivel az egységek egymás feletti helyzete többször is megfordulhatott. Az egymást követő áttolódásokban nagy szerepet játszott az evaporitos összlet: ez mintegy a „mátrixa” ezeknek a takaróknak, pikkelyeknek. E „kaotikus” sorrend bizonyítéka lehet a Ha-3 fúrás, ahol a nem metamorf evaporitos összlet a metamorf triász alatt és a metamorf jura(?) felett jelenik meg (3. ábra). Ugyanakkor, az Akasztói-egység és a Telekesoldali-takaró metamorf jurája az evaporit felett van.

Az egyes szerkezeti fázisok korára K-Ar mérések adnak támpontot, bár az adatok kiértékelése további elemzéseket igényel. A Telekesoldali-takaróban mért 137-117 millió évek közötti K-Ar korokat úgy értelmezzük, mint amelyek a metamorfózist és ahhoz kapcsolódó D1-D2 fázisokat jellemzik (8. ábra). Ide tartozhat az a 120 millió éves K-Ar kor, amit Balogh K. korábban a Szalonnai Metarioliton mért (Grill 1988).

A Szet-4 fúrásban még ennél is idősebb kort kaptunk (~146 Ma). Az itteni kőzetek agyagásvány-összetétele utólagos átalakulásra utal. Ezt a kort kevertnek tartjuk, a nem metamorf üledékbe került agyagásvány primer, üledékképződés előtről hordozott jele és a későbbi folyadékáramlások hatására részlegesen felnyílt rendszer kevert jelének.

A D3 fázisra nincs K-Ar koradatunk. A megelőző és követő fázisok kora alapján ez 117 és ~110 millió év között történhetett. A D4 fázis nyomait a Bódvarákói-ablaktól és a Ha-3 fúrásból nyert K-Ar korok alapján becsülhetjük: ez 108 és 100 millió év között mehetett végbe. Ehhez szorosan kapcsolódhat a D5 fázis áttolódásai, redői, melyeket azok a K-Ar korok jellemezhetnek, amelyet a fő rátolódás déli előterében mértünk. Ezek alapján a D5 fázis 100 és 90 millió évek között történhetett.

A harmadidőszaki deformációk nyomon követése töréses elemzéssel oldható meg, melyeket a szélesebb Darnó-zónában kíséreltünk meg.

A Darnó-zónában, az Upponi-hegységben a tört kavicsok törései nagyon hasonló törésképet mutatnak, mint a kisebb vetőkből származó törésképek (Swierczewska et al. 2007). Ebből következik, hogy a kavicstörések tektonikus eredetűek, és az egyéb törésekkel azonos feszültségmezőben keletkeztek. Egyes szenon feltárásokban a kavicsokban megjelenő törések nem folytatódnak a mátrixban. Ebből arra következtethetünk, hogy a kavicstörés még a diagenezis előtt történt meg. Így a kavicstörés valószínűleg szenon korú lehet.

A szerkezeti adatok alapján rekonstruált feszültségmező-történetet Fodor et al. (2005) munkája foglalja össze, ezt későbbi méréseink megerősítették. E szerint három töréses fázis azonosítható, melyek között függőleges tengely körüli forgás léphetett fel. Az első forgás és vele együttjáró fázis-váltás az ottangiban, a második a badeni elején történhetett.

Ádám L. doktori munkájának rétegtani eredményei hozzájárultak ezen szerkezetfejlődés időzítésének kérdéséhez, amit egy közös előadásban aknáztunk ki (Ádám et al. 2007). Ha a nyugat-borsodi széntelepes összlet kora valóban badeninak bizonyul, akkor jelentősebb időhézag lép fel az üledékképződésben, az eggenburgi Szuhogyi F. és a széntelepes összlet között. „Marad” tehát idő, hogy a Rudabányai-hegység DK-i zónájában az eggenburgi képződmények deformálódjanak, vagy az első forgási esemény előtt, még az eggenburgi legvégén, vagy a két forgási esemény között, az ottangi-kora-badeni időszakban. Előbbi időzítésnél a DK-i zónában inkább rátolódások, míg az ottangi-kora-badeni időzítésnél balos eltolódások jöhetnek létre. Bármelyik megoldásnál létrejöhetnek azok a tektonikai ismétlődések, melyeket a Sze-1 és Sza-6 fúrásokban megfigyeltünk.

Az eggenburgi homokkő több feltárásában deformációs szalagokat (deformation band) azonosítottunk. Azt mondhatjuk, hogy a törések nagy része többé-kevésbé fejlett deformációs szalag. Ezek mikroszkópos vizsgálata jelenleg folyik. A deformációs szalagok kialakulása

általában a legkorábbi deformációkhoz köthető, amikor az üledék még nem diagenizálódott, azaz a betemetődés elején jár. Ha ez a csiszolatos vizsgálatokkal igazolódik, akkor a deformációs szalagok választ adhatnak a Darnó-zóna menti kora-miocén deformáció kérdéséhez.

Ismeretterjesztés

Végezetül, de nem utolsó sorban megemlíjtük, hogy kutatásainkat a széles, nem szakértő közönségnek is bemutattuk. Egyrészt, készítettünk egy posztert, amely Tornabarakony környezetének földrajzát, földtanát és növénytanát mutatja be, ez a faluban állandóan ki van állítva. A bemutatás fontos állomása volt 2008 júliusában a Gömör-Tornai fesztivál keretében megtartott geológiai kirándulás, amely Tornabarakony, Tornaszentandrás és Bódvarákó községek közötti bonyolult szerkezetű terület földtani érdekességeit mutatta be a kb. 60 főnyi érdeklődő közönségnek. Ehhez egy kirándulásvezetőt is készítettünk.

Hivatkozások

Félkövérrrel a pályázat eredményeként elkészült munkákat jeleztük

ÁDÁM L., SZTANÓ O., FODOR L. (2007): Sequence-stratigraphical analysis and age of the eastern Borsod coal sequence, and its tectonic significance [A Kelet-Borsodi-széntelepes összlet szekvencia-sztratigráfiai vizsgálata, kora, és az új adatok szerkezeti jelentősége]. – Annual Meeting of the Hungarian Geological Society – HUNTEK Workshop, Sopron, Hungary, September 20-22, 2007. Abstracts, 22-23. [Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése – HUNTEK Workshop, Sopron, 2007. Szeptember 20-23. Előadáskivonatok, 22-23].

Árkai P., Kovács S. 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya mountains (Northeast Hungary). *Acta Geol. Hung.* 29, 349-373.

Fodor L. & Koroknai B. 2000: Ductile deformation and revised lithostratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), northeastern Hungary. *Geologica Carpathica*. 51, 6, 355-369.

FODOR, L., RADÓCZ, GY., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L., HARANGI, SZ. (2005): Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. – Geolines, 19, 142-162.

FODOR L., HIPS, K., KOVÁCS S., PÉRÓ CS., PIROS O., SIMON H., VELLEDETS F. (2006): Evolution of the Aggtelek platform in the Anisian–Ladinian. Fieldtrip in Aggtelek 19/10/2006–22/10/2006. – Manuscript, Geol. Inst. Hung.–Hung. Academy of Sciences, 47pp.

Grill J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről, pp. 69–103.

Grill J., 1989: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. MÁFI Évi Jelentése 1987. évről, 411-432.

Grill, J., Kozur, H. 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts (Northern Hungary). – *Geologische und Paleontologische Mitteilungen des Universität Innsbruck*. 13. pp. 239–275.

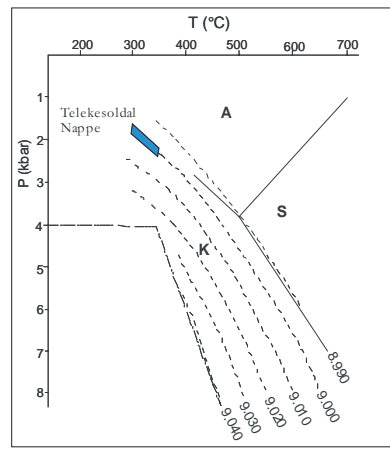
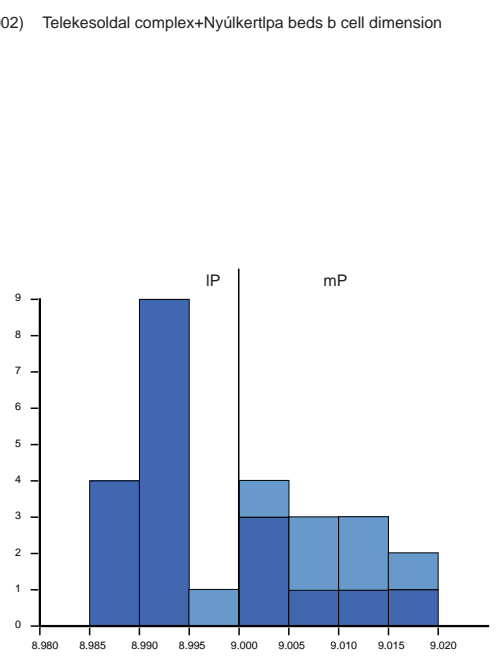
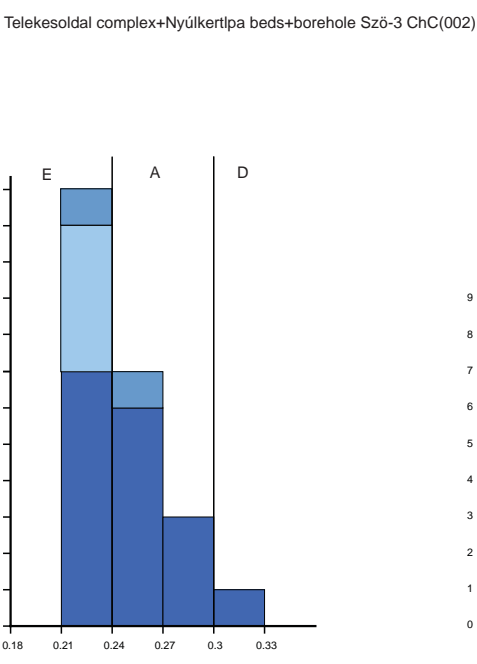
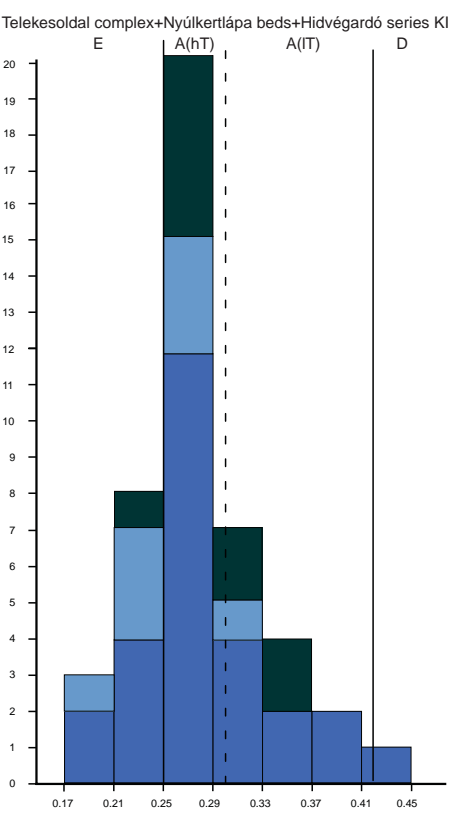
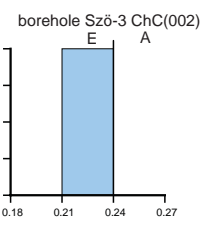
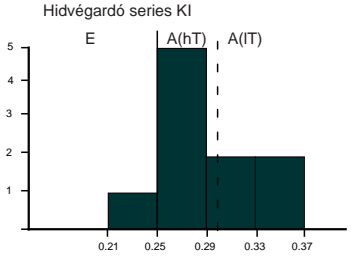
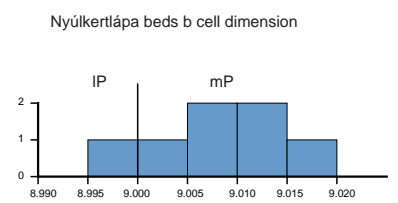
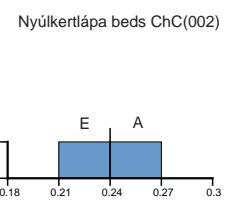
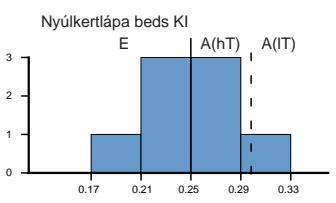
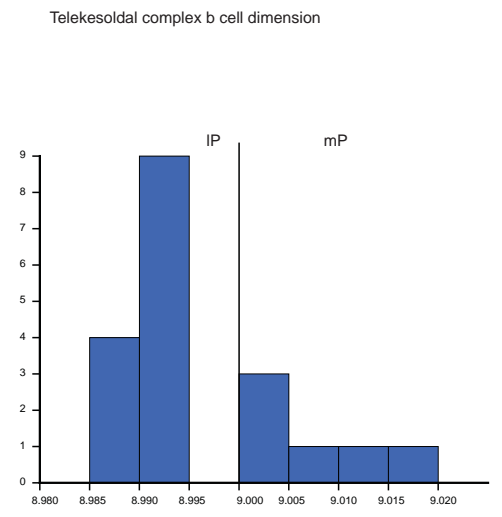
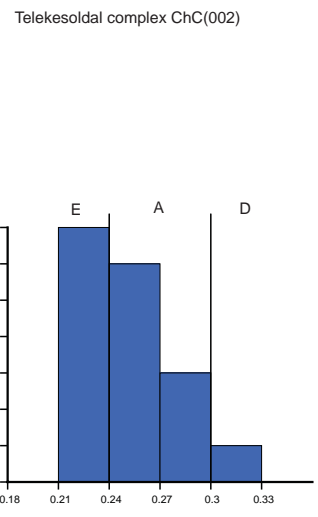
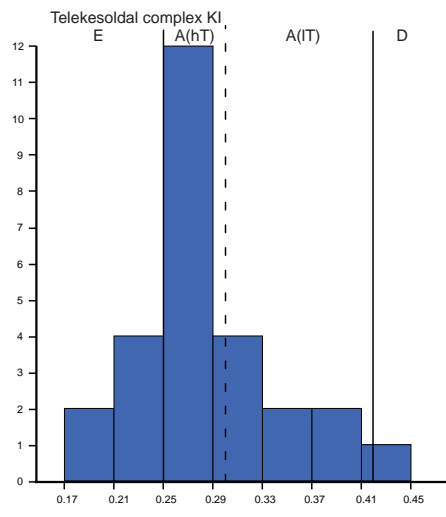
Grill J., Kovács S., Less Gy, Réti Zs, Róth L., Szentpétery I. 1984: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. (Geological constitution and history of evolution of the Aggtelek-Rudabánya range). *Földtani Kutatás* 27, 49-56.

- Kovács S., 1986: Conodont-biostratigraphical and microfacies investigations in the Hungarian part of the Northeastern Rudabánya Mts. *Annual Report of the Hung. Geol. Inst. from 1984*, 193-244.
- KÖVÉR SZ. 2005: Nem metamorf és metamorf szerkezeti egységek deformációja a Rudabányai-hegység középső részén. – Szakdolgozat, MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, 129 pp.**
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L., PÉRO, CS. 2005: Deformation of metamorphic (Torna?) and non-metamorphic (Bódva) Mesozoic sequences in the central part of Rudabánya Hills, NE Hungary - Geolines 19, 73–74.**
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., OZSVÁRT, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., ÁRKAI, P., 2006: Tectonic position of the latest Triassic–Jurassic sequences of Rudabánya Hills, NE Hungary – the first steps in a puzzle - Geolines, Vol. 20, pp.73-75.**
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., ÁRKAI, P., KOVÁCS, S. (2007): Temperature and pressure constraints on the metamorphism of the Telekesoldal Nappe (s.s. Meliata?) and the s.s. Torna Unit in NE Hungary – a summary. – 8th Workshop on Alpine Geological Studies, Davos, Switzerland, Abstract volume, 33–34.**
- KÖVÉR SZ., FODOR L., KOVÁCS S. (2008): A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata — régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. – MÁFI Évi Jelentése, 2006, 97-120.**
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Árkai, P., Balogh, K., Kovács, S. (in press 2009a): Temperature, pressure and age constraints on the very low-grade metamorphism of the Jurassic Telekesoldal nappe (Inner Western Carpathians) in NE Hungary—a summary– Trabajos de Geologia – accepted**
- Kövé, Sz., Haas, J., Ozsvárt, P., Görög, Á., Götz, A. E., & Józsa, S. (2009b): Lithofacies and age data of the Uppermost Triassic - Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills, NE Hungary.– Geologica Carpathica under review.**
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Árkai, P., Balogh, K., Kovács, S. (előkészületben): Distinction of low grade, very low grade and non-metamorphic Jurassic rocks of the Rudabánya Hills, NE Hungary. Geodinamica Acta**
- Less Gy. 1998: Az Aggteleki Nemzeti Park földtani felépítése (The Aggtelek National Park). in: Baross G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, 26-66.
- Less Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. – *Slovak Geological Magazine* 6 (2-3), pp. 260–268.
- Less Gy., Grill J., Kovács S., Szentpétery I., 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani térképe, 1:25 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Less Gy., Kovács S., Fodor L., Péro Cs., Hips K., 1998: Geological cross sections through the Aggtelek-Rudabánya Mts., NE-Hungary. *XIVth CBGA Congress*, Vienna, Austria, p. 337, Geol. Survey of Austria.
- Majoros P. 2008: Az Aggtelek–Rudabányai- és Bükk-hegység jura korú vulkanitjainak cirkonmorfológiai vizsgálata. – Diplomamunka, Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi kar, Ásványtani – Földtani Intézet, Ásvány és Kőzettani Tanszék, 56 pp.
- Péro Cs., Kovács S., Less Gy. & Fodor L. 2003: Geological setting of the Triassic „Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae*, 35, 58–59.
- SWIERCZEWSKA, A., TOKARSKI, A., BANAS, M. FODOR L. (2007): Why fractured clasts? – Geological Society, London, Meeting of the Tectonic Studies Groups, Glasgow, 2007.**

- Szentpétery I., 1988: Oligocene and lower Miocene formations of the Rudabánya mountains and their neighbourhood. *Annual Report of the Hung. Geol. Inst. from 1986*, 121-128.
- Szentpétery I., Less Gy. (szerk.) 2006: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana, Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai hegység 1988-ban megjelent 1:25000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 pp.

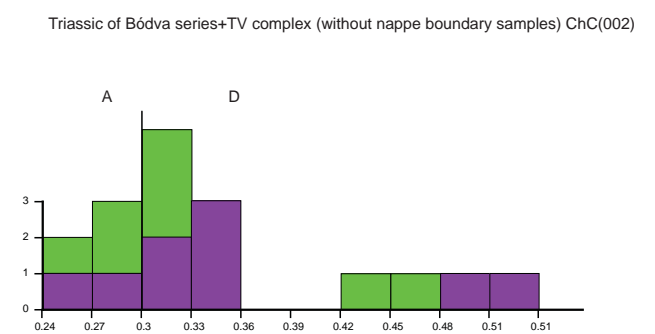
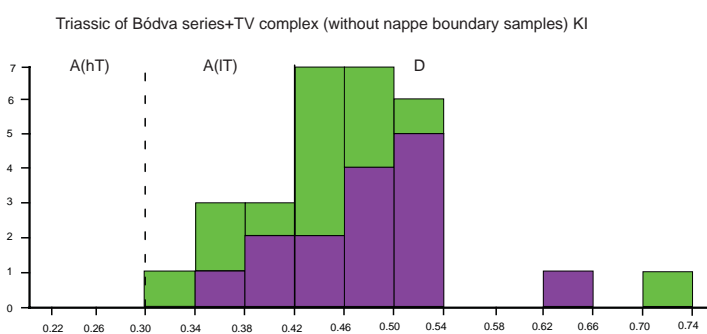
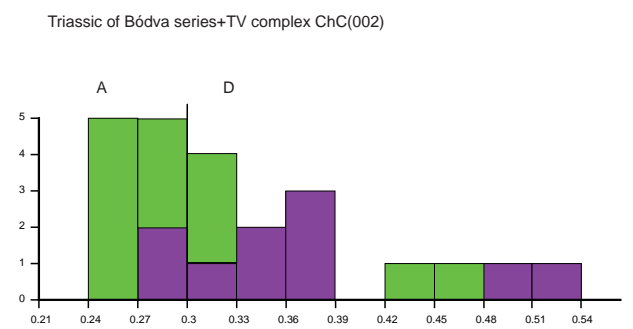
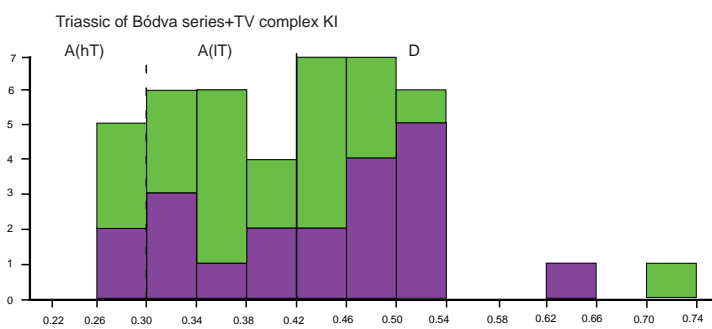
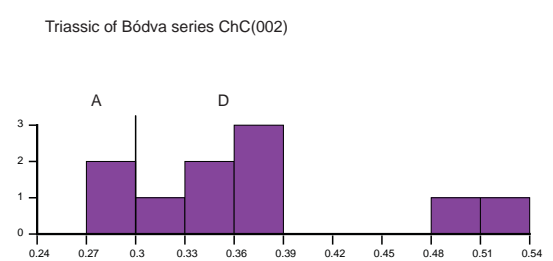
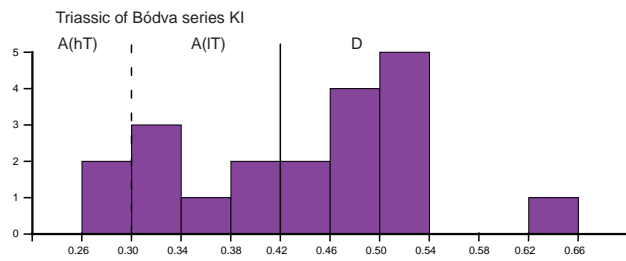
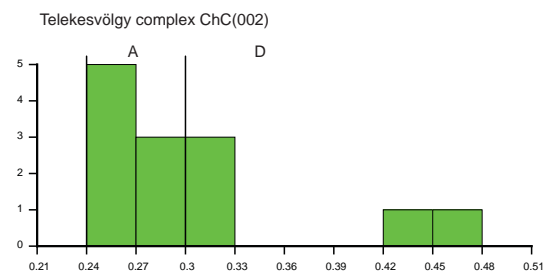
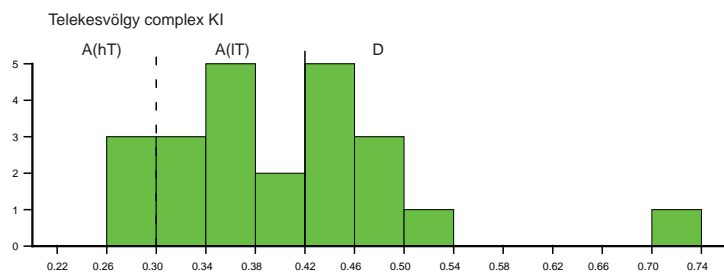
Ábra magyarázó

1. ábra: A Telekesoldali Formáció, a Szögliget-3-as fúrás, a Nyúlkertlápai rétegek, valamint a „Hidvégdói sorozat” illit „kristályossági” (KI=Kübler-index), klorit „kristályossági” (ChC (002)), valamint K-tartalmú világos csillám b₀ rácsparaméter értékeinek hisztogramjai. A legalsó részábrán a Telekesoldali takaró metamorfózisának becsült hőmérséklet és nyomás tartománya látható. E=epizóna, A(hT)=magas hőmérsékletű anchizóna, A(IT)=alacsony hőmérsékletű anchizóna, D=diagenetikus zóna, IP=alacsony nyomás, mP=közepes nyomás.
2. ábra: A Telekesvölgyi Formáció és a Bódvai sorozat triász képződményeinek illit „kristályossági” (KI=Kübler-index) és klorit „kristályossági” (ChC (002)) paramétereinek hisztogramjai. Az alsó diagramok esetében a késői, takaróhatárok és szerkezeti zónák mentén történő oldatáramlások által befolyásolt minták elhagyásra kerültek. E=epizóna, A(hT)=magas hőmérsékletű anchizóna, A(IT)=alacsony hőmérsékletű anchizóna, D=diagenetikus zóna, IP=alacsony nyomás, mP=közepes nyomás.
3. ábra: A Hidvégdó-Ha-3 fúrás régi és új szerkezeti értelmezése az illit „kristályossági” valamint a K-tartalmú világos csillám b₀ rácsparaméter adatok feltüntetésével.
4. ábra: A Tornai sorozat különböző előfordulásainak illit „kristályossági” (KI=Kübler-index), klorit „kristályossági” (ChC (002)), valamint K-tartalmú világos csillám b₀ rácsparaméter értékeinek hisztogramjai. E=epizóna, A(hT)=magas hőmérsékletű anchizóna, A(IT)=alacsony hőmérsékletű anchizóna, D=diagenetikus zóna, IP=alacsony nyomás, mP=közepes nyomás, hP=nagy nyomás.
5. ábra: A Rudabányai-hegység középső és északi részének szerkezeti térképe Less et al. 2004 alapján.
6. ábra: A Rudabányai-hegység középső és északi részének új szerkezeti térképe.
7. ábra: A Rudabányai-hegység középső és északi részén mért metamorf petrográfiai adatok térképi megjelenése. Több, térképi nézetben pontszerű adat esetében (pl fúrások) az azonos képződményekből mért értékek átlagát tüntettük fel.
8. ábra: A Telekesoldali és a Bódvai szerkezeti egységeket ért deformációs fázisok és azok feltételezhető időzítése. A megfigyelt deformációtörténet a többi rudabányai egységre is vonatkozik.



1. ábra

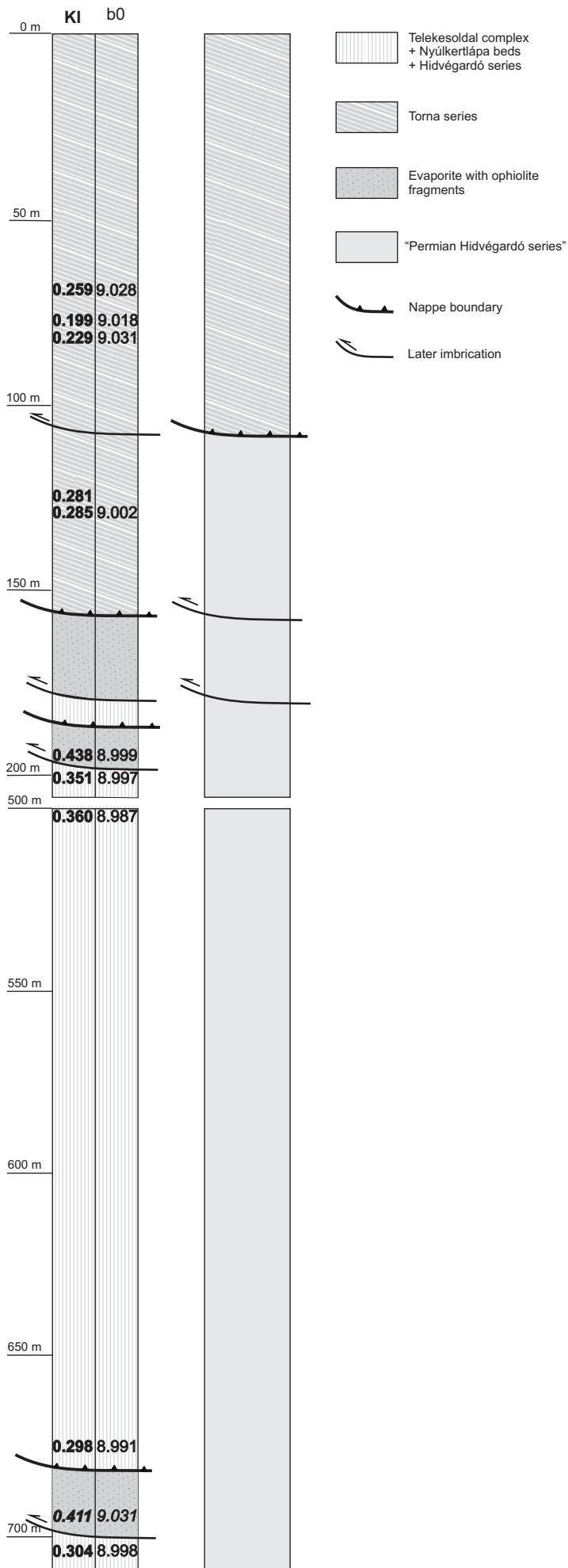
2. ábra

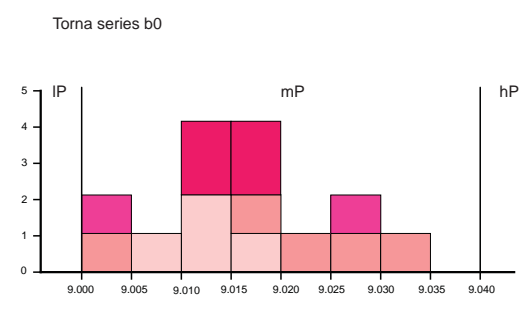
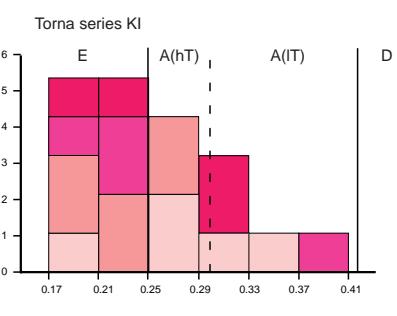
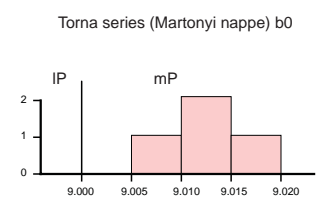
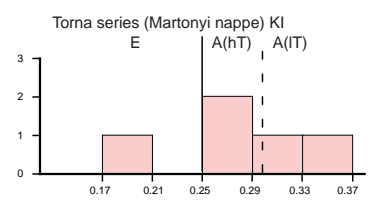
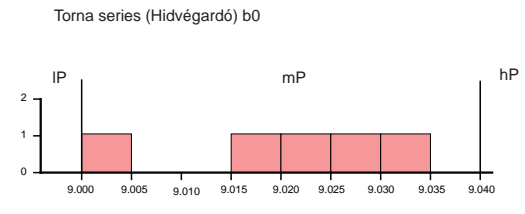
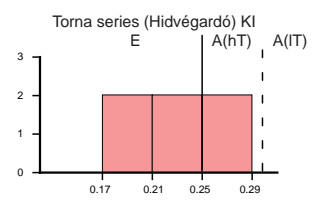
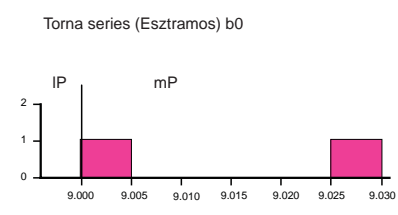
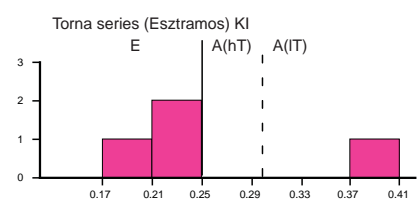
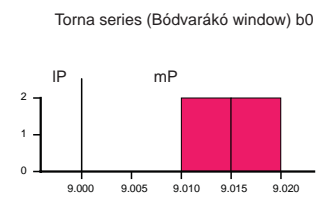
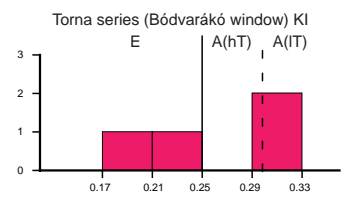


Hidvégdó-3
(Ha-3)

New concept

Preivous concept









4. ábra









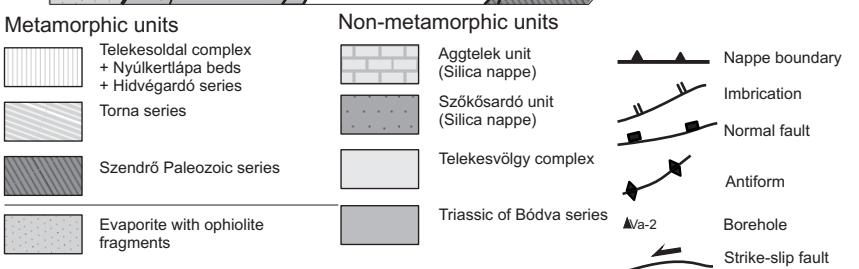
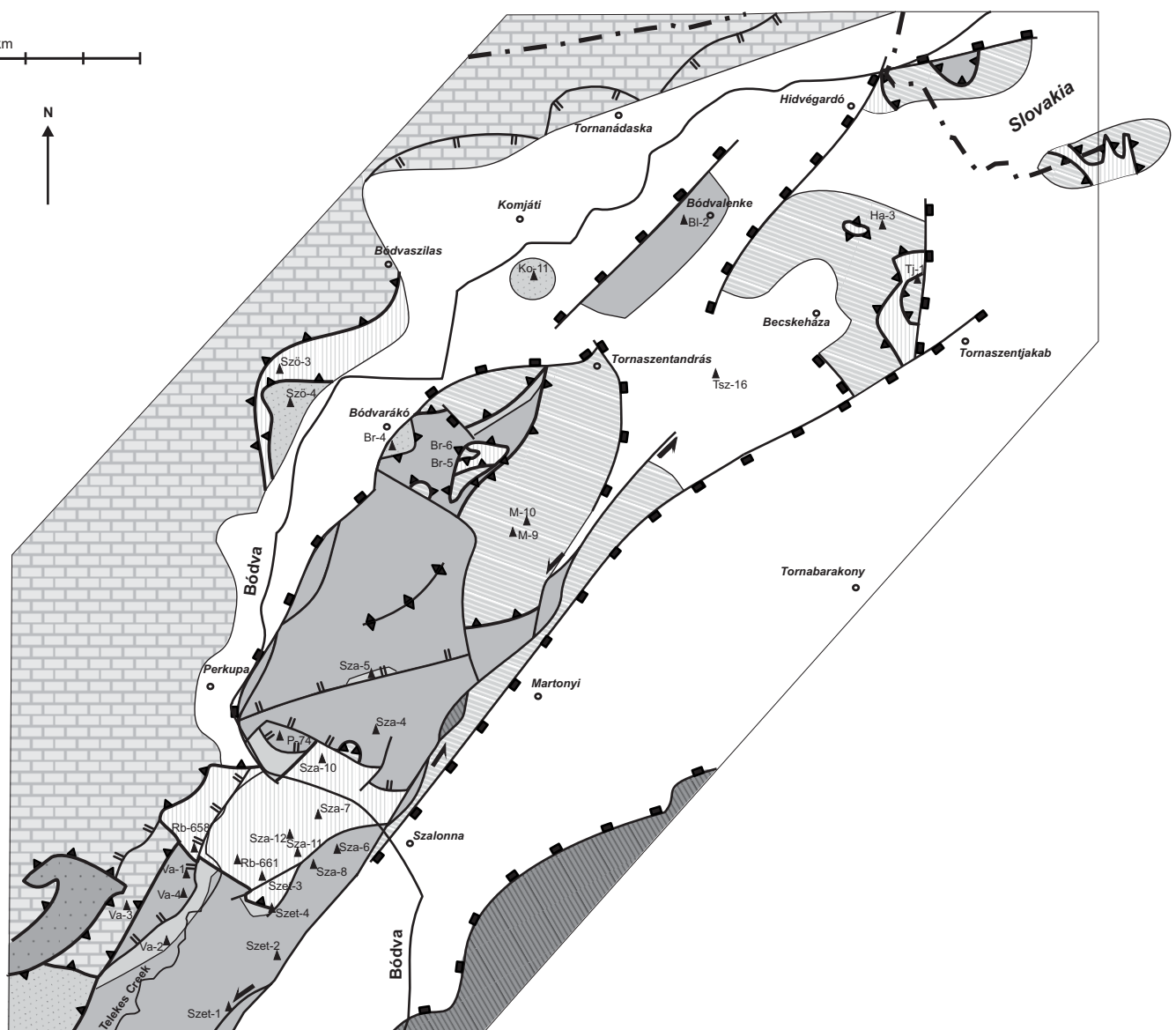
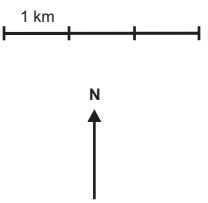
Metamorphic units

-  Telekesoldal complex + Nyúlkeritápa beds
-  Torna series
-  Szendrő Paleozoic series
-  Evaporite mélange

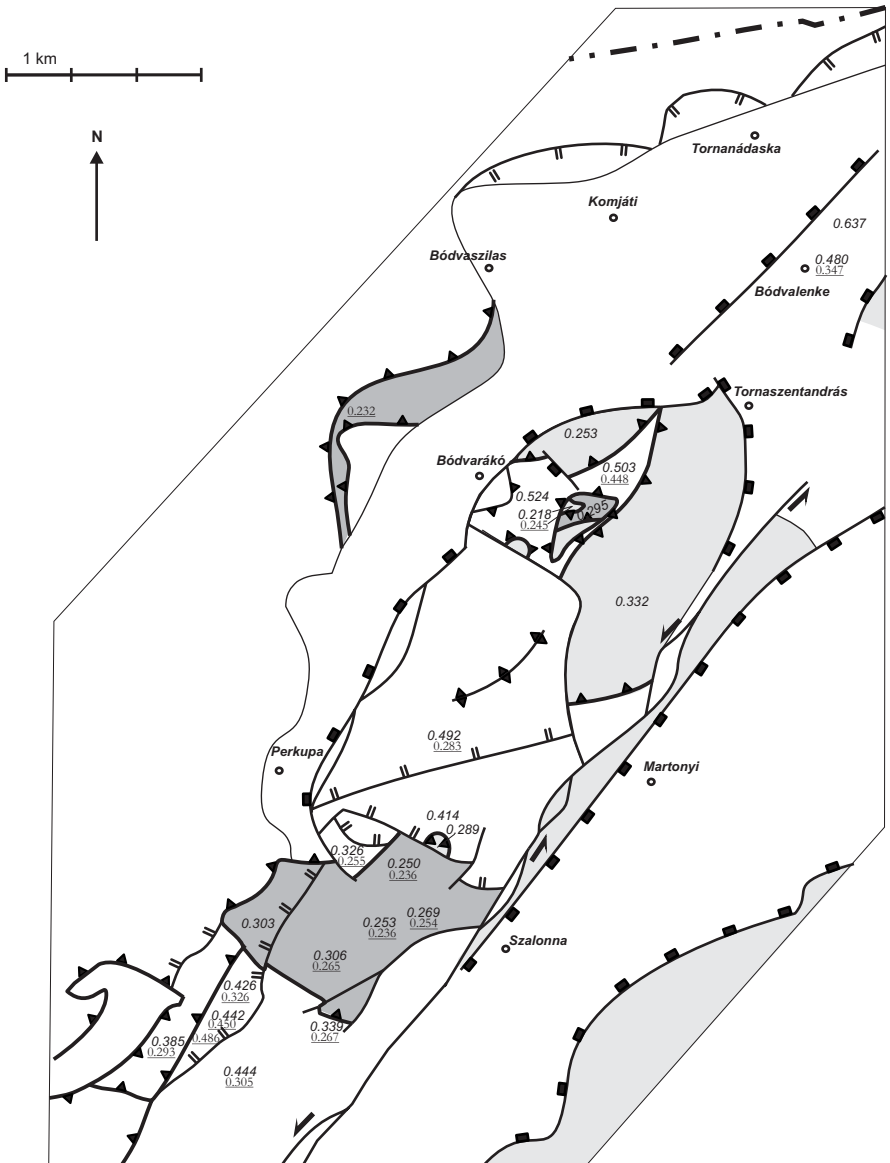
Non-metamorphic units

-  Aggtelek unit (Silica nappe)
-  Szőkőrsárdó unit (Silica nappe)
-  Telekesvölgy complex
-  Triassic of Bódva series


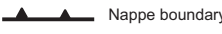

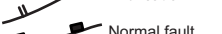

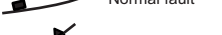
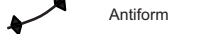

-  Nappe boundary
-  Imbrication
-  Normal fault
-  Antiform
-  Borehole
-  Strike-slip fault



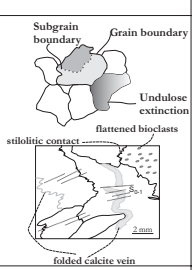
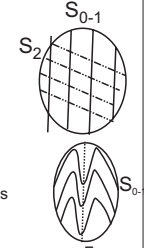
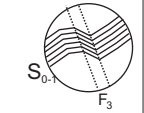

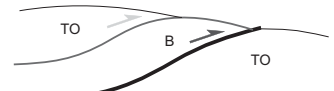
6. ábra



Metamorphic units

- | | | | | | |
|--|--|---|-------------------|-------|----------------------|
|  | Telekesoldal complex + Nyúlkertlápa beds |  | Nappe boundary | 0.444 | Illite KI value |
|  | Torna series + Szendrő Paleozoic series |  | Imbrication | 0.305 | Chlorite (002) value |
|  | Non-metamorphic units |  | Normal fault | | |
| | |  | Antiform | | |
| | |  | Strike-slip fault | | |

7. ábra

		Telekesoldal nappe	Bódva series
D ₁ 137-117 Ma	S ₀₋₁ F ₁ deformation	<p>+</p> <p>?</p> <p>pressure solution, bouden, intracrystalline deformation</p> 	—
	S ₂ F ₂ deformation	<p>+</p> <p>+</p> <p>intersecting foliations</p> 	—
D ₃	S ₃ F ₃ deformation event	<p>?</p> <p>+</p> <p>kink folds, kink bands</p> <p>exhumation close or at the bottom of non-metamorphosed Aggtelek and Bódva nappes</p> 	—
D ₄ 108-100 Ma (?)	deformation event	<p>asymmetric folds, late-stage reverse faults with SSE to ESE vergency</p>  <p>emplacement of the metamorphosed, deformed and exhumed TO rocks onto the non-metamorphic Bódva series</p>	
D ₅ 100-90 Ma (?)	deformation event	<p>E-W striking thrusts, refolding of the basal thrust of the TO nappe, and the overthrusting Bódva unit</p>  <p>thrusting of the metamorphosed over non-metamorphosed tectonic couplet onto the metamorphic TO nappe</p>	