

Magyarország prekainozoos medencealjzatának  
földtana

*Magyarázó*  
*„Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez”*  
*(1:500 000)*

*Szerkesztette:*  
HAAS JÁNOS, BUDAI TAMÁS

*Írta:*  
HAAS JÁNOS, BUDAI TAMÁS, CSONTOS LÁSZLÓ,  
FODOR LÁSZLÓ, KONRÁD GYULA, KOROKNAI BALÁZS

Budapest, 2014

Copyright Magyar Földtani és Geofizikai Intézet 2014  
Minden jog fenntartva!

*Lektor:*  
LESS György

*Technikai szerkesztő:*  
PIROS Olga

*Számítógépes nyomdai előkészítés:*  
PENTELENYI Gábor

Kiadja a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet

*Felelős kiadó:*  
FANCSIK Tamás  
*igazgató*

*A kötet hivatkozása:*  
HAAS J., BUDAI T. (szerk.), CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy., KOROKNAI B. 2014:  
Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana.  
Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez”(1:500 000).  
— Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.

ISBN 978-963-671-298-3

# Tartalom

Bevezetés (HAAS János) .....	5
A térkép szerkesztése (HAAS János, BUDAI Tamás) .....	7
Magyarország nagyszerkezeti helyzete (HAAS János) .....	8
A nagyszerkezeti egységek határai (FODOR László, HAAS János, KOROKNAI Balázs) .....	10
A medencealjzat nagyszerkezeti egységeinek földtani felépítése .....	13
A Tiszai-főegység (BUDAI Tamás, HAAS János, KONRÁD Gyula, KOROKNAI Balázs) .....	13
Az Alcapa-főegység I. — Ausztróalpi-egységek .....	20
A Pennini-egység (KOROKNAI Balázs) .....	21
Az Alsó-Ausztróalpi-egység (KOROKNAI Balázs) .....	21
A Felső-Ausztróalpi-egység (KOROKNAI Balázs) .....	23
A Dunántúli-középhegységi-egység (BUDAI Tamás, HAAS János) .....	24
A Közép-magyarországi-főegység .....	31
A Szendrő–Upponyi-egység (KOROKNAI Balázs) .....	31
A Bükk-egység (CSONTOS László) .....	33
A Szarvaskő–Darnói-egység (CSONTOS László) .....	36
A Közép-dunántúli-egység (HAAS János) .....	37
Az Alcapa-főegység II. — Nyugat-Kárpáti-egységek .....	40
A Vepori-egység (KOROKNAI Balázs) .....	40
A Gömöri-egység (KOROKNAI Balázs) .....	41
Az Aggtelek–Rudabányai-egység (FODOR László) .....	41
A Zempléni-egység (BUDAI Tamás, KOROKNAI Balázs) .....	45
Szerkezetfejlődés (HAAS János, FODOR László) .....	46
Irodalom .....	53
Mutató .....	68



# BEVEZETÉS

A Kárpát-medence sajátos földtani régió, amely az Alpi-hegységrendszeren belül létrejött, geológiai értelemben fiatal, üledékekkel és vulkanitokkal kitöltött medencerendszer. Az utóbbi évtizedek geofizikai és geológiai kutatásai kimutatták, hogy a medencerendszer aljzata heterogén, különböző eredetű kéregdarabokból tevődik össze, amelyek mai helyzetüket a kora-neogénben, közvetlenül a medencék kialakulása előtt érték el. Ha meg akarjuk érteni a medencék és az azokat körülölelő hegységrendszer földtani kapcsolatát és a régió geológiai fejlődéstörténetét, fel kell térképezni a medencealjzatot, azaz szintetizálni kell az aljzatra vonatkozó geológiai–geofizikai adatokat. A medencék aljzatának felépítéséről az 1960-as évekig jórészt csak feltételezések voltak, és az egyes szerzők különböző szerkezetföldtani koncepciót tükröző térképvázlatokat tettek közzé (VADÁSZ 1960, SCHMIDT 1961, SZALAI 1961, HORUSITZKY 1961). A Magyar Állami Földtani Intézet 1967-ben adta ki az első áttekintő 1:500 000-es méretarányú medencealjzat-térképet (CSALAGOVITS et al. 1967). Ezt két évtizeddel később, jóval több adatra épülő medencealjzat-térkép kiadása követte 1987-ben (FÜLÖP et al. 1987), amelynek tektonikai változata is elkészült 1990-ben (DANK et al. 1990), majd néhány évvel később a két térkép magyarázója is megjelent (HAAS 1996).

Az 1990-es éveket követően tovább folytatódtak a medencék aljzatát feltáró földtani kutatások. Nagy területeken, egyre korszerűbb módszerekkel végeztek geofizikai méréseket, és a rohamosan fejlődő számítástechnikai módszerek lehetővé tették a korábbi és az újabb mérések új minőséget eredményező feldolgozását. Az újabb földtani térképezési programok pontosították a korábbi ismereteket, új országos áttekintő földtani térképek készültek, a kutatások számottevően módosították egyes geológiai képződmények rétegtani besorolását, metamorfózisuk jellegének és idejének meghatározását és nagyban változtak a szerkezetföldtani értékelésre vonatkozó ismeretek is. A korábbi térképek szerkesztése hagyományos módon folyt, nem volt még lehetőség a számítástechnikai eszközök érdemi használatára. A 21. század elején már rendelkezésre állt a számítógépes szerkesztést lehetővé tevő informatikai háttér, és ez a korábnál jóval nagyobb lehetőséget kínált a térképbe épített információk széleskörű felhasználására, megjelenítésére.

Ezzel párhuzamosan az elméleti és gyakorlati kutatási feladatok megoldása sürgető igényként vetette fel egy új, a mai ismeretek szintézisét tükröző és egyben az országos geológiai térmodell egyik alapvető fontosságú elemét képező medencealjzat-térkép szerkesztését. Ez az igény hívta életre azt a projektet, ami hosszú elméleti előkészítő és előzetes szervezőmunkát követően 2005-ben kezdődött el, és számos intézmény szakembereinek összefogásával jutott el a térkép közreadásáig 2010-ben, sík- és dombornyomat formájában (HAAS et al. 2010a). Az előkészítés az Eötvös Loránd Tudományegyetemen indult, de a tényleges szerkesztőmunka feltételei a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és a MOL Nyrt. között létrejött elvi megállapodással teremtődtek meg.

A térkép a földtörténet újkorában létrejött, geológiai értelemben fiatal medencék aljzatának földtani felépítését ábrázolja. Tekintettel arra, hogy a Pannon-medence aljzatát képező közettömegek csak a földtörténeti újkorban kerültek egymás szomszédságába, a térképen el kellett különíteni a különböző eredetű szerkezeti egységeket, amelyek helyzetét külön melléktérképek mutatják. A térkép, az egyes szerkezeti egységeken belül, összevontan ábrázolja a földtani képződményeket. Ennek megfelelően a jelkulcs kategóriái általában több, genetikailag rokon, illetve kapcsolatban álló képződményt foglalnak magukban. A térkép ábrázolja a medencealjzatot felépítő kőzettestek szerkezetét, a térbeli helyzetüket meghatározó legfontosabb mezozoos és kainozoos tektonikai elemeket, valamint az aljzatdomborzat tengerszinthez viszonyított mélységét 500 méteres szintvonalközzel.

A medencealjzat-térkép a későbbi geodinamikai, szerkezetfejlődési munkák alapját képezheti. Kiindulása lehet egy, az egész Kárpát-medence aljzatát ábrázoló térképnek, amely csak nemzetközi együttműködéssel valósítható meg. A térkép gyakorlati jelentősége a hazai szénhidrogének további felkutatása, valamint a felszín alatti vizek kutatása szempontjából is nagy. A geotermikus energia kiaknázási lehetőségeinek prognosztizálása és a megfelelő kutatási területek kijelölése szempontjából is fontos eszköz került a felhasználók kezébe.

Ahhoz azonban, hogy a térkép a geológiai alap- és alkalmazott kutatást megfelelően és hatékonyan tudja segíteni, a potenciális felhasználóknak meg kell ismerniük a szerkesztés alapelveit, a térképen ábrázolt földtani egységek, kőzettestek

geológiai tartalmát, a kőzetegységek kialakításának logikáját, indokát, a legfontosabb tektonikai elemekkel kapcsolatos adatokat és koncepciókat, valamint a geológiai ismeretesség fokát és az adatok megbízhatóságát. Ezt a célt szolgálja ez a kiadvány, amely átfogó képet ad Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtanáról és egyben az aljzatot ábrázoló 1:500 000-es földtani térkép (HAAS et al. 2010a) magyarázója. A kötet röviden ismerteti a térkép szerkesztésének elveit, folyamatát, valamint az informatikai háttér által nyújtott felhasználási lehetőségeket. Ezt követi a térképen ábrázolt terület nagyszerkezeti helyzetének bemutatása, valamint az azt felépítő szerkezeti egységeket határoló tektonikai elemek legfontosabb jellemzőinek rövid, definíció jellegű ismertetése. A kötet terjedelmének túlnyomó hányadát a szerkezeti egységeket felépítő, a térképen ábrázolt prekainozoos képződményegyüttesek leírása teszi ki. Tárgyalásuk a térkép jelmagyarázatának sorrendjében történik. A leírást elvi rétegoszlopok illusztrálják, amelyek esetenként részletesebb bontásban ábrázolják a térképen összevontan szereplő képződményeket. A kötet utolsó fejezete a szerkezetfejlődés főbb mozzanatait foglalja össze. A kötet végén található névmutató a térképen ábrázolt és a kötetben szereplő összevont rétegtani egységeket, illetve az azokba tartozó formációkat sorolja fel.

A kötet és a térkép mellékletét képezik azok a haránt irányú regionális szelvények, amelyek a szerkezeti egységek földtani felépítésén túl, azok egymáshoz viszonyított helyzetét, elmozdulásuk jellegét mutatják be.

## A TÉRKÉP SZERKESZTÉSE

A térképszerkesztési munkák szakmai összefogását HAAS János vezetésével szerkesztőbizottság végezte, melynek munkájában BUDAI Tamás, CSONTOS László, FODOR László és KONRÁD Gyula vett részt. A szerkesztést az egyes részterületekért felelős kutatócsoportok végezték 1:250 000-es méretarányban, a szerkesztőbizottság egy-egy tagjának koordinálásával. A részterületek lehatárolása részint szerkezeti, részint gyakorlati szempontok alapján történt. A szerkesztők törekedtek a szomszédos országokról rendelkezésre álló térképek, földtani adatok figyelembe vételére, elsősorban az országhatár menti övezetet illetően. A térképszerkesztés geoinformatikai háttérét a MÁFI szolgáltatta, TULLNER Tibor és TURCZI Gábor vezetése mellett.

A térképszerkesztés alapját a MÁFI regionális geológiai térképei és az országos mélyfúrési adatbázis adatai képezték. A szerkesztők a szerkesztéshez felhasznált valamennyi fúrást értékelték, és a képződményeket besorolták a térképi ábrázolás alapját képező egységekbe. A szerkesztésnél kiindulásként figyelembe vették a MÁFI korábbi prekainozoos alaphegység, valamint szerkezetföldtani térképeit (FÜLÖP et al. 1987, DANK et al. 1990), felhasználták a MOL Nyrt. által a 2000-es években szerkesztett „prognózis térképet”, a Mecsekérc Rt.-nek a nagyaktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére, a Bodai Agyagkő Formáció (BAF) kutatására irányuló projektjének keretében készített anyagait, valamint a MÁFI-nak a MOL Nyrt. számára az ezredforduló környékén készített aljzattérképeit, a publikált, illetve nyílt adattárakban rendelkezésre álló földtani és geofizikai adatokat.

A térkép a kainozoikumnál idősebb képződményeket ábrázolja, azaz a prekainozoos felszín földtani felépítését jeleníti meg. Az egyetlen kivétel ez alól a Tiszai-főegység Mecseki-egységében ismert felső-kréta–paleogén flistípusú összlet, amit tagolás nélkül ábrázoltunk.

A szerkezeti egységeken belül a térkép a genetikailag egymással rokon földtani képződményeket ábrázolja. Ezek általában formációcsoportok (pl.: felső-triász és alsó-jura platform mészkövek, variszkuszi granitoidok stb.) illetve komplexumok. Az uralkodóan üledékes kőzetekből álló, továbbá a nagyon kisméretű és kisméretű metamorf összletek korára a nemzetközileg elfogadott színjelölés utal. A magmás kőzeteket vöröses, a közepes fokú metamorfítokat rózsaszín árnyalatok jelölik. Halványzürke színt kaptak azok a területek, melyek medencealjzatának felépítése alig ismert, vagy ismeretlen. A prekainozoos képződmények kibúvárait fehér kontúr és pontozás jelzi.

A tektonikai elemek esetében szín különíti el a kainozoikumnál idősebb és a kainozoos elemeket. A vonalak vastagsága a szerkezeti elemek jelentőségére (első-, másod-, harmadrendű), a vonalstílus pedig a mozgás jellegére utal. A medencealjzat domborzatát a tengerszint feletti szintvonalak ábrázolják, 500 m-es szintvonalközzel.

A térkép ábrázolja a medencealjzatot feltárt, kb. 1200 db legfontosabb mélyfúrást. Az ábrázolhatóság miatt a fúrásokat erősen szelektálnunk kellett. Kivételes esetekben aljzatot nem ért, de az aljzat mélységének megítélésénél lényeges fúrások is a térképre kerültek.

A térképszerkesztés geoinformatikai háttere és a szerkesztés során létrehozott adatbázis a felhasználást nagyban segítő megjelenítéseket, informatikai műveleteket is lehetővé tesz. Külön is ábrázolható a térkép minden tartalmi eleme: a képződmények, a tektonikai elemek, a szintvonalak. Kiválogathatók és külön ábrázolhatók egyes képződménycsoportok (pl. a karbonátos kőzetek, a granitoid kőzetek stb.), akár mélységi kritériumok szerint is. A geoinformatikai háttér lehetővé teszi a térkép adatbázisának korrigálását, bővítését, bizonyos részek pontosítását.

## MAGYARORSZÁG NAGYSZERKEZETI HELYZETE

Az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák hegységvonulatai közé zárt Pannon-medencét szigethegységek tagolják, de területének uralkodó részét több kilométer vastagságú, geológiai értelemben fiatal, laza üledék tölti ki. Ezek a földtörténet utolsó, mintegy 19 millió éves szakaszában képződtek, amikor lemeztectonikai folyamatok eredményeként a litoszféra kivékonyodott és a terület intenzíven süllyedni kezdett. A fiatal medencét kitöltő üledéktömeg alatt, a medencék aljzata rendkívül változatos és bonyolult szerkezetet mutat. Ez a változatosság annak a következménye, hogy ez a régió év tízmilliókon át, két hatalmas litoszféra lemez, az Afrikai és az Eurázsiai között helyezkedett el, ahol óceáni medencék kialakulása, majd eltűnése és a lemezek ütközése a lemezperemek feldarabolódásához, ún. terrénnumok létrejöttéhez vezetett. A Pannon-medence aljzatát tehát a földtörténeti újkor korai szakaszában egymás mellé sodródott szerkezeti–kifejlődési egységek (terrénnumok) alkotják, amelyek azt megelőzően egymástól távoli környezetben, eltérő feltételek között alakultak ki (KOVÁCS et al. 2000).

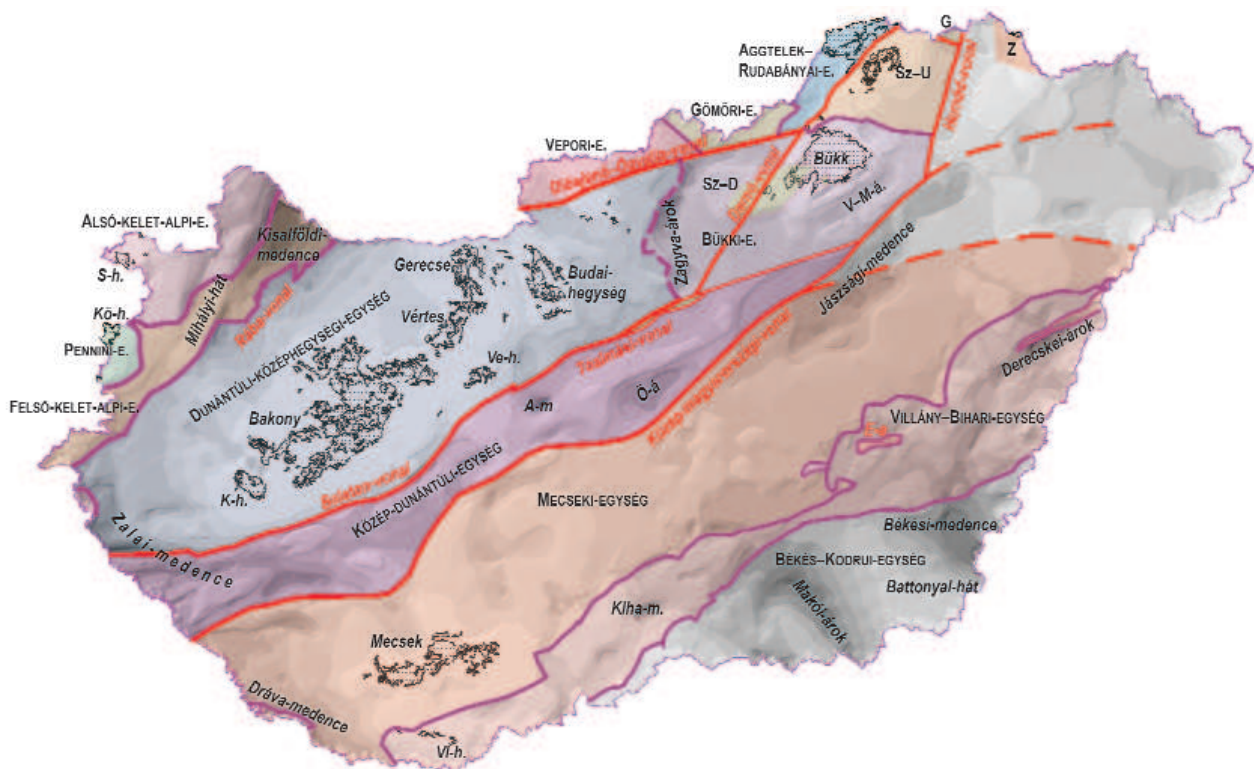
A régió az alpi hegységképződés övezetébe, a Mediterrán-hegységrendszerbe tartozik, amely az észak-afrikai Atlasztól — Európán át — Délkelet-Ázsiáig követhető. Az Eurázsiai-lemez nyugati részének fejlődése során az egymást követő lemeztectonikai ciklusok hegységképződéssel zárultak, amelyek eredményeként a prekambriumi kontinensmaghoz egyre fiatalabb hegységrendszerekhez kapcsolódtak a paleozoikum során: a Kaledonidák a kambrium–szilur idején a nyugati lemezperemhez, a Variszcidák (Hercinidák) a késő-devon–karbon idején a déli peremhez (STILLE 1924, PEIVE et al. 1981, FÜLÖP 1989, McCANN 2008).

Az ezeket követő alpi lemeztectonikai ciklus óceánfenyúlási szakasza kb. 270 millió évvel ezelőtt, a perm időszakban indult. A Tethys-rendszerhez tartozó óceánmedencék kialakulása során mind az Afrikai-, mind az Eurázsiai-lemez pereméről szakadtak le mikrokontinens méretű kőzetblokkok, amelyek az óceánmedencék különböző időszakokban történt bezáródása során egymással és a nagy lemezekkel való ütközésük eredményeként helyzetüket megváltoztatták, deformálódtak, kőzetátalakulást szenvedtek. E folyamat végén állt össze az a terrénnumozaik, amely a Pannon-medence aljzatát alkotja, és csak ezután kezdődött meg a hatalmas medencerendszer kialakulása (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999, KOVÁCS et al. 2000, CSONTOS, VÖRÖS 2004, HORVÁTH F. et al. 2006, SCHMID et al. 2008, HAAS et al. 2012).

A Pannon-medencerendszer aljzatának nagyszerkezeti helyzete a vázolt, meglehetősen összetett fejlődéstörténeti folyamat eredménye. Jelenlegi szerkezetének fő jellegeit a kainozoikum 19 millió évvel ezelőtti szakaszában lezajlott jelentős elmozdulások határozzák meg (BALLA 1984, 1986; CSONTOS et al. 1992; CSONTOS, NAGYMAROSY 1998, FODOR et al. 1998, HAAS, KOVÁCS 2001, SCHMID et al. 2008), amelyeket a prekainozoos aljzatot mutató térkép, valamint a nagyszerkezeti környezetet és az egységeket bemutató melléktérképek ábrázolnak (HAAS et al. 2010a). A legjelentősebb diszlokációs övezet a Közép-magyarországi-főegység (MH MU — Mid-Hungarian Megaunit), amely a Közép-magyarországi-vonal és a Peradriai-vonal folytatását képező Balaton-vonal közötti viszonylag keskeny nyírási övezet (1. ábra). Ez magába foglalja a déli-alpi és dinári eredetű elemeket is tartalmazó Közép-dunántúli-egységet, valamint a Dinaridákból származtatható és az eltolódásos tektonikai mozgásokkal eredeti helyzetüktől jelentős távolságra került Szarvaskő–Darnói-, Bükki-, és Szendrő–Upponyi-egységeket (KOVÁCS, HAAS 2010). A Közép-dunántúli-egység késő-paleozoos–mezozoos rétegsora a Déli-Alpok K-i részén — a Karni-Alpokban, a Déli-Karavánokban, a Juliai-Alpokban és a Savinjai-Alpokban — ismert kifejlődésekkel mutat szoros rokonságot. A Zalai-medence aljzatát ért fúrásokban a Medvednicában és a Zagorje területen ismert kiskövi alpi metamorfózist szenvedett kőzetekkel, és jura ofiolitmelanzs komplexummal kapcsolatba hozható összleteket is kimutattak (PAMIĆ, TOMLJENOVIC 1998, HALAMIC et al. 1999, HAAS et al. 2000b, HAAS, KOVÁCS 2001, PAMIĆ 2003, JUDIK et al. 2006). A Szarvaskő–Darnói-egység jura melanzs komplexuma a Dinári-ofiolitív kifejlődésével rokonítható, a Bükki-egység paleozoos–triász összlete pedig a Belső-Dinaridák Jadar és Sana-Una egységeivel mutat közeli kifejlődési hasonlóságot (PEŠIĆ et al. 1986, FILIPOVIC et al. 2003, DIMITRJEVIC et al. 2003, KOVÁCS, HAAS 2010).

A Közép-magyarországi diszlokációs övtől DK-re az Eurázsiai-lemez variszkuszi orogén övéről levált, majd az alpi hegységképződés idején deformálódott Tiszai-főegységbe sorolható kőzetek képezik a medencealjzatot. A Tiszai-főegység





**1. ábra.** Magyarország medencealjzatának felszín térképe a nagyszerkezeti egységek, az azokat elválasztó főbb szerkezeti elemek, valamint az aljzat főbb domborzati elemeinek a feltüntetésével

A lila vonalak a mezozoos takarók, a piros vonalak a kainozoos szerkezetek határát jelzik. A kontúrral kiemelt pontozott területek a medencealjzat felszíni elterjedését mutatják. Rövidítések: A-m: Adonyi-medence; E-a: Endrődi-áblak; G: Gömőri-egység; K-h: Keszthelyi-hegység; Kiha-m: Kiskunhalasi-medence; Kő-h: Kőszegi-hegység; Ó-á: Örkényi-árok; S-h: Soproni-hegység; Sz-D: Szarvaskő–Darnói-egység; Sz-U: Szendrő–Upponyi-egység; Ve-h: Velencei-hegység; Vi-h: Villányi-hegység; V-M-á: Vatta–Maklári-árok; Z: Zempléni-egység

területe az országhatárokon túlterjed, magába foglalva az Erdélyi-középhegységet és a szlavóniai szigethegységek egy részét is (BLEAHU et al. 1996, KOVÁCS et al. 2000, HAAS, PÉRÓ 2004). Az elmúlt évtized kutatásai azonban kimutatták, hogy egyes, korábban a Tiszai-főegységbe tartozónak vélt metamorf komplexumok (Moslavacka Gora) mezozoos, alpi metamorfózist szenvedett összletek, és ezeket a Szávai-egységbe sorolták, a korábban a Nyugati-Vardar-zóna részének tekintett kréta–paleogén flisösszletekkel együtt (SCHMID et al. 2008, USTASZEWSKI et al. 2009). Ennek megfelelően a Tiszai-főegység kiterjedése délnyugat felé lecsökkent.

Az Afrikai-lemezről származó Alcapa-főegység az Ausztralpi- és a Nyugat-kárpáti-egységeket foglalja magába. A Soproni-hegység és a Kisalföld aljzata az Ausztralpi-takarórendszerek közvetlen folytatása, amelyek alól a Penninikum takaróablak formájában bukkan ki a Kőszegi-hegység területén. Szerkezetileg ezek fölött foglal helyet a Dunántúli-középhegységi-egység, amely eredeti helyzetéből lecsúszott Felső-Ausztralpi-takaróként értelmezhető (HORVÁTH F. 1993, FODOR et al. 2003), kifejlődési jeleiteit illetően pedig déli-alpi affinitást mutat (HAAS et al. 1995). Az Alcapa-főegységbe sorolható Észak-Magyarországon a Vepori-, a valószínűleg ezzel megfeleltethető Zempléni-egység, továbbá a Gömőri-egység és a Belső-nyugati-kárpáti-takarórendszer egyes elemeit magába foglaló Aggteleki–Rudabányai-egység (PLAŠIENKA et al. 1997, VOZÁROVÁ, VOZÁR 1996, KOVAČ, PLAŠIENKA 2002, KÖVÉR et al. 2009a).

# A NAGYSZERKEZETI EGYSÉGEK HATÁRAI

## A KÖZÉP-MAGYARORSZÁGI-VONAL

A Közép-magyarországi-vonal a Pannon-medence aljzatát NyDNy–KDK-i irányban átszelő nagyszerkezeti vonal (1. ábra). Ez alkotja a Tiszai-főegység északnyugati határát, amely elválasztja azt Közép-magyarországi-főegység transzpressziós nyírási övezetétől. Zágráb környékétől a Bükk déli előteréig a vonal lefutása viszonylag egyértelműen meghatározható, elsősorban az aljzatot felépítő kőzetekre vonatkozó adatok alapján. A Tiszántúl nyírási területén, ahol az aljzatot nagy vastagságú miocén vulkáni összlet fedi, azonban bizonytalan a lefutása.

E nagy jelentőségű szerkezeti vonal létezésére — geofizikai anomáliák alapján — először SCHEFFER (1960) utalt. Elsődleges elmozdulási övként ábrázolja a KÖRÖSSY (1963) által közzétett, medencealjzat-szerkezetet bemutató térképvázlat. A vonal hasonló lefutással szerepel a Tisia-egység határaként TOLLMANN (1969), majd SANDULESCU (1975) és ZÁGRÁBI-vonal megjelöléssel FLÜGEL (1975) regionális tektonikai térképén. A Közép-magyarországi-vonal nevet először SZEPESHÁZY (1975) használta. WEIN (1978) Zágráb–Kulcs–Zemplén-vonalként jelölte nagyszerkezeti vázlatán, és két, távolról egymás mellé sodródott nagyszerkezeti egység határaként írta le. KOVÁCS (1982) „Középmagyarországi lineamens” megjelöléssel, a „Tiszia” északi határaként ábrázolta nagyszerkezeti vázlatán. BREZSNYÁNSZKY, HAAS (1986) hangsúlyozta, hogy a Közép-magyarországi-vonal voltaképpen a Tiszai-mikrolemez pereme, amely meghatározta a kainozoos diszlokációk pályáját.

A későbbi geodinamikai interpretációkban a lineamens a „Közép-magyarországi öv” déli, a Tiszai-főegység felé eső határtöréseként jelenik meg (BALLA 1984, BALLA, DUDKO 1989, CSONTOS 1995, CSONTOS, NAGYMAROSY 1998, FODOR et al. 1998, CSONTOS, VÖRÖS 2004, SCHMID et al. 2008, KOVÁCS, HAAS 2010). A vonal mentén a legjelentősebb elmozdulások a paleogén–kora-miocén idején történhettek.

A Közép-magyarországi-vonal környezetének morfostrukturális megjelenése alapján, néhány szakaszon (Kapos-vonal, Tamási-vonal), neogén utáni aktivitására lehet következtetni (SÍKHEGYI 2002).

## A RÁBA-VONAL

A Kisalföld aljzatát alkotó Ausztróalpi-egységeket DK felől az ÉK–DNy-i csapású Rába-vonal határolja el szerkezetiileg a Dunántúli-középhegységi-egységtől (1. ábra). Ez utóbbi — szemben az Ausztróalpi- és Pennini-egységekkel — nem szenvedett metamorfózist az alpi ciklus során. A vastag neogén összlettel fedett, ezért érdemben csak szeizmikus szelvényeken tanulmányozható Rába-vonalat korábban elsőrendű eltolódásos szerkezetként értelmezték. Az elsősorban a permo-triász fáciesek korrelációjára alapuló, s azokat paleogeográfiai indikátorként kezelő elképzelés (MAJOROS 1980, KOVÁCS 1982) a Rába-vonal mentén nagymértékű, több száz km-t is elérő oldalirányú elmozdulást tételezett fel (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985). E mozgás során került volna megközelítően a mai pozíciójába az alpi kompresszióból „kiszökő” Bakonyi-egység (kéregfragmentum) a késő-paleogén–kora-miocén során. Ez az elképzelés a Rába-vonalat mélygyökerű, a kérget akár teljes mértékben harántoló eltolódásos zónaként értelmezte, amely igen eltérő földtani felépítésű kéregfragmentumokat választ el egymástól.

Az újabb értelmezés szerint a Rába-vonal kréta korú takaróhatár (HORVÁTH F. 1993, FODOR, KOROKNAI 2000, HAAS et al. 2010a). Ebből következően a Dunántúli-középhegységi-egység az alpi rendszerben, összhangban a nem metamorf jelleggel, a legmagasabb helyzetű ausztróalpi takarót képviseli (TARI 1994, FODOR et al. 2003, TARI, HORVÁTH F. 2010).

Az egységek késő-kréta deformációja, valamint a Pannon-medence miocén kinyílása (extenziója) során azonban az eredeti kréta takarós szerkezet jelentősen módosult. Ekkor a Dunántúli-középhegységi-egység ÉNy-i peremét intenzív normálvetős (és a normál vetőkkel kombinálódó eltolódásos) kinematikájú deformáció érte, illetve reaktiválta. A ma

megfigyelhető szerkezeti képet alapvetően e deformáció határozza meg. A miocén deformáció geometriája és a reaktiváció intenzitása ugyanakkor a Rába-vonal csapása mentén jelentősen változik. A miocén vetőkinematika változása miatt ugyancsak kissé eltérő a miocén vető és a kréta takaróhatár lefutása: ez legjobban a Mihályi-hát keleti peremén látható, ahol a miocén normálvető ÉÉK–DDNy-i csapású, míg a kréta takaróhatár megtartja ÉK–DNy-i irányt (TARI 1994). Ikervár és Nemeskolta környékén a kréta takaróhatár a miocén vető talpi blokkjában, ettől ÉK-re viszont a levetett blokkban fut (TARI 1994, FODOR et al. 2013c). Ennek következtében bonyolult belső felépítésű, a hely függvényében jelentős különbségeket mutató, kora-kréta, esetleg késő-kréta és miocén elemekből álló tektonikus zóna alakult ki. További elemzésekre van szükség ahhoz, hogy egyértelművé váljon: milyen geometriájú, és milyen korú szerkezeti elemet tekintünk Rába-vonalnak.

## A DIÓSJENŐ–ÓGYALLA-VONAL

A Belső-Nyugati-Kárpátok főbb nagyszerkezeti elemeit — a Vepori- és a Gömri-egységet — a közel K–Ny-i csapású Diósjenő–Ógyalla-vonal (Diósjenő–Hurbanovo-vonal) határolja el a Dunántúli-középhegységi-, illetve a Büki-egységtől (1. ábra). A Kisalföld területén megközelítőleg ÉK–DNy-i csapású Rába-vonal Dél-Szlovákiába érve csatlakozik a K–Ny-i csapású Diósjenő–Ógyalla-vonalhoz, amely aztán e csapással éri el újra a magyar határt a Bözsöny hegység nyugati pereménél. A vonal lefutása alapvetően a különböző típusú (dunántúli-középhegységi, illetve belső-nyugati-kárpáti) aljzatot ért fúrások alapján követhető (BALLA 1989). A szerkezeti elem a mágneses anomália-térképen is tükröződik (KISS J., GULYÁS 2006). A vonal K-i elvégződéséről közvetlen adat nem áll rendelkezésre, feltehetően a Darnó-zónába fut bele, amely akár számottevő mértékben el is vetheti. Ebben az esetben a vonal elvetett folytatása határolná délről a Hidasnémeti mellett feltételezett kis gömri-egységbeli blokkot. Alternatív megoldásként merült fel, hogy késő-kréta lecsúszó síkokkal állhat kapcsolatban, illetve kelet felé (Salgótarján alatt) ilyen szerkezeti elembe folytatódik (FODOR, KOROKNAI 2000).

A Diósjenő–Ógyalla-vonal kinematikájáról a fedettség miatt meglehetősen kevés ismerettel rendelkezünk. Az elsődleges szerkezeti jelleg meglehetősen bizonytalan. A dél-szlovákiai felszíni vetőgeometriát kivéve FODOR, KOROKNAI (2000) ferde balos-normál kinematikát tételezett fel a késő-krétában a vonal mentén. E korai mozgást a paleogénben jobbos eltolódásos (BALLA 1989, BADA et al. 1996) kinematika írta felül. TARI et al. (1993) szerint a vonal mentén az oligocénben déli vergenciájú, a kristályos aljzatot is érintő, nagy amplitúdójú feltolódás (thick-skinned backthrust) ment végbe. A középső-miocén késői szakaszától balos jelleg feltételezhető.

## A BALATON-VONAL

A Balaton-vonal a Balatontól DK-re kb. 10 km-re, a tóval párhuzamosan futó szerkezeti elem. Felszínre nem bukkan, helyzetét fúrások és geofizikai adatok adják meg. A legtöbb kutató egyetért abban, hogy DNy felé egységes szerkezetet alkot a Periadriai-vonallal (PREMRU 1981, KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, CSONTOS et al. 1992, CSONTOS, NAGYMAROSY 1988, FODOR et al. 1998, JÓSVAI et al. 2005). A vonal északkeleten a Velencei-hegységig egyértelműen követhető (BALLA 1999b). Innen BALLA et al. (1987) a tótól északra folytatta és elvégeztette, míg jelen térképünkön a Dunától keletre a Tóalmási-vonalban folytatódik, hasonlóan BREZSNYÁNSZKY et al. (1986) munkájához.

A Balaton-vonal elsőrendű szerkezeti határ a Dunántúli-középhegységi-egység és a Közép-magyarországi-főegység között, ilyen értelemben — bár nem ebben a megfogalmazásban — tárgyalják a korai munkák (SZENTES 1961; KÖRÖSSY 1963; WEIN 1969, 1978; BREZSNYÁNSZKY et al. 1986). Az előbbi egység a vonaltól északnyugatra alig deformált, míg utóbbi erősen elnyírt elemekből épül fel. Más megfogalmazásban ezért a Balaton-zóna a merev Alcapa-főegység délkeleti határát és egyben a Közép-magyarországi-nyírózóna legészakibb fő szerkezetét jelenti (CSONTOS et al. 1992, FODOR et al. 1999). A Balaton-vonal részleteiben összetett nyírózónaként viselkedhet, de erre jórészt a szlovéniai felszíni analógia alapján következtethetünk. E szerint a zóna eltolódásos duplexekből épül fel, amelyekben a két fő egységről, vagy akár más egységekből lenyíródott, fonatos-elágazó eltolódásokkal határolt kőzetblokkok találhatók. Ilyen duplexnek tekinthetők a zónában megfúrt, a Velencei Gránitból származó blokkok, valamint a paleogén medencékből lenyírt kőzetlencsék (CSONTOS et al. 1992, TARI 1994, FODOR et al. 1998). A Balatontól nyugatra kis vagy közepes fokú metamorfotok alkothatnak ilyen duplexet. A zóna kiterjedése délkelet felé nem egyértelmű, attól függ, hogy a következő eltolódási zónákat önállóknak tekintjük-e, vagy a Balaton-zóna részeinek. Előbbi megoldásban (BALLA 1999a) a zónától délre a Buzsáki-vonal (zóna) következik.

A zóna kinematikájára általában jobbos eltolódást fogadnak el a működés legfontosabb, késő-oligocén–kora-miocén korát tekintve (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, BALLA 1988, DUDKO 1988, BALLA, DUDKO 1989, CSONTOS et al. 1992, FODOR et al. 1998). Az elmozdulás mértékére a különféle perm–mezozoos fácieszónák, a Velencei és Eisenkappeli Gránit, valamint a

paleogén medenceroncsok korrelációja ad lehetőséget. A becslések a ma észlelhető teljes elmozdulásra 280–350 km közötti távolsággal számolnak (BÁLDI 1983, KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, TARI 1994, CSONTOS et al. 1992). Ennek egy része azonban a későbbi (szinrift) megnyúlás hatásaként értelmezhető. A jobbos eltolódást a kárpáti üledékek lefedik. A középső-miocénben a zóna egyes szegmensei feltolódásként vagy transzpressziós szerkezetként felújulhattak, amint arra fúrási és szeizmikus adatok utalnak (BALLA et al. 1987, CSONTOS et al. 2005). A középső-miocéntől kezdve valószínűsíthető a zóna balos kinematikája (FODOR et al. 1999). A balos mozgás a zóna egyes elemein a neotektonikus fázisban is folytatódhatott (MAGYARI et al. 2005, BADA et al. 2010).

## A DARNÓ-VONAL (DARNÓ-ZÓNA)

A Darnó-vonal Észak-Magyarországon, a Bükk és a Mátra északi előterében megjelenő szerkezeti elem (1. ábra). Az eredeti definíció szerint a Darnó-vető a Darnó-hegy mezozoikuma és a nyugatra levő kainozoos üledékek között húzódik (TELEGDI ROTH 1937, SCHRÉTER 1942). A Mátra alatti délnyugati folytatása csak geofizikai adatok alapján sejthető egészen a Tóalmási-vonalig. Északkelet felé több más szerkezeti vonallal összekapcsolható és egészen a Rudabányai-hegység délkeleti oldaláig nyomozható (PANTÓ 1956). A közeli, párhuzamos szerkezeti elemekkel együtt a Darnó-vonal magában foglalhatja a teljes Upponyi- és Rudabányai-hegységet is (HERNYÁK 1977, LESS et al. 1988, LESS, MELLO eds 2004, FODOR et al. 2005c). Még tágabb értelemben, az Ózdtól a Bükkig húzódó övet Darnó deformációs övnek tekinthetjük (VASS 2002, FODOR et al. 2005c). A szerkezeti zóna a Bouguer-anomália térképen tisztán felismerhető, szeizmikus reflexiós szelvényeken azonosítható (SZALAY, ZELENKA 1977, BRAUN et al. 1989). Ezen adatok és fúrások alapján a zóna keletről határolja az Észak-magyarországi paleogén medence nagy mélységű almedencéjét (BÁLDI 1986), attól keletre csak a Bükkötől délre és északkeletre ismerünk jelentős vastagságú paleogén rétegsort.

A vonal és a zóna szerkezeti szerepéről és az elmozdulás nagyságáról eltérőek a vélemények. A Darnó-vető mentén a fúrások rátolódást igazoltak (TELEGDI ROTH 1951), amennyiben permo-triász képződmények alatt kiscelli üledékeket értek. A rátolódás kora kiscelli–ottnangi közötti lehet (~30–19 M év). Az Upponyi-hegység előterében a paleozoikum mezozoikumra, majd oligocénre tolódott (SCHRÉTER 1952, PANTÓ 1954). Ezt a kinematikát támasztják alá a terepi mérések (FODOR et al. 2005c) és a szeizmikus szelvények értelmezése (SZTANÓ, TARI 1993). Ugyanakkor már JASKÓ (1946), majd ZELENKA et al. (1983), GRILL et al. (1984), LESS et al. (1988) és SZENTPÉTERY (1997) a vonal eltolódásos kinematikáját állapították meg, amely mentén 20–30 km-es balos elmozdulást tételeztek fel. E balos mozgástípus FODOR et al. (2005c) szerint az ottnangi–kora-badeni időintervallumban lehetett jellemző (~18–15 M év). A késő-badenitől kezdve normál kinematikát valószínűsíthetünk a fúrások és terepi szerkezetek alapján (TELEGDI ROTH 1951, RADÓCZ 1966, FODOR et al. 2005c).

A Darnó-zóna legtöbb paleozoos–mezozoos kőzete a krétában plasztikus deformáción és metamorfózison esett át. A zóna mentén, a kréta Darnó-zóna kialakulását megelőző deformációt képlékeny szerkezeti elemek jelezhetik, amint erre a feltételezhetően balos eltolódási vonallal közel párhuzamos foliációk, redők és lineációk lehetőséget is adnak (KOROKNAI 2004). Ezzel részben egy időben történt a bükki, szendrői kőzetek és szerkezetek csapásának a Darnó-vonalra való képlékeny ráhajlása (ZELENKA et al. 1983, CSONTOS 1999).

A Darnó-vonalnak a prekainozoos képződmények elterjedésében játszott szerepéről szintén eltérő vélemények ismertek. WEIN (1969) és SZALAY, ZELENKA (1979) fontos paleo-mezozoos ősföldrajzi határnak tartotta. SCHMID et al. (2008) az egyik legfontosabb szerkezetnek véli, amely a paleogén–kora-miocén Periadriai-vonal folytatásaként nagy-szerkezeti egységeket választana el egymástól, jobbos eltolódásként. Ugyanakkor ZELENKA et al. (1983), valamint HAAS, KOVÁCS (2001) elemzése és jelen térképünk alapján a mezozoos képződményeket tekintve nincs lényegi különbség a zóna két oldalán, mindössze eltérő takarók jelennek meg ugyanazon takarósorozatból, a prekainozoos denudációnak és deformációnak megfelelően. Így térképünkön nem elsődleges fontosságú, és nem alkot tektonikai főegységek közötti határt sem (1. ábra).

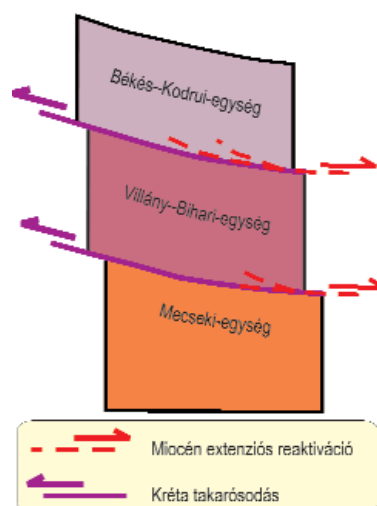


# A MEDENCEALJZAT NAGYSZERKEZETI EGYSÉGEINEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Magyarország prekainozoos medencealjzatát három nagyszerkezeti főegység alkotja (1. ábra): az Európai-lemezről származó Tiszai-főegység, az Afrikai-lemezről származó összetett Alcapa-főegység, valamint a kettő közötti nyírási öv, a Közép-magyarországi-főegység. Az alábbi fejezetben a szerkezeti főegységek és az azokon belül elkülönített szerkezeti egységek földtani felépítését ismertetjük, az egyes egységeken belül az idősebbtől a fiatalabb képződmények felé haladva, általában a térkép jelkulcsának sorrendje szerint. A leírásokat illusztráló elvi rétegoszlopokon a képződmények színezése a térképi színekkel azonos. A litológiai összetételt, illetve a képződési környezetet kifejező felületi jelek magyarázó táblázata a kiadvány hátsó borítóján található.

## A TISZAI-FŐEGYSÉG

A Tiszai-főegység prekainozoos aljzatát Magyarország területén belül három, a kréta során kialakult nagy egység — a Mecseki, a Villány–Bihari és a Békés–Kodruai takarórendszer — építi fel (2. ábra). Az aljzat a Mecseki-egységben a Mecsek, míg a Villány–Bihari-egységben a Villányi-hegység területén bukkan felszínre, a fenti két egység fennmaradó részén és a Békés–Kodruai-egységben kizárólag a mélyfúrások rétegsora alapján ismert. A Tiszai-főegység kréta takarói ÉÉNy-i vergenciájúak, akárcsak a szerkezeti egységeken belüli kompressziós szerkezetek többsége (pl. a Villányi-hegység pikkelyei). Az Alföld aljzatában az alsóbb szerkezeti helyzetű takarók tektonikai ablakokban bukkannak a medencealjzat felszínére a magasabb szerkezeti helyzetűek alól, ilyen például a Mecseki-egység kibukkanása a Villányi-egység alól az Endrődi-ablak területén (1. ábra). A szerkezeti mélyebb helyzetű egységek exhumációja — a szeizmikus szelvények és a kishőmérsékletű geokronológiai adatok integrált értelmezése szerint (TARI et al. 1999) — egyes területeken bizonyosan a Pannon-medence extenziójához kötődő, neoalpi folyamat (2. ábra).



2. ábra. A Tiszai-főegység prekainozoos szerkezeti egységeinek sematikus tektonikai modellje

## VARISZKUSZI LEMEZTEKTONIKAI CIKLUS

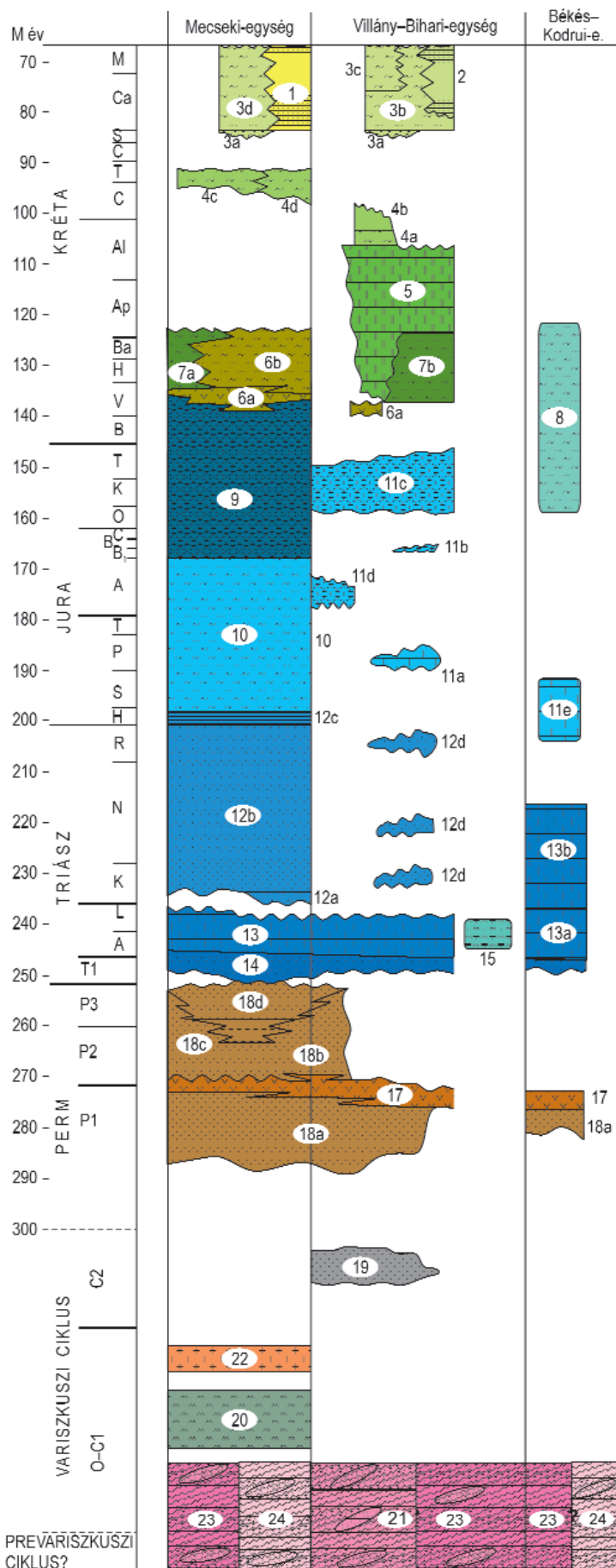
### Prealpi aljzat (20–24)

A Tiszai-főegység prekainozoos aljzatának legidősebb képződményeit számos kristályos aljzatkomplexumba sorolták (SZEDERKÉNYI 1996, 1998), melyek elkülönítése elsősorban az ásvány-kőzettani kifejlődésben és a metamorfózis jellegében mutatkozó különbségek alapján történt. Az elkülönített komplexumok — alapvető jellemzőik alapján — három fő csoportba sorolhatók (3. ábra):

(i) Döntő részük közepes fokú variszkuszi metamorfitokat (gneisz–csillámpala–amfibolit, helyenként márvány-, kvarcit-, eklogit- és szerpentinlencsékkel) foglal magába (21, 23, 24). Ezek mellett — lényegesen kisebb területi elterjedéssel — jelennek meg uralkodóan (ii) granitoidokat (22), illetve (iii) kisfokú metamorfitokat tartalmazó egységek (20).

Az első csoportba sorolt és egyben a prealpi aljzat legnagyobb részét alkotó, tagolt és tagolatlan **variszkuszi közepes fokú metamorfitokat** (21, 23, 24) csak mélyfúrásokból ismerjük. Ide tartozik a korábban elkülönített Babócsai, Baksai, Körösi, Kelebiai, Tiszai, Battonyai és Sarkadkeresztúri Komplexum.

Kőzettani felépítésük meglehetősen hasonló: elsősorban gneiszből, csillámpalából, illetve ezekben kisebb-nagyobb betelepüléseket alkotó amfibolitból épülnek fel. Kiindulási kőzeteiket karbonátmentes (karbonátszegény) grauwacke–



pszammit–pelitösszlet alkothatta, melyekbe bázisos láva- és tufaközetek települtek. A Baksai Komplexumban (21) a fentiek mellett jelentősebb vastagságú karbonátos képződmények (márvány, dolomárvány és mészsilikátközetek) is megjelennek. Helyenként kisebb eklogit- (pl. Göröcsöny, Jánoshalma, Szarvas, Mezősas, Körösladány) és szerpentinitestek (Gyód) települnek a befoglaló csillámpala–gneiszösszletben.

A kristályos aljzat belső szerkezetéről kevés információ van. Nagyszerkezeti szempontból lényeges körülmény, hogy a délnyugat-magyarországi medencealjzat kristályos képződményeire (Babócsai- és részint a Baksai-egység) túlnyomórészt (Ny)ÉNy–(K)DK-i csapás jellemző (ezt igazolják a folytatásukat alkotó szlavóniai sziget-hegységekben (Papuk, Psunj) észlelhető DNy-ias dőlésviszonyok), míg a Tiszai-főegység más részein (a Mecseki-, Villányi-, valamint Békés-Kodru-e-egység kristályos aljzatában) összességében ÉK–DNy-i csapás valószínűsíthető. Az összletek intenzív belső deformációját jelzi a képződmények gyakran erősen gyűrt jellege és a — többnyire erős retrográd hatások által kísért — milonitos/kataklázos nyírózónák megjelenése is.

E csoport kőzeteit hasonló prealpi metamorf fejlődéstörténet jellemzi az alábbi főbb stádiumokkal:

1) Korai — almandin–pirop komponensekben gazdag gránát, omfacit, kianit, fengit, zoizit és rutil ásványgyűttessel jellemzett — nagynyomású, eklogit fáciesű metamorf esemény ( $p_{\min}=15-16$  kbar,  $T=600-700$  °C), melynek reliktumai csak elvétve őrződtek meg (pl. RAVASZ-BARANYAI 1969, M. TÓTH 1995, ZACHAR et al. 2007).

2) A Tiszai-főegység kristályos kőzeteinek petrográfiai képét túlnyomórészt meghatározó, közepes fokú, Barrow-típusú metamorfózis, melyet a gránát–staurolit–kianit±szillimanit indexásványok jellemeznek ( $p=6-9$  kbar,  $T=550-650$  °C; pl. ÁRKAI et al. 1985, TÖRÖK K. 1990).

3) Kisnyomású, nagy termikus gradiensű, közepes fokú metamorfózis andaluzit indexásvánnyal ( $p=2-3$  kbar,  $T=550-600$  °C; pl. LELKES-FELVÁRI et al. 1989).

A geokronológiai adatok (csillámon mért K-Ar és Ar-Ar korok) alapján az amfibolit fáciesű fő metamorf eseményt követő hűlés mintegy 320–290 millió évvel ezelőtt ment végbe (BALOGH KAD. et al. 1983, LELKES-FELVÁRI et al. 2003, LELKES-FELVÁRI, FRANK 2006).

**3. ábra.** A Tiszai-főegység prekainozoos képződményeinek elvi rétegoszlopa (BARABÁS, BARABÁSNE 1998, BÉRCZINÉ 1998, CSÁSZÁR szerk. 1996, FÖZY szerk. 2012, BÉRCZINÉ et al. 2004, SZEDERKÉNYI 1998)

A horvátországi Papuk-hegység területéről BALEN et al. (2006) a második fázishoz teljesen hasonló, közepes nyomású amfibolit fáciesű ( $p=8-11$  kbar,  $T=600-650$  °C), de annál lényegesen idősebb (428–445 M év) metamorfózist mutatott ki. Ez jelzi, hogy a fenti prealpi metamorf fejlődési modell nem feltétlenül általánosítható a Tiszai-főegység egész területére, illetve hogy újabb részletes kőzettani–geokronológiai vizsgálatok érdemi változásokat hozhatnak még a vázolt modellben, jelezvén egyúttal a Tiszai-főegység prealpi kristályos aljzatának igen összetett, s ma még csak hiányosan ismert belső szerkezetét.

Ugyancsak a metamorf fejlődéstörténet újabban meghatározott eseményét jelenti az Alföld DK-i részéről (Algyői-hát) kimutatott perm korú (~275 M év; gránáton mért Sm-Nd adat), nagyhőmérsékletű/kisnyomású metamorfózis (LELKES-FELVÁRI et al. 2003). A publikált geokronológiai adatok e permotriász esemény jelenlétére utalnak az Alföld K-i részén (pl. Szeghalom) is (LELKES-FELVÁRI et al. 2003, BALOGH KAD. et al. 2009).

Az alpi orogenezis során a kristályos aljzatkomplexumokat 90 M év körül gyenge zöldpala fáciesű retrográd hatás érte az Alföld számos pontján (pl. Sáránd; ÁRKAI et al. 1998). Az algyői–ferencszállási aljzatmagaslat területén ugyanakkor az eoalpi metamorfózis (95–82 M év, Ar-Ar muszkovit) — disztén, staurolit és gránát indexásványokkal — az amfibolit fácies is elérte (HORVÁTH P., ÁRKAI 2002, LELKES-FELVÁRI et al. 2003). A kristályos komplexumok fedőjét alkotó permotriász összleteket az eoalpi prográd nagyon kistökű / kistökű metamorfózis kiterjedt területen érintette az alföldi kréta takarófrontok környezetében, illetve a tektonikus ablakokban kibúvó mélyebb szerkezeti helyzetű egységekben (ÁRKAI et al. 2000). E területeken megalapozottan feltételezhető a kristályos fekvő alpi retrográd átalakulása is.

### **Variszkuszi granitoid kőzetek (22)**

A prealpi aljzatot felépítő képződmények második, területi elterjedésében is jelentékeny csoportját alkotják a granitoidok. Ide tartozik a különböző összetételű magmák keveredésével létrejött Mórágai Komplexum, mely főként monzogranitot, monzonitot, változatos kontaminált kőzettípusokat és ezeket átszelő, késő-magmás leukokrata teléreket foglal magába. Az alsó-karbon (~340 M év) intruzív testet a benyomulást követő hűlés során térben erősen változó intenzitású, zöldpala fáciesű regionális metamorfózis érte a variszkuszi orogenezis során (BALLA, GYALOG szerk. 2009). A gránittest eredeti kontaktusait nem ismerjük, É-i irányban a Mecsek-alja-övben feltárt metamorfotokkal (Ófalui Komplexum, l. alább) tektonikusan érintkeznek. A Mecseki-egységben kisebb előfordulása ismert a Mecsek Ny-i részén, míg a Kelet-Mecsek felszíni előfordulásától (Mórágai-rög) ÉK felé Kecskemétiig, illetve Szolnokig nyomozható a medencealjzatban (Bátaszék–Miske–Soltvadkert–Kecel). A Mecsek É-i előterében (Mágocs) ugyancsak mélyfúrásból ismerjük.

Jelentősebb méretű variszkuszi gránittestet ismerünk továbbá a Battonyai Komplexum déli részén is.

### **Ópaleozoos kistökű metamorf képződmények (20)**

A prealpi aljzatot felépítő képződmények harmadik, területi elterjedésüket tekintve legkisebb csoportját képviselik az ópaleozoos kistökű metamorf képződmények. Ide sorolható az Ófalui, Szaltnaki, Horváthertelendi, Tázlári és Álmosdi Komplexum, továbbá a Gyódi és Helesfai Szerpentinit.

A Mecsek déli előterében húzódó Mecsek-alja-öv kb. 1 km széles, 50°-kal ÉNy felé dőlő tektonikus zónáját ópaleozoos (szilur(?)-devon), gyúrt, milonitosodott kőzettípusok építik fel (BALLA, GYALOG szerk. 2009). Az Ófalui Komplexum túlnyomó részét gneisz és kvarcfillit alkotja, kevesebb kristályos mészkővel és amfibollal, a fillitbe tektonikusan kicsiny szerpentinitest ékelődik. Az Ófalui Komplexumban a fő metamorf esemény egységesen zöldpala fáciesű, egyes gneisztípusokban azonban egy korábbi, amfibolit fáciesű esemény nyomai is kimutathatók (LELKES-FELVÁRI et al. 2000). A zöldpala fáciesű milonitos deformáció kora kb. 300 M év-re tehető (LELKES-FELVÁRI et al. 2000), amely a zóna mentén végbemenő eltolódáshoz (SZEDERKÉNYI 1977) köthető.

A Mecsek É-i előterében sötétszürke, gyúrt alsó-szilur agyagpala–aleurolitpala–homokkőpala összlet és ehhez társuló metavulkanit ismert (Szaltnaki Agyagpala), 600 métert meghaladó fúrt vastagságban. Teljesen hasonló képződményegyüttes jelenik meg Horváthertelendnél is a Mecsek Ny-i előterében. Mindkét összlet átmeneti jellegű, nagyon kistökű / kistökű, kisnyomású metamorfózist szenvedett (~350 °C; ÁRKAI et al. 1995b). A szaltnaki és horváthertelendi összleteket — akárcsak a nagyobb hőmérsékletű zöldpala fáciesű átalakulást szenvedett, részint hasonló kőzetanyagú Ófalui Komplexumot — SZEDERKÉNYI (1996, 1998) ismeretlen vergenciájú variszkuszi takaróroncsként értelmezte. A metamorfózis prealpi korát a metamorfotok fedőjében települő, nem metamorf permotriász képződmények igazolják Szaltnaknál.

A Mórágai Komplexumban tektonikus kontaktussal települő, közel függőleges helyzetű szerpentinitest ismert a Nyugat-Mecsek antiklinálisának tengelyzónájában (Helesfa), valamint a Baksai Komplexumban a Görösnyői-hátság területén (Gyód).

A Duna–Tisza közén Tázlárnál — a Mecseki- és a Villány–Bihari-takaró kontaktusának közelében — gyúrt szerkezetű, nagyon kistökű metamorf, gyakorta grafit- és piritdús karbonátfillit, kvarcfillit és szericitfillit ismert a polimetamorf aljzat felett kicsiny tektonikus roncsokban, illetve az aljzatot alkotó gneiszbe tektonikusan becsípődve. Vastagsága néhány 10 m. Kora ismeretlen. FÜLÖP (1994) ópaleozoos, esetleg kora-karbon korú szervesanyagban gazdag homokos márga / márga protolitot feltételezett.

Az Alföld K-i részén, Álmosd környékén néhány fúrás zöldpala fáciesű prográd metamorfózist szenvedett kloritpalát,

biotit–muskovitpalát, grafitos biotitpalát és tremolit–aktinolitpalát tárt fel. SZEDERKÉNYI (1996) e kőzeteket kis kiterjedésű, ÉNy-i vergenciájú, felső-kréta takarómaradványként értelmezte a Körösi Komplexum polimetamorf aljzata felett. Tekintettel a közeli Bagamér Bam–1 és –2, valamint Nyírábrány Nyáb–1 fúrások prekainozoos képződményeinek mecseki mezozoos besorolására (HAAS et al. 2010a) valószínűbbnek tűnik, hogy e képződmények is a nagyon kis fokban / kis fokban metamorf mecseki mezozoikumhoz tartoznak, és tektonikai ablakban bukkannak ki a Körösi Komplexum közepes fokú metamorfittjai alól.

### **Felső-karbon szárazföldi törmelékes összlet (19)**

A Tiszai-főegység variszkuszi fejlődéstörténete az orogenezist követő molasszképződéssel zárult a késő-karbonban. A szürke, ciklusos felépítésű, konglomerátum–homokkő–aleurolit rétegcsoportokból felépülő, szárazföldi kifejlődésű Tésenyi Homokkő elterjedése a „Göröcsönyi-hátság” (Bogádmindszent, Siklósodony, Téseny), valamint a Dráva-medence területén (Csokonyavisonta, Darány, Kálmánca Szulok) ismert. Legnagyobb fúrt vastagsága a Bogádmindszent Bg–1 fúrásban 1100 m. Karbon molasszképződmények ezen kívül, kisebb területen a Duna–Tisza közén (Soltvadkert, Nagy-körös, Törtel) és a Villányi-hegység északi előterében (Túrony) ismertek (JÁMBOR 1998).

#### ALPI LEMEZTEKTONIKAI CIKLUS

#### *Perm–középső-triász fejlődéstörténeti ciklus*

A Tiszai-főegység három egységének alpi fejlődéstörténete a késő-triász elejéig volt egységes, ebben az időszakban a mikrolemez a Tethys európai selfjéhez tartozott. A szerkezeti egységek fáciesképe alapján a Mecseki-egység lehetett a szárazföldhöz legközelebbi helyzetben, a Villány–Bihari-egység a self középső részén, míg a Békés–Kodruai-egység a selfnek a pelágikus régió felé eső területén helyezkedhetett el (BLEAHU et al. 1994).

### **Permi szárazföldi törmelékes összlet (18)**

A variszkuszi orogenezist követő lepusztulási időszakot 3–4 km vastag perm szárazföldi molassz képviseli, amely karbon gránitra vagy a metamorf variszkuszi aljzatra települ. A túlnyomórészt vörös, törmelékes üledékekből álló folyóvízi képződmények fölfelé finomodó szemnagyságú ciklusokból épülnek fel az alsó-permben (Korpádi Homokkő, 18a), amelyek a középső-permben (Cserdi Formáció, 18b) finomtörmelékes tavi képződményekkel fogazódnak össze (Bodai Agyagkő, 18c). A ciklusos, folyóvízi üledékképződés — amelyhez a késő-permben uránércesedés kapcsolódott — a kora-triász elején is folytatódott (Kővágószőlősi Homokkő, 18d). A törmelékes összlet — változatos vastagságban — a Tiszai-főegység teljes területéről ismert (Mecseki-egység [Mecsek, Vajta V–1], Villány–Bihari-egység [Máriagyűd Mgy–1, Bihari-parautochton], Békés–Kodruai-egység [Palics, Tótkomlós T–1]). Legnagyobb területi elterjedésű a riolit (17) alatti néhány száz méter vastag Korpádi Homokkő. Helyi (mecseki) kifejlődésű a Bodai Agyagkő (1000 m vastagsággal) és a Kővágószőlősi Homokkő (150–1200 m vastagsággal).

### **Permi riolit (17)**

Az alpi ciklus kezdeti szárazföldi riftesedését intenzív és kiterjedt savanyú vulkanizmus kísérte. Az alsó-perm szárazföldi molasszrétegsorba települő Gyűrűfűi Riolitot általában szürkéslila kiömlési és szubvulkáni lávaközetek alkotják, gyakran tufa-, agglomerátum- és ignimbrit- (R. VARGA 2009) közbetelepülésekkel. Legnagyobb vastagsága a 800 métert is meghaladja (pl. a Mecsektől délre, Egerág E–7). Elterjedése a Mecseki-egységben alárendelt (Gyűrűfű, Jákó), a Villányi-egységben ennél jelentősebb (Somberek, Vokány, Bisse), különösen a Duna–Tisza közti mélyfúrásokban (Kiskunmajsa, Kömpöc, Csólyospálos). A Békés–Kodruai-egység aljzatában jelentős elterjedésű a Battonyai-hát területén (Battonya, Mezőkovácsháza, Pitvaros).

### **Mezozoos képződmények tagolás nélkül (16)**

Bizonytalan rétegtani helyzetű, feltételesen a mezozoikumba sorolható képződményeket olyan területen jelöltünk, ahol a szórványos fúrási adatok nem tették lehetővé a földtani felépítés ábrázolását. Ilyen pl. a Battonyai-hát Oroszházától É-ra eső része, ahol alsó-perm riolit (Nagyszénás Nsz–2), alsó-triász homokkő (Nsz–3) és középső-triász dolomit (Oroszháza Oros–2) egyaránt előfordul. A Mecseki-egység ÉNy-i határánál az aljzatban található magaslaton mélyült fúrások (Szentá Sza–1, –2) bizonytalan rétegtani helyzetű andezitet tártak fel, amelyek mezozoos kora nem zárható ki.



## Kisfokú metamorf mezozoos képződmények (15)

A Tiszántúl aljzatában a Villány–Bihari-egység variszkuszi kristályos képződményei alól tektonikai ablakban (Sáránd és Endrőd térségében) és a takarófront környezetében bukkannak elő olyan nagyon kisfokú és kisfokú metamorf képződmények (ÁRKAI et al. 1998, 2000), amelyek a Mecseki-egység mezozoikumába sorolhatók. A Sáránd S–I fúrással feltárt rétegsor felső szakaszát nagyon kisfokú metamorf anisusi dolomit, dolomitos mészkő és agyagpala építi fel, amely alatt kisfokú metamorf márványt, agyagpalát, majd bázisos vulkanitokat harántoltak (PAP 1990, ÁRKAI et al. 1998). A Bagamér Bam–1 fúrás kovás mészkőpala összetételének eredeti üledékét terrigén anyaggal kevert nyílttengeri (radiolariás?) mészkőnek minősítették, amelyen belül a sötétzöld kloritpala eredetileg agyagkő, vagy neutrális-bázisos vulkanit lehetett. Ezen, feltételesen a középső-triászba sorolt képződmények alatt alsó-triász márgapala, homokkőpala, mészpala és dolomitpala rétegsor következik.

Az Endrődi-ablak területén mélyült fúrásokban feltárt nagyon kisfokú metamorf sötétszürke márga és calpionellás mészkő a felső-jurába, az alatta lévő homokkő és kőszenes agyagkő az alsó-jurába sorolható (SZILI GY-NÉ 1985, BÉRCZINÉ-MAKK 1998, KÖRÖSSY 2005).

Nagyon kisfokú metamorf mezozoos képződmények bukkannak az aljzat felszínére a Dráva-medence területén is. A Barcs-Ny jelű fúrások rétegsorát savanyú metavulkanit (metariolit), metahomokkő, leveles gyűrt dolomitos kloritpala, szericit- és kloritrétegekkel tagolt dolomitpala, dolomitos anhidrit, és kristályos dolomit alkotja (KÓKAI et al. 1987, ÁRKAI 1990). E rétegsor feltehetően az észak-horvátországi prekainozoos aljzatban számos fúrással feltárt, kisfokú metamorfózist szenvedett mezozoos képződményekkel korrelálható (HAAS et al. 2000b).

## Alsó-triász folyóvízi és delta fáciesű, sziliciklasztos képződmények (14)

A kora-triász elején képződött durva konglomerátum a pusztuló háttér kiemelkedését és új üledékciklus kezdetét jelzi. A vörös színű, uralkodóan folyóvízi fáciesű Jakabhegyi Homokkő rétegsorát fölfelé finomodó szemcseméret jellemzi. A formáció jelentős területeken közvetlenül a metamorf variszkuszi aljzatra települ (BARABÁS, BARABÁS-STUHL 2005).

A felszínen a Mecsek hegységéből ismerjük, de az egység erdélyi-középhegységi területén is megjelenik. Fúrások tárták fel a Dráva-medence (Komlósd Kom–1, Cún Cun–1) területén, a Mecsek előtereiben (Szalatnak Sza–3, Somberek Sb–3, Himesháza Hh–1) és az Alföld aljzatában (Kecskemét–Nagykőrös, Kisköre, Zsana, Battonya). Jellemző vastagsága 250 m (BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004).

## Középső-triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos összlet (13)

Az anisusi transzgresszió nyomán a kora-triász szárazulat fölött sekélytengeri rámpa alakult ki, amelyet finomszemcsés terrigén törmelék lerakódása jellemzett (Patacsi Aleurolit). A kora-anisusi további szakaszában szabka környezetben dolomit, dolomitmárga, agyagkő, aleurolit, anhidrit és gipsz váltakozásából felépülő rétegsor rakódott le (Magyarürögi Evaporit, Hetvehelyi Dolomit).

A középső-triász anisusi és a latin korszakban a Mecseki- és a Villány–Bihari-egységben karbonátos rámpán zajlott az üledékképződés (TÖRÖK Á. 1998), a rétegsort sötétszürke mészkőfajták (Viganvári Mészkő, Lapi Mészkő, Zuhányai Mészkő) és dolomitosodott karbonátos kőzetek alkotják (Rókahegyi Dolomit, Csukmai Dolomit, Templomhegyi Dolomit). A Békés–Kodruj-egység anisusi–nori rétegsora karbonátos platformon képződött, jelentős részben dolomitosodott kőzetekből áll (Szegedi Dolomit, 13a; Csanádapácai Dolomit, 13b) (BLEAHU et al. 1994, BÉRCZINÉ MAKK 1998, BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004). A karbonátos rétegsor vastagsága meghaladja a 600 métert.

### *Késő-triász–kora-kréta fejlődéstörténeti ciklus*

A Pennini-óceán riftesedése a késő-triászban kezdődött. Az addig egységesen fejlődő sekélytengeri self a késő-triász elején extenziós tektonika hatására feldarabolódott, és ettől kezdve a három szerkezeti egység fejlődéstörténete egymástól eltérő módon alakult a mezozoikum során.

A Mecseki-egység területén kialakult „félárok” jellegű üledékgyűjtőben hatalmas mennyiségű sziliciklasztos üledék rakódott le folyóvízi, delta, majd tengerparti lápi környezetben a késő-triászban és a kora-jura korai szakaszában (NAGY E. 1969). A kora-jura során fokozatosan mélyülő tengeri üledékképződési környezet alakult ki, amelyre a pelágikus karbonátiszap és finom terrigén törmelékes üledék lerakódása volt jellemző. A középső-jura közepén a Tiszai-mikrolemeznek az Európai-lemezről való leválása következtében a terrigén beáramlás lényegesen csökkent, és ezt követően a mélytengeri üledékgyűjtőben pelágikus mésziszap és kovás iszap rakódott le. Az üledékes kőzetek jellege és a faunaegyüttes is a mediterrán típusú jura kifejlődésekhez vált hasonlóvá (GÉCZY 1973, VÖRÖS 1993). A kora-kréta során intenzív alkálilavalt-vulkanizmus folyt (HARANGI et al. 1996).

A Villány–Bihari-egység területe a Mecseki- és a Békés–Kodruj-egység mély medencéi között viszonylag kiemelt pozícióban volt a jura és a kora-kréta során.

### **Felső-triász–alsó-jura kőszéntartalm], sziliciklasztos összlet (12)**

A középső-triász sekélytengeri karbonátrampa a Mecsek központi területén a ladinban szárazra került. Az ezt következő transzgresszió csökkent sós vízi képződménnyel indult (Kisréti Mészke), majd kiédesedő lagúnában bitumenes mészke és mészmárga képződött (Kantavári Formáció, 12a). A fölötté települő felső-triász (Karolinavölgyi Homokkő, 12b) és alsó-jura folyóvízi, illetve delta fáciesű homokkő–aleurolit–agyagkő rétegsor (Mecseki Kőszén, 12c) vastagsága ÉK-ről DNY felé, 400 m-ről 1800 m-re nő (NÉMEDI VARGA 1988). Az Alföld aljzatában jóval vékonyabb kifejlődésre utalnak a Nagykőrös, Szank, Tázlár környékén mélyült fúrások. A Villány–Bihari-egységből a törmelékes felső-triász csak néhány méter vastag szárazföldi-sekélytengeri kifejlődésben ismert (Mészhegyi Homokkő, 12d; BÉRCZI-MAKK et al. 2004).

### **Jura sekélytengeri és kondenzált pelágikus mészkőösszlet (11)**

A Villányi-hegység pikkelyeiben az üledékházagokkal tagolt jura pelágikus mészkőösszletet néhány méter vastag alsó-jura kavicsos mészkő (Somssichhegyi Mészke, 11a) és középső-jura pelágikus kondenzált mészkő (Villányi Mészke, 11b), valamint a mintegy 300 m vastagságot is elérő felső-jura vastagpados–pados, pelágikus mészkő (Szársomlyói Mészke, 11c) alkotja (VÖRÖS 2009).

A Villány–Bihari-egység területén a Máriakéme–Somberek vonulatban a felszínen is megjelennek középső-jura képződmények (11d), amelyeket a 100–300 m vastag, vékonyréteges márga és crinoideás mészkő váltakozásából (Sombereki Mészke, 11d), valamint az 50 m valódi vastagságú tűzköves mészkőből (Máriakémei Mészke, 11d) álló rétegsor képvisel (CSÁSZÁR 2012, RAUCSIK 2012).

A Békés–Kodruj-egység területén (Tótkomlós T–I) feltárt hiányos jura rétegsor idősebb tagját vörösbarna, crinoideás mészkő alkotja („menyházai mészkő” 11e; BÉRCZINÉ-MAKK 1998).

### **Alsó-középső-jura pelágikus, finom sziliciklasztos összlet (10)**

A Kelet-Mecsek területén a pelágikus medence kifejlődésű alsó-jura („foltos márga”) rétegsort homokkő, aleurolit és márga kőzettípusokból felépülő rétegsor (Vasasi és Hosszúhetényi Márga, Mecseknádasdi Homokkő, Óbányai Aleurolit, Komlói Mészmárga) alkotja, amely DNY felé kivastagodva elérheti a 2000 m-t is (NÉMEDI VARGA 1988). A „foltos márga” jelentős vastagságú rétegsora ismert a Mecsektől ÉK-re a Dunántúlon Tolnanémedi környékén, továbbá a Duna–Tisza közének aljzatában Kecskemét–Nagykőrös térségében (BÉRCZINÉ-MAKK 1998).

### **Középső-jura–alsó-kréta pelágikus mészkő, tűzköves mészkő (9)**

A Kelet-Mecsek területén a pelágikus kifejlődésű középső-jurát vékonyréteges mészkő (Óbányai Mészke), a felső-jurát kovás mészkő és radiolarit (Fonyászi Mészke), valamint vékonypados mészkő alkotja (Kisújványi és Márévári Mészke). Ezek a kifejlődések a Mecseki-egység Duna–Tisza közeli részén Kecel–Kiskőrös–Soltvadkert–Páhi térségében, a Tiszántúlon Tiszagyenda és Hajdúszoboszló környékén ismertek (BÉRCZINÉ-MAKK 1998).

### **Jura–alsó-kréta pelágikus mészkő, márga (8)**

A Békés–Kodruj-egység területén a felső-jura–alsó-kréta pelágikus calpionellás, saccocomás radiolariás Pusztaszőlősi Márga nagyobb elterjedésben ismert (Pusztaszőlős, Tótkomlós T–K–2).

### **Alsó-kréta pelágikus márga, mészkő (7)**

A Mecseki-egység alsó-kréta rétegsorát agyagmárga és bentonitosodott bazalttufa (Hidasivölgyi Márga) és pados, crinoideás mészkő építi fel (Apátvarasdi Mészke, 7a). Jelentősebb elterjedésben a Duna–Tisza közének aljzatában ismert Kerekegyháza és Lajosmizse térségében (KÖRÖSSY 1992). A Villány–Bihari-egységben konglomerátum, homokkő, aleurolit rétegsorra települő mészmárga, ooidos mészkő alkotja az alsó-kréta rétegsor idősebb szakaszát (Biharugrai Formáció, 7b) (BÉRCZINÉ MAKK 1996b).

### **Alsó-kréta bázisos vulkanitok és ezek áthalmazott tengeri üledékei (6)**

Az alsó-kréta vulkanitokat (6a) alkálbazalt, trachibazalt, tefrit és fonolit kőzettípusok alkotják (Mecsekjános Bazalt). Jellegzetes elváltozásai és megjelenési formái (párnaláva, hialoklasztit) tenger alatti effúzióra utalnak. A vulkánok és a rajtuk kialakult zátonyok lepusztulási törmeléke (Magyaregregyi Konglomerátum, 6b) több száz m vastag (CSÁSZÁR 1998b, 2002). Elterjedésük a Mecseki-egység ÉK-i részén, elsősorban Martfű, Tiszagyenda és Nagykőrös–Kecskemét körzetében jelentős.

### **Alsó-kréta platform fáciesű mészkő (5)**

A Villányi-hegység pikkelyeiben jura mészkőre eróziós diszkordanciával települ a vastagpados, ciklusos felépítésű, sekélytengeri, biogén, „urgon fáciesű” Nagyharsányi Mészkő (CSÁSZÁR 1996, 1998b, 2002). Vastagsága a Villányi-hegység déli előterében eléri a 600 métert. A Duna–Tisza köze déli részén Öttömös környékén, a Tiszántúlon a Doboz–Sarkad–Biharugra vonulatban elterjedt.

#### *Albai–késő-kréta fejlődéstörténeti ciklus*

Az albai végén a Tiszai-főegység alpi fejlődésében jelentős változást jelez a durva sziliciklasztos turbidites képződmények megjelenése a Villány–Bihari-egységben, amelyek takarófrontok előtéri süllyedékében rakódhattak le. A takarófrontok további előrenyomulásához köthető a turon pelágikus medencék kialakulása. Az Erdélyi-középhegységben egyértelműen kimutatták, hogy a coniaciban volt a fő alpi takaróképződési fázis és ez — számos megfigyelés alapján — a Tiszai-főegység egészére is kiterjeszhető. A hegységképződési szakaszban jelentős kiemelkedés ment végbe, amelynek eredményeként az albai–turon pelágikus képződmények legnagyobb része lepusztult. A santoniban a takarórendszerek előterében medencék képződtek: a Békés–Kodruj-takarórendszer előterében a Villány–Bihari medence; a Villány–Bihari-takarórendszer előterében — a Mecseki-egységben — a Szolnoki-medence, melyekben az üledékképződés a santoni-campani idején kezdődött és az utóbbi medencében a paleogénben is folytatódott.

### **Albai (és turon) medence fáciesű márga és törmelékes lejtőüledékek (4)**

A késő-apti–kora-cenomán korú medence fáciesű szürke kőzetlisztes márga, amely ritkán sziliciklasztos turbidit-betelepüléseket is tartalmaz (Bissei Márga, 4a), a Villányi-hegységben alsó-kréta (apti) platform fáciesű mészkőre, a hegységtől ÉK-re, a Bólyi-medencében felső-jura mészkőre települ (CSÁSZÁR 1998b). Hasonló kifejlődésű és korú képződményt a Duna–Tisza közének déli részén is feltártak (Pusztamérges-ÉK-1). A Bólyi-medencében erre a képződményre fokozatos átmenettel földpátos homokkő-, kavicsos homokkő-, konglomerátumrétegek váltakozásából felépülő, mintegy 230 m vastag turbiditösszet következik (Bólyi Homokkő, 4b). Kora a középső-albai és a középső-cenomán időtartamon belül adható meg (CSÁSZÁR 1998b). Hasonló kifejlődésű, a cenomanba sorolt képződményt tártak fel a Duna–Tisza közén (Üllés-ÉNy-3, Alpár-I). A turonba sorolható, batiallis medence fáciesű, vörös márga ismert a Mecsek hegység északi pikkelyében (Vékényi Márga, 4c). Hasonló kifejlődésű és korú márgát tártak fel a Duna–Tisza közén (Kerekegyháza-5). Ugyancsak turon korú, medence fáciesű, szürke kőzetlisztes márgát, valamint konglomerátum és breccsabetelepüléseket tartalmazó agyagmárgát tártak fel a Duna–Tisza köze K-i részén (Gátéri Márga, 4d; Gátér-2) (HAAS 1998b).

### **Senon szárazföldi, sekély- és mélytengeri képződmények (3)**

A senon üledékciklus képződményei eróziós és szögdiszkordanciával többnyire idősebb mezozoos (triász, jura, alsó-kréta), olykor variszkuszi kristályos kőzetekre települnek. A senon összlet többnyire durvatörmelékes képződményekkel kezdődik (Szanki Formáció, 3a), amely breccsa, konglomerátum, kavicsos homokkő és szürkésfehér színű homokkő váltakozásából épül fel. Vastagsága 20–180 m. Szárazföldi üledék, a rosszul osztályozott breccsa (fanglomerátum) lejtőlábi üledék, a konglomerátum és a homokkő rövid folyóvízi szállítás után ülepedhetett le. Kora sporomorphák alapján késő-santoni–kora-campani (HAAS 1987).

A Villány–Bihari-egységben, a Duna–Tisza köze D-i részén, a szárazföldi képződményekre — esetenként közvetlenül az aljzatra — 60–120 m vastag, kora-campani korú, mélytengeri fáciest képviselő szürke agyagmárga, márga és kőzetlisztes márga rétegsor következik (Csikériai Márga, 3b) (SZENTGYÖRGYI 1983, 1989; HAAS 1987). Plankton foraminifera és nannoplankton együttese faj- és egyedszámban gazdag, sporomorpha együttese viszont a part közelségére utal. Az uralkodóan márga rétegsorra kőzettilag igen változatos sziliciklasztos–karbonátos keverékkőzetekből álló képződmény következik (Bácsalmási Formáció, 3c) 100–300 m vastagságban. A formáció alsó részén a márga, a középsőben a mészkő, a felsőben a homokkő dominál (SZENTGYÖRGYI 1983, 1989; HAAS 1987). A formáción belül betelepülésként, vagy csupán szórványosan kavics vagy breccsa végig megfigyelhető, de felfelé csökkenő arányban. Az üledékképződési környezet tenger alatti lejtő lehetett.

A Mecseki-egységben, a Duna–Tisza köze középső részén campani–maastrichti korú mélytengeri fáciesű márga, mészmárga, agyagos mészkő ismert (Izsáki Márga, 3d). A formáció alsó szakasza vörös színű márga, amely felfelé, illetve ÉK felé fokozatosan megy át szürke kőzetlisztes márgába. A kőzetliszt mennyisége ÉK felé nő, a karbonáttartalom csökken. Vastagsága a Duna–Tisza közén (Izsák-1) mintegy 400 m, a Tiszántúlon (Kunmadaras, Kisújszállás, Nádudvar) 60–300 m (SZENTGYÖRGYI 1989).

### **Senon flis (2)**

A campani–maastrichti üledékciklus szög- és eróziós diszkordanciával települ a kristályos aljzatra, vagy idősebb mezozoos képződményekre. Sötétszürke, homokkő és aleurolit váltakozásából, illetve homokkőrétegekkel tagolt kőzetlisztes agyagmárgából álló képződmény (Körösi F.) konglomerátum-betelepülésekkel, alján bázisbreccsával. A

Villány–Bihari-zónában a Duna–Tisza köze K-i részén ismert (Mélykút, Kisszállás, Zsana-É, Kiskunmajsa, Gátér), ahol 100–550 m vastagságban tárták fel. Ugyancsak megtalálható a Tiszántúlon, a Körösök vidékén, ahol két kifejlődését különítették el, egy vékonyabb, 100–150 m vastagságú, uralkodóan kőzetlisztes agyagmárga kifejlődésűt és egy vastagabb, 1000 m vastagságot is elérő, homokkő és aleurolit váltakozásából állót (SZENTGYÖRGYI 1989).

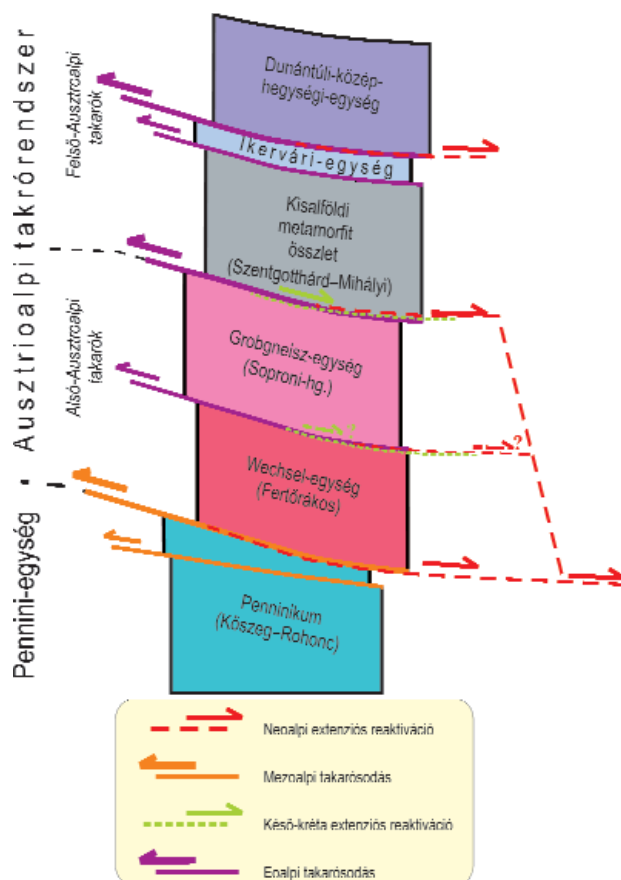
### Senon–paleogén pelágikus márga, flis (1)

Korábbi vélekedések szerint a Mecseki-egység ÉK-i részén a késő-krétától az oligocénig folyamatosan flisjellegű képződmények rakódtak le („Szolnoki flis”). A részletes nannoplankton-vizsgálatok szerint azonban nem volt folyamatos az üledékképződés, a terület nagy részén — valószínűleg tenger alatt erózió miatt — a rétegsorokban számottevő hiátusok vannak (BÁLDI-BEKE et al. 1981, BÁLDI-BEKE, NAGYMAROSY 1993, NAGYMAROSY 1998).

A Mecseki-egységben, a Tiszántúl ÉK részén (Nádudvar, Debrecen térségében) maximálisan mintegy 500 m vastagságban campani–maastrichti korú, homokkő- és aleuolitrétegek váltakozásából álló képződményt tártak fel (Debreceni Homokkő). Bár a kőzetek többnyire erősen préseltek, deformáltak, a turbidit jellegek felismerhetők.

A nannoplankton vizsgálatok szerint a paleocénbe, illetve az alsó-eocénbe sorolható, vörös, tarka és zöldesszürke színű márga-, agyagkő- és homokkő-turbidit képződmények csak néhány fúrásból ismertek (BÁLDI-BEKE, NAGYMAROSY 1993, NAGYMAROSY 1998). A középső- és felső-eocén képződmények elterjedése sokkal nagyobb. Jellemző kőzettípusaik: szürke és tarka vékony homokkőrétegeket tartalmazó kőzetlisztes márga, homokkőturbidit, rosszul osztályozott homokkő, kavicsos homokkő, konglomerátum és breccsa (Nádudvari Formáció). Átülepített sekélytengeri fossziliákat is tartalmazó mészkövet és homokos márgát is feltártak (Hajdúszoboszló) (NAGYMAROSY in HAAS et al. 2012). Az oligocén képződmények elterjedése a Mecseki-zóna tiszántúli szakaszának ÉK-i részére korlátozódik. Uralkodóan szürke agyagmárga építi fel, homokkő-betelepülésekkel (NAGYMAROSY in HAAS et al. 2012).

### AZ ALCAPA-FŐEGYSÉG I. — AUSZTROALPI-EGYSÉGEK



4. ábra. Észak-Dunántúl prekainozoos szerkezeti egységeinek sematikus tektonikai modellje

Magyarország ÉNy-i részének prekainozoos földtani felépítését a szomszédos Keleti-Alpokból ismert rétegsorok határozzák meg. A Keleti-Alpok nagyszerkezeti egységei közül hazánk területén a szerkezeti legmélyebb helyzetű Penninikum és a felette található, bonyolult belső felépítésű Ausztróalpi- (Kelet-Alpi-) takarórendszer különböző elemei fordulnak elő. Ezek változatos kőzetegyütteseinek néhány, egymástól elszigetelt felszíni kibúvásban tanulmányozhatók az osztrák–magyar határ térségében, amely előfordulások egyben a Keleti-Alpok legkeletibb nyúlványait képviselik. Kelet felé haladva a Dunántúl ÉNy-i részének medencealjzatában számos (javarészt szénhidrogén-kutató) fúrás tárta fel ezen egységek képződményeit.

A mindkét nagyszerkezeti egységet jellemző takarós belső szerkezet (és a kapcsolódó alpi metamorfózis) az Alsó- és Felső-Kelet-Alpi-egységekben a kréta ún. eoalpi fázis során, míg a Penninikumban a paleogén mezoalpi fázis során jött létre. Az eredeti takarós szerkezet a Pannon-medence kialakulásának kezdetén azonban jelentős módosuláson ment keresztül a miocén extenziós deformáció (neoalpi fázis) során (TARI 1994, 1996).

A kicsiny Ikervári-egységet újonnan különítették el az Ausztróalpi- és a Dunántúli-középhegységi-egységek határán (HAAS et al. 2010a), amely azonban — a nem megerősített rétegtani, továbbá elégtelen metamorf kőzettani és szerkezeti adat birtokában — egyelőre bizonytalan affinitású tektonikai elem.

Az Ausztróalpi-takarórendszer legfelső, nem metamorf tagja a Dunántúli-középhegységi-egység (HORVÁTH F. 1993, TARI, HORVÁTH F. 2010).



Az említett, és részleteiben az alábbiakban ismertetett szerkezeti egységek sematikus tektonikai modelljét a 4. ábra szemlélteti.

#### A PENNINI-EGYSÉG

### Kisfokú metamorf jura–alsó-kréta képződmények (25)

A Pennini-egység a mezozoikum közepén felnyílt, majd a paleogénben elnyelődött Pennini-óceán kérgének magmás eredetű, bázisos–ultrabázisos összetételű képződményeit és az ezen lerakódott különféle törmelékes és karbonátos üledékek kőzetegyütteseit foglalja magába (5. ábra). A mezoalpi fázisban e képződmények kék-, majd zöldpala fáciesű metamorf átalakuláson mentek keresztül.

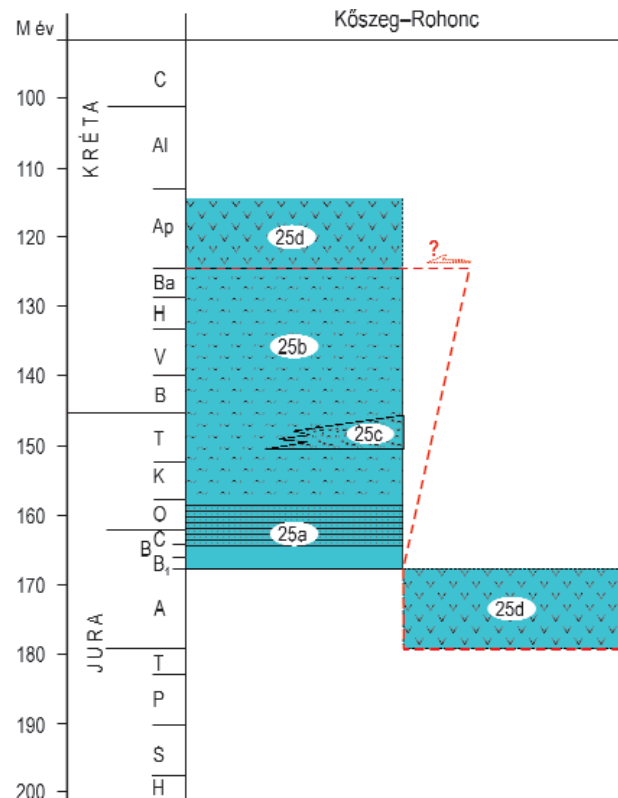
Az összlet mélyebb helyzetű litológiai egységeit (Kőszegi Kvarcfillit, 25a, Velemi Mészfillit, 25b és Cádi Konglomerátum, 25c) a jurába, esetleg a kora-krétába sorolják. A kvarcit és kvarcfillit homokos–agyagos üledékek átalakulásával képződött. A helyenként tiszta márványbetelepülést is tartalmazó mészfillit finomszemű, meszes-agyagos üledék-képződéssel jellemzett, még a krétában is létező (SCHÖNLAUB 1973) mélytengeri medence metamorfizált üledékeit képviseli. A mészfillitben, néhány méter vastag lencsékben települő konglomerátum javarészt átkristályosodott triász dolomit és dolomitos mészkő törmelékét tartalmazza. A konglomerátumrétegek kavicsanyaga sekélyebb tengeri régióból gravitációs áthalmozással került a mélyebb medencébe. A rétegtanilag/szerkezetiileg? legmagasabb helyzetben található (5. ábra) zöldpalák (Felsőcsatári Zöldpala, 25d) bazaltos összetételű lávák és piroklasztitok metamorfózisa során képződtek. A vashegyi területen a zöldpalák és a mészfillit között szerpentinit és talkpala jelenik meg, továbbá metagabbro is ismert. E kőzetek az egykori óceáni kérget alkotó ofiolitos képződmények mélyebb tagjainak (harzburgit, ferrogabbro/diorit) metamorfózisa során képződtek. A fenti kőzetek kibúvási hazai területen a Kőszegi-hegységben és a Vas-hegyen ismertek.

A Penninikum a tárgyalta területen az Ausztróalpi-takarórendszer egységei alól tektonikai ablakokban (a Kőszegi-Rohonci- és a Vas-hegyi-ablakban) bukkan felszínre. Belső szerkezetét további takarók és intenzív többfázisú gyűrődés jellemzi (PAHR 1984, RATSCHBACHER et al. 1990, DUDKO, TOUFIK 1990).

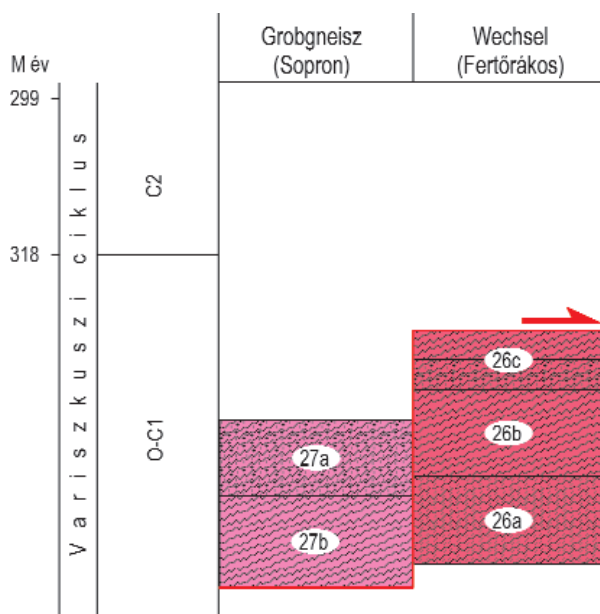
A legkorábbi metamorf átalakulás nyomai az egység gabbro jellegű kőzeteiben őrződtek meg: az óceáni kérget átjáró hidrotermás oldatokhoz kötődő óceánfenéki metamorfózis ( $T=450\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1\text{--}2\text{ kbar}$ ) során nagyhőmérsékletű amfibolok képződtek. Az ezt követő szubdukciós eredetű, kékpala fáciesű metamorf esemény ( $T=330\text{--}370\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6\text{--}8\text{ kbar}$ ) nyomai is főként az ofiolitsorozat elemeiben őrződtek meg. Az esemény kora feltehetően késő-kréta, illetve paleogén. A kőzetek petrográfiai képét többnyire megszabó zöldpala fáciesű metamorfózis ( $T=350\text{--}430\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P\sim 3\text{ kbar}$ ) az oligocén és kora-miocén (muszkovit K-Ar: 31–28 és 23–19 M év) során ment végbe (LELKES-FELVÁRI 1982). A zöldpala fáciesű metamorfózis foka dél felé (Vas-hegy) nő, amit a zöldpalákban megjelenő biotit jelez. A Penninikum végső kitarakódására (exhumáció) és ehhez köthető hűlésére a miocén során (cirkon FT: 22–15 M év, apatit FT: 10–6 M év) került sor (BALOGH KAD. et al. 1983, DUNKL, DEMÉNY 1997).

#### AZ ALSÓ-AUSZTRÓALPI-EGYSÉG

Az Ausztróalpi-egység bonyolult felépítésű, polimetamorf aljzatkomplexumokat magába foglaló takarórendszer, amelynek alpi tectogenezise és kapcsolódó metamorfózisa a krétában ment végbe. Két fő alegységre — Alsó- és Felső-Ausztróalpi-takarórendszerre (4. ábra) — tagolható, melyek határa hazánkban a Kisalföld medencealjzatában húzódik, de



5. ábra. A Pennini-egység sematikus rétegoszlopa. A biosztratigráfiai adatok szinte teljes hiánya miatt az ábrázolt képződmények kora bizonytalan



6. ábra. Az Alsó-Ausztróalpi-takarók sematikus rétegoszlopa

részleteiben nem ismert. Az alegységeken belül további belső takarók különíthetők el, amelyek igen változatos típusú és korú kiindulási kőzetekből épülnek fel. Ebből adódóan az ausztróalpi takarók nem származtathatók egyetlen, egységes földtani felépítésű közös „anyaegységből” (az ún. „Alt-kristallinból”), hanem számos, változatos eredetű és eltérő geodinamikai környezetben keletkezett egység együttesét képviselik, amely a kréta során állt össze.

Az Alsó-Ausztróalpi-egységet hazánk területén hagyományosan két további takaróra osztják: a szerkezetileg mélyebb helyzetű Wechsel- és a felette települő Semmering (Grobgneisz)-egységre (4. és 6. ábra; v. ö. PAHR 1991). Ezek kréta, takarós kontaktusát közvetlenül nem ismerjük.

### Közepes fokú polimetamorf képződmények\* (26)

A mélyebb tektonikus helyzetű Wechsel-egységet közepes fokú polimetamorf képződmények alkotják. Az összlet alsó részét főként amfibolit, amfibol- (aktinolit-) és biotitpala (26a) építi fel. Ezek felett földpátos és grafitos, néhol fillonitos csillámpala (26b) következik, amelybe gyakran apatitdús kőzetlencsék települnek. Az összlet magasabb részén

márvány–dolomárvány is megjelenik. Legfelső helyzetben fillonitos zónákat tartalmazó muszkovit–albit–mikroklin gneisz (26c) és csillámpala található. E képződmények a Fertő-tó szomszédságában található kicsiny Fertőrákosi „palasziget” területén bukkannak felszínre, ismereteink azonban javarészt mélyfúrásokból származnak.

Az egység belső szerkezete kevésbé ismert. A fillonitos zónák alpi képlékeny nyírózónákat jeleznek. A legfelső helyzetben előforduló gneiszek szerkezetileg már a magasabb helyzetű, a Soproni-hegységből ismert Grobgneisz-takaróhoz tartozhatnak

A rétegsorban petrológiailag két metamorf esemény különíthető el: az idősebb, amfibolit fáciesű metamorfózist zöldpala fáciesű esemény bélyegzi felül. A geokronológiai vizsgálatok — néhány variszkuszi (Rb-Sr:  $339 \pm 12$  M év) és késő-kréta adat mellett — főként 170–220 M év tartományba eső korokat adtak (Ar-Ar muszkovit és biotit), mely utóbbiakat többlet Ar beépülésével magyaráztak (FRANK et al. 1996). Figyelembe véve a soproni terület eredményeit is, a Wechsel-takaróban az alábbi metamorf fejlődéstörténet valószínűsíthető: (1) a korai amfibolit fáciesű esemény feltehetően variszkuszi korú (~330 M év), (2) az uralkodó 170–220 M év körüli korok az e területet is érintő permo-triász magas hőmérsékletű és alacsony nyomású esemény hatását jelezhetik a csillámok intenzív át- és/vagy újrakristályosodásával, (3) a késő-kréta korok az utolsó, zöldpala fáciesű eoalpi metamorfózis idejét rögzítik.

### Közepes fokú polimetamorf képződmények (27)

A magasabb szerkezeti helyzetű Semmering (Grobgneisz)-egységet közepes fokú polimetamorf képződmények építik fel. A rétegsor alsó részén különféle ortogneiszek (27a) jellemzőek. A legelterjedtebb típus a szürkésfehér, jól palásodott, középszemű muszkovit-gneisz (Sopronbánfalvai Gneisz). Az összlet magasabb részén főként csillámpalák (27b) jelennek meg, igen változatos ásványtani összetétellel (Óbrennbergi Csillámpala, Vöröshídi Csillámpala). A csillámpalákba disztén– kvarcitenlencsék települnek. Ritka, de annál jellegzetesebb kőzettípus a kiválóan palás, fehér leukofillit, amely a gneiszből, illetve csillámpalából képződött tektonitot képvisel. Igen alárendelten amfibolit is előfordul. Mindezen kőzetek a Soproni-hegységben bukkannak felszínre.

A Grobgneisz-egység belső szerkezetét általánosan lapos délies dőlés jellemzi. Laposszögű alpi képlékeny nyírózónákban képződött milonitos kőzetfajta a leukofillit és a kiválóan fejlett megnyúlási vonalasságot mutató Rókaházi Gneisz. Ezek részint a kréta takaróképződéshez, részint az egység exhumációjához kapcsolódhatnak (4. ábra). DRAGANITS (1998) a markáns alpi felülbélyegzéssel jellemezhető ortogneiszeket és csillámpalákat (Vöröshídi Csillámpala) az Alsó-Ausztróalpi-egységbe sorolta, míg a viszonylag jól megőrződött prealpi ásványparagenezissel jellemezhető csillámpalákat (Óbrennberg – Kaltes Bründl összlet) a magasabb szerkezeti helyzetű Strallegg Komplexummal korrelálta. SCHMID et al. (2004, 2008) mind a Grobgneisz, mind a Strallegg Komplexumot a Felső-Ausztróalpi-egységhez sorolja (Koralpe–Pohorje–Wölz-takaró; l. még később), ezért e felosztásban csak a jelenleg a Wechsel-takaróhoz sorolt Fertőrákosi-palasziget tekinthető az Alsó-Ausztróalpi-egység részének.

\* A prekainozoos térkép jelkulcsában tévesen nagyfokú metamorf képződmények is szerepelnek.

Az összletet komplex polimetamorf fejlődéstörténet jellemzi (KISHÁZI, IVANCSICS 1985; LELKES-FELVÁRI et al. 1984; TÖRÖK K. 1996, 1998, 1999), ennek következtében a korai (prealpi) események csak bizonytalanul rekonstruálhatók. A legkorábbi a csillámpalákban nyomozható amfibolit fáciesű metamorfózis ( $T=600\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=2\text{--}4\text{ kbar}$ ?). Ezen esemény kora a különféle módszerekkel kapott adatok (monacit U-Pb-Th:  $310\pm 34\text{ M év}$ , biotit K-Ar:  $\sim 320\pm 12\text{ M év}$ ) alapján variszkuszi (NAGY G. et al. 2002, BALOGH KAD. DUNKL 2005). A markánsan jelentkező, helyenként staurolit-reliktumokat tartalmazó andaluzit–szillimanit–biotit paragenézis kisnyomású amfibolit fáciesű esemény során képződött. Ez az esemény a Keleti-Alpokban kiterjedten jelentkező permo-triász magas hőmérsékletű és kis nyomású eseménnyel korrelálható a geokronológiai vizsgálatok alapján (biotit K-Ar és muszkovit Ar-Ar:  $275\text{--}236\text{ M év}$ ; BALOGH KAD. DUNKL 2005). A harmadik esemény tipikus indexásványainak együttese nagynyomású metamorfózist jelez ( $T=450\text{--}550\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=11\text{--}14\text{ kbar}$ ; TÖRÖK K. 1996, 1998). Ennek kora egyértelműen késő-kréta (70–80 M év; biotit és fengites muszkovit K-Ar és Ar-Ar, monacit U-Pb-Th; BALOGH, KAD., DUNKL 2005, NAGY G. et al. 2002). A hasadványnyom-adatok az összlet gyors, késő-kréta tektonikus kitakaródását (4. ábra), majd a kora-paleogénben tartósan sekély helyzetét jelzik (cirkon FT:  $\sim 70\text{ M év}$ , apatit FT:  $60\text{--}40\text{ M év}$ ; BALOGH, KAD., DUNKL 2005).

#### A FELSŐ-AUSZTROALPI-EGYSÉG

A Felső-Ausztroalpi-egység a Kisalföld aljzatában a Pennini- és Alsó-Ausztroalpi-egységektől K-re és D-re jelenik meg, a Rába-vonalig terjedően (korábban: Rábamenti Metamorfitt összlet, FÜLÖP 1990). Kisfokú metamorf kőzetekből épül fel (7. ábra).

#### Variszkuszi kisfokú metamorf ópaleozoos képződmények (28) és devon márvány, mészpala (29)

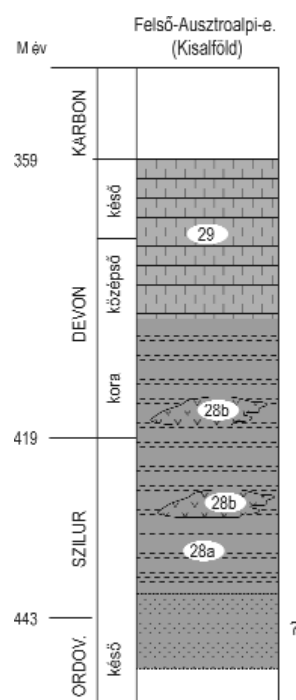
Az összlet alsó részén uralkodóan különféle fillitek ismertek (Mihályi Fillit, 28a) neutrális-bázisos vulkáni betelepülésekkel (Sótonyi Metavulkanit, 28b). Ezeket — biosztratigráfiai adatok híján — feltételesen a szilur–devonba sorolták. A devonba sorolt karbonátok (Büki Dolomit, 29) kora, hasonló okok miatt, ugyancsak feltételesnek tekinthető. A Szentgotthárdnál harántolt nagyon kisfokú metamorfózist mutató agyagpala korrelációja a Mihályi Fillittel bizonytalan. FÜLÖP (1990) a rétegsor bázisképződményeként értelmezte a Nemeskolta Kol-2 és -3, valamint az Ikervár Ike-4 és -7 fúrásban feltárt, nagyon kisfokú metamorfózist mutató homokkőpalát, amelyet HAAS et al. (2010a) viszont a Dunántúli-középhegységi-egység ópaleozoos metamorf aljzatához (54) sorolt.

A Felső-Ausztroalpi-egység a Pennini- és Alsó-Ausztroalpi-egységek szerkezeti fedőjét alkotja (4. ábra), amely mélyfúrásokban Szentgotthárdtól az ölbői területen át egészen a Mihályi-hát ÉÉK-i pereméig követhető. Litológiai és szerkezeti szempontból a Grazi paleozoikummal korrelálható (BALÁZS 1975, FÜLÖP 1990), bár BALLA (1993) részletes elemzésében ezt az analógiát erősen bizonytalannak minősíti. A fillitekre jellemző harántpalás szerkezet az összlet intenzíven gyűrt belső szerkezetét igazolja.

Az összlet javarészt a kisfokú metamorf zónába ( $T=350\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) eső metamorfózist szenvedett (ÁRKAI et al. 1987), 180–116 M év közötti K-Ar korokkal (ÁRKAI, BALOGH KAD. 1989). E korok — szemben a Dunántúli-középhegységi-egység igen hasonló litológiájú metamorfittjainak 310–330 M év körüli K-Ar koraival — az eoalpi (kréta) metamorf hatás következtében részlegesen fiatalodott keverékkorokként értelmezhetők.

Ugyancsak a Felső-Ausztroalpi-takaróhoz sorolják az előzőektől területileg és földtani felépítésük szempontjából is határozottan elkülönülő, a Baján-M-1 jelű szénhidrogén-kutató-fúrás által feltárt **variszkuszi** (közepesfokú) **metamorf képződményeket (30)** a szlovén határ közelében. A fúrás miocén üledékek alatt milonitos csillámpalát és gneiszt, továbbá szimplektites szerkezetű amfibolitot harántolt 3800–4100 m közötti mélységben. Ezen kristályos aljatképződmények tektonikai ablakban bukkanak ki a Dunántúli-középhegységi-egység prekainozoos képződményei alól (FODOR et al. 2003, HAAS et al. 2010a). A fúrásban harántolt lapos dőlésű, extenziós eredetű, képlékeny nyírózónát az Ausztroalpi-egységek késő-kréta–kora-kainozoos extenziójával hozták kapcsolatba (LELKES-FELVÁRI et al. 2002, FODOR et al. 2003).

Az egységet összetett, többfázisú metamorf fejlődés jellemzi (LELKES-FELVÁRI et al. 2002): a korai, csak szimplektites reliktumokban megőrződött nagynyomású, eklogit fáciesű eseményt közepes fokú, eoalpi metamorfózis követte ( $T=570\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P>8\text{ kbar}$ ), amelyet végül kora-paleogén ( $67\text{--}60\text{ M év}$ ; muszkovit Ar-Ar), a nagyhőmérsékletű zöldpala fáciesben



7. ábra. A Felső-Ausztroalpi-egység (Kisalföld) sematikus rétegtan oszlopa.

A biosztratigráfiai adatok teljes hiánya miatt az ábrázolt képződmények kora és kapcsolatrendszer bizonytalan

(~450 °C) végbement milonitosodás bélyegzett felül. E kőzetek megjelenésükben és metamorf fejlődéstörténetükben egyaránt szembetűnő hasonlóságot mutatnak az ÉK-Szlovéniában található Pohorje-hegység fő tömegének jellemző kőzet-típusaival, így a Koralpe–Pohorje–Wölz-takaró (SCHMID et al. 2004, 2008) kristályos kőzetsorozatával korrelálhatók.

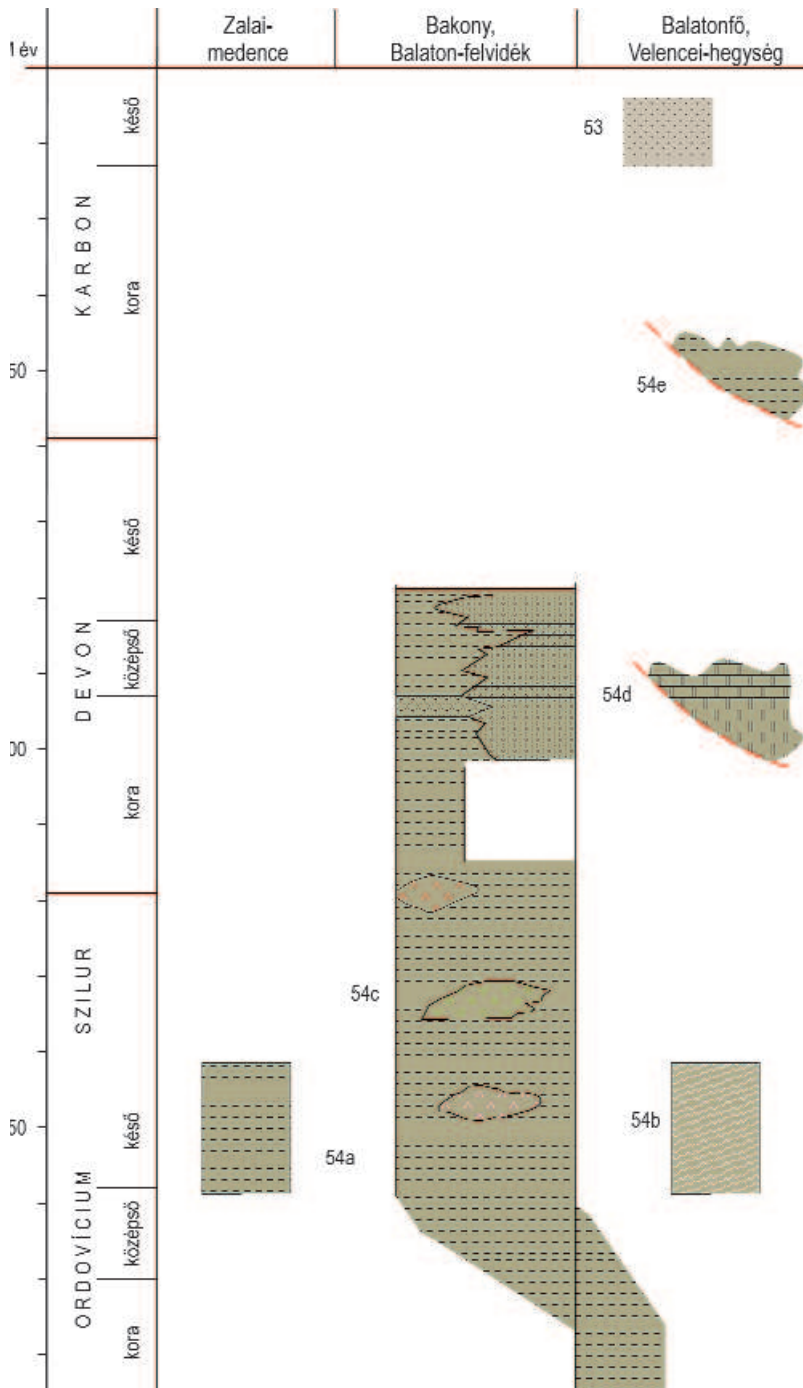
#### A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGI-EGYSÉG

A Dunántúli-középhegységi-egységet DK-felé a Balaton-vonal, ÉNy felé a Rába-vonal határolja (1. ábra). Ugyancsak tektonikusan határolt DNy-on az Ausztralpi-takarórendszerhez tartozó Pohorjei-egység, É-on a Diósjenő–Ógyallai-vonal, ÉK-en pedig a Bükki-egység felé. A jelenlegi tektonikai felfogás szerint az Ausztralpi-takarórendszer legfelső tagja (4. ábra). Prekainozoos szerkezetét DNy–ÉK-i csapású kompressziós szerkezeti elemek határozzák meg. Az egység színform szerkezete a kréta közepén jött létre az ausztriai és a pegasoui fázis során (BALLA, DUDKO 1989). Tengelyzónájában jura–alsó-kréta

összletek találhatóak, míg attól a szárnyak felé a felső-triásztól az ópaleozoikumig egyre idősebb kőzettestek következnek. A szinklinális mindkét oldalát boltozatok kísérik, tengelyzónájukban ópaleozoos képződményekkel. Ilyen antiklinális rajzolódik ki a Zalai-medencétől a Balaton aljzatán keresztül a Budai-hegység déli előteréig, illetve a Kisalföld aljzatában Tét, Vaszar és Takácsi térségében. A szinklinórium kompressziós hatásoknak leginkább kitett szárnyain átbuktatott redők és áttolódások jöttek létre, ezek közül a legjelentősebb a Balaton-felvidéken és a Keleti-Bakonyban mintegy 100 kilométer hosszan követhető Litéri-feltolódás (BÖCKH 1872, 1873; TELEKI 1939; DUDKO in BUDAI et al. 1999). A színform belső felépítését a Bakonybéli-rátolódás (TARI 1994) bonyolítja.

A Felső-Ausztralpi-egység paleozoikumába sorolt és a variszkuszi hegyképződés során kifestett metamorfózist szenvedett képződményei és a Dunántúli-középhegységi-egység hasonló korbesorolású és metamorf fokú képződményei között egy keskeny, valószínűleg több tektonikus pikkelyt tartalmazó övezetben (Sótony és Ikervár környékén) néhány fűrés igen kifestett metamorfózist szenvedett agyagpalát, márgapalát, homokkővet, konglomerátumot, valamint vulkáni tufát tárt fel. Egyetlen fűrésből jura–alsó-kréta korú mikrofossziliákat is leírtak (JUHÁSZ Á., KŐHÁTI 1966). Ezeket a képződményeket a térkép „**Mezozoos nagyon kifestett metamorf képződmények**” (48) megjelöléssel ábrázolja és az egyelőre feltételes jellegű Ikervári-szerkezetbe sorolja.

8. ábra. A Dunántúli-középhegységi-egység variszkuszi képződményei (FÜLÖP 1990, CSÁSZÁR in BUDAI et al. 1999 nyomán)





### **Variszkuszi lemeztektonikai ciklus**

A Dunántúli-középhegység ópaleozoos rétegsora a variszkuszi orogénnel zárult lemeztektonikai ciklus során keletkezett (8. ábra). Az ordovícium–devon nyílttengeri finomszemcsés üledékképződést időszakonként bázisos, illetve savanyú vulkanizmus szakította meg. A devon során sekélytengeri karbonátplatform jött létre, amely a nyílt medence felé lejtővel kapcsolódott. Az ópaleozoos képződmények a variszkuszi orogenezis során nagyon kisfokú és kisfokú metamorfózist szenvedtek a kora-karbonban. A késő-karbon során a variszkuszi hegységrendszer lepusztulásából molassz üledékek halmozódtak fel a sekélytengeri és szárazföldi sülyyedékekben.

#### **Variszkuszi kisfokú metamorf ópaleozoos képződmények (54)**

A rétegsor legidősebb részét ordovíciumi–devon aleurolitpala és agyagpala (54a) építi fel, kovapala- és homokkő-betelepülésekkel (Lovasi Agyagpala). Magasabb metamorf fokú, zöldpala fáciesű kifejlődése a Balatonfőre jellemző kvarcfillit (Balatonfőkajári Kvarcfillit, 54b), amely a Balatonfői-vonal és a Balaton-vonal közötti területen ismert (FÜLÖP 1990, LELKESNÉ-FELVÁRI 1998). Utóbbi területen néhány fúrásból (Sávoly–7, Balatonhídvég Hi–1, –2, Garabonc–1) közepes fokú metamorfitek (gránátos csillámpala, gránátos–staurolitos csillámpala, andaluzit–biotit–muskovitpala) is ismertek (TÖRÖK K. 1992). A kevés fúrás adat miatt azonban részleteiben nem ismerjük sem e kőzetek elterjedését a prekainozoos medencealjzatban, sem kapcsolatát jellegét a környező kisfokú metamorfitekkel, sőt az is bizonytalan, hogy variszkuszi vagy alpi metamorfózisról van-e szó. Az ordovíciumi–devon palákban savanyú (Alsóörsi Metariolit), illetve bázisos összetételű (Litéri Metabazalt) metavulkanittek (54c) települnek. A különböző fáciesű devon mészkőtestek (54d) a Balatonfő és a Velencei-hegység közötti területen jellemzőek (GYALOG et al. 2004). Ezek közül a legnagyobb tömegű a sekélytengeri platformkarbonát (Polgárdi Mészkő), amely a nyílt medence fácies felé (Kékkúti Mészkő) lejtő fáciesen keresztül kapcsolódik (Úrhidai Mészkő). Sekélytengeri ősmaradványokban gazdag mészkő-betelepüléseket tartalmazó agyagpalának (Szabadbattyáni Agyagpala, 54e) egyetlen előfordulása ismert, amely tektonikusan érintkezik a Polgárdi Mészkővel.

#### **Felső-karbon szárazföldi sziliciklasztos összlet (53)**

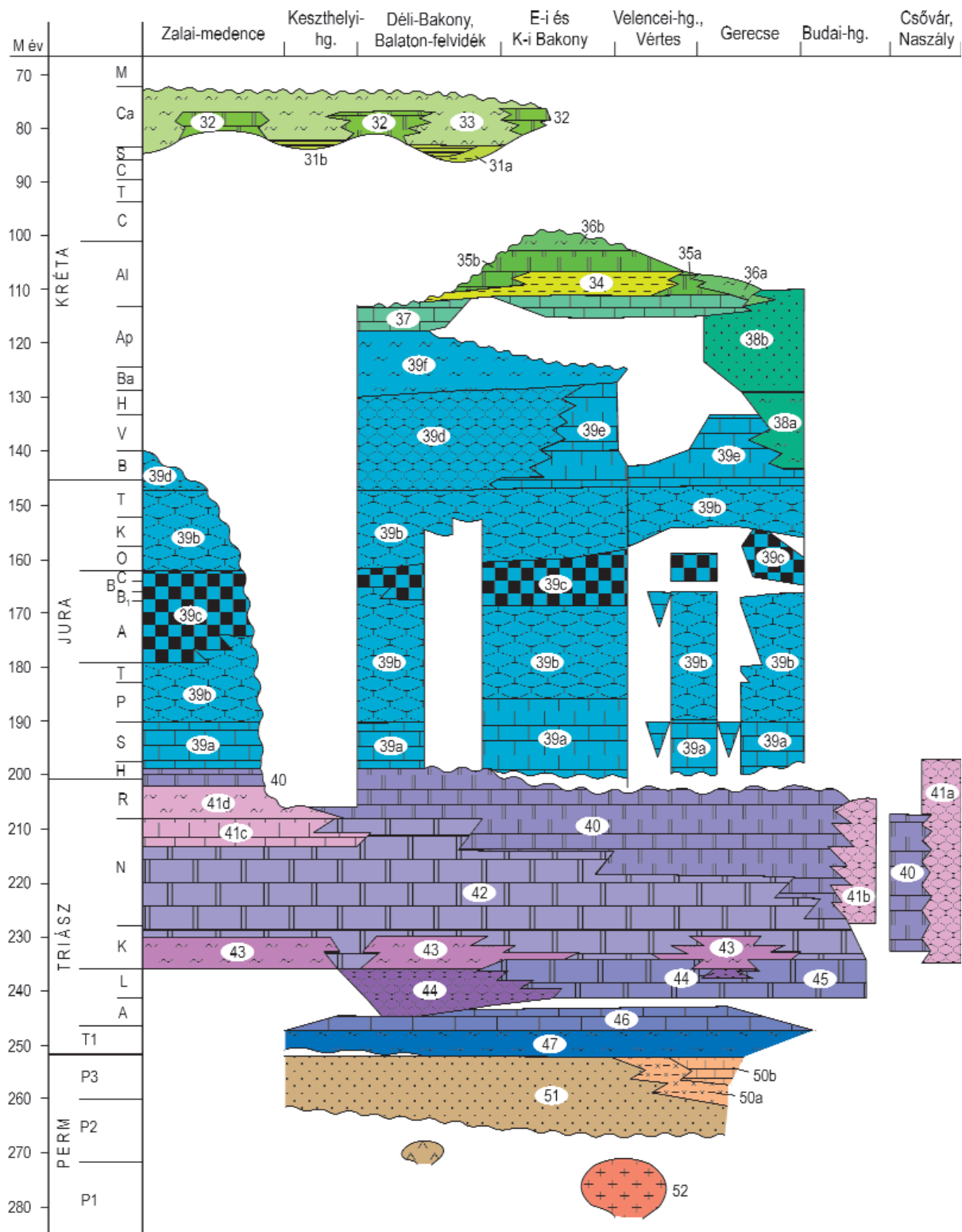
A variszkuszi hegységképződést követően a karbon időszak végén létrejött medencékben molassz jellegű, folyóvízi képződmények halmozódtak fel, melyek csupán a Balaton és a Velencei-tó közötti Balatonfő területén ismertek (MAJOROS, in BUDAI et al. 1999). A 600 m-es vastagságot is elérő rétegsor (Fülei Konglomerátum) fanglomerátum, konglomerátum, homokkő, aleurolit és agyagkő ciklusos váltakozásából épül fel. A kavics méretű szemcsék anyaga uralkodóan az ópaleozoos rétegsorból származó kvarcit, kvarcfillit és fillit, ritkábban metariolit. Az összlet kora a makroflóra- és sporomorfa- együttesek alapján késő-karbon.

### **Alpi lemeztektonikai ciklus**

#### **Perm–kora-kréta fejlődéstörténeti ciklus**

A Dunántúli-középhegységi-egységben az alpi lemeztektonikai ciklus a permben kontinentális riftesedéssel indult, melynek során az egyenetlen sülyedés medencék és háta kialakulását eredményezte. Az egység uralkodó részén a variszkuszi hegységképződés során metamorfizálódott és deformált aljzat lepusztult, majd tektonikusan tagolt felszínén szárazföldi–folyóvízi üledékek felhalmozódása kezdődött a középső-permben (9. ábra). Fúrás adatok szerint ezt helyenként dácit vulkanizmus előzte meg (MAJOROS 1998a).

A késő-permben az egység ÉK-i része (a Velencei-tótól ÉK-re), majd a triász időszak legelején már az egység teljes területe a Tethys-óceán széles nyugati peremvidékét képező sekélytenger részévé vált. A középső-triászban érte el a régiót a Neotethys felnyílásához kötődő riftesedés, ami a tengeraljzat differenciálódását eredményezte, sekély platformok és mélyebb medencék létrejöttével (BUDAI, VÖRÖS 1992, 2006). A késő-triász korai szakaszában a medencék jórészt feltöltődtek és nagy kiterjedésű karbonátplatformok uralták az egység meghatározó részét (HAAS, BUDAI 1995). A jura korai szakaszában a Neotethys még, az Alpi-Tethys (Liguriai–Pennini-óceánmedence) már óceáni kéreggel rendelkező állapotban volt és a kettő közötti helyzetben lévő Dunántúli-középhegységi-egységben az extenzió mélyebb medencék és köztes háta kialakulását eredményezte. A kora-jura végétől a kora-kréta késői szakaszáig az egység egyenlőtlen aljzatú mélytengeri medence volt, a jura idején uralkodóan karbonátos üledéklerakódással. A kréta idején az óceáni aljzat obdukciója az üledéklerakódás jellegének lényeges megváltozását eredményezte a Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i részén. A kora-kréta végi kompressziós szakaszhoz gyűrődéses deformáció köthető és ekkor alakult ki a Dunántúli-középhegységi-egység szinform szerkezete, amely a későbbi lepusztulást és üledékfelhalmozódást is jelentős mértékben meghatározta. Az albai kezdetén az egység uralkodó része szárazra került.



9. ábra. A Dunántúli-középhegységi-egység prekainozoos alpi képződményeinek elvi rétegoszlopa (HAAS, BUDAI 1995, 1999, 2004; VÖRÖS, GALÁCS 1998; CSÁSZÁR szerk. 1996 nyomán)

### Felső-karbon–alsó-perm granitoid plutonok (52)

A Balaton-vonal mentén posztkollíziós granitoid kőzetek intrúziói ismertek. A kőzetek kéreg eredetűek, alkáli, granodioritos jellegűek (BUDA 1985). A Velencei-hegységben felszínre bukkanó, hipabisszikus mélységben megszilárdult intrúzió biotitos ortoklász gránitból áll, amelyben kisebb pegmatittek, valamint mikrogránit- és gránitporfirtelések is

megjelennek (Velencei Gránit Formáció). Hasonló kőzetek ismertek a felszín alatt a Velencei-tó és a Balaton déli előterében is. A radiometrikus koradatok 260–320 M év közöttiek, az újabb mérések a kora-perm (274–282 M év) kort erősítették meg (GYALOG et al. 2004).

Ugyanebben az övezetben mélyfúrások kvarcdioritot is feltártak (Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció), melynek K-Ar kora  $272 \pm 11$  M év (BALOGH KAD. et al. 1983).

### **Középső- és felső-permi szárazföldi sziliciklasztos összlet (51)**

Az egyenetlen variszkuszi aljzatra diszkordánsan települő szárazföldi, uralkodóan folyóvízi eredetű összlet (Balatonfelvidéki Homokkő) jellemzően vörös színű. Alsó része polimikt konglomerátum és homokkő váltakozásából áll, amely felfelé homokkő és aleurolit váltakozásából álló rétegsorba megy át (MAJOROS 1983, FÜLÖP 1990, MAJOROS in BUDAI et al. 1999). Vastagsága a Balaton-felvidéken 200–800 m, de a Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i részén csupán 50–150 m. Kora sporomorphák alapján középső (?) – késő-perm.

### **Felső-permi sekélytengeri karbonátos és evaporitos összlet (50)**

A Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i részét a késő-perm során borította el a tenger, peritidális és sekély lagúna környezetek alakultak ki (MAJOROS 1980, FÜLÖP 1990). A peritidális övezetben meleg arid klímán szábk fáciest képviselő aleurolit-, márga-, dolomit- és anhidritrétegek váltakozásából álló rétegsor képződött (Tabajdi Anhidrit, 50a). A lagúna belsőbb részén tengeri ősmaradványokat tartalmazó dolomit-, anhidritrétegek ciklusos váltakozásából álló összlet keletkezett (Dinnyési Dolomit, 50b). Az előbbi 200–250 m, az utóbbi 450–500 m vastagságú. Késő-permi korukat sporomorphák, valamint mészalgák és foraminiferák bizonyítják (HAAS et al. 1986, GÓCZÁN et al. 1987).

Vannak a Dunántúli-középhegységi-egységnek olyan részei, melyek aljzatát csupán néhány fúrás tárta fel, és az azokban harántolt prekainozoos képződmények rétegtani minősítése is esetenként bizonytalan. Az ilyen aljzatrészek ábrázolására az „Újpaleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül” (49) megjelölést illetve jelet alkalmaztuk.

### **Alsó-triász sekélytengeri finom sziliciklasztos és karbonátos összlet (47)**

A triász legelején bekövetkezett euszatikus tengerszint-emelkedés hatására nagy kiterjedésű sekélytengeri rámpa alakult ki, amelyen sziliciklasztos és karbonátos üledékképződés folyt. A kora-triász közepén felerősödött a törmelék beáramlása, amit tengerszintesés és a klíma szárazabbá válása követett. A kora-triász utolsó szakaszában bekövetkezett transzgresszió nyomán nyílt selftenger jött létre, amelyet a kora-triász végére ismét regresszió követett (HAAS, BUDAI 1999).

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén (a Vértés D-i előterében és a Velencei-tó környékén) az alsó-triász mészkő és mészmárga rétegsor (Alcsútdobozi Mészkő) üledékfolytonosan települ a tengeri kifejlődésű felső-perm képződményeken (HAAS et al. 1988b). Vastagsága 150–200 m. Ez a kifejlődés DNy felé márga, mészmárga és mészkő váltakozásából álló rétegsorral fogazódik össze (Arácsi Márga), amely a Veszprémi-fennsíkon és a Balaton-felvidék ÉK-i részén jellemző. Vastagsága 80–120 m. A Balaton-felvidék DNy-i részén és az Északi-Bakony előterében a partmenti lagúna fáciésű, homokos dolomit és homokkő eróziós diszkordanciával települ a felső-perm vörös homokkőre (Köveskáli Dolomit). Vastagsága kb. 100 m.

Az indusi képződményekre települő olenyoki rétegsor alsó szakaszát 70 m vastag sekélytengeri, vörös aleurolit (Zánkai Homokkő), majd 40 m vastag lagúna fáciésű dolomit alkotja (Hidegkúti Dolomit). Az alsó-triász összlet legfelső részét medence fáciésű márga és aleurolit építi fel (Csopaki F.), mintegy 150–200 m vastagságban, mészkő- és homokkő-betelepülésekkel (HAAS, BUDAI 2004).

### **Anisusi sekélytengeri mészkő és dolomit (46)**

A középső-triász elején kialakult karbonátos rámpán kezdetben arid klímájú árapályövi síkságon, majd rosszul szellőzőt aljzatú lagúnában zajlott az üledékképződés, végül sekélytengeri karbonátpad jött létre (BUDAI et al. 1993, 1999).

Az alsó-triász törmelékes összletre vékonyréteges–lemezes, sejtüreges dolomit települ mintegy 250 m vastagságban (Aszófői Dolomit). A fölötte következő 250–300 m vastag bitumenes mészkő alsó szakaszán lemezes, felső részén pados kifejlődésű, bioturbált (Iszkahegyi Mészkő). A mészkőre folyamatos átmenettel települő pados dolomit zárja az alsó-anisusi rétegsort, amelynek vastagsága 20 és 200 m között változik (Megyehegyi Dolomit). A Balaton-felvidék középső részén és a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén az anisusi emelet középső részét ciklusos felépítésű sekélytengeri platformkarbonátok alkotják, mintegy 80–150 m vastagságban (Tagyoni F.).

### **Ladin–karni platform fáciesű dolomit (45)**

Az anisusi platformkarbonátokra ciklusos felépítésű, peritidális – sekély szubtidális fáciesű dolomit települ (Budaörsi Dolomit). A késő-anisusi–kora-karni dolomit legnagyobb vastagsága a Vértes és a Budai-hegység területén eléri 800 métert (BUDAI et al. 2008), DNy felé medence fáciesekkel fogazódik össze (HAAS, BUDAI 1999, 2004).

### **Anisusi–ladin medence fáciesű mészkő, tűzköves mészkő, tufabetelepülésekkel (44)**

Az anisusi közepén aktivizálódott extenziós tektonika hatására a karbonátos sekélytengeri rámpa normál vetők mentén szétdarabolódott. A megsüllyedt területeken félárokmedencék, míg a kiemelt helyzetben maradt területeken sekélytengeri karbonátplatformok jöttek létre (BUDAI, VÖRÖS 1992, 2006). A tengerszint növekedése nyomán az anisusi medencék tovább mélyültek, amelyekben a pelágikus karbonátképződést vulkanitok lerakódása kísérte a ladin végéig. Ezzel párhuzamosan a kiemelt helyzetben maradt platformok területén sekélytengeri karbonátképződés zajlott a karni elejéig.

A középső–felső-anisusi medence fáciest pados, tűzkögumós, illetve vékonyréteges–lemezes bitumenes mészkő (Felsőörsi Mészkő) képviseli a Balaton-felvidéken és a Keleti-Bakonyban (BUDAI et al. 1999, 2001). Vastagsága 10–150 m között változik. A fölötte következő legfelső-anisusi rétegsort tufa és kovás mészkő alkotja mintegy 20–30 m-es legnagyobb vastagságban (Vászolyi Formáció). A ladin emeletet 30–50 m vastag, pados, tűzkögumós mészkő és radiolarit építi fel (Buchensteini Mészkő), amelyet a ladin felső szakaszán 20–50 m vastag márgaközös–táblás mészkő vált fel (Füredi Mészkő).

### **Karni medence fáciesű márga és mészkő (43)**

A középső–triász idején létrejött medencékben a karni kezdetén a pelágikus karbonátüledékek lerakódását, valószínűleg elsősorban klímaváltozás miatt, szürke agyagmárga, márga, kőzetlisztes márga felhalmozódása váltotta fel (Veszprémi Márga). A relatív tengerszint változása miatt a transzgressziós szakaszokban a márga lerakódása a környező platformok jelentős részére is kiterjedt, míg a vízszintemelkedés ütemének lassulása a platformok terjeszkedéséhez vezetett (HAAS, BUDAI 1999, 2004). A lejtők lábánál breccsa és karbonátturbidit, a medencék belsejében a nagy mennyiségű karbonátiszap beszállítódása miatt mészkőbetelepülések jelennek meg. Az összlet vastagsága a depocentrumokban az 1000 m-t is elérheti, a peremi övezetekben csak néhányszor 10 m. A késő-karni idejére a medencék már jórészt feltöltődtek, és sekély elzárt medencékben bitumenes mészkő, illetve sekélytengeri dolomit és mészkő képződött (Sándorhegyi Formáció), de a humidabb klímájú periódusokban a finom terrigén beszállítódás fokozódása miatt a rétegsort márgaszakaszok tagolják (BUDAI et al. 1999). Ez a képződmény legfeljebb 120 m vastagságú.

### **Karni–nori platform fáciesű dolomit (42)**

A karni humid klímaszakaszban a korábban kiterjedt platformok területe leszűkül, de egyes még mindig jelentős méretű szigetplatformokon ekkor is folytatódott a sekélytengeri karbonátképződés. A Dunántúli-középhegységi-egység DNy-i részén, a Keszthelyi-hegységben és annak környékén zátony és lagúna fáciesű mészkő (Edericsi Mészkő), valamint annak részlegesen és teljesen dolomitósodott változata ismert (BUDAI et al. 1999, HAAS et al. 2014). A nagyobb platformok belső részén ezzel egy időben ciklusos rétegsorok képződtek, peritidális és szubtidális fáciesek váltakozásával, melyek teljesen dolomitósodtak (Gémhegyi Dolomit). Ilyen rétegsorok ismertek a Bakonyban a Veszprémi-platón, a Vértesben és a Budai-hegységben is (HAAS, BUDAI 1995, 1999, 2014). A késő-karni késői szakaszában a már feltöltődött medencék területére is kiterjedő hatalmas karbonátplatform alakult ki, és a Dunántúli-középhegységi-egység uralkodó része belső platformmá vált, ahol a középső–késő-noriig 1–1,5 km vastagságú peritidális és sekély lagúna fáciesű rétegek váltakozásából felépülő ciklusos rétegsor képződött (Fődolomit), a teljes rétegsor alapvetően szingenetikus – korai diagenetikus dolomitósodásával (HAAS, BUDAI 2004).

### **Nori–rhaeti és legalsó jura medencefáciesű tűzköves mészkő, dolomit (41)**

A Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i, a Neotethys selfpereméhez közelebbi részén extenziós medencék jöttek létre a karni és a nori korszakban, a platformok egyes részeinek törések menti intenzívebb süllyedésének eredményeként. A karniban létrejött medencében keletkezett lejtő és medence fáciesű tűzköves dolomit és mészkő ismert a Dunától K-re Csővár környékén (Csővári Formáció, 41a), amelynek képződése még a kora-jura idején is tartott, vastagsága 600–700 m (HAAS et al. 1997). A Budai-hegységben is valószínűleg a karniban kezdődött a tűzköves, gyakran laminites dolomit és mészkő képződése (Mátyáshegyi Formáció, 41b), elzártabb intraplatform medencékben (HAAS et al. 2000a). A Pilis noriban létrejött medencéjében vékonyréteges, lemezes mészkő képződött (Feketehegyi Formáció), mintegy 300 m vastagságban (HAAS et al. 2010b).



A Dunántúli-középhegységi-egység DNy-i, a későbbi Alpi-Tethys-peremhez közelebbi részén is létrejöttek extenziós medencék a késő-nori során (HAAS 2002). Ennek eredményeként a Fődolomit képződését elzárt medencében képződött, vékonyréteges–lemezes, bitumenes dolomit váltotta fel (Rezi Dolomit, 41c), melynek vastagsága 100–300 m (BUDAI et al. 1999). A nori legvégén, feltehetően elsősorban a klíma csapadékosabbá válása miatt, a dolomiteképződést szerves anyagban gazdag agyagmárga, márga, kőzetlisztes márga lerakódása váltotta fel (Kösseni Formáció, 41d). A rhaeti idején is folytatódott a medencében az agyagos üledékek lerakódása, a depocentrumokban összesen mintegy 400 m vastag rétegsor képződését eredményezve. A peremeken a tengerszint periodikus változását tükröző márga-mészkkő váltakozásából álló rétegsor jött létre, jelentős platformprogradációval a rhaeti késői szakaszában (HAAS 2002, HAAS, BUDAI 2004).

#### **Felső-triász – legalsó jura platform fáciesű mészkő (40)**

A késő-karnitól a triász időszak végéig a Dunántúli-középhegységi-egység területének jelentős része karbonátplatform volt (HAAS, BUDAI 1995, 1999). A nori középső részéig terjedő időszakaszban a platform belső részén szemiárid klímaviszonyok közt szingenetikus, illetve korai diagenetikus dolomit képződött (HAAS 2004). A platform külső övezetében azonban, amely csak ritkán került a peritidális övbe, nem folyt dolomiteképződés, így itt a Fődolomit heteropikus fácieseként a Dachsteini Mészkkő onkoidos fáciese jelenik meg. Ez a képződmény jött létre a Duna-balparti-rögök területén a késő-karni–nori szakaszban, valamint a Budai-hegységben a nori–kora-rhaeti során (HAAS, BUDAI 2014). Néhány száz méter vastagságban ismert e területeken. A nori középső részétől, valószínűleg a csapadékosabbá váló klíma miatt, a belső platform üledékek dolomitosodása is fokozatosan megszűnt és ezt követően a rhaeti végéig a Dunántúli-középhegységi-egység uralkodó részén peritidális és szubtidális rétegek váltakozásából álló mészkőrétegsor (Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkkő) jött létre mintegy 1000 m vastagságban (HAAS 2004).

A Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i részén a karbonátplatform a triász-jura fordulóján megfulladt, azonban DNy-i részén a platformfejlődés a jura kezdetén (a hettangiban) is folytatódott, és sekély szubtidális környezetben mintegy 150 m vastagságú mészkő (Kardosréti Mészkkő) halmozódott fel a platform kora-sinemuriban történt megfulladásáig (VÖRÖS, GALÁ CZ 1998).

#### **Jura–alsó-kréta pelágikus mészkő, tűzköves mészkő, radiolarit (39)**

A késő-triász során kialakult nagy kiterjedésű karbonátplatform a jura időszak elején fokozatosan feldarabolódott. A kiemelt helyzetben maradt területeken tenger alatti hátságok, míg a tektonikusan felnyílt árkokban mély tengermedencék jöttek létre (GALÁ CZ 1988, VÖRÖS 1998, VÖRÖS, GALÁ CZ 1998). A medencék területén igen lassú, de folyamatos üledék-képződés zajlott, míg a tenger alatti hátságokon az üledékek lerakódása időszakos volt. A kora-kréta során a Dunántúli-középhegység DNy-i részén tovább folytatódott a pelágikus karbonátok képződése, amelyet terrigén törmelék beáramlása és lerakódása váltott fel az hauserivi–barrémi idején.

A felső-triász–alsó-jura platformkarbonátokra települő alsó-jura rétegsort pados–vastagréteges (Pisznicei Mészkkő) és tűzköves mészkő (Isztiméri Mészkkő) alkotja (39a). Az alsó-jura felső szakaszát, valamint a középső-jura túlnyomó részét és a felső-jura alsó szakaszát agyagos, gumós, „ammonitioco rosso” fáciesű mészkő (Tűzkövesárki Mészkkő, Törökbükki Mészkkő, Kisgerecsei Márga, Tölgyhádi Mészkkő, Pálhálási Mészkkő, 39b) építi fel (VÖRÖS 1998, VÖRÖS, GALÁ CZ 1998, CSÁ SZÁ R et al. 1998). A középső-jura pelágikus medencefáciese a vékonyréteges–lemezes „bositrás mészkő” (Eplényi Mészkkő), valamint a lemezes–kovás márga és a tűzköves mészkő (Lókúti Radiolarit, 39c). A jura rétegsor összvastagsága a bakonyi medencék területén meghaladhatja a 300 métert, míg a hátságokon és a gercesei területen alig éri el a 20–50 métert.

A felső-jura–alsó-kréta vékonyréteges, tűzköves mészkő („maiolica”) fáciese a Dunántúli-középhegység DNy-i részén jellemző (Mogyorósdombi Mészkkő, 39d), legnagyobb vastagsága eléri a 150 m-t (HAAS et al. 1984). Heteropikus fáciesei az ÉK-i területen lényegesen vékonyabbak (Szentivánhegyi Mészkkő és Borzavári Mészkkő, 39e). Az alsó-kréta felső szakaszát a Bakony területén pelágikus márga alkotja (Sümegei Márga, 39f), amelynek vastagsága DNy-on eléri a 250–300 m-t.

#### **Alsó-kréta flisoid összlet (márga, homokkő, konglomerátum) (38)**

A gercesei üledékgyűjtő területén a kora-krétában jelentős változás történt az üledékképződésben: nagy vastagságú, flis jellegű, mélytengeri törmelékes üledékek rakódtak le az albai elejéig (SZTANÓ 1990, CSÁ SZÁ R, Á RGYELÁN 1994, FOGARASI 1995).

A Gerecse, valamint a Tatabányai- és a Dorogi-medence aljzatában az alsó-kréta rétegsor alsó szakaszát turbidit kifejlődésű aleuritos agyagmárga és mészmárga alkotja, mészkő- és gradált homokkő-közbetelepülésekkel (Berseki Márga, 38a). E fölött vastagpados, durvaszemcsés, tenger alatti törmelékkipon lerakódott, gradált homokkő települ, felső szakaszán jellegzetes csatornakitöltő durva törmelékkel (Lábatlani Homokkő, 38b). A gercesei alsó-kréta összlet legnagyobb vastagsága elérheti a 600 métert, amelyen belül a homokkő vastagsága 500 métert is kitehet.

### **Apti–albai sekélytengeri mészkő (37)**

A késő-apti–kora-albai idején sekélytengeri körülmények között létrejött crinoideás mészkő (Tatai Mészkő) ismert a Dunántúli-középhegységi-egység szinklinálisának tengelyzónájában, a Gerecse Ny-i előterétől a Déli-Bakonyig (LELKES 1990). Vastagsága a 200 m-t is meghaladhatja. Gyakran jelentős mennyiségben tartalmazza idősebb kréta és jura kőzetek homok méretű törmelékét, illetve helyenként sziliciklasztot. A Dunántúli-középhegységi-egység DNy-i részén folyamatosan fejlődik ki mélyvízi pelágikus faciést képviselő Sümegi Márgából (HAAS et al. 1984). Másol eróziós diszkordanciával, jelentős üledékhézaggal települ idősebb kréta és jura képződményekre.

#### *Albai–cenoman fejlődéstörténeti ciklus*

A Tatai Mészkő képződését követően, a kora-albai idején, kompressziós erőterben végbement tektonikai folyamatok vezettek a Dunántúli-középhegységi-egység szinklinális szerkezetének kialakulásához és a korábban lerakódott rétegsorok gyűrődéses deformációjához. A tektonikai folyamatok a Dunántúli-középhegységi-egység uralkodó részének szárazra kerülését és lepusztulását is eredményezték. Az egység ÉK-i részén, a Gerecse területén a tengeri üledékképződés folyamatos volt és innen indult ki az a tengerelőntés, amelynek eredményeként az albai középső részén a Dunántúli-középhegységi-egység jelentős részét a tenger ismét elborította, és a késő-albaira már pelágikus medencévé vált. A turon–coniacira tehető újabb szerkezeti mozgások következtében azonban a terület ismét szárazulattá vált és a lerakódott üledék számottevő része lepusztult.

### **Albai szárazföldi, tavi és lagúna fáciesű képződmények (34)**

A Vértes É-i előterének Ny-i része és a Bakony területe a kora-albai során felszínre került és lepusztult. Helyenként felszínre került és karsztosodott a triász és alsó-jura platform fáciesű mészkő és a karsztos mélyedésekben bauxit halmozódott fel (Alsóperei Bauxit). A lepusztult felszínre, illetve helyenként a bauxitra folyóvízi, tavi, lápi és tengeri, gyakran csökkent sótartalmú vízben képződött, sötét és tarka színű agyag, agyagmárga, márga és mészkő, helyenként homokkő rakódott le (Tési Agyagmárga), melynek vastagsága a 200 m-t is meghaladhatja (CSÁSZÁR 1986, BUDAI et al. 2008).

### **Albai platform fáciesű mészkő (35)**

Az albai medence peremén, a Vértes É-i előterének K-i részén, kalkarenites sekélytengeri mészkő, majd korall- és stromatopora-biohermákat tartalmazó rudistás mészkő képződött (Környei Mészkő, 35a), mintegy 200 m vastagságban (CSÁSZÁR 1986, 2002; BUDAI et al. 2008). A transzgressziós folyamat során a lagúna fáciesű rétegsor felett a sekélytengeri, jellemzően rudistás mészkő képződése általánossá vált a Vértes É-i előterétől a Bakonyig (Zirci Mészkő, 35b). A különböző sekélytengeri fácieseket képviselő rétegsorok vastagsága 25–250 m között változik.

### **Albai–cenoman medence fáciesű márga (36)**

A Gerecse Ny-i részén, illetve Ny-i előterében az apti–kora-albai crinoideás mészkőre üledékfolytonosan, illetve helyenként a Lábatlani Homokkőre sekély bathiális környezetben képződött sötétszürke aleurolit, agyagmárga, márga települ (Vértessomló Aleurolit, 36a), melynek vastagsága meghaladhatja a 200 m-t (CSÁSZÁR 1986, BUDAI et al. 2008). A Bakonyban és a Vértes előtereiben az albai ciklus sekélytengeri karbonátos kőzeteire késő-albai–cenoman mélyvízi pelágikus faciést képviselő sötét, kőzetlisztes márga települ, felső részén aleurolittal és homokkővel (Pénzeskúti Márga, 36b). Vastagsága meghaladhatja a 450 m-t.

A térkép az albai–cenoman ciklushoz tartozó, litológiailag hasonló, de térben és időben elkülönülő pelágikus aleurolit és márga képződményt azonos jellel ábrázolja.

#### *Senon fejlődéstörténeti ciklus*

A senon üledékfelhalmozódási ciklust megelőző kiemelkedési szakaszban a szerkezetalakulás és a szubtrópusi denudáció kiterjedt, belsőleg tagolt lepusztulási felszín kialakulásához vezetett (HAAS 1983, KAISER 1997). A Dunántúli-középhegység szerkezeti csapásával közel párhuzamosan viszonylag kiemelt hátak és köztük medencék alakultak ki. A lepusztulás során felszínre került aljazat karsztos felszínén bauxit (MINDSZENTY et al. 2000), majd a medencék területén folyóvízi, tavi és lápi üledékek rakódtak le. Később a medencék és hátak közötti lejtőket, majd a hátakat is elborította a tenger. A hátakon platformkarbonát, a medencékben pelágikus karbonát–agyagos kőzetek képződtek, majd a terület egésze pelágikus üledékgyűjtővé vált.

A senon ciklust tektonikailag meghatározott kiemelkedés, jelentős lepusztulás zárja. A ciklus során létrejött képződmények a Dunántúli-középhegységi-egység DNy-i részén őrződtek meg, az Északi-Bakony Ny-i részén, a Déli-Bakonyban, a Kisalföld D-i peremvidékén, valamint az Észak-Zalai-medencében.

### Senon szárazföldi törmelékes és lápi képződmények (31)

A senon ciklus korai szakaszában a karsztos aljzat mélyedéseiben és szárazföldi, folyóvízi és tavi üledékgyűjtőben, majd a deltasíkságon és a parti lápok területén létrejött képződmények tartoznak ebbe az egységbe (HAAS 1998a).

A bauxitüledékek (Nagytárkányi és Halimbai Bauxit) karsztos mélyedéseket töltenek ki, mély töbröket vagy sekélyebb mélyedéseket, esetenként nagyobb területen rétegszerűen találhatók. Vastagságuk jellemzően 10–30 m, de egyes töbrökben a 100 m-t is elérheti.

A presenon aljzatra, bauxitra, egyes medencékben kőszéntartalmú rétegekre tarka agyag, agyagmárga, aleurolit, homokkő váltakozásából álló, helyenként kavics-, illetve konglomerátumrétegeket is tartalmazó rétegsor települ (Csehbányai Formáció, 31a). Az összlet folyóvízi és deltasíksági fácieseket képvisel (JOCHA-EDELÉNYI 1988). Vastagsága 100–200 m, az Északi-Bakony nyugati részén vastagabb és durvább szemcseösszetételű, délnyugat felé vastagsága és szemcsemérete csökken. Helyenként gazdag gerinces faunát tartalmaz (MAKÁDI et al. 2006, ÓSI, RABI 2006). Kora elsősorban palinológiai adatok alapján santoni.

A presenon aljzatra, bauxitra, vagy teresztrikus üledékekre egyes részmedencékben barnakőszén, kőszenes agyag, agyag, agyagmárga, mészmárga, mészkő, aleurolit és homokkő váltakozásából álló képződmény (Ajakai Kőszén, 31b) következik. A rétegsor képződése többnyire édesvízi szakasszal kezdődött, majd elegyesvízi lagúnában és az ehhez kapcsolódó parti lápok területén folytatódott. A Déli-Bakonyban és annak ÉNy-i előterében ismert santoni korú képződmény vastagsága 30–100 m között változik.

### Senon platform fáciesű mészkő (32)

A santoniban indult transzgressziót megelőző tektonikus tagolódás és erózió során létrejött magaslatokat csak a campani során borította el a tenger. Ezek a területek uralkodóan rudista kagylókból és azok törmelékéből álló sekélytengeri mészkő képződött (Ugodi Mészkő Formáció), amelynek vastagsága a 400 m-t is elérheti (HAAS 1979).

### Senon medence fáciesű mészkő és márga (33)

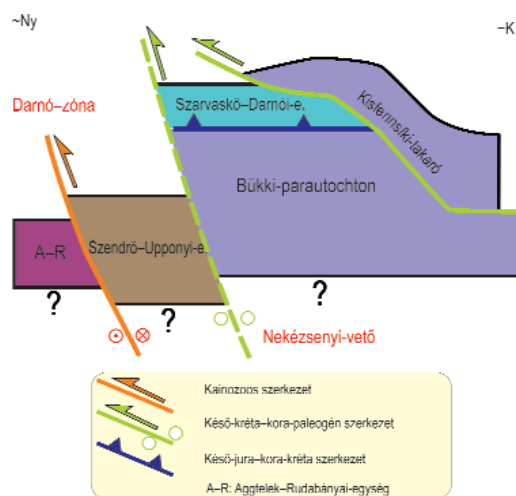
A transzgresszió során a kora-campaniban a folyóvízi–tavi, deltasíksági, illetve lápi fáciesekre tengeri, előbb csökkent, majd normál sós vízben keletkezett, szürke sekélytengeri márga rakódott le (Jákói Márga). Vastagsága a 100 m-t is elérheti (HAAS 1983, 1998a). A további relatív tengerszint-emelkedés során mélyvízi mészmárga, márga, kőzetlisztes márga rétegsor képződött, előbb csak a hátakkal elválasztott részmedencékben, majd a késő-campani végén — a hátakon kialakult karbonátplatformok megfulladását követően — a medence teljes területén (Polányi Márga). E képződmény maximális vastagsága 800 m, de elterjedése és vastagsága is számottevően nagyobb lehetett a jelenleginél, mivel képződése után a terület kiemelkedett, és a hosszú szárazulati szakasz során részben vagy teljesen erodálódott. Legidősebb fedője középső-eocén.

## A KÖZÉP-MAGYARORSZÁGI-FŐEGYSÉG

A Közép-magyarországi-főegység az Alcapa- és a Tiszai-főegységek közti keskeny övezet, melynek heterogén újpaleozoos–mezozoos képződményei a Karni-Alpok, a Déli-Karavankák, a Juliai-Alpok, a Zagorje régió, valamint a Dinaridák egyes fáciesegységeivel rokoníthatók. A Közép-dunántúli-egység, a Bükk-egység, a Szarvaskő–Darnói-egység és a Szendrő–Upponyi-egység tartozik ebbe a főegységbe. Kifejlődési jellegeik alapján ezek az egységek a Tethys perem déli-alpi és dinári szegmense közötti tartományból származhatnak. A kainozoikumban az Alcapa- és a Tiszai-főegység egymás mellé sodródásának következményeként a főegység egyes részei eredeti helyzetükből kiszakadva, nyírási síkok mentén jelentősen elmozdulva kerültek egymás szomszédságába a Pannon-medence kialakulásának kezdetét megelőzően (BALLA et al. 1987, CSONTOS, NAGYMAROSY 1998, FODOR et al. 1998).

### A SZENDRŐ–UPPONYI-EGYSÉG

Az egység ÉNy-i határát az Aggtelek–Rudabányai-egység felé a Darnó-zóna ÉNy-i, illetve DK-i peremtörései képezik (10. ábra). A Bükk-egységgel való érintkezését csak az Upponyi-hegység déli peremén ismerjük, ahol a bükk permotriász képződmények toldódtak



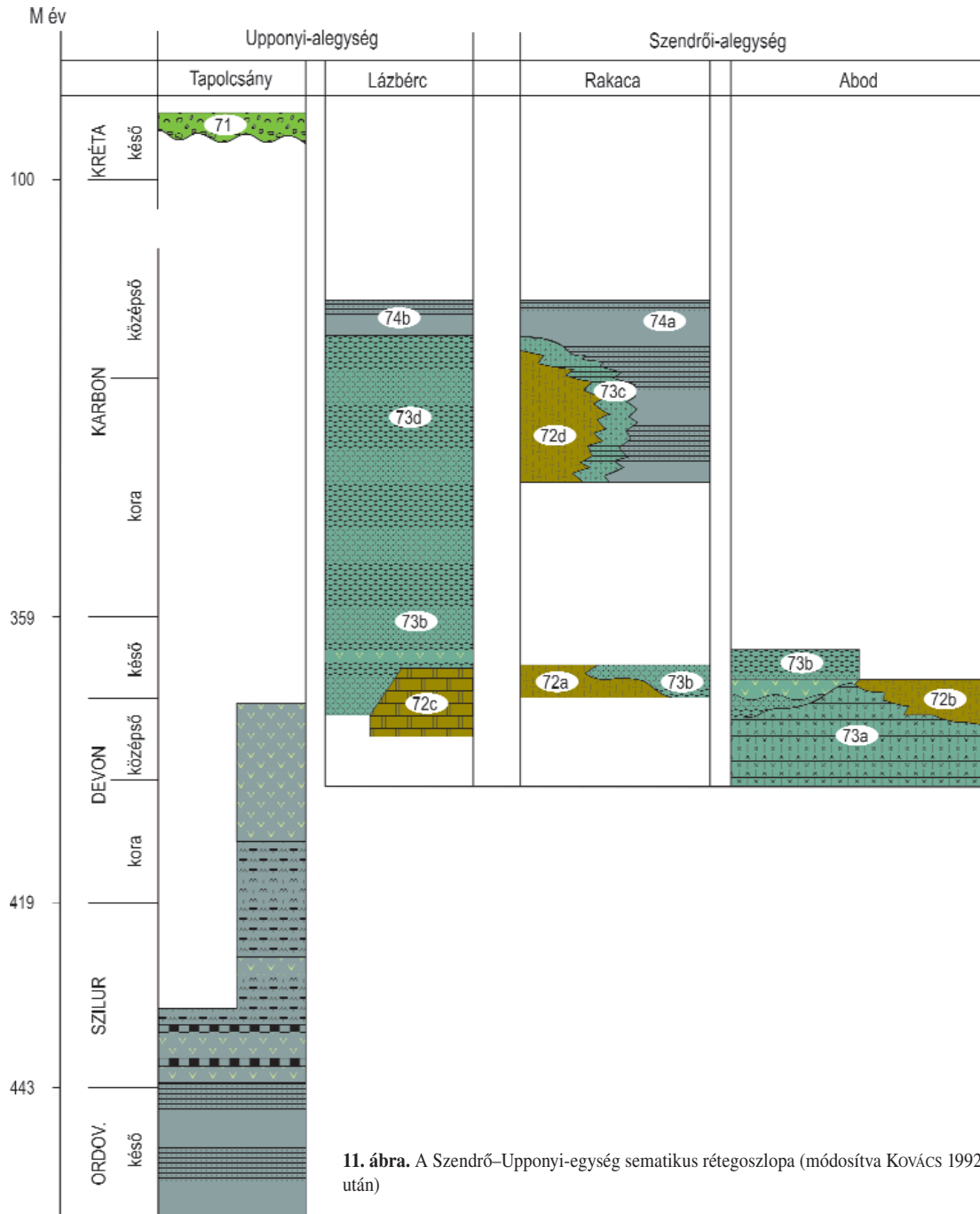
10. ábra. A Közép-magyarországi-főegység északi részének szerkezeti felépítése

rá az upponyi paleozoikum üledékes fedőjét képező senon konglomerátumra, a kréta legvégén vagy a paleogénben. A szerkezeti egység keleti határa a Zempléni-egység felé ismeretlen.

A Szendrő–Upponyi-egységet túlnyomórészt a variszkuszi ciklushoz tartozó, középső-devon–középső-karbon üledékes eredetű képződmények építik fel (11. ábra), amelyeket az alpi orogenezis során zöldpala fáciesű metamorfózis ért. E képződmények — amelyeket az Upponyi- és a Szendrői-hegység tágabb környezetében számos mélyfúrás is feltárt — a két fő kibúvási területen igen hasonló jellegűek, ezért együtt tárgyaljuk őket.

A Szendrő–Upponyi-egység szerkezeti kapcsolata a szomszédos egységekkel bizonytalan, a rétegtani kifejlődés alapján többnyire a Bükk eredeti aljzatának tekintik. Belső szerkezetét az eoalpi fázisban kialakult ÉNy-i vergenciájú, többfázisú gyűrődés és társuló kisebb pikkelyeződés szabja meg (KOVÁCS, PÉRÓ 1983, KOROKNAI 2004).

Az egységet ért kisfokú metamorfózis (300–450 °C és 2–3 kbar; ÁRKAI 1983) az eoalpi fázis során ment végbe (K-Ar muszkovit: 110–120 M év; ÁRKAI et al. 1995a). A metamorfózis foka az upponyi paleozoikum területén kisebb (nagyon kisfok / kisfok határa), mint a szendrői paleozoikumban (kisfokú, helyenként neomorf biotittal). Prealpi metamorf esemény nyoma az egységben nem mutatható ki. A hasadvány nyomok (cirkon: ~97–99 M év) a metamorfózis hőmérsékleti



11. ábra. A Szendrő–Upponyi-egység sematikus rétegoszlópa (módosítva KOVÁCS 1992 után)



csúcsát követő hűlés dátumaként értelmezhetők (ÁRKAI et al. 1995a). Az egység a késő-krétára a felszínre emelkedett, amit a diszkordánsan települő senon tengeri konglomerátum jelez.

Az Upponyi-hegység déli részén megjelenő, illetve a Rudabányai-hegység DK-i peremén húzódó tektonikus zónában kisebb lencsét alkotó, bázisos metavulkanit-betelepüléseket tartalmazó metahomokkő-agyapala összletet a mélyebb paleozoikumba (ordovícium–szilur?) helyezik (Tapolcsányi F.; KOVÁCS 1992, FÜLÖP 1994). E képződmények tehát nem képezik részét az alább tárgyalt alsó–középső-karbon sziliciklasztos rétegsornak, bár önálló jelkulcsi elemként nem szerepelnek az aljzattérképen. Ugyanez vonatkozik a Tapolcsányi Formáció felett települő, igen változatos kőzetanyagot tartalmazó, középső–felső-devon(?) olisztosztróma jellegű képződménycsoportra (Strázahegyi F.; KOVÁCS 1992, FÜLÖP 1994) is.

#### **Kisfokú metamorf devon–(karbon?) platform fáciesű karbonátok (72)**

A rétegsor legidősebb elemeit sekélytengeri mészkőfajták alkotják (Rakacaszendi, 72a és Rakacai Márvány, 72d, Bükhegyi Márvány, 72b, illetve Upponyi Mészkő, 72c). Képződésük alapvetően a középső-devonra tehető, a karbon platformstádiumra (KOVÁCS 1992) nincs közvetlen adat.

#### **Kisfokú metamorf devon–karbon medence fáciesű karbonátok (73)**

A platform mészkőekre medence fáciesű mészkőfajták következnek, melyek kisebb részben a karbonátplatformmal egyidős medence (Szendrőládi Mészkő, 73a), túlnyomórészt azonban a platform „megfulladása” után kialakult késő-devon–kora-karbon medence kondenzált karbonátos üledékeit képviselik (Abodi, 73b; Verebeshegyi és Kopaszhegyi Mészkő, 73c; illetve Dedevári és Lázbérci Mészkő, 73d). Köztük jellegzetes kőzettípus a felső-devon klorit-szericithálós mészkő (Abodi Mészkő „cipollino” kifejlődése, 73 b), amely a karbonátos üledék és a benne települő bázisos tufaszórások metamorf átalakulásával jött létre. A bázisos vulkanizmus a platform tagolódását és elsüllyedését kísérte.

#### **Kisfokú metamorf karbon medence fáciesű, sziliciklasztos képződmények (74)**

A kondenzált karbonátos üledékképződéshez kötődő, jellemzően kisvastagságú mészkőeket később egyre inkább medencefáciesű sziliciklasztos képződmények váltják fel (Szendrői Fillit, 74a, illetve a Lázbérci Formáció agyagos-homokos rétegcsoportja, 74b). E képződmények már a középső-karbon flisstádiumot képviselik (KOVÁCS 1992).

#### **Senon tengeri konglomerátum (71)**

A paleozoos kőzetek késő-mezozoos posztorogén fedőjét senon (campani) korú, uralkodóan tenger alatti törmelék-folyással lerakódott konglomerátum alkotja, amely homokkő- és márgabetelepüléseket és rudistásmészkő-blokkokat is tartalmaz (Nekézsenyi Formáció). Az Upponyi-hegység déli pereméről ismert képződmény törmelékanyagában az upponyi paleozoikumból és az Aggtelek–Rudabányai-egységből származó kőzetek jelennek meg, ugyanakkor a szomszédos Bükki-egységből nem igazolható törmelékiszállítás (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984).

### **A BÜKKI-EGYSÉG**

Bükki-egység alatt a Bükk hegység alsó szerkezeti helyzetben található, parautochton, kisfokú metamorf paleozoos–mezozoos összletét értjük (12. ábra). Az egység karbonátokból és agyagpalákból felépülő rétegsorának zöme kontinentális szegélyen képződött. A kőzeteket csak alpi metamorfózis érte (ÁRKAI 1973, 1983), a paleozoos kőzetek sem szenvedtek kimutatható variszkuszi deformációt, átalakulást. E bélyegek, valamint a rétegsor jellegzetességei alapján állapították meg a Bükk paleozoos–mezozoos képződményeinek kifejlődési rokonságát a Dél-Alpi–Dinári-egységekével (SCHRÉTER 1943; BALOGH K. 1964; CSONTOS 1988, 2000; FILIPOVIĆ et al. 2003).

A Bükki-egység kőzetei felszínén a Bükk hegységben tanulmányozhatók; mélyfúrásokban a Bükk-től délre, a Verpelét, Mezőkövesd, Mezőkeresztes, Emőd, Hejőpapi fúrásokban ismertek. Nyugat–északnyugat felé a Nagybátony Nb–324 (KOZUR 1984) illetve a Nagykökényes Nks–I fúrásokban találtak bizonyíthatóan ide tartozó, enyhén metamorf kőzeteket.

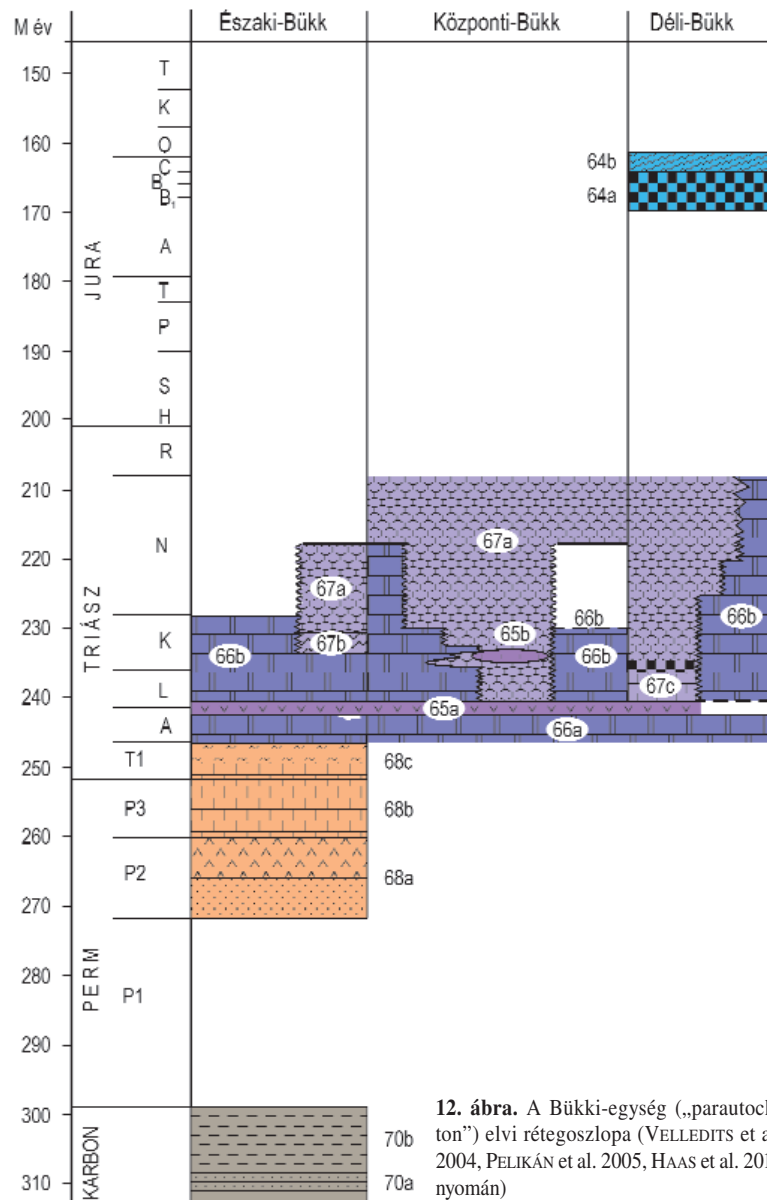
Az egység északi határa a Szendrő–Upponyi-egység felé a Nekézsenyi-rátolódás, mely mentén a Bükki-egység az Upponyira tolódott (10. ábra). E szerkezet kora bizonytalan, a késő-kréta–paleogénben bármikor létrejöhetett, kialakulását megelőzően a Bükki- és a Szendrő–Upponyi-egységek egyetlen szerkezeti egységet képezhettek. Nagybátontól északra az egység határát a Diósjenő–Ógyalla-vonal alkotja; a Zagyva-árok Ny-i pereménél (a Nagykökényes Nks–I fúrástól nyugatra, a turai fúrásoktól keletre) pedig feltételezések szerint a Dunántúli-középhegységi-egység tolódik rá a Bükki-egységre.

Délen és délnyugaton a Bükki-egység a Közép-dunántúli-egységgel határos. Ezzel, pontosabban ennek bizonyos szerkezeti elemeivel a Bükki-egység igen szoros rokonságot mutat; a két egység határa ugyanis fiatal kainozoos eltolódási–feltolódási zóna. A két egység határa a Bükk hegységtől délre a Tóalmási-vonal és a folytatásába eső, Vatta–Maklári-árok déli szegélytörése. Kelet felé az egység a Hernád-vonalig tart (1. ábra). A medencealjzat e területen nem ismert; mélyfúrások sem találtak itt azonosítható miocénnél idősebb kőzeteket.

A Bükki-egységen két takaróegység található (10. ábra). Az egyik a Szarvaskő–Darnói- (Mellétei-) egység, mely óceáni aljzaton lerakódott mélytengeri üledékeket és az óceáni litoszférából differenciálódott magmatitokat tartalmaz. A másik a Kisfennsík-takaró, amelynek platform fáciesű karbonátja nagyban hasonlít a „parautochtonéra” (VELLEDITS et al. 1995, 2003) és ezért a Bükki-egységnél tárgyaljuk.

A takarós egységek feltehetően a Neotethys intra-óceáni szubdukciós zónájának (Szarvaskő–Darnói-egység) a kivékonyodott kéregre (Bükki-egység) tolásakor kerültek egymásra, valamikor a késő-jurában, illetve a kora-krétában (CSONTOS 1999). Az egymáson lévő takarók közös redőződésen és metamorfózison estek át. A kis fokú metamorfózis (ÁRKAI 1973, 1983; CSONTOS 1988) datálása több helyen sikerült; e korok 130–120 M éves időintervallumra (barrémi) esnek (ÁRVA-SOÓS et al. 1987). A metamorfózis mintegy 6–9 km-es mélységben, viszonylag mérsékelt (250–300 °C) körülmények közt ment végbe (ÁRKAI 1983).

Az eredeti, metamorfózissal egyidős szerkezetek K–Ny-i csapású, palás, szoros redők, amelyek a Bükk nagy részén déli vergenciájúak (CSONTOS 1988, 1999). A nagy vastagságú platformkarbonátok (pl. a Nagy-fennsík, Répáshuta környékén) rendszerint nagyméretű antiklinálisokba gyűrődtek. A rétegsor paleozoos–kora-mezozoos képződményei szintén



nagyméretű antiklinális formálnak az Északi-Bükkben (BALOGH K. 1964). A triász medenceterületeken több, kisebb méretű redőt találunk. A jura palák és a Szarvaskő–Darnói-egység leginkább nyugaton, nagyméretű szinformokban őrződtek meg (BALLA 1983, CSONTOS 1988).

Az eredeti redők után számos másodlagos dobozredő és pikkely keletkezett, még mindig K–Ny-i csapással. Ezután a Bükki-egységet (a Szendrő–Upponyi-egységgel együtt) nagyszabású, félig képlékeny eltolódási rendszer szelte át, mintegy megívelve az eredeti szerkezeteket. Az ősi Darnó-zóna menti balos és a Bükkszentkereszti-zóna menti jobbos elcsúszások (CSONTOS 1999) elvonszolták az eredeti szerkezeteket, s kialakították a hegység jellegzetes, lekonyuló bajuszhoz hasonló szerkezetét. A Bükkszentkereszti-zóna mentén e nyírás a késő-kréta legvége – legkorábbi paleogén (76 M évnél fiatalabb) intervallumra datálható (KOROKNAI et al. 2008).

A hegységet alkotó prekainozoos kőzetösszlet felszínre emelkedése az eocénre tehető (DUNKL et al. 1994). Ezután is számos deformáció (vető, feltolódás, eltolódás) érte a területet. Ezek közül a legjelentősebb a Darnó-zóna menti feltételezett paleogén jobbos eltolódás (SCHMID et al. 2008); a Darnó-zóna és a Nekézsenyi-vető menti fel- és eltolódások (TELEGDI ROTH 1951), valamint a Darnó-zóna (FODOR et al. 2005c) és a Hernád-zóna menti késő-miocén normálvetődés.

Az egység nagy területeit bizonytalan besorolású bükki, tehát kisméretű alpi metamorfózist szenvedett kőzetek alkotják a Zagyva-árok és a Vatta–Maklári-árok mély zónájában, valamint a Mátra aljzatában (12.

ábra). Ezeket a területeket a térkép „**Nagyon kistokú metamorf paleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül**” (69) megjelöléssel ábrázolja.

### **Variszkuszi lemeztectonikai ciklus**

A Bükk-egységben variszkuszi deformáció jeleit nem találjuk; a variszkuszi lemeztectonikai ciklust képviselő paleozoos kőzeteket azonban igen.

### **Nagyon kistokú metamorf, tengeri, újpaleozoos képződmények (70)**

Az egység legidősebb elemei karbon korú agyagpalák. Ezek a dél-alpi kifejlődési rokonságot mutató rétegsorok mélytengeri (Szilvásváradai Formáció = Hochwipfel flysch), majd fokozatosan sekélyvízivé váló környezetben ülepedtek le (Mályinkai Formáció) (PELIKÁN et al. 2005). A mélytengeri képződmény turbidit rétegsor (70a), amelyet vékony homokkőrétegekkel tagolt aleurolit és agyagkő épít fel. A sekélytengeri agyag–aleurolit–finomhomokkő–palában (70b) fossziliákban (korall, filloid alga, nagyforaminifera) gazdag meszes–dolomitos lencsék találhatóak több szintben. Ezek egyedi vastagsága az 50 m-t is elérheti. A karbonátlencsék sekélytengeri rámpán keletkeztek. A rétegsorban felfelé gyakoriak a durva konglomerátum-betelepülések. Ezek polimikt, jól kerekített, uralkodóan kvarc-, kvarcitkavicsokból álló padok (FÜLÖP 1994). Az összlet késő-karbon eleji (baskír–moszkvai–gzséli).

### **Alpi lemeztectonikai ciklus**

#### **Perm–jura fejlődéstörténeti ciklus**

A ciklus sekélytengeri rámpa kialakulásával indult, amely a középső-triász folyamán a Neotethys felnyílásához kötődő riftesedés hatására feldarabolódott (VELLEDITS 2000, VELLEDITS et al. 2004). Az így kialakult platform–medencerendszer a triász végéig fennmaradt, majd a jura során az egész terület tovább süllyedt. A jurában mélytengeri, átülepített lejtő- és lejtőlábi üledékek (olisztosztrómák) és kondenzált pelágikus üledékek képződtek.

### **Nagyon kistokú metamorf felső-perm–alsó-triász sekélytengeri mészkő, homokkő, márga (68)**

A karbon palákra eróziós kontaktussal, üledékhézaggal előbb törmelékes–evaporitos (Szentléleki F. = Val Gardena Homokkő), majd karbonátos (Nagyvisnyói Mészkő = Bellerophon Mészkő) felső-perm rétegek települnek (FÜLÖP 1994, PELIKÁN et al. 2005). A homokkő vörös, fakó sárga, középszemcsés, felfelé anhidrites kloritos zöld agyagpalával (68a) váltakozik.

Az evaporitos tagozatra jól rétegzett, agyag–közbetelepüléssel sötétszürke–fekete, bitumenes mészkő (Nagyvisnyói Mészkő, 68b) települ. A sekélytengeri rámpa környezetben képződött rétegsor igen gazdag késő-perm korú fossziliákban. Főleg zöldalgákat és foraminiferákat tartalmaz.

A perm-triász határ a folyamatos sekélytengeri rétegsoron belül bio- és kemosztratigráfiai módszerekkel pontosan kijelölhető (HAAS et al. 2007). A határ fölött több méter vastag sztromatolitos rétegcsoport jelenik meg (HIPS, HAAS 2006). A sekélytengeri környezet a kora-triászban végig fennmaradt (68c). Az alsó-triász alsó szakaszát ooidos mészkő alkotja (Gerennavári Mészkő), amelyet karbonátokból és agyagpalából álló összlet vált fel (Ablakoskővölgyi F.) (PELIKÁN et al. 2005).

### **Kistokú metamorf középső–felső-triász platformkarbonátok (66)**

A középső-triász alsó szakaszát alkotó mintegy 400 m vastag dolomit (Hámori Dolomit, 66a) gyakorlatilag az egész Bükk hegységben megtalálható. A szürke, vastagpados, sztromatolitpadokkal tagolt kőzet foraminiferákat és zöldalgákat tartalmaz (PELIKÁN et al. 2005). Általános elterjedése arra utal, hogy a középső-triász kezdetén igen nagy kiterjedésű, egységes karbonátplatform fejlődött ki.

A középső-triász riftesedést követően létrejött karbonátplatformokon vastag mészkőösszet (66b) képződött a középső–késő-triász során. A kőzet fehér, világosszürke, eredeti rétegzettségére a deformációk és a kőzetátalakulás miatt ma már csak nyomokban ismerhető fel; helyenként zöldalgákra vagy korallátmetszetekre emlékeztető átkristályosodott maradványokat tartalmaz (Fehérkői Mészkő, Bükkfennsík Mészkő). A masszív mészkő sok száz méter vastag lehet. A Déli-Bükkben a vastagpados platformmészkő kevéssé metamorf, és viszonylag jó megtartású ladin–karni korú, helyenként zátonykörnyezetre utaló ősmaradványokat tartalmaznak (BALOGH K. 1964, VELLEDITS 2000, VELLEDITS et al. 2004).

A Kistokú Mészkő a Garadna-völgytől északra, tektonikus helyzetben jelenik meg a Szarvaskő–Darnói- és a Bükk-egységbe tartozó kőzetek fölött (FORIÁN SZABÓ, CSONTOS 2002). A kevéssé metamorf, vastagpados, világosszürke mészkő

sztromatolitos padokkal tagolt, helyenként Megalodus-metszeteket és karni korú foraminiferákat tartalmaz (BÉRCZINÉ MAKK in PELIKÁN et al. 2005).

### **Középső–felső-triász metavulkanitok (65)**

A karbonátplatformra az anisusiban, illetve a kora-ladinban helyenként vastag riolit–andezit összlet (Szentistvánhegyi Metaandezit, 65a) települt. A lávaárakból, ignimbritekből, tufákból álló mészkálai képződmények (SZOLDÁN 1990, HARANGI et al. 1996) igen jellemzőek az egész Bükki-egységre, s kifejezett dél-dinári, dél-alpi rokonságot mutatnak. A vulkanizmus riftesedési eseményhez kapcsolódott, amely során az addig egységes karbonátplatform feltöredezett, s kisebb maradványplatformok, medencék jöttek létre (CSONTOS 2000, VELLEDEITS 2000, VELLEDEITS et al. 2004).

A Bükk északi részén és az Odorvár környékén a karni üledékes kőzetekben bázisos vulkanitokat (65b) találunk. Ezek a metabazaltok (Létrási és Szinvai Metabazalt) alkáli tholeiites jellegűek (SZOLDÁN 1990), feltehetően riftesedéshez köthetők. A formációt mikrokristályos lávakőzet, valamint aleuritgazdag tufa építi fel.

### **Nagyon kistökű metamorf középső–felső-triász lejtő és medence fáciesű tűzköves mészkő (67)**

A középső-triász riftesedési esemény nagy, platformközi medencék kialakulásához vezetett, amelyekben mélytengeri üledékképződés zajlott a ladinból kezdődően. A medencék rétegsorának jellegzetes képződménye a jól rétegzett tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő), mikrites szövetű, fekete vagy sötétbarna tűzközsínórokat, -rétegeket tartalmaz (67a). A kőzet ladin–kora-rhaeti korát conodonták és foraminiferák alapján határozták meg (VELLEDEITS 2000, VELLEDEITS et al. 2004). A tűzköves mészkő erősen palás és gyűrt.

A bükki medenceterületek egymástól némileg eltérő fejlődést mutatnak. A Bükk délkeleti részén a ladin mészkő és radiolarit (Várhegyi Formáció, 67c) fölött települő tűzköves mészkő képződése a késő-triász végéig kitartott. A Bükk északi területein először karbonátplatform alakult ki, majd egy riftesedési esemény hatására a karniban lesüllyedt, s előbb agyagpala (Vesszősi F., 67b), majd nori medencefáciesű tűzköves mészkő képződött (KOZUR, MOCK 1977, CSONTOS 2000).

### **Nagyon kistökű metamorf középső–felső-jura pelágikus összlet (radiolarit, agyagpala) (64)**

A jura folyamán a bükki üledékgyűjtő tovább mélyült. Ez a korábbi platformterületek megfulladását, s éhező mélytengeri környezet kialakulását eredményezte.

A felső-triász karbonátokra egy vékony, változatos litológiájú, medencefáciesű rétegsor települ (Répáshutai Mészkő). A kőzet alapanyaga sárgás, rózsaszín, lila, vékonyréteges, palás, helyenként echinodermata-töredékeket és vörös tűzkőrétegeket tartalmazó pelágikus mészkő, amelyben változatos méretű, sekélytengeri eredetű (javarészt felső-triász, nori) mészkőklasztok találhatóak. Az olisztosztróma valószínűleg az alsó-jurába sorolható (RIEDEL et al. 1988), de akár legfelső-triász is lehet.

Ezt fedi az egész Déli-Bükkben egységesen kifejlődött vörös radiolarit (Bányahegyi Radiolarit), amelyben szintén találhatóak áthalmozott mészkőrétegek, -lencsék (64a). A vékonyrétegzett radiolarit erősen palás, kora bajoci–callovi (KOZUR 1984, CSONTOS et al. 1991a).

A radiolaritra gradált, disztális turbiditciklusokból álló, finomszemű homokkő vékony rétegeivel tagolt agyagpala települ (Lökvölgyi Agyagpala, 64b). Helyenként áthalmozott konglomerátumot is tartalmaz. Több száz méter vastag is lehet, de eredeti vastagságát az erős deformáció miatt csak becsülni lehet. Az enyhe metamorfózis miatt tengelysík-palás. Feltételezett kora középső–késő-jura, a kisszámú és bizonytalan biosztratigráfiai adat csak hozzávetőleges korbesorolást tesz lehetővé (PELIKÁN et al. 2005, HAAS et al. 2013).

## **SZARVASKŐ–DARNÓI-EGYSÉG**

A Szarvaskő–Darnói-egység erősen tektonizált rétegsora valószínűleg a Neotethys óceáni szigetfve előtti akkréciós ékből (szubdukciós komplexum) származik (CSONTOS 1999, 2000). Az üledékes kőzetekbe települt magmatitok jellege alapján a takaró kőzetei óceáni litoszférán keletkeztek (BALLA et al. 1983, BALLA 1983, HARANGI et al. 1996).

Az egység felszínén a Bükk nyugati részén fordul elő nagyobb, összefüggő területen (Szarvaskői szinform; BALLA 1983); míg a Bükk délkeleti területén több, kisebb takaróroncs formájában található a Bükki-egység felett (CSONTOS 1988, 1999). Az egység nyugat felé a Darnó-hegyen és a környékén lévő fúrásokban (Recsk-mélysínt Rm) fordul elő. Nyugati határa a Mátra alatt nem ismert. A Közép-Dunántúli-egységben Tóalmásnál tártak fel jura korú, bázisos magmatitokkal társult kistökű metamorf palákat, amelyeket ezen egységbe sorolhatunk. Hasonló kőzetegyüttes ismert a Zalai-medencében is Inke környékén.



### Középső-jura olisztosztróma-melanzs (63)

Az igen változatos felépítésű jura rétegsort homokköves agyagpala, agyagpala, fekete radiolarit és karbonátturbiditként átülepített, medence fáciesű ooidos mészkő építi fel.

Az alsó–középső-jurát mélytengeri homokkő (Vaskapui Formáció), valamint sötétszürke agyagpala és szürke tűzköves mészkő alkotja (Oldalvölgyi Formáció), amely olisztosztróma-betelepüléseket is tartalmaz (PELIKÁN et al. 2005, HAAS et al. 2013). A pelágikus mészkő jól rétegzett, de ez az erős deformáció miatt nehezen ismerhető fel. Helyenként fekete tűzkőrétegeket, -zsinórokat, jura, ooidos mészkőtömböket, valamint vulkáni kőzetekből (BÉRCZINÉ, PELIKÁN 1984; CSONTOS et al. 1991a, b; HAAS et al. 2013), illetve felső-triász pelágikus karbonátokból származó klasztokat tartalmaz (KOZUR, MOCK 1977).

A recski Nagy-Rézoldalon, a Bükk délkeleti részén, valamint a Recsk környéki Rm jelű mélyfúrásokban az agyagpala komplex litológiai felépítésű, magmás testeket is magába foglaló triász olisztolitokat tartalmaz. A Nagy-Rézoldal zöld, mandulaköves, mikrokristályos párnalávája között vörös vulkáni üveg és néhol vörös középső-triász radiolarit található (DE WEWEER 1984). A bazalt geokémiai összetétele óceánközépi-hátság (MORB) képződési környezetre utal (RÉTI 1985, HARANGI et al. 1996), és a triász korú óceáni aljzatról leszakított töredékként értelmezhető.

Az agyagpalában több helyütt lencsés kifejlődésű, fekete radiolarit települ, amely mind fáciesben, mind korban (bajoci–callovi) a vörös Bányahegyi Radiolarit megfelelője (KOZUR 1984, CSONTOS et al. 1991a).

A rekonstruált rétegsor legfelső szakaszát ooidos mészkőrétegeket tartalmazó középső–felső-jura karbonát alkotja, agyagpala közbetelepülésekkel (Bükkzsérci Mészkő; BÉRCZINÉ MAKK 1999, CSONTOS 1991b, HAAS et al. 2006). Az ooidok egyes rétegekben gradáltak, néhol fekete tűzkő is előfordul.

### Jura bázisos magmatitok (62)

A lencsés agyagpalára, illetve az üledékes kőzetekbe Szarvaskő környékén bazalt párnaláva (Szarvaskői Bazalt) települ. A fekete–sötétzöld hialoklasztos vulkanit legalább 500 m vastag. A bazaltos kőzetek a vulkáni centrumtól keletre (Kősvölgy) és nyugatra (Recsk, Darnó-hegy) is megtalálhatók.

A kiömlési szinttől lefelé haladva egyre nagyobb kristályos és egyre vastagabb gabbró telepteléreket (Tardosi Gabbró) találunk. A zöld alapszínű kőzet sok léces földpátot, piroxéneket, kevés amfibolt, s helyenként piritet is tartalmaz. A mélységi testek egyes esetekben kontaktmetamorf udvart hoztak létre az üledékes kőzetekben. Az egyik ilyen zóna kontaktmetamorf ásványainak datálása alapján (ÁRVÁNYÉ SÓS et al. 1987) az egész magmás komplexum kora középső-jura (165 M év).

A jura paleovulkán (BALLA et al. 1983, BALLA 1983, HARANGI et al 1996) a geokémiai vizsgálatok szerint óceáni affinitású (NMORB) vagy szubdukciós zóna feletti (SSZ) óceáni magmás képződmény.

### A KÖZÉP-DUNÁNTÚLI-EGYSÉG

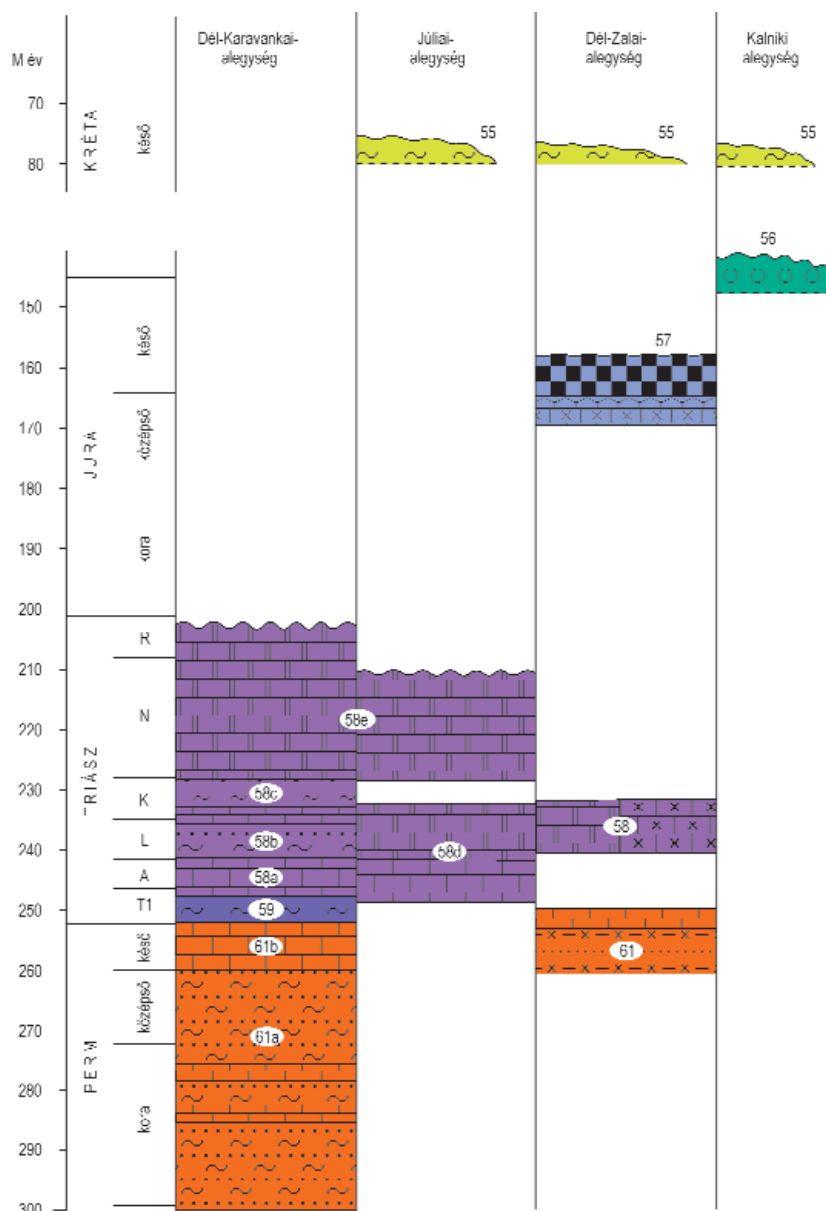
A Közép-dunántúli-egység a Periadriai-vonal-rendszer folytatását képező Balaton-vonal és a Közép-magyarországi-vonal közötti keskeny és erősen tektonizált zóna (1. ábra). A Közép-magyarországi-főegység délnyugati részét foglalja magában. Prealpi aljzata Magyarország területén a felszínen nem ismert, az újpaleozoos–mezozoos rétegsorairól csupán fúrásokból vannak közvetlen ismereteink.

A zóna számottevő részén rendkívül korlátozottak a kainozoos medencealjzatra vonatkozó adatok, a térkép ezeket a területeket ismeretlen medencealjzatként (88) tünteti fel. Vannak olyan területek is, amelyek esetében a geofizikai és a kisszámú fúrási adat alapján valószínűsíthető, hogy az aljzatos Kőszegi-főegységbe sorolható kőzetek építik fel, de azok litológiai egységekre sorolása, illetve az egységek térbeli elterjedése nem volt ábrázolható. Ezek a területek **Újpaleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül (60)** megjelöléssel szerepelnek.

A szerkezeti egységen belül különböző kifejlődésű újpaleozoos–mezozoos rétegsorokkal, továbbá metamorf átalakultságukat tekintve is különböző képződményekkel jellemezhető részegységek körvonalazhatók (13. ábra). Ezek valószínűleg különböző ősföldrajzi helyzetű, szerkezeti mozgásokkal egymás mellé került blokkokat képviselnek. A Szlovénia és Horvátország területén lévő kibúvások és fúrások adatai alapján egyértelmű, hogy az egység nyugat felé folytatódik. Az érintett szomszédos országok kutatóival közösen elvégzett összehasonlító elemzés eredményeként, a következő részegységeket különítették el (HAAS et al. 2000b):

— Dél-Karavankai- és Juliai-alegység, amelyek alpi metamorfózist nem szenvedett, újpaleozoos és triász sekély-tengeri, uralkodóan karbonátos kőzetekből épülnek fel.

— Dél-Zalai-alegység, amely erős diagenezist, illetve nagyon kismélységi alpi metamorfózist szenvedett újpaleozoos és jellemzően mélyebb tengeri fáciesű mezozoos képződményekből épül fel. Hasonló metamorf fokú és metamorf korú paleozoos–mezozoos képződmények ismertek a Medvednica hegységben és környékén is (Medvednicai-egység).



13. ábra. A Közép-dunántúli-egység prekainozoos képződményeinek elvi rétegszlopa (FÜLÖP 1990, HAAS, RÁLISCHNÉ 2004 nyomán)

— A Dinári-ofiolitöv folytatásának tekinthető Kalniki-alegységbe sorolt ofiolitmelanzs. Ide tartozhat az Inke környéki fúrásban harántolt heterogén összetételű, triász képződményeket is tartalmazó rétegsor.

### Permi sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos összlet (61)

A Balaton-vonal déli előterében a szlovén határ közelében mélyített Újfalú U–I fúrás mintegy 700 m vastagságban tengeri perm rétegsort tárt fel. A rétegsor alsó része mészkő-betelepüléseket tartalmazó finom sziliciklasztos kőzetekből (Troglkofeli F., 61a) áll, amelynek kifejlődése a Velebiték Košna Formációjához hasonló, a formaminifera-fauna a Déli-Karavankák és a Karni-Alpok alsó-permi együttesével rokon (BÉRCZI-MAKK, KOCHANSKY-DEVIDÉ 1981). Hasonó alsó-permi rétegsort tárt fel több fúrás a Balaton-vonaltól délre húzódó 5–10 km széles pásztában (BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993). A Dél-Zalai-medence Ny-i részén (Semjénháza) feltárt anhidrites dolomit, homokkő és kőzetlisztes márga (pala) rétegsorról litológiai analógiák alapján feltételezik, hogy perm vagy kora-triász korúak.

Felső-perm sekélytengeri mészkő és dolomit (Tabi Dolomit, 61b) ismert néhány fúrásban a Dunától K-re (Sári és Bugyi környékén) (BÉRCZI-MAKK 1978). Ez a terület is valószínűleg a Közép-dunántúli-egységhez tartozhat, bár a permi

képződmények nem perdöntőek e tekintetben, hiszen a Dunántúli-középhegységi-egység ÉK-i részén és a Bükk-egységben hasonló kifejlődésű lehet a felső-perm. A közelmúltban tengeri alsó-perm rétegsor tártak fel a Közép-dunántúli-egység csapásában tovább kelet felé, Jászberény térségében is (CSEREPES et al. 2008).

### **Alsó-triász sekélytengeri agyagkő, márga, mészkő (59)**

A Dél-Karavankai–Juliai-alegység északi sávjában, tengeri perm képződmények fölött számos fúrás alsó-triász sekélytengeri fáciesű képződményekből álló rétegsort tárt fel (Buzsáki Formációcsoport) (BÉRCZI-MAKK et al. 1993). A rétegsor alsó szakaszát a lilás árnyalatú, tarka márga túlsúlya jellemzi. Feljebb mészkő, ooidos mészkő, dolomitos mészkő, mészmárga és márga közettípusok találhatóak, homokkő és anhidrites dolomitmárga betelepülésekkel, a rétegsor felső részén sötétszürke dolomit jellemző.

### **Középső- és felső-triász platform és medence fáciesű karbonátösszlet (58)**

A Dél-Karavankai–Juliai-alegység északi sávjában az anisusi emeletben sekélytengeri környezetben képződött, szürke dolomit, dolomitos mészkő, dolomitmárga, és mészkő található, gazdag foraminifera-együttesel (Táskai F., 58a). A ladin emeletet medence fáciesű, sötétszürke, kovás, illetve tűzköves mészkő, agyagos mészkő, márga rétegsor képviseli, amelyben vulkáni tufa- és radiolariás tufitbetelepülések is vannak (Sávolyi Mészkő, 58b). Néhány fúrásban ugyancsak ladin korú, radiolariás agyagkő-betelepülésekkel tagolt, homok méretű riolitörmelékéből álló tufahomokkővet harántoltak (Murakeresztúri Homokkő, 58b) (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998). A karni emeletet medence és lejtőfáciesű sötétszürke márga, aleurolit, homokkő és mészkő képviseli (Újudvari Márga, 58c).

A Dél-Karavankai–Juliai-alegység délebbi részén olyan rétegsorok ismertek, amelyekben a középső-triász egészét és a karni legalsó részét is karbonátplatform fáciesű dolomit és mészkő (Somi Mészkő, 58d) képviseli, amelynek szedimentológiai jellegei és biofáciése is a wettersteini típusú platformok jellegeit mutatja (HAAS et al. 1988a). Alatta a Seregélyes Sg–1 fúrásban vulkáni tufát tártak fel.

Az egység egész területén a triász rétegsor legfelső részét karbonátplatform fáciesű világosszürke dolomit, valamint nori, illetve rhaeti emeletbe sorolható barnásszürke, világosszürke mészkő képezi (Igali Formáció, 58e). A rétegsorok képződésének környezete, a lito- és biofácies-jellegek alapján, dachsteini típusú platform belső része lehetett (HAAS et al. 1988a).

### **Nagyon kistökű metamorf triász és jura, lejtő és medence fáciesű képződmények (57)**

A Dél-Zalai-alegység prekainozoos aljzatát diagenetikusan erősen átalakult, olykor nagyon kistökű vagy kistökű metamorfózist szenvedett sekélytengeri karbonátos képződmények, továbbá pelites, kovás kőzetek és magmatitok építik fel. Kontaktusuk többnyire tektonikus. A nagyon kistökű, illetve kistökű metamorfózis kora, K-Ar mérések alapján kréta (illit-muszkoviton 96,7 M év, savanyú metavulkano-klasztiton 93–97 M év —ÁRKAI et al. 1991).

A triász képződményekre vonatkozóan a legbiztosabb támpontot egy végig maggal mélyült alapfúrás (Iharosberény Ib–1) adja, amely jelentős vastagságban ladin–karni korú platform fáciesű mészkövet és platform előtéri lejtő fáciesű, zátony eredetű törmeléket tartalmazó breccsás mészkövet tárt fel (58, RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998). Fölötte tektonikus határral, radiolaritot, aleurolitpalát, szericitpalát harántoltak. A radiolaritból középső–felső-jura radiolariák kerültek elő (DOSZTÁLY 1994). Több fúrás tárt fel hasonló litológiai jellegeket mutató triász és jura képződményeket a Dél-Zalai-medence aljzatában, de ezek pontosabb korbesorolásához nincs megfelelő biosztratigráfiai adat (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998).

### **Jura–kréta melanzs (56)**

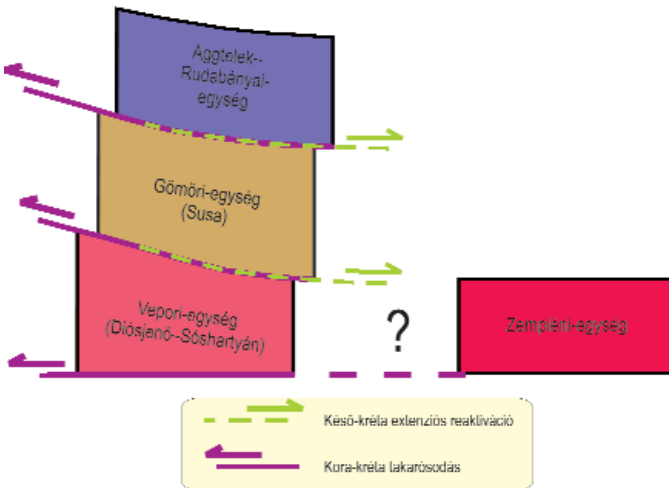
Az Inke–I fúrásban savanyú és intermedier metavulkanitok és szerpentin, továbbá sekélytengeri karbonátos képződmények alatt ladin (DOSZTÁLY 1994) és karni korú radiolaria faunát tartalmazó sötétszürke radiolaritot tártak fel. Hasonló közettípusokat Inke környéki más fúrásokból is leírtak. Ez a kevert kőzetasszociáció azt sejteti, hogy a feltárt képződmények üledékes–tektonikus melanzskomplexumhoz tartozhatnak, amely a horvátországi Medvednica, Ivanščica és Kalnik hegységekben ismert ofiolitmelanzs megfelelőjeként értelmezhető (HAAS et al. 2000b). Horvátországi adatok szerint a melanzsösszlet agyagpala–radiolarit mátrixa középső-jura korú (HALAMIC et al. 1999). Szerpentin, bazalt, középső- és felső-triász radiolarit-, homokkő-, aleurolitblokkokat és kavics méretű szemcséket tartalmaz. A melanzs a késő-kréta idején, sőt helyenként az oligocénben is deformációt szenvedett és átüledett (PAMIC, TOMLJENOVIC 1998).

## Senon pelágikus márga (55)

A Közép-dunántúli-egység nyugati részén néhány fúrásból ismertek senon képződmények. Sávoly környékén (Sáv–2) triász platformkarbonátokra mészkőtörmeléket tartalmazó homokos aleurolit települ, amely édesvízi (Chara) és tengeri (bentosz és plankton foraminifera) mikrofossziliákat tartalmaz (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1998). Bagolasánc (Bag–1), valamint Gyékényes (Gyék–1) környékén pelágikus márgát tártak fel, senon korra utaló mikrofossziliákkal.

### AZ ALCAPA-FŐEGYSÉG II. — NYUGAT-KÁRPÁTI-EGYSÉGEK

Magyarország északi–északkeleti részének prekainozoos földtani felépítését a Belső-Nyugati-Kárpátokból ismert nagyszerkezeti egységek határozzák meg, melyek a Diósjenő–Ógyalla-vonal (illetve annak feltételezett K-i folytatása) északi szomszédságában helyezkednek el (1. ábra). Nyugatról kelet felé — szerkezeti alulról felfelé haladva — a Vepori-, a Gömöri- és az önmagában is összetett Aggtelek–Rudabányai-egység különíthető el. A jóval keletre eső, az előzőektől területileg elszigetelt Zempléni-egység nagyszerkezeti hovatartozása a kárpáti rendszerben a szlovák irodalomban is változó (Veporikum?, Gömörikum?, Tátrikum?). A felsorolt egységek közül felszínen lényegében csak az Aggtelek–Rudabányai-egység tanulmányozható, a többi felépítését elsősorban nyersanyagkutató fúrásokból ismerjük.



14. ábra. A Nyugat-kárpáti prekainozoos szerkezeti egységek sematikus tektonikai modellje

egységtől (BALLA 1988). Az Aggtelek–Rudabányai-egységet kelet felé az ÉK–DNy-i csapású Darnó-zóna határolja el a Szendrő–Upponyi- és a Bükki-egységtől. Az említett szerkezeti egységek sematikus tektonikai modelljét a 14. ábra szemlélteti.

### A VEPORI-EGYSÉG

A hazai területen csak mélyfúrásokból ismert Vepori-egységet **közepes fokú polimetamorf komplexum (75)** építi fel (korábban: Ipolymenti Kristályospala összlet; FÜLÖP 1990), amely az eoalpi fázisban amfibolit fáciesű metamorfózist szenvedett.

A kristályos aljzatban két fő litológiai csoport jelenik meg: (1) uralkodó szerepűek a gránát–biotit–muszkovit–földpát–kvarc összetételű gneiszek, melyekhez — helyenként grafitos — csillámpalák és kisebb mennyiségben kvarcitok csatlakoznak. Ritkábban fillonitok is előfordulnak. (2) A korábban összefoglalóan „zöldpaláknak” nevezett, de jellemzően amfibolitokat magába foglaló kőzetcsoporthoz az előzőekben alkot kisebb-nagyobb közbetelepüléseket. A fenti kőzeteket számos fúrás tárta fel Perőcsény, Hont, Diósjenő, Balassagyarmat, Szécsény és Sóshartyán térségében.

A Vepori-egység a legmélyebb kárpáti nagyszerkezeti egység a területen. Belső szerkezetéről a fedettség miatt lényegében nincs információ. A mikroszerkezeti vizsgálatok legalább kétfázisú gyűrődést és amfibolit, illetve zöldpala fáciesű képlékeny nyírózónákat jeleznek az összletben.

Az egységet polimetamorf fejlődés jellemzi (KOROKNAI et al. 2001): a korai, feltehetően variszkuszi korú, amfibolit fáciesű(?) eseményt a zónás gránátokban megőrződött almandinban és piropanban dús magok jelzik. Az ezt követő, korábban még variszkuszinak minősített (RAVASZ-BARANYAI, VICZIÁN 1976), amfibolit fáciesű esemény ( $T=550\text{ °C}$ ,  $P=9\text{ kbar}$ ) a radiometrikus kormeghatározás szerint a kréta eoalpi fázisban ment végbe (87–95 M év; muszkoviton, biotiton és amfibolon mért K-Ar és Ar-Ar, KOROKNAI et al. 2001). Az alpi metamorfózis későbbi szakaszában a korábbi ásvány-együttesek (főként az amfibolitscsoportban) kisebb-nagyobb mérvű zöldpala fáciesű retrogressziót szenvedtek. Az egység a késő-krétában gyors kitarakodáson (exhumáció) ment keresztül (cirkon FT: ~75 M év, apatit FT: ~50 M év), ami a Veporikum feletti egységek K-i irányú lecsúszásával hozható összefüggésbe (PLAŠIENKA et al. 1999; 14. ábra).



Az ide sorolt kőzeteket (**paleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül, 76**) hazai területen egyetlen fúrás (Susa, S-1) tárta fel Ózd ÉNy-i szomszédságában. A fúrás javarészt gyengén metamorf törmelékes üledékeket (litoklasztos metahomokkő, agyag- és aleurolitpala), illetve a talp közelében erősen átalakult, karbonátos, hólyagüreges metavulkanitot harántolt. A metahomokkő törmelékanyaga gyengén osztályozott, a szemcsék javarészt szögletesek, alig kerekítettek. Főként kvarcot és kevesebb földpátot és csillámot tartalmaz, litoklasztként kifestett metamorfítból származó, polikristályos kvarcit fordul elő. Szövege gyengén irányított. A metahomokkő alatt megjelenő (illetve lejjebb azzal váltakozó) finomszemű metapelitek harántpalás szerkezetűek, ami az egység gyűrt belső szerkezetét jelzi. A legalsó helyzetű metabázitok változó mértékben palásodtak, eredeti ásványos összetételük az átalakulás miatt nem állapítható meg. Az összlet korát ősmaradvány híján nem ismerjük. Feltételezhetően ide soroltunk egy kis területet Hidasnémeti környékén is, amely a szlovákiai adatok kivételéből származik.

A fenti képződményeknek a gömői paleozoikumra sorolására a szomszédos Szlovákiában található Rimaszombat környéki fúrások kőzetanyaga szolgálhat alapul (FÜLÖP 1994). Ugyanakkor a kőzettani kifejlődés és metamorf fok a Mellétei-egységgel való korrelációt is lehetővé teszi.

#### AZ AGGTELEK–RUDABÁNYAI-EGYSÉG

Az Aggtelek–Rudabányai-egység több takaróegységből és azon belül is több takaróból áll, melyet perm–jura üledékes összletek építenek fel (BALOGH K. 1948, GRILL et al. 1984, LESS et al. 1988, GRILL 1989, SZENTPÉTERY, LESS 2006). A takarók száma, összetétele, határai mind a mai napig vitatottak (GRILL et al. 1984, LESS et al. 1988, LESS 2000, FODOR, KOROKNAI 2000, KÖVÉR et al. 2008), de a fontosabb alegységek léte alapvetően elfogadott. Ezek közé a nem metamorf Szilicei-takaró, a metamorf Tornai-alegység és az óceáni kéregfragmentumokból álló Tornakápolnai kifejlődés tartozik: utóbbi a Szilicei-takaró bázisán fellépő evaporitba gyűrődve jelenik meg (15. ábra). Jelen kötetben a jórészt mélytengeri üledékekből álló Bódvai-alegységet és a jura Telekesoldali kifejlődést önállóan kezeljük.

Az Aggtelek–Rudabányai-egységben az üledékképződés a perm végétől követhető. A késő-permben és a triász elején a Szilicei-, Bódvai- és feltehetően a Tornai-alegységek üledékképződési környezete is a Tethys széles selfje volt. A sekélytengeri rámpán zajló törmelékes–karbonátos üledékképződést (HIPS 1996, 2007) a kora-triász végétől sekélytengeri karbonátok lerakódása váltotta fel. A legtöbb későbbi takaróegységben a triász középső részén, egységenként eltérő időpontban kéregvékonyodással együtt járó riftesedés indult meg (GRILL et al. 1984). A riftesedés a ladinban vezetett el a kontinentális peremek elszakadásához és köztük óceáni kéreg kialakulásához, amit a bazaltos párnalávákhoz kötődő mélytengeri üledékek igazolnak (RÉTI 1985, KOZUR, RÉTI 1986). A kivékonyodott kontinentális kérgű övezet fölött kialakult mélytengeri lejtőn és medencékben (Szőlőszárdi-fáciasegység, Bódvai-, Tornai-alegység) és a peremtől távolodva fokozatosan lezökkenő, megfulladó karbonátplatformok fölött (Aggteleki-fáciasegység) pelágikus karbonátos üledékképződés folyt. Ezt a karniban törmelékes üledékképződés szakította meg (KOVÁCS et al. 1988), amely a triász legvégén ismét túlsúlyba került. A riftesedési folyamattal közel egy időben (a középső- és késő-triászban), de azzal nem tisztázott geodinamikai viszonyban, savanyú (és helyenként neutrális) magmatizmus történt, aminek nyomai vékony tufabetelepüléseként, továbbá a későbbi jura képződményekben olisztolitiként őrződtek meg (DEÁK-KÖVÉR 2012).

A Neotethys Vardar–Mellétei-ágában a kora-jura végén kezdődhetett meg az óceáni kéreg intraóceáni szubdukciója (BORTOLOTTI et al. 2012, SCHMID et al. 2008). A kontinentális lejtőn a törmelékes és kovás kőzetek képződése (Bódva–Telekes-völgyi kifejlődés) is ekkor indulhatott meg, de a kora-jurát igazoló koradatokkal nem rendelkezünk, csak a középső-jura megléte igazolt (GRILL, KOZUR 1986). A Telekesoldali-takaró rétegsora a mélytengeri árokban vagy annak lejtőjén lerakódott, gravitációs tömegmozgással áthalmozott üledékekből áll. A takaróban megjelenő olisztosztrómák közvetve jelezhetik a szubdukcióval együtt végbement obdukciót, mely az árok lejtőinek deformációjával és lepusztulásával járhatott együtt. A szubdukció, majd középső-jura végén indult obdukció következtében egyes alegységek (Torna, Telekesoldali kifejlődés) aljzatukról lenyesődtek és tektonikusan betemetődtek. A legnagyobb nyomás a Bôrka (Barka) és Hačava (Ajfalucska) környéki üledékes–magma rétegsort érte, amely kékpala fációs metamorfózist szenvedett (FARYAD 1995). A Telekesoldali kifejlődés, Tornai-alegység nagyon kifestett és kifestett metamorfózisa többfázisú képlékeny deformációval járt együtt (ÁRKAI, KOVÁCS 1986, KÖVÉR et al. 2009a). A metamorfózis maximális mértéke, a metamorf petrográfiai adatok és deformációs jegyek alapján, 300–350 °C és 3–5 kbar lehetett (ÁRKAI, KOVÁCS 1986, KÖVÉR et al. 2009a). A K-Ar korok egy része a kréta elejére rögzíti a metamorfózist (KÖVÉR et al. 2009a). Mindeközben nagyléptékű, a Neotethys északi részét érintő eltolódás is végbemehetett, ami megváltoztatta a Szilicei- és a Bódvai-alegységek helyzetét és a takaróképződésben elfoglalt helyét (STÜWE, SCHUSTER 2010, DEÁK-KÖVÉR 2012): az eltolódásos modell értelmében nevezett alegységek a feltételezhető északi (alsó) szegélyről felső helyzetbe kerültek.



15. ábra. Az Aggtelek–Rudabányai-egység szerkezeti alegységeinek prekainozoos elvi rétegoszlopa (Kovács et al. 2004 nyomán)

A kréta közepén, mintegy 105–110 millió évvel ezelőtt a metamorfizálódott, majd kitarakodott és kihűlt Tornai-alegység egyes blokkjai és a Telekesoldali kifejlődés a nem metamorf Bódvai-alegységre toldták (KÖVÉR et al. 2009a). 90 millió év körül újabb takarós mozgások történtek, melyek a már kialakult takarórendet ismét átrendezték és helyenként fiatal-idősön (young-on-older) sorrendet eredményeztek az egyes formációk vagy takarószeltek között. Az utóbbi két takarómegmozgási esemény következménye lehet, hogy a legfelső Szilicei-takaró talpán a Neotethys-óceán kéregfragmentumai is megjelennek (elsősorban a Tornakápolnai kifejlődés Bódvavölgyi Ofiolitjából) a talpi evaporitba gyúrva (GRILL et al. 1984). A takarós áttolódást az evaporit mellett a talpon kifejlődő rauwackelencsék relatíve magasabb hőmérsékletű (~300 °C) és nyomású (2–3 kbar) kőzetei segítették (DEÁK-KÖVÉR 2012). E két takarómegmozgás vergenciája mai helyzetben délkeleti, illetve déli lehetett, míg a korábbiakról nem rendelkezünk közvetlen adattal. A Szilicei-alegység szlovákiai részén, egy karsztos töbrben megmaradt senon üledékroncs azt jelzi, hogy a takarós mozgások nagy része a késő-kréta előtt zajlott. Erre utalnak a hasadványnyom-hűlési korok is (ÁRKAI et al. 1995a).

### Perm–mezozoos képződmények tagolás nélkül (84)

Olyan képződmények tartoznak ebbe a kategóriába, melyek rétegtani besorolása nem egyértelmű. Ilyen a Rudabányai-hegység északi részén fúrásokból (Hidvégdó Ha–3, Tornaszentjakab Tj–1) és felszínről ismert „Hidvégdói Formáció”, illetve azon belül a „Tornaszentjakabi rétegek” (SZENTPÉTERY, LESS 2006). Az összlet agyagpala, vékonyréteges mészkő, márga, aleuritos mészmárga köztípusokból épülhet fel, de az erős takarós áttolódások miatt nem világos, mely kőzetek tartoznak egy rétegsorba, sőt egy szerkezeti egységbe. SZENTPÉTERY, LESS (2006) „perm–alsó-triász(?)” besorolása a szlovákiai agyagpalák perm ősmaradványain és evaporitbetelepüléseken alapul. Lehetséges ugyanakkor a monoton fekete palák jura, a vékonyréteges mészkő, aleuritos mészmárga felső-triász–alsó-jura minősítése is (DEÁK-KÖVÉR 2012). A kiskövű metamorf összlet képlékeny deformációt szenvedett (palásság, kink-redők) és ennek alapján elválasztható a nem metamorf evaporitos összlettől és a csatlakozó perm lemezes agyagkőtől.

### **Felső-perm–alsó-triász evaporitos összlet (83)**

Az aljzatáról tektonikusan lenyesett evaporitos összlet (Perkupai Anhidrit, 83a) alapvetően anhidritből, gipszből, illetve betelepült dolomitból, agyagalából, aleurolitből áll (MÉSZÁROS M. 1961). A későbbi takarós áttolódások miatt csak az Aggteleki-fáciességben biztos a megléte, a Bódvai-alegységben valószínűsíthető. Ugyanakkor, az összlet a Tornai-alegység és Telekesoldali kifejlődés közé vagy alá sótektonikus mozgással kerülhetett. Az evaporitban gyakran szürke, fehér sávozottság figyelhető meg, amely lehet eredeti üledékes rétegződés, vagy képlékeny deformációs elem (palásság, ZELENKA et al. 2005). A képződményegyüttes hipersalin lagúnában jöhetett létre. Eredeti vastagsága nem ismert, de SZENTPÉTERY, LESS (2006) szerint 250 m valószínű. Korát illetően adatok nincsenek, de a közvetlen rétegtani fedő kora alapján az evaporit-képződés a kora-triászban is (a kora-indusi végéig) folytatódhatott (HIPS 1996).

Az evaporitos összlet részeként ábrázoltuk a tektonikusan beleyűrt, a Neotethys óceáni kérgéből származó ultrabázisos–bázisos kőzetblokkokat (Bódvavölgyi Ofiolit, 83b; HAVAS 1984, RÉTI 1985). Ezek felszínén csak egy, fúrásból több helyen ismertek (RÉTI 1985; HORVÁTH P. 1997, 2000). A kőzetek Magyarországon a Tornakápolnai kifejlődésbe tartoznak és tulajdonképpen a Mellétei kifejlődésben, áthalmozva ismert bázitokkal, ultrabázitokkal egy óceánban keletkeztek. Koruk a párnalávák közötti mélytengeri üledékek alapján ladin (KOZUR, RÉTI 1986).

### **Alsó-triász sekélytengeri képződmények (homokkő, márga, mészkő) (82)**

A kora-triászt alapvetően törmelékes üledékképződés jellemezte, amely sekélytengeri rámpán ment végbe (HIPS 1996, 2001). Az evaporitos összletre lilászörös vagy zöldesszürke homokkő, aleurolit és agyagkő települ (Bódvaszilasi F., 82a). A törmelékes összlet mikrotidális belső rámpán, homokzátonyokkal elválasztott lagúnákban jött létre (HIPS 1996) a kora-triász elején, vastagsága 200–250 m. A fedő Szini Márgát (82b) változatos litológiájú, márga, finomkristályos mészkő, crinoideás mészkő, ooidos mészkő, agyagmárga építi fel. Az ooidombok a belső rámpán, a viharok során áthalmozott anyaguk a lagúnákban, illetve a középső rámpán, míg a finomszemcsés üledékek a külső rámpa viharbázis alatti részén képződtek (HIPS 1996). A 350 m vastag rétegsor a kora-triász késői szakaszában keletkezett (HIPS 1996). A fedő sötétszürke féregjáratos Szinpetri Mészkő (82c) időnként részben elzárt, oxigénben szegény lagúnában képződött a kora-triász végén (HIPS 1996).

### **Középső-triász és karni sekélytengeri karbonátok (79)**

Az alsó-triász törmelékes-karbonátos összlet felett az anisusi alsó szakaszán minden tektonikai alegységben sekélytengeri karbonátok települnek. A rétegsor sötét- vagy világosszürke, bitumenes vagy bioklasztos, vékonyrétegzett, pados vagy masszív dolomitból és mészkőből áll (Gutensteini F., 79a). Vastagsága 250–400 m-re tehető (SZENTPÉTERY, LESS 2006, HIPS 2007). A formáció keletkezése során az oxigénszegény vízzel jellemzett külső rámpát fokozatosan a középső-belső rámpa szivacsos-mikrobás iszapdombjai, majd peritidális környezet váltotta fel (HIPS 2007). Az anisusi összlet fiatalabb részét képviselő Steinalmi Mészkő (79b) különböző mikrofaciésű (algás, bioklasztos, onkoidos) mészkőrétegek ciklusos váltakozásából épül fel. A lagúnaképződmények mellett ismertek uralkodóan mészszivacsokból álló zátonytestek is (VELLEDITS et al. 2011). A legtöbb szerkezeti alegységben a sekélytengeri karbonátok képződése az anisusi során befejeződött (KOVÁCS et al. 1989). Az Aggteleki-fáciességben azonban a lagúna és zátonyfaciést képviselő karbonátok (Wettersteini Mészkő, 79c) képződése a ladinban és karniban is folytatódott (KOVÁCS 1979). A formáció vastagsága akár az 1000 m-t is meghaladhatja. Kora foraminiferák, algák és szivacsok alapján a kora-ladin–késő-karni (BÉRCZI-MAKK 1996a, PIROS 2002, SENOWBARI-DARYAN et al. 2011). Drnava (Dernő) környékén (Szlovákia) a sekélytengeri platformkarbonátok képződése a noriban is folytatódott.

### **Kis fokú metamorf középső-triász sekélytengeri karbonátok (80)**

A metamorf Tornai-alegység legidősebb ismert képződménye a sötétszürke, tömeges, pados, helyenként vékonyréteges dolomit (Gutensteini F., 80a). A bódvarákói, esztramosi, becskeházai előfordulások mellett FODOR, KOROKNAI (2000) ide sorolta a Martonyi-takaró Gutensteini Formációjának dolomitját is, amely színe és nagyobb pirittartalma alapján a sekélytengeri rámpa elzártabb részein keletkezhetett. Legnagyobb feltárt vastagsága 125 m, de fekéje nem ismert. A karbonátos rámpaképződés kora-anisusi szakaszát képviseli.

A rámpa épülése a középső-anisusiban a világosszürke kristályos sekélytengeri mészkő és dolomit képződésével folytatódott, bár a Steinalmi Mészkő (80b) fekéjével való eredeti kapcsolatát a későbbi szerkezeti deformációk jórészt eltüntették. A mészkőben megjelenő algák és crinoideák sekélytengeri rámpa környezetre utalnak (KOVÁCS et al. 1988). A sekélytengeri környezetet a középső-anisusi során váltotta fel a mélytengeri medence (Esztramos, KOVÁCS 1986), egyes egységekben (Becskeházai-fáciesség) azonban csak a középső-anisusit követően. Bódvarákón és a Martonyi-takaró rétegsorában a Gutensteini Formációt medenceképződmények követik (FODOR, KOROKNAI 2000). A sekélytengeri,

karbonátos képződmények általában nagyon kisméretűek, az Esztramos esetében kisméretű metamorfózist szenvedtek (ÁRKAI, KOVÁCS 1986).

### **Középső–felső-triász és jura lejtő és medence fáciesű képződmények (mészkö, márga, radiolarit) (77)**

Az anisusiban a kéregmegnyúlás hatására megsüllyedt rámpán változatos karbonátos üledékképződési környezetek jöttek létre. Az Aggteleki-fáciesegységben a zátonnyal szegélyezett platformelőtérben található a legidősebb medenceképződmények (VELLEDITS et al. 2011). A Derenki-fáciesegységben a rámpa feldarabolódását szindiagenetikusan breccsásodott, szürke, drúzás mészkö (Derenki Mészkö, 77a) jelzi, míg a kialakuló lejtőn mikrites, változóan filamentumos, radiolariás, crinoideás mészkö jött létre (Nádaskai Mészkö). Helyenként szürke, tűzköves, pados mészkö ismert (Reiflingi Mészkö, 77b), melyet SZENTPÉTERY, LESS (2006) platformközeli medenceüledékként értelmezett. A karni közepén e képződményeket részben helyettesíti a Szőlősdói Márga (77c). E változatos képződményeket általában a pelágikus többnyire vörös színű Hallstatti Mészkö (77d), vagy a szürke, tűzköves Pötscheni Mészkö fedi. Vastagságuk 50–200 m, koruk az anisusi végétől a karni közepéig, a Hallstatti és Pötscheni Mészkö a középső-noriig vagy esetleg a késő-nori közepéig terjed (KOVÁCS et al. 1989, SZENTPÉTERY, LESS 2006). Az Aggteleki-fáciesegység északi részén a platform képződményekre a karni végén crinoideás, brachiopodás, ammoniteszes mészkö (Szadvárborosai Mészkö 77e) települt (SZENTPÉTERY, LESS 2006).

A sekélytengeri és a mélytengeri képződmények átmenetét a Bódvai-alegységben drapp, rózsaszínű, radiolariás filamentumos mészkö képviseli (Dunnatetői Mészkö, 77f). Erre pelágikus, vörös, lila, tűzkőréteges vagy -lencsés, általában vékonyréteges, filamentumos–radiolariás mészkö települ (Bódvalenkei Mészkö, 77g) (KOVÁCS et al. 2011). A mészkörétegek kimaradásával helyenként radiolarit jelenik meg (Szárhegyi Radiolarit, 77h). A gradáció és üledékrogyásos redők gravitációs áthalmozást jeleznek. Az említett pelágikus képződmények vastagsága 10–80 m közötti, az anisusi különböző szintjétől a karni közepéig képződtek; ez után, a nori közepéig a pelágikus Hallstatti Mészkö következik. Mind a Szilicei-, mind a Bódvai-alegységekben a pelágikus mészköre márga, agyagmárga, mészmárga települ (Zlambachi Márga, 77i; NÁDOR 1990). Kora késő-nori–rhaeti (SZENTPÉTERY, LESS 2006, KÖVÉR et al. 2009b). Erre valószínűleg üledékhezaggal szürke mészköből, márgából, mészhomokkőből, agyagkőből, kovás márgából, konglomerátumból álló jura üledéksor következik (Telekesvölgyi Formációcsoport, 77j). Jelentős része gravitációs tömegmozgás révén, lejtőn, illetve mélyebb medencében rakódott le (KÖVÉR et al. 2009b). A jura rétegsorból bajoci–bath radiolariák és foraminiferák ismertek (DOSZTÁLY 1994, GRILL 1988, KÖVÉR et al. 2009b).

### **Nagyon kisméretű és kis méretű metamorf középső- és felső-triász képződmények (81)**

A metamorf (Tornai-) alegységben a középső-triász sekélytengeri rámpa karbonátjait pelágikus képződmények váltják fel az anisusi különböző szakaszaiban. A mélytengeri összletet részben sötétszürke, fekete tűzkőréteges mészkö, meszes dolomit, márga, dolomárga, aleurolit (Bódvarákói F., 81a), vagy szürke, drapp, rózsaszínű, gyengén tűzkőlencsés mészkö alkotja (Szentjánoshegyi Mészkö, 81b; KOVÁCS 1986). A Martonyi-takaróban a rétegsort uralkodóan márgapala, aleuritpala építi fel, vékony mészkö-betelepülésekkel (Rednekvölgyi rétegek, 81a, SZENTPÉTERY, LESS 2006), kora középső-anisusi–kora-karni (KOVÁCS 1986).

A metamorf rétegsorokban is megfigyelhető a karni közepén lezajlott regionális klímaváltozáshoz kapcsolható törmelékeny képződmény, az agyagpalából, aleuritpalából álló Tornaszentandrás Agyagpala (81c) (LESS 2000). A 30–150 m vastag rétegsor a conodonta-fauna alapján a karni közepén (juli) keletkezett (KOVÁCS 1986). A medencebeli sziliciklasztok lerakódását fokozatosan ismét pelágikus karbonátok képződése követte a késő-karnitól kezdve, amely a nori közepéig tartott. A tűzkőréteges, tűzkőlencsés, márgabetelepüléses Pötscheni Mészkö (81d) vastagsága 20–150 m lehet. Ennek üledékes fedője nem ismert, de talán ide sorolható a korábbi Hidvégardói Formáció egy része (84), amely mészmárgából, márgapalából áll, és a Tornai-alegység triász részéhez hasonló deformációt szenvedett (FODOR, KORONAI 2003). A képződmények nagyon kisméretű vagy kis méretű metamorfózist (ÁRKAI, KOVÁCS 1986) és képlékeny deformációt szenvedtek (KÖVÉR et al. 2008, 2009a).

### **Kis méretű metamorf jura lejtő és medence fáciesű képződmények (78)**

A Rudabányai-hegység több pontján és az Aggteleki-hegység keleti peremén (Szögligetnél) metamorf jura képződmények ismertek. Ez a tágabb értelemben vett Telekesoldali Formáció, amely önálló takarót alkot (KÖVÉR et al. 2008, 2009a). A formációt agyagpala, homokkő, kovapala, márgapala, mészpala és oliszosztrómaszintek alkotják (GRILL 1988, KÖVÉR et al. 2009b). A képződmények nagy része gravitációs tömegmozgások révén rakódott le. Az oliszosztrómák klasztjainak anyaga többnyire pelágikus mészkö, ritkább a radiolarit és a bazalt. A legnagyobb méretű klasztok anyaga riolit, ezek akár 100 méteresek is lehetnek. A korábbi vizsgálatok ezeket jura szubvulkáni testeknek értelmezték (SZAKMÁNY et al. 1989), de az újabb U-Pb kormeghatározás triász korokat adott (~204–220 M év; DEÁK-KÖVÉR 2012).



A képződmények mélytengeri medencében vagy mélytengeri árok lejtőjén rakódhattak le, a klasztok a kivékonyodott kontinentális peremről származhattak (DEÁK-KÖVÉR 2012). A képződmény kora a radiolariák és dinoflagelláta-ciszták alapján bajoci–callovi (GRILL, KOZUR 1986, KÖVÉR et al. 2009b). Az összlet a jura legvégén vagy a kréta elején (120 és 140 M év között) lenyesődött aljzataról, alátalódott, metamorfizálódott, és többfázisú képlékeny deformáción esett át (KÖVÉR et al. 2009a). Metamorf foka és kifejlődése alapján a formáció igen hasonló a Mellétei-sorozathoz (MOCK et al. 1998) és tág értelemben abba besorolható.

#### A ZEMPLÉNI-EGYSÉG

A Zempléni-egységet amfibolit fáciesű metamorfózist szenvedett, variszkuszi közepes fokú metamorf képződmények, illetve ezen diszkordánsan települő felső-karbon–perm kontinentális törmelékes és riolitösszlet, majd triász képződmények alkotják. E képződményeket együttesen újabb tektogenezis érintette a kréta során. Az egység belső szerkezetét DNy-i vergenciájú pikkelyek/takarók(?) és gyűrődések jellemzik, amelyek kialakulása nagyobb léptékben az alpi orogenezishez köthető

#### **Variszkuszi közepes fokú metamorf képződmények (87)**

A prealpi aljzatkomplexumot javarészt csillámpalák és gneisz építi fel, melyekben kis mennyiségben, vékony (gránátos) amfibolit közbetelepülések jelennek meg (Vilyvitányi Csillámpala, FÜLÖP 1994). Kiindulási kőzeteiket pelites–pszammitos üledékek és ezekbe települő kisebb bázisos (neutrális) magmás testek alkothatták. Az amfibolit fáciesű metamorfitekban későbbi deformációs hatás következtében gyakoriak a milonitos és kataklázos zónák, melyekben a kőzetanyag zöldpala fáciesű retrográd átalakulása ment végbe. E képződmények az ország ÉK-i csücskében Vilyvitány és Felsőregmec környékén, kis területen bukkannak felszínre.

A kristályos kőzetek felső-amfibolit fáciesű metamorfózisa ( $T=640\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5\text{--}8\text{ kbar}$ ; VOZÁROVÁ 1991) a variszkuszi orogenezishez kötődik (monacit U-Pb-Th és amfibol K-Ar:  $\sim 338\text{ M év}$ ; FINGER, FARYAD 1999, FARYAD, BALOGH KAD. 2002). A geokronológiai adatokon túl a kora-karbon metamorfózist bizonyítja, hogy a fenti kőzetek kavicsai megjelennek a kristályos összlet posztorogén üledékes fedőjét alkotó felső-karbon molasszüledékekben. A finomszemű, retrográd eredetű muszkoviton, továbbá földpáton kapott kréta korok (126–106 M év) gyenge alpi hatás jelenlétét igazolják az egységben. Az intenzív deformációt kísérő zöldpala fáciesű retrogresszió, legalább részben, e fázishoz kapcsolódhatott.

#### **Karbon–perm szárazföldi törmelékes összlet és riolit (86)**

A Tokaji-hegység É-i részén a polimetamorf kristályos aljzatra mintegy 800 m vastag permo-karbon molassz települ (FÜLÖP 1994). A Felsőregmec Fr-3 fúrás felső-karbon folyóvízi–mocsári kifejlődésű homokkő és konglomerátum váltakozásából álló rétegsort tárt fel. Az e fölött települő alsó-perm folyóvízi homokkőben gyakoriak a riolituffa (ignimbit) és -tuffit közbetelepülések, a felső-permet vörös és tarka homokkőből és konglomerátumból álló folyóvízi összlet zárja (Széphalom Szh-2, Sátorajjájhely Suh-8).

#### **Középső–felső-triász platformkarbonátok (85)**

A Zempléni-egység területén Sátorajjájhely (Suh-8) és Komoró (Komoró-I) környékén ismert sötétszürke, dolomitos mészkő, dolomit, agyagmárga és agyagkő, amely a szlovákiai (Ladmc) középső-triász sekélytengeri rámpa kifejlődésnek feleltethető meg (HAAS, PENTELENYI 2004). Néhány fúrás és a miocén vulkáni összlet zárványai alapján az egység magyarországi részének triász kifejlődése a szlovákiai oldalon ismerttől lényegesen eltérő. Zárványokból középső-triász Wettersteini-típusú mészkő ismert. A Sárospatak S-7 fúrás mintegy 400 m-es vastagságban tárt fel felső-triász platformkarbonát-összletet, amelyet Dachsteini-típusú, vastagpados és sztromatolitos mészkő és dolomit alkot (PENTELENYI et al. 2003). Ezek a triász képződmények egy felsőbb helyzetű takaróhoz tartozhatnak.



# SZERKEZETFEJLŐDÉS

Magyarország az Észak-Afrikától, Európa déli részén és Kis-Ázsián át Délkelet-Ázsiáig húzódó Alpi (Mediterrán) orogén övezeten belül a neogénben kialakult Pannon-medencében helyezkedik el. A Pannon-medence aljzata összetett felépítésű, abban jelentős szerepet játszanak a paleozoikum során keletkezett kőzetek és az aljzat egy része a Variszkuszi orogén övről leszakadt litoszfératöredék.

## PREVARISZKUSZI ÉS VARISZKUSZI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI SZAKASZOK

Az európai földkéreg túlnyomó részének szerkezetét — a több milliárd éves kőzetekből felépült és a mezoproterozoikum utáni hegységképződési folyamatokkal már nem érintett Kelet-Európai-tábla és a Balti-pajzs kivételével — a késő-kambriumtól a kora-devonig tartó kaledóniai lemeztektonikai ciklust követő hegységképződés, a késő-paleozoikumban lezajlott variszkuszi hegységképződés és a mezozoos–kainozoos alpi hegységképződés alakította ki.

A variszkuszi hegységvonulat kialakulásának előtörténete a paleozoikum kezdetéig, a Dél-Amerikát, Indiát, Ausztráliát és az Antarktiszot is magába foglaló Gondwana szuperkontinens összeforrását eredményező pán-afrikai hegységképződésig vezethető vissza. Az ordovíciumtól a devonig tartó lemeztektonikai folyamatok során különböző kontinentális litoszféablokkok, a köztük felnyílt óceáni aljzatú medencék bezáródásával, egymás után ütköztek és forrtak hozzá a Laurussia kontinenshez. A Laurussia és a Gondwana kontinens között a kora-karbonra hatalmas óceán, a Paleotethys jött létre. A lemeztektonikai ciklus a középső-karbonban mintegy 320 millió évvel ezelőtt, Gondwana és Laurussia összeütközésével, a Variszkuszi orogén övezet (Észak-Amerikában Appalachi orogén övezet) kialakulásával zárult, amikor a Földön egyetlen szuperkontinens jött létre, a Pangea.

Európában a variszkuszi hegységképződés tengelyzónájában igen intenzív metamorfózis folyt, és az ütköző kőzetlemezek megolvadásának eredményeként hatalmas tömegű gránit képződött. A hegységképződésnek ez a központi övezete, amit Moldanubikumnak neveznek, a francia Massif Centraltól a Vogezeken és a Fekete-erdőn át a Cseh-masszívum déli részéig követhető. A medencék kialakulását elsősorban az orogén deformáció frontjához viszonyított helyzet határozta meg (McCANN 2008). A deformációs front közvetlen közelében és északi előterében előtéri süllyedékek, flexurális medencék jöttek létre. A Variszkuszi orogén övezet belső részén a hegységképződés korai szakaszában extenziós medencék alakultak ki, a záró szakaszban kompressziós és transzpressziós tektonika játszott meghatározó szerepet. A létrejött hegyláncok azonnal intenzíven pusztulni kezdtek, és a lepusztulásukból származó kavics, homok, agyag a hegységközi, illetve főként az előtéri medencékben halmozódott fel.

A variszkuszi hegységképződés során létrejött vonulatok déli részei az alpi hegységképződés során ismét deformálódtak, átalakultak és egyes elemeik bekerültek az Alpok valamint a Nyugati-Kárpátok vonulataiba (EBNER et al. 2010). A Moldanubikumról a jura idején levált Tiszai-mikrolemez (Tiszai-főegység) alkotja a Pannon-medence aljzatának déli részét. Ezt tükrözik granitoid kőzeteinek rokon sajátosságai a Cseh-masszívum hasonló korú granitoid kőzeteivel (BUDA et al. 2004, KOVÁCS et al. 2010). A Dél-Dunántúl felső-karbon folyóvízi összlete a variszkuszi molassz medencékével vethető össze.

A kora-karbon idején, Laurussia és Gondwana között, a később létrejött Variszkuszi hegységvonulatoktól délre, a Paleotethys-óceán sekélytengeri medencéiben mészkő és márga képződött. Ebbe az övezetbe tartozhattak a Balatonfői területen ismert alsó-karbon képződmények (EBNER et al. 1991). A nyílt óceánnal közvetlen kapcsolatban lévő mélyebb belső medencékben homokkő- és márgarétegek váltakozásából álló, flis jellegű üledékek lerakódása folyt, majd a késő-karbon idején itt is sekélytengeri üledékek rakódtak le. Ezek a kollíziós zónától távol lerakódott rétegsorok a variszkuszi orogén során legfeljebb csak gyenge átalakulást szenvedtek. A Bükki-egység karbon rétegsorai képződhettek ebben az ősföldrajzi egységben (EBNER et al. 1991, 2010).

A variszkuszi hegységképződés során egységes kontinens csak a mai Kelet-Mediterrán térségétől Ny-ra jött létre. Ettől K-re, Eurázsia és Gondwana között azonban nyitva maradt egy óceáni térség. A Paleotethys jelentős részei tehát fennmaradtak, a Panthalassának nevezett óceánnak a Pangea szuperkontinensbe messze benyúló hatalmas öblözeteként.

## ALPI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI SZAKASZOK

### PALEOTETHYS PEREM – NEOTETHYS RIFTESEDÉS (PERM–KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ)

Régióinkban a Pangea feldarabolódása a permben indult. A kontinentális riftesedéshez savanyú vulkanizmus és a gyorsan süllyedő árkokban terasztrikus üledék felhalmozódása kapcsolódott.

Magyarország területén az alpi ciklus kezdetét jelentő kontinentális riftesedés nyomai legmarkánsabban az akkor az Eurázsiai-lemez peremén húzódó Variszkuszi-hegységvonulat Moldanubiai orogén övéhez tartozó Tiszai-főegységben észlelhetők. A Dél-Dunántúl területén ismertté vált árokrendszerben a kora-permtől a kora-triászig több kilométer vastag folyóvízi, tavi üledéktömeg rakódott le, amit a kora- és a középső-perm határán riolit vulkanizmus kísért (BARABÁS, BARABÁS-STUHL 1998).

A késő-permben a Variszkuszi-hegység vonulat déli előterében az intenzív lepusztulásából származó törmelék nagy tömegeit befogadó széles övezet alakult ki. Ide tartozott a Tiszai-főegység és attól Ny-ra a Központi-Nyugati-Kárpátok és az Ausztróalpi-egységek területének uralkodó része is. Ettől délre a Paleotethys öblözetének parti síkságán, és a tengertől elzáródott lagúnáiban a száraz klímán evaporit képződött. Ez a jelentős térbeli kiterjedésű evaporitösszlet, ami Magyarországon az Aggteleki-egységben ismert, a későbbi szerkezetalakulásban fontos szerepet játszott.

A Dunántúli-középhegységi-egység területe a perm idején az Északi-Mészkőalpok és a Déli-Alpok üledékgyűjtői között helyezkedhetett el, a Paleotethys öblözet nyugati elvégződésének szektorában. A Déli-Alpok területén a késő-karbon–kora-perm során Laurasia és Gondwana elcsúszásához köthetően pull-apart medencék sora alakult ki (ZIEGLER 1988), amelyeket jelentős vastagságú szárazföldi törmelékes üledékek és vulkáni kőzetek töltöttek ki. A Dunántúli-középhegységi-egységben a riftesedésnek ehhez a szakaszához köthető a velencei granitoid pluton benyomulása. A középső-permben a Déli-Alpok területén transzpressziós árkok jöttek létre, melyek ugyancsak szárazföldi üledékekkel és savanyú vulkáni kőzetekkel töltődtek ki (CASSINIS et al. 1988). A Dunántúli-középhegységi-egység is szárazulat volt, de a vulkáni működésnek csak kevés nyoma ismert. A két terület késő-perm ősföldrajzi helyzete és fejlődéstörténete nagyon hasonló. Az üledékképződés mindkét területen szárazföldön, folyóvízi üledékek lerakódásával indult, majd a késő-perm végén az egységek óceán felőli részét széles árapálysíkossággal szegélyezett sekélytenger borította el (MAJOROS 1983, CASSINIS, NERI 1992), a triász időszak kezdetén pedig a korábbi szárazulati területek is tenger alá kerültek.

A Bükk-egység területén, akárcsak a Belső-Dinaridák vele rokon kifejlődésű Sana–Unai- és Jadari-egységeiben a sekélytengeri késő-karbon üledékképződést szárazra kerülés követte. A középső-permben szárazföldi, majd azt követően sekélytengeri üledékképződés folyt, ami a kora-triászban megszakítás nélkül folytatódott (FILIPOVIĆ et al. 2003).

A kora-triász kezdetén a Tiszai-főegység nagyobb része továbbra is szárazulat maradt, ahol folytatódott a folyóvízi üledéklerakódás, de a régió nagyobb része már a Paleotethys-óceán sekély, peremi övezetéhez tartozott, ahol a partvidéket a mélyebb selffel összekötő rámpán márga, homokkő, mészkő, dolomit kőzetfajták váltakozásából álló rétegsorok, majd az anisusi korábbi szakaszában uralkodóan karbonátos kőzetek keletkeztek. A középső-triász kezdetén a Tiszai-főegység kontinenshez közelebbi részeit (Mecseki- és Villány–Bihari-egység) is elborította a tenger, és ezekben az övezetekben is karbonátos rámpa jött létre (TÖRÖK Á. 1993).

A középső-triász során az egykori Gondwana kontinens É-i pereménél, egy új, Neotethysnek nevezett óceán kialakulása kezdődött, a Paleotethysnek az Eurázsiai-lemez alá tolódásával párhuzamosan (DERCOURT et al. 1986). Az óceán felnyílásához kapcsolódó, keletről nyugat felé terjeszkedő riftesedés az anisusi késői szakaszában érte el régióinkat, amely helyenként felboltozódással indult és jellemzően az óceánperemi sekély rámpák tektonikus tagolódásához vezetett. Az extenziós rezsimben árkok és tenger alatti magaslatok jöttek létre (BUDAI, VÖRÖS 1992, 2006; VELLEDETS 2006). Az árkokban mélyvízi mészkő, illetve kovás mészkő képződése indult meg. A későbbi óceánközépi hátság tengelyében, kivékonyodó kontinentális litoszféra feletti árkokban bazaltvulkanizmus kezdődött, a pelágikus karbonátüledékek közé nyomuló lávafolyásokkal. Így jött létre az ezekre a bazaltokra jellemző, peperites fácies, amelynek maradványai a Dinári-ofiolitív jura akkréciós komplexumában olisztolitiként ismertek, és Észak-Magyarországon a Szarvaskő–Darnói-takaróban is jelen vannak (KISS G. et al. 2008, KOVÁCS et al. 2008). A litoszféra megnyúlása a ladintól kezdve teljes óceáni kéreg kialakulásához vezetett el, amely a Szilicei-takaró talpához begyűrt evaporitos melanzs tömbjeiként jelenik meg (Bódvavölgyi Ofiolit; GRILL et al. 1984). Valószínű, hogy a triász óceáni kéreg fragmentumai is megjelennek a szarvaskői, darnó-hegyi jura melanzsokban (KOVÁCS et al. 2008, HAAS et al. 2011).

A tengelyzónán kívül, a kialakuló passzív prem is tektonikusan tagolódott és egyes övezetekben intenzív vulkáni tevékenység folyt a ladin és a karni idején. Vulkáni centrumok jöttek létre a Dolomitokban, szórt vulkáni anyaguk a

Dunántúli-középhegység területére is eljutott. A riftesedéshez köthető a Szlovén-árok létrejötte, amit ugyancsak intenzív magmatizmus kísért, és ami a Juliai-Alpok blokkjának az adriai karbonátplatformtól való elkülönülését eredményezte. Hasonló módon értelmezhető a Sana–Una- és a Jadar-egység, valamint a Bükk szeparálódása is. A Bükkben a tengeraljzat tagolódásának folyamatához jelentős magmás tevékenység is kötődött (SZOLDÁN 1990, HARANGI et al. 1996, VELLEDETS 2006).

#### NEOTETHYS FELNYÍLÁS ÉS PASSZÍV PEREM FEJLŐDÉS (LADIN–KORA-JURA)

A középső-triász késői szakaszában (a ladinban) az óceáni aljzat szétterülésének megindulása után, az óceánperem általános süllyedése vált jellemzővé a passzív peremeken. Az óceán európai peremén húzóódó, akkorra már erősen lepusztult Variszkuszi-hegyvonulatokból a vízfolyások, különösen a humid klímájú időintervallumokban, nagytömegű kavicsot, homokot szállítottak a hegyvonulat lábánál kialakult szárazföldi medencékbe, így a Mecseki-öv intenzíven süllyedő félárok jellegű medencéibe is (NAGY E. 1969).

A sekélytengerrel elborított, intenzíven süllyedő széles selfen a középső-triászban kialakult mélyebb medencék a karni humid klímaszakaszban terrigén üledékekkel töltődtek fel. E folyamat a Dunántúli-középhegységi-egységben követhető nyomon (HAAS et al. 2012). Az ennek nyomán kialakult kiegyenlített térszínen a késő-karnitól a triász végéig több kilométer vastagságban platform fáciest képviselő mészkő és dolomit halmozódott fel. Az óceánfelnyílással egy időben a self kivékonyodott aljzatú, óceán felé néző peremén az extenziós árkok kialakulása folytatódott (pl. a Dunántúli-középhegységi-egység peremén), egyes peremi blokkok lezökkentek, és ezeken a karbonátplatform szedimentációt pelágikus üledéklerakodás váltotta fel. Az Aggtelek–Rudabányai-egységben az anisusi riftesedés során elsüllyedt blokkokban általában pelágikus karbonátos üledékképződés ment végbe a ladintól a nori közepéig (KOVÁCS et al. 1989). Csak az Aggteleki-faciesegységben ismertek olyan blokkok, ahol végig platformkörnyezetben történt karbonátképződés, illetve olyan platformközi medencék, melyek részben feltöltődtek és a karniban már sekélytengeri üledékképződés jellemzett.

Az adriai peremről levált Bükki-egység kisebb kiterjedésű karbonátos platformjai a triász végén megfulladtak. Ezt követően hosszú időn át nem őrződött meg üledék. A mélytengeri üledékfelhalmozódás csak a középső-jurában indult meg.

#### PENNINI RIFTESEDÉS (TRIÁSZ VÉGE – KORA-JURA)

Az Atlanti-óceán felnyílásához vezető riftesedés már a triász időszak végén megkezdődött. Ehhez köthető a Középső-Atlantikum térségéből kiinduló, nyugatról kelet felé felnyíló Pennini-óceánág („Alpi-Tetys”, SCHMID et al. 2004) kialakulását eredményező riftesedés is. A Déli-Alpok nyugati részén a késő-noriban intenzíven süllyedő extenziós medencék jöttek létre (BERTOTTI 1993), amelyek az új óceánág kezdeti kialakulásával hozhatók kapcsolatba. Hasonló folyamat követhető nyomon a Dunántúli-középhegységi-egység nyugati oldalán a Keszthelyi-hegységben és a Zalai-medence aljzatában, továbbá az Északi-Mészkőalpok területén is, amely a Kösseni-medencék kialakulásához vezetett (KOVÁCS et al. 2011).

A Tiszai-főegységben ezzel egy időben ugyancsak extenziós árkok alakultak ki. Az Európai-lemez peremén felszínen lévő Variszkuszi-vonulatok felől továbbra is nagy mennyiségű terrigén anyag érkezett a kontinenshez közeli üledékgyűjtő medencékbe (Mecseki-öv). A csapadékosabbá váló éghajlaton, a tengerparti lápok dús vegetációjából kőszénrétegekkel tagolt, sziliciklasztos rétegsor rakódott le. A kora-jura későbbi szakaszában a kőszénlápokkal tarkított partszegélyeket majdnem mindenütt elborította a tenger és sekély, majd mélytengeri sziliciklasztos üledékképződés vált általánossá.

A kontinens riftesedő peremétől távolabbi övezetekben a késő-triászban kialakult nagy kiterjedésű karbonátplatformok a jura korai szakaszában törések mentén feldarabolódtak, és az így létrejött egyenetlenül süllyedő blokkok pelágikus karbonátos üledékképződés színhelyévé váltak. Ez az eseménysor követhető nyomon a Neotethys peremének abban a zónájában, amely a Liguriai–Pennini-óceánág felnyílásával később levált az Európai-lemezről: a déli-alpi szegmestől a Dunántúli-középhegységi-, az Ausztralpi- és a Központi-Nyugat-Kárpáti-egységeken át a Tiszai-főegységig (HAAS et al. 2011).

Az Adria-mikrokontinens északi és keleti peremén kialakult karbonátplatformon (adriai–dinári karbonátplatform) viszont a sekélytengeri üledékképződés a triászt követően a jurában is folytatódott, míg a platformot körülvevő medencékben (Bellunói-árok, Szlovéniai-medence, Boszniai-medence) a platformról átülepített szemcsékből álló mészkőtestek jelennek meg, pelágikus üledékekbe települve (ROŽIČ, POPIT 2006).

#### NEOTETHYS SZUBDUKCIÓ ÉS A PENNINI-ÓCEÁNÁG FELNYÍLÁSA (KÖZÉPSŐ-JURA–KORA-KRÉTA)

A Pennini-óceánág felnyílásának, az óceáni litoszféra terjeszkedésének kezdete a kora-jura végére tehető. Az óceáni aljzat maradványai az Ausztralpi-takarórendszer alatti helyzetben ismertek, tektonikai ablakokban (Magyarországon a Kőszeg–Rohonci-ablakban) bukkannak elő (KOLLER, PAHR 1980).

A Pennini-óceán nyugatról kelet felé haladó felnyílása a középső-jura idején vezetett el a Tiszai-főegységnek az Európai-lemezről való leválásához. Ezt az eseményt tükrözi a Mecseki-zónában a terrigén sziliklasztos üledékfelhalmozódást felváltó karbonátos–kovás, pelágikus szedimentáció. A Pennini-óceán és a már záródó Neotethys közötti övezetnek a Neotethyshez közelebbi részén a középső- és késő-jura idején tagolt aljzaton pelágikus karbonátos–kovás üledékek képződtek.

Régióinkban a Neotethys szubdukciójának kezdete ugyancsak a kora-jura végére – a középső-jura kezdetére tehető. A Dinaridákban, az Albanidákban és a Hellenidákban ismert ofiolitok — petrológiai és geokémiai jellegeik alapján — a szubdukcióhoz kapcsolhatók, úgynevezett supra-szubdukciós típusúak. Metamorf talpuk valószínűleg a hideg óceáni lemezek a forró, obdukálódó ofiolit alá tolódásával képződött, így a metamorf talp kora az ofiolitok keletkezési korához közeli. A dinári ofiolitokról rendelkezésre álló koradatok szerint (147–174 M év) ezek a folyamatok a középső–késő-jurában mehettek végbe (LIATI et al. 2004, BORTOLOTTI et al. 2013). A Dinári-ofiolitövben és a Vardar-zónában ismert olisztróma-melanzs a szubdukció során létrejött akkréciós komplexumként értelmezhető. Az óceán bezáródás az óceáni lemezen belüli szubdukcióval kezdődhetett, majd a szubdukciós zóna fölött létrejött ofiolit rátolódott a medencét körülvevő kontinensperemekre: az Adriai-mikrokontinensre és az Európai-lemezről levált litoszférablokkokra (Ausztróalpi-, Központi-Nyugati-Kárpáti-, Tiszai-főegység). A Felső-Ausztróalpi-egységhez tartozó Északi-Mészkölpokban a középső–késő-jurában (callovi–kimmeridgei) az ausztróalpi perem takarósodása során takarófront előtti terheléses medencék sora jött létre. A takarós áttolódás edeje a külső övezettől (Hallstatti fáciesöv) a későbbiekben a belsőbb övezetek felé (Földolomit/Dachsteini fáciesöv) helyeződött át (GAWLICK, FRISCH 2003, MISSONI, GAWLICK 2010).

A Szarvaskő–Darnói-egységben ismert középső-jura olisztróma-melanzs a Dinári-ofiolitöv akkréciós komplexumából származtatható, és onnan lenyíródva, a Közép-magyarországi-nyírózóna mentén végbement elcsúszások eredményeként kerülhetett jelenlegi helyére (CSONTOS et al. 1992). A Mátra aljzatában mélytengeri üledékekből származó klaszrok alkotják az olisztrómák jelentős részét. A Darnó-hegy környékén az óceánperemre került triász bazaltok, és az óceánperemi jura bazalt és gabbró törmelékei képezik az akkréciós komplexum felsőbb részét. A feldarabolódó kőzettestek részben a kontinentális lemez peremi öveinek egymásra tolódása során, részben az óceáni medencékből lenyíródva kerültek az áttolódási frontra. A Szarvaskői-takaró is feltehetően ekkor került a középső-jura (bath–callovi) polimikt olisztróma-melanzs fölé, eredeti helyzetéből leszakítva.

A dinári ofiolittakarók előterében képződött bükki, darnói, és rudabányai melanzsegyeségek aljzatokról leszakadtak és valószínűleg még a késő-jura folyamán más takarók alá tolódtak, miközben kistökű metamorfózist szenvedtek (CSONTOS 2000, KÖVÉR et al. 2009). A takarós mozgások következtében a melanzs jellegű takarókban, illetve az alájuk tolódott egységekben (pl. Bükki „parautochtonban”) erős gyűrődés történt (CSONTOS 2000). A takarós mozgások a kréta elején még biztosan folytak, hiszen az áttolódásokhoz kapcsolható metamorfizálódott egységek kihűlése is csak mintegy 120 millió éve fejeződött be (ÁRKAI et al. 1995a).

A Dunántúli-középhegységi-egységben a dinári szubdukciós/obdukciós események csak áttételesen tanulmányozhatók. Az egység északi részén, a Gerecsében már a felső-jura üledékekben megfigyelhetjük az ofiolitból vagy a melanzsból származó törmeléket (CSÁSZÁR, ÁRGYELÁN 1994). Ugyanakkor, a terület az alátolt lemezen, a szubdukciós fronttól távol helyezkedhetett el (FODOR et al. 2013a). A kréta elején ez a távolság folyamatosan csökkenhetett, aminek következtében a karbonátos üledékképződés először finomszemcséjű, majd a barremitől (130 millió év) kezdve durvább szemcséjű törmelékes üledékképződésbe váltott át. A távoli rátolódások hatására előtérí kéreghajlásos medence jött létre (TARI 1994). A közeledő deformációs front hatására ÉK-en enyhe redők keletkeztek (SASVÁRI 2008), és feltételezhető, hogy ehhez kapcsolható az egység középső részének vékony kora-kréta rétegsora, kiemelkedése, és esetleg lepusztulása is (MINDSZENTY et al. 2000).

#### AZ ALPI-TETHYS (PENNINI-ÓCEÁN) SZUBDUKCIÓJA ÉS A KAPCSOLÓDÓ TAKARÓKÉPZŐDÉS (KORA-KRÉTA VÉGE – KÉSŐ-KRÉTA)

A kora-kréta végén a Keleti-Alpokban végbemenő takarós áttolódásokhoz köthetően a Dunántúli-középhegységi-egységben is megkezdődött a mai helyzetben ÉNy–DK-i iránnyal jellemezhető rövidülésszerű deformáció. A folyamat végén a Dunántúli-középhegységi-egység takaróként más alpi egységekre tolódott, amelynek nyomai a Kisalföld aljzatában figyelhetők meg (TARI 1994, HORVÁTH F. 1993). A takarós áttolódásokkal járó deformáció az albai közepén, mintegy 110–105 millió éve megállt vagy lelassult, és a területen szárazföldi lepusztulás történt, amihez helyenként bauxitképződés kapcsolódott.

A következő, középső-albai–cenoman üledékciklus során a kezdeti szárazföldi vagy sekélytengeri törmelékes üledékeket sekélytengeri platformon, majd mélyebb medencében létrejövő karbonátos vagy márgás üledékképződés váltotta fel. E mintegy 10 millió év időtartamú üledékciklus szerkezeti jellegét nem ismerjük.

A kréta közepén az Aggtelek–Rudabányai-hegységben folytatódtak a takarós áttolódások, a korábbi takaróssorrend átrendeződött. E deformáció korára 120–100 millió évek közé eső termokronológiai adatok utalnak, amelyek az egyes deformált egységek kihűlését jelzik (ÁRKAI et al. 1995a, KÖVÉR et al. 2009).



A Tiszai-főegységben a takarós áttolódások az albai–cenoman határ környékén, mintegy 100 millió éve kezdődhetnek (CSÁSZÁR 1992). A Villány–Bihari-zónában a Dunántúlon (Bólyi-medence) és az Alföld aljzatában ismert durva törmelékes, turbidites rétegösszlet a takarók frontjának előterében kialakult medencékben halmozódhatott fel. A Mecseki-zónában a késő-cenoman–turon folyamán, 90–95 millió évvel ezelőtt mélytengeri üledékek rakódtak le.

A Dunántúli-középhegységi-egységben a középső-albai–cenoman ciklus üledékeinek lerakódását ismét gyűrődéses deformáció követte nagyjából 95 és 85 millió év között (turon–coniaci). Az ekkor végződő, de már az aptiban vagy az albaiban elkezdődött gyűrődés következménye a Dunántúli-középhegység gyűrt szerkezete és a Litéri-rátolódás létrejötte. Ezzel párhuzamosan kiterjedt szárazföldi lepusztulás történt a késő-kréta elején, és a szubtrópusi területre jellemző kiterjedt, egyenletes lepusztulási felszín jött létre (KAISER 1997). E felszín karsztos mélyedéseiben nagy területen bauxit halmozódott fel. A kialakuló, feltételezhetően összenyomásos eredetű (TARI 1994) késő-kréta (senon) medence mélyebb részein, a santoniban folyóvízi üledékek és kőszéntartalmú lápüledékek, majd a campani idején sekélytengeriből mélytengeribe átmenő márga rétegsor rakódott le. A campani idején tenger alá került magaslatokon sekélytengeri mészkő képződött, majd e területek is mélytengeri üledékgyűjtővé váltak (HAAS 1988, 1999). A késő-kréta üledékképződés végén ismét enyhe deformációt tételezhetünk fel, habár ennek jellege nem teljesen egyértelmű.

A Tiszai-főegységben a takarós áttolódások és a deformációk fő szakasza a coniacira tehető (IANOVÍCI et al. 1976). Ekkor a korábbi medencék területén kiemelkedés és lepusztulás mehetett végbe, majd a santoniban a takarók előterében ismét mély medencék alakultak ki. A Villány–Bihari-egység Ny-i részén (Duna–Tisza köze) santoni szárazföldi üledékekre campani pelágikus márga települ, majd konglomerátumszinteket és átülepített sekélytengeri karbonátanyagot tartalmazó lejtőüledékek következnek (HAAS 1987). Az egység keleti részén (Tiszántúl) viszont flis jellegű sziliciklasztos képződmények képviselik ugyanezt az időintervallumot (SZENTGYÖRGYI 1989). A Mecseki-egységben a Duna–Tisza között a campani–maastrichti szakaszban mélyvízi mészkő és márga, a Tiszántúlon flis jellegű homokkő jött létre.

#### PALEOGÉN DEFORMÁCIÓK ÉS MEDENCEKÉPZŐDÉS (49–23 MILLIÓ ÉV)

A paleogénre tehető a Kőszegi-ablakban ismert Pennini-egység kőzeteinek szubdukciója a már korábban kialakult Ausztróalpi-takaróegységek alá. E deformáció korára nézve konkrét hazai adatok nincsenek, de a hasonló egységbe tartozó, Tauern-ablakbeli kőzetek egyértelműen a paleogénben szubduklódtak és metamorfizálódtak (KURZ et al. 1998).

A Közép-magyarországi-nyírózónától (KMZ) északra levő területen a középső-eocén elején indult meg újra az üledékképződés. A medencék, amelyek jellege összenyomásos, esetleg transzpressziós lehetett, a kialakuló Alp–Kárpáti orogén ív mögötti helyzetben helyezkedtek el (TARI et al. 1993, FODOR et al. 1994). A medencék üledékképződését ennek megfelelően egy általában rövid szárazföldi vagy sekélytengeri szakasz után gyors süllyedés jellemezte, amelynek kezdete a medencék csapása mentén DNy-ról ÉK felé egyre fiatalodott (BÁLDI 1986, BÁLDI, BÁLDI-BEKE 1985, KÁZMÉR et al. 2003). Ez a fiatalodás és a medencék geodinamikai jellege egyértelműen a kelet-alpi–nyugat-kárpáti külső fronton bekövetkező szubdukcióval és takarós áttolódásokkal kapcsolható össze. Mivel az Alpok esetében a kollíziót az eocénre teszik, a hazai paleogén medencék fejlődése poszt-kollíziós jellegűként indulhatott.

A KMZ-tól délkeletre, a Szolnoki-flisövben mélytengeri zagyarákból történő üledékképződés hosszú időn keresztül folytatódott: őslénytani adatok késő-kréta, paleocén és eocén–oligocén korokat is jeleznek, de a rétegsorok folytonossága kérdéses (BÁLDI-BEKE, NAGYMAROSY 1993). Bár kevés konkrét adattal rendelkezünk (LŐRINCZ-DETKY, SZABÓ 1993), az alp–kárpáti keret alapján itt is összenyomásos medencejellegre következtethetünk (TARI 1996). A Szolnoki-flisövön kívül, a Tiszai-főegység magyarországi részén paleogén üledékeket csak a Mecsektől DNy-ra (Szigetvár környékén) ismertté vált szárazföldi üledékroncsok reprezentálják (WÉBER 1985), így ezen időszak szerkezetfejlődését itt nehezen tudjuk rekonstruálni.

A paleogén üledékképződéshez jelentős magmatizmus is társult a Közép-magyarországi-nyírózónától északra. A jobbára neutrális vulkanizmus az eocén közepétől kezdődött, amely az Alpokban a szubdukálódó lemez leszakadásához kötődött (VON BLANCKENBURG et al. 1995). A magmatizmus fő szakasza valószínűleg a kora-oligocénre tehető. Erre utalnak a dunántúli K-Ar adatok (BENEDEK 2002), valamint a recski magmás test radiometrikus koradatai és rétegtani helyzetét bizonyító őslénytani adatok (LESS et al. 2008). Ez a magmatizmus egyértelműen kapcsolódik a Periadriai-vonal mentén fellépő tonalitokéhoz, azoknak mintegy folytatása (BENEDEK et al. 2004). Az intrúziók benyomulása jelzi a Periadriai-eltolódásnak és hazai folytatásának, a Balaton-vonalnak „középső-oligocén” születését vagy reaktivációját. A 31–29 millió éves fő magmás szakasz után a szerkezeti aktivitás kérdéses a késő-oligocén során.

#### KORA-MIOCÉN NAGYMÉRTÉKŰ ELTOLÓDÁS (23–19 MILLIÓ ÉV)

A paleogén medencefejlődés az északi területeken az eggenburgiban ért véget úgy, hogy a medence összenyomásos (kéreghajlásos) geodinamikai jellege nem változott lényegesen a paleogénhez képest (SZTANÓ, TARI 1993). Az ősföldrajzi-szedimentológiai adatok azonban arra mutatnak, hogy a medence dél felé már szerkezeti határral rendelkezett a



Balaton–Tóalmás-vetőrendszer mentén (SZTANÓ 1994). Ez azt is jelenti, hogy a paleogén–kora-miocén medencealakulás és az eltolódásos deformáció időben átfed. Így a kora-miocénben történt a Kárpát-medence egyik legnagyobb szerkezeti mozgása, a Közép-magyarországi-zóna és annak egyes nyírózónái mentén végbement nagymértékű eltolódásos deformáció. A zóna lefutása ugyan részleteiben még elemzésre szorul, de létezése és jellege a legtöbb szerző munkájában egyértelmű (BALLA 1984, 1988; BALLA, DUDKO 1989; KÁZMÉR, KOVÁCS 1985; CSONTOS et al. 1992; TARI 1994; FODOR et al. 1998). A jobbos eltolódás több helyen rátolódással is kombinálódhatott (CSONTOS, NAGYMAROSY 1998, PALOTAI, CSONTOS 2010). A Balaton–Tóalmás-vonalból kiágazó Darnó-zóna is ekkor működhetett rátolódásként (FODOR et al. 2005c). Az elmozdulás következtében az Észak-magyarországi paleogén medencerész elvált szlovéniai folytatásától, és kelet felé mozgott. A nyírózóna mentén számos eltolódásos duplex jött létre, amelyet térképünk is ábrázol. Az eltolódási zónába bevonszolt blokkok részben a paleogén medencékből, részben a Velencei Gránitból, részben egzotikus paleo-mezozoos kőzetekből váltak le. A jobbos eltolódás a Periadriai-vonal hasonló mozgásának folytatása. Az Alpokban jól igazolható, hogy a Periadriai-vetőtől északra a Tauern-ablak keleti szegélyén normál lecsúszás (SCHARF et al. 2013), majd attól északra balos eltolódás lépett fel (LINZER et al. 1995). A kora-miocén tehát az az időszak, amikor az Alcapa-blokk biztosan létezett, és kelet felé mozgott: ez a „kiszökés” vagy „extrúzió” szerkezeti fázisa (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985, RATSCHBACHER et al. 1987).

Az Alcapa keleti mozgásának másik következménye, hogy a keleti szegélyén rátolódott a Tisza–Dacia-blokkra (GYÖRFI, CSONTOS 1999, TISCHLER et al. 2007). A rátolódás a blokk keleti határánál különféle flis egységeket is érintett, és feltehetően ide tartoznak a Szolnoki-flisövet érintő rátolódások is (PÁPA 1993).

A jobbos eltolódások a kora-miocén végén, feltehetően az ottangira (nagyjából 19 millió éve) befejeződtek és a kárpáti üledékek a Pannon-medencében általánosan diszkordánsan fedik a zóna elemi szerkezeteit.

#### PANNON-MEDENCE KIALAKULÁSA ÉS FEJLŐDÉSE (19–5 MILLIÓ ÉV)

A Pannon-medence kialakulásának kezdetét a litoszférát megnyújtó extenziós (széthúzásos) deformáció fellépésétől számíthatjuk. Klasszikusan a normálvetőkkel egyidős színrift, és az azt követő posztrift fázisra osztják fel (HORVÁTH F., ROYDEN 1981). A kéregmegnyúlás pontos kezdete nem ismert, de több szerző az ottangitól, mintegy 19 millió évtől számítja (TARI 1994, FODOR et al. 1999), mivel ekkor egy új üledékciklus következik a paleogén–eggenburgi medencét befejező lepusztulási fázis után (HAMOR 1985), illetve Dunántúli-középhegységben a letarolt paleogén felszínére (KÓKAY 1991). Az extenziós deformáció alapvetően normálvetők, billentett blokkok, félárkok kialakulásával járt együtt. Utóbbiakban aszimmetrikus, ék alakú üledéktestek rakódtak le, amelyet a vetők mentén és a blokkok tetőzónájában sekélytengeri, az árkok mélyebb részén mélyebb tengeri üledékek alkottak. Térképünk ábrázolja a legnagyobb színrift normálvetőket, a Mihályi-hát menti Rába-vetőt, a Zagyva-árok peremvetőit, a Makói- (Hódmezővásárhelyi-) és Békési-, valamint Derecskei-árkok peremvetőit. Több esetben a normálvetők között eltolódásos transzfer vetők léptek fel (TARI et al. 1993), amelyek kicsi, de mély részmedencék létrejöttéhez vezettek, pl. Kiskunhalasnál.

Az utóbbi 20 év kutatásai alapján világos, hogy az extenziós deformáció számos esetben olyan jelentős volt, hogy metamorf magkomplexumok is kialakultak a Pannon-medencében. Ezek felett lapos szögű lecsúszósíkok jöttek létre, míg maguk a metamorf kőzetek a felszín közelébe, esetleg a felszínre emelkedtek, melyet termokronológiai módszerekkel mutattak ki. Ilyen jelentős extenziót szenvedett terület a Kőszegi-hegység Pennini-takarókat feltáró ablaka, a Muraszombati-hát benyúló orra (Zalai-medence), és feltehetőleg az Algyői-hát (TARI et al. 1993, 1999; TARI 1996; DUNKL, DEMÉNY 1997; FODOR et al. 2003). Mély medencéink egy része ezen nagy jelentőségű lecsúszósíkok felett helyezkedik el (Kisalföld, Zalai-medence, Makói-árok).

Az újabb vizsgálatok egyértelművé tették, hogy a színrift fázis alatt a deformáció mértéke a hely függvényében változott. Amíg a Pannon-medence nyugati oldalán a fő kéregnyúlás az ottangitól–kora-badenire esett (19–15 millió év) addig a medence keleti oldalán a fő extenzió valószínűleg a badeni végén és a szarmatában mehetett végbe (14–11,5 millió év), míg ezzel egy időben nyugaton csak mérsékelt megnyúlást figyelhetünk meg. Ezt az időbeni kettősséget korai és késő színrift fázisként határozta meg FODOR et al. (1999) és FODOR (2010).

A színrift deformáció további jellemvonása a kőzetek függőleges tengely körüli forgása. Ez az északi Alcapa-blokkban világos, ahol két ütemben, 18,5 és 17,5 valamint 16 és 14,5 millió évek között mintegy 75–80°-os, óramutató járásával ellentétes forgás mehetett végbe (MÁRTON E., MÁRTON P. 1996, MÁRTON E., FODOR 1995, MÁRTON E., PÉCSKAY 1998). Erre az időre tehető a Tisza–Dacia-blokk fordított, azaz óramutató járásával egyező forgása is, bár az akár korábban is kezdődhetett és az erdélyi területeken biztosan tovább tartott (PATRASCU et al. 1994, MÁRTON E. et al. 1999, CSONTOS et al. 2002).

A színrift deformációkat a Dunántúli-középhegységi-egységben egy eltolódásos deformáció váltotta fel, illetve időben részben helyettesítette. Ennek során keletkeztek a hegységben jól ismert NyÉNy–KDK-i csapású jobbos eltolódások, mint a Telegdi Roth-, Herendi-, Padragi-vető (MÉSZÁROS J. 1983, KÓKAY 1996), és ide sorolható a cseszneki transzpressziós öv is (KISS A., FODOR 2007). A jobbos mozgások a keleti vetővégek táján meredek feltolódásokban, sőt lapos szögű rátolódásokban oldódtak fel (TARI 1991), ennek egyik eleme lehet a Balaton-felvidéki Nagymező pikkelye (FODOR et al.

2005b). A Balaton-zóna mentén szintén eltolódások, feltolódások és rátolódások kombinációjával számolhatunk (CSONTOS et al. 2005, TÖRŐ et al. 2012). Így a szarmata végén, esetleg a pannóniai elején a Dunántúl nagy részét transzpressziós deformáció jellemezte. Ennek időtartama területenként változó lehetett, szűkebben 12–11 millió év, tágabban akár 14–10 millió év.

A transzpressziós deformáció a szarmata végső szakaszában és esetleg a pannóniai elején az egész Pannon-medencére kiterjedhetett és több modell szerint a szarmata hiányát (lepusztulását?) vonta maga után. Ez lenne a Pannon-medence első inverziós fázisa (HORVÁTH F. 1995).

A késő-miocénben a Pannon-medence általános süllyedést szenvedett, ez a klasszikus posztrift fázis (ROYDEN, HORVÁTH 1988). A süllyedés és azzal kombinálódó általános vízszintemelkedés következtében a Pannon-tó vize kb. 9,5–9 millió évvel ezelőtt érte el legnagyobb felszíni kiterjedését: ekkor középhegységeink nagy része is víz alá került. A tó sóartalma ekkor már egyértelműen jelentősen eltért a normál tengeritől, és só- és vízháztartása miatt egyre édesedett (UHRIN 2011). A tó fokozódó elzárttsága endemikus élővilág kifejlődéséhez vezetett (MAGYAR 2010).

Az általános kéregsüllyedést helyenként felújuló vetők mozgása növelte, így a tóban változatos üledékképződési környezetek jöttek létre. A Kárpátok és az Alpok felől a folyók nagy mennyiségű üledéket szállítottak a tóba, amely — a süllyedés intenzitásának későbbi csökkenése nyomán — fokozatosan feltöltődött, partvonala dél felé tolódott. A tó partvidéke mentén delták jöttek létre, amelyek néhány tíz méteres üledékciklusokat alkottak (SZTANÓ et al. 2010). A delták sekély selfben folytatódtak, amelyek lejtővel kapcsolódtak a mély, jórészt agyagos üledékképződéssel jellemzett medencék felé. A lejtőn, részben a bevágott kanyonokban gravitációs tömegmozgások üledékei szállítottak, majd a lejtő alján, illetve a mélymedence fenekén rakódtak le. Ezek a homokos képződmények jórészt mélytavi márgákra ülepedtek. Ezt az üledékképződési mintát az 1980-as évek óta számos tanulmány elemezte és pontosította (BÉRCZI, PHILIPS 1985; JUHÁSZ GY. 1991; JUHÁSZ GY. et al. 2007; UHRIN et al. 2009; MAGYAR et al. 2013; SZTANÓ et al. 2013a, b).

A lejtő épülésének irányát alapvetően megszabták az üledékképződés ideje alatt aktív vetők. Így ebben a fázisban is számolhatunk aktív deformációval, mégpedig jórészt a korábbi szinrift vetők némelyikének felújulásával (PALOTAI, CSONTOS 2010, TÖRŐ et al. 2012, FODOR et al. 2013b). A deformáció intenzitása 8 millió év után azonban csökkenni látszik.

#### A PANNON-MEDENCE INVERZIÓJA (5–0 MILLIÓ ÉV)

A Pannon-medence posztrift süllyedését és a párhuzamosan futó vetőfelújulást a medence inverziója váltotta fel. Ennek okát világosan látjuk: a kárpáti ív mentén a szubdukció hátragördülése tovább már nem volt lehetséges, ugyanakkor az Adriai-lemez dél felőli nyomása tovább folytatódott (BADA et al. 2007). A medence inverziója délen kezdődött és észak felé fokozatosan kiterjedt (TARI 1994, FODOR et al. 2005a). Ennek megfelelően, a legdélebbi területeken az első redős szerkezetek nagyjából 8–7,5 millió éve között jöttek létre Budafa környezetében (UHRIN et al. 2009). Az inverzió következtében számos szinrift normálvető rátolódásként vagy vak feltolódásként reaktiválódott (DANK 1962, HORVÁTH F. 1995). Több eltolódás újjáéledt, mint pl. a Balaton-vonal (MAGYARI et al. 2005). Az inverzió egyik fontos következménye középhegységeink és dombvidékeink kiemelkedése, és az alföldek további süllyedése (RÓNAI 1985, HORVÁTH F., CLOETHING 1996, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005). Az aktív vetőkkel kapcsolatos földrengéskockázat elemzésére több tanulmány tett kísérletet (pl. HORVÁTH F. et al. 2005), de további vizsgálatok szükségesek.

## IRODALOM

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mts, NE Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **17** (1–3), 67–93.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26** (1–2), 83–101.
- ÁRKAI, P. 1990: Very low- and low-grade metamorphic rocks in the pre-Tertiary basement of the Drava Basin, SW-Hungary: mineral assemblages, illite “crystallinity”,  $b_0$  data, and problems of geological correlation. — *Acta Geologica Hungarica* **33**, 43–67.
- ÁRKAI, P., BALOGH, KAD. 1989: The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, West Hungary: K/Ar dating of K-white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 131–147.
- ÁRKAI, P., KOVÁCS, S. 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek–Rudabánya mountains (Northeast Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **29**, 349–373.
- ÁRKAI, P., NAGY, G., DOBOSI, G. 1985: Polymetamorphic evolution of the South Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermic and geobarometric data. — *Acta Geologica Hungarica* **28** (3–4), 165–190.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, Z. A., TÓTH, M. 1987: Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity,  $-b_0$  and coal rank data. — *Acta Geologica Hungarica* **30**, 153–175.
- ÁRKAI, P., LANTAI, CS., FÓRIZS, I., LELKES-FELVÁRY, GY. 1991: Diagenesis and low-temperature metamorphism in a tectonic link between the Dinarides and the Western Carpathians: the basement of the Igal (central Hungary) Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **34**, 81–100.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DUNKL, I. 1995a: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **84**, 334–344.
- ÁRKAI, P., LANTAI, CS., LELKES-FELVÁRY, GY., NAGY, G. 1995b: Biotite in a Paleozoic metagreywacke complex, Mecsek Mountains, Hungary: conditions of Low-T metamorphism deduced from illite and chlorite crystallinity, coal rank, white mica geobarometric and microstructural data. — *Acta Geologica Hungarica* **38** (4), 293–318.
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., HAJDU, D. 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 179–210.
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., BALOGH, K. 2000: Alpine low-T prograde metamorphism in the post-Variscan basement of the Great Plain, Tisza Unit (Pannonian Basin, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **43**, 43–63.
- ÁRVÁNÉ SÓS E., BALOGH KAD., RAVASZNÉ BARANYAI L., RAVASZ CS. 1987: Mezozoos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. (K/Ar dates of Mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1985. évről*, 295–307. (In Hungarian with English abstract)
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B., TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G., CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. — *Global and Planetary Change* **58** (1–4), 165–180.
- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS V., HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. (Neotectonic habitat at the eastern part of Lake Balaton and its broader environs: Inferences from high resolution seismic profiling.) — *Földtani Közlöny* **140** (4), 367–389. (In Hungarian with English abstract)
- BALÁZS E. 1975: A kistáplói medence paleozóos kőzetei. (Paleozoic rocks of the basement of the Little Hungarian Plain.) — *Földtani Kutatás* **18** (4), 17–25. (In Hungarian with English abstract)
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. (Oligocene and Lower Miocene formations in Hungary.)* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p. (In Hungarian)
- BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basins. — *Acta Geologica Hungarica* **28** (1–2), 5–28.
- BÁLDI, T., ROYDEN, L. H. 1986: *Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI-BEKE, M., NAGYMAROSY, A. 1993: On the age of the Szolnok flysch and its possible correlation with the Carpathian flysch zone. — *Proceedings of the 4th congress of the International Nannoplankton Association, Miscellanea Micropaleontologica* **14b**, (2), 37–48.
- BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., NAGYMAROSY A. 1981: Biosztratiográfiai vizsgálatok az alföldi flisképződményekből. (Biostratigraphic investigation of flysch formations in the Great Hungarian Plain.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1979. évről*, 143–158. (In Hungarian with English abstract)

- BALÉN, D. P., HORVÁTH, P., TOMLJENOVIC, B., FINGER, F., HUMER, B., PAMIC, J., ÁRKAI, P. 2006: A record of the pre-Variscan Barrovian regional metamorphism in the eastern part of the Slavonian Mountains (NE Croatia). — *Mineralogy and Petrology* **87**, 143–162.
- BALLA Z. 1983: A szarvaskői színform rétegsora és tektonikája. (Straigraphy and tectonics of the Szarvaskő synform.) — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1982. évi jelentése*, 42–65. (In Hungarian with English abstract)
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30** (4), 313–353.
- BALLA, Z. 1986: Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains (Southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of palaeomagnetic data in the light of the geology. — *Geophysical Transactions* **32** (2), 147–181.
- BALLA Z. 1988: Magyarország nagyszerkezetének eredetéről. (On the origin of structural pattern of Hungary). — *Földtani Közöny* **118**, 195–206. (In Hungarian with English abstract)
- BALLA Z. 1989: A Diósjenői diszlokációs öv újraértékelése. (Reevaluation of the Diósjenő dislocation zone.) — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. évi jelentése*, 45–57. (In Hungarian with English abstract)
- BALLA Z. 1993: A kisalföldi gyengén metamorf képződmények tektonikai minőségéről. (On the tectonic position of weakly metamorphic rocks in the basement of the Little Hungarian Plain.) — *Földtani Közöny* **123** (4), 465–500. (In Hungarian with English abstract)
- BALLA, Z. 1999a: On the tectonic subdivisions of Hungary. (Magyarország tektonikai felosztásáról.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–93/II*, 9–14. (In Hungarian and in English)
- BALLA, Z. 1999b: Lineaments of Hungary. (Magyarország lineamensei.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–93/II*, 15–20. (In English with Hungarian abstract)
- BALLA, Z., DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **35**, 3–64.
- BALLA Z., GYALOG L. (szerk.) 2009: A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozathoz (1:10 000). (Geology of the North-eastern part of the Mórággy Block). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 283 p. (In Hungarian and in English)
- BALLA, Z., HOVORKA, D., KUZMIN, M., VINOGRADOV, V. I. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk mountains (N Hungary). — *Ophioliti* **8**, 5–46.
- BALLA Z., DUDKO A., REDLER-TÁTRAI M. 1987: A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. (Young tectonics of Mid-Transdanubia based on geological and geophysical data, in Hungarian.) — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. évi jelentése*, 74–94.
- BALOGH K. 1948: Adatok a Gömör–Tornai karszt geológiájához. (Beitrag zur geologie des Gömör–Tornaer karstes.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Beszámoló a Vitailésekről*, **10**, 107–129. (In Hungarian with German abstract)
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani felépítése. (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48** (2), 555–705. (In Hungarian with German abstract)
- BALOGH, KAD., DUNKL, I. 2005: Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): Thermochronology or mineral growth? — *Mineralogy and Petrology* **83**, 191–218.
- BALOGH, KAD., ÁRVA-SÓS, E., BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Annuaire de L'institut de Geologie et de Geophysique*, Bucuresti, **61**, 359–364.
- BALOGH KAD., M. TÓTH T., DUNKL I. SCHERRER N. 2009: A polimetamorf aljzat geokronológiai viszonyai a Szeghalom és a Mezősas–Furta háton. (Geochronology of the polimetamorphic basement on the Szeghalom and on the Mezősas–Furta Highs.) — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben*. GeoLitera, Szeged, 147–160. (In Hungarian)
- BARABÁS A., BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana (Stratigraphy of the Permian formations in and around the Mecsek Mountains). — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 187–215. (In Hungarian)
- BARABÁS, A., BARABÁS-STUHL, Á. 2005: Geology of the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone Formation, Hungary, SE Transdanubia. — *Acta Geologica Hungarica* **48**, 1–47.
- BENEDEK, K. 2002: Paleogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic–Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 359–371.
- BENEDEK, K., PÉCSKAY, Z., SZABÓ, CS., JÓSVAI, J., NÉMETH, T. 2004: Paleogene igneous rocks in the Zala Basin (western Hungary): link to the Paleogene magmatic activity along the Periadriatic lineament. — *Geologica Carpathica* **55** (1), 43–50.
- BÉRCZI, I., PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.
- BÉRCZI-MAKK A. 1978: Tengeri felsőperm üledékek Budapesttől DK-re a Sári-2. sz. szénhidrogénkutató fúrásban. (Upper Permian marine sediments in hydrocarbon exploring borehole Sári-2, southeast of Budapest [Hungary].) — *Földtani Közöny* **108**, 313–327. (In Hungarian with English abstract)
- BÉRCZI-MAKK A. 1988: A karádi fúrások paleozóos képződményeinek újraértékelése. (Reassessment of the Paleozoic from the boreholes of Karád.) — *Földtani Közöny* **118**, 67–74. (In Hungarian with English abstract)
- BÉRCZI-MAKK, A. 1996a: Foraminifera of the Triassic formations of Alsó Hill (Northern Hungary). Part 2: Foraminifer assemblage of the Wetterstein Limestone Formation. — *Acta Geologica Hungarica* **39** (3), 223–310.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1996b: Biharugrai Formáció. (Biharuga Formation.) — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 138–139. (In Hungarian)
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations of the Great Plain and the Tokaj Mountains.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, 281–298. (In Hungarian)



- BÉRCZINÉ MAKK A. 1999: Bükkzsérci (Észak-Magyarország) jura rétegsorok sztratigráfiai eredményei foraminiferák alapján. (Foraminiferal stratigraphy of Jurassic beds in Bükkzsérc [N-Hungary].) — *Földtani Közlöny* **129** (3), 363–392. (In Hungarian with English abstract)
- BÉRCZI-MAKK, A., KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1981: Marin Lower and Middle Permian in the oil exploratory well Újfalú-1 (SW Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **24**, 117–128.
- BÉRCZINÉ MAKK A., PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből (Jurassic formations from the Bükk Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1982. évről*, 137–166. (In Hungarian with English abstract)
- BÉRCZI-MAKK, A., HAAS, J., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1993: Upper Paleozoic–Mesozoic formations of the Mid-Transdanubian Unit and their relationships. — *Acta Geologica Hungarica* **36**, 263–296.
- BÉRCZINÉ MAKK A., KONRÁD GY., RÁLISCH-FELGENHAUER E., TÖRÖK Á. 2004: Tiszai-egység. (Tisza Unit.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 303–360. (In Hungarian)
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BEROULLI, D., CASTELLARIN, A. 1993 From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. — *Sedimentary Geology* **86**, 53–76.
- BLANCKENBURG, F. VON, DAVIS, J. H. 1995: Slab breakoff: a model for syncollision magmatism and tectonics in the Alps. — *Tectonics* **14** (1), 120–131.
- BLEAHU, M., MANTEA, GH., HAAS, J., KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS., BORDEA, S., PANIN, S., BÉRCZI-MAKK, A., STEFANESCU, M., KONRÁD, GY., NAGY, E., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ŠIKIĆ, K., TÖRÖK, Á. 1994: Triassic facies types, evolution, paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. — *Acta Geologica Hungarica* **37** (3–4), 187–234.
- BORTOLOTTI, V., CHIARI, M., MARRONI, M., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G., SACCANI, E. 2013: Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece (Dinaric–Hellenic belt): one, two, or more oceanic basins? — *International Journal of Earth Sciences* **102** (3), 783–811.
- BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **2** (2), 31–166.
- BÖCKH, J. 1873: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony (I. Theil). — *Mitteilungen Jahrbuche königlichen ungarischen geologischen Anstalt* **2**, 27–182.
- BRAUN L., PETROVICS I., SZALAY I. 1988: A Bükk hegység földtani előkutatási program egyes részeredményei. A Szuha völgye és a Darnó öv reflexiós szerkezetkutatása. (Preliminary results of the Geological Prospection Project in the Bükk Mountains. Tectonic investigation of the Szuha Valley and the Darnó zone by seismic reflection method.) — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. évi jelentése*, 39–41. (In Hungarian with English abstract)
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. 1984: A szenon nekézsényi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. (The Nekézsény Conglomerate Formation of Senonian age: a sedimentological and tectonic study of the stratotype section.) — *Földtani Közlöny* **114** (1), 81–100. (In Hungarian with English abstract)
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J., KILÉNYI É., RUMPLER J. 1986: Magyarország 1:500 000 méretarányú harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe. (Geological map of Hungary without Cenozoic formations, scale 1:500 000.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1984. évről*, 15–21. (In Hungarian with English abstract)
- BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáján. (The origin of Variscan collision-type granitoids through the examples of the granitoids of Hungary, the Western Carpathians and the Central Bohemian Massif.) — *Kézirat*, Kandidátusi értekezés. A Magyar Tudományos Akadémia Adattára, (In Hungarian)
- BUDA, GY., KOLLER, F., ULRYCH, J. 2004: Petrochemistry of Variscan granitoids of Central Europe: Correlation of Variscan granitoids of Tisia and Pelsonian Terranes with granitoids of Moldanubicum, Western Carpathian and Southern Alps. A review: part I. — *Acta Geologica Hungarica* **47**, 117–138.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **35** (3), 237–250.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). — *Rivista Italiana Paleontologica Stratigrafia* **112** (3), 359–371.
- BUDAI, T., LELKES, GY., PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **36** (1), 145–165.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. (Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **197**, 257 p. (In Hungarian with English abstract)
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES GY. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Keleti-Bakonyban. (Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Eastern Bakony Mts. (Transdanubian Range, Hungary).) — *Földtani Közlöny* **131** (1–2), 71–95. (In Hungarian with English abstract)
- BUDAI T., FODOR L. (szerk.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR ZS. KORDOS L., PÁLFALVI S., SELMECZI I. 2008: A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000). (Geology of the Vértes Hills. Explanatory Book to the Geological Map of the Vértes Hills [1:50 000].) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 368 p. (In Hungarian with English abstract)
- CASSINIS, G., NERI, C. 1992: Sedimentary and palaeotectonic evolution of some Permian continental basins in the Central Southern Alps, Italy. — *Cuadro Geologica Iberica* **16**, 145–176.
- CASSINIS, G., MASSARI, F., NERI, C., VENTURINI, C. 1988: The continental Permian in the Southern Alps (Italy): A review. — *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **16**, 1117–1126.
- CSALAGOVITS I., JUHÁSZ Á., SZEPESHÁZY K., CSÁSZÁR G., RADÓCZ GY. 1967: *Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe, 1:500 000 (Pre-Cenozoic geological map of the Palaeozoic and Mesozoic formations of Hungary, 1:500 000)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.



- CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. (Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Central Range: stratigraphy and connection with bauxite genesis.) — *Geologica Hungarica series Geologica* **23**, 295 p. (In Hungarian and in English)
- CSÁSZÁR G. 1992: Urgonian facies of the Tisza Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **35** (3), 263–285
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1996: Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Kréta. (Lithostratigraphic units of Hungary. Cretaceous.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest*, 163 p. (In Hungarian)
- CSÁSZÁR G. 1998a: A Dunántúli-középhegység alsó- és középső-kréta képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Lower and Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Range.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 337–352. (In Hungarian)
- CSÁSZÁR G. 1998b: A Mecsek és a Villányi-egység alsó- és középső-kréta képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Lower and Middle Cretaceous formations of the Mecsek and the Villány Units) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 353–369. (In Hungarian)
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.
- CSÁSZÁR G. 2012: Sombereki Mészke Formáció. (Somberek Limestone Formation.) — In: FÖZY I. (szerk.): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Jura*. — A Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest. (In Hungarian)
- CSÁSZÁR, G., ÁRGYELÁN, B. J. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **15**, 417–434.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. (Jurassic of the Gerecse Mountains, Hungary: facies and Alpine analogies.) — *Földtani Közlemények* **128** (2–3), 397–436. (In Hungarian with English abstract)
- CSEREPES, M. B., PELIKÁN, P. SZEKSZÁRDI, A. SZUROMI-KORECZ, A. 2008: A new Paleozoic occurrence in the Hungarian Paleogene Basin. — *X. Conference of Mining, Metallurgy and Geology; The Hungarian Technical Scientific Society of Transylvania, Abstract*, 227–228.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. — *Manuscript*, These Univ. (Doktori dolgozat) Lille I., n° **250**, 327 p.
- CSONTOS, L. 1995: Cenozoic tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. (Structural outline of the Bükk Mts. [N Hungary].) — *Földtani Közlemények* **129**, 611–651. (In Hungarian with English abstract)
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. (Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts. [N. Hungary].) — *Földtani Közlemények* **130** (1), 95–131. (In Hungarian with English abstract)
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. — *Tectonophysics* **297** (1–4), 51–72.
- CSONTOS, L., VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L. PELIKÁN P. 1991a: Radiolaria leletek a Bükk hegységből. (Radiolarians from the Bükk Mts.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, 357–381. (In Hungarian with English abstract)
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A., THIEBAULT F. 1991b: Újabb foraminifera-leletek a Déli-Bükkből. (Contributions to Foraminiferal fossils from the S part of the Bükk Mts.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, 383–409. (In Hungarian with English abstract)
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁČ, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208** (1–3), 221–241.
- CSONTOS, L., MÁRTON, E., WÓRUM, G., BENKOVICS, I. 2002: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts., SW Hungary). — *EUG Special volume* **3**, 227–245.
- CSONTOS, L. MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOE, B., MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy Hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410**, 63–80.
- DANK V. 1962: A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlat. (Sketch of the deep geological structure of the south Zala basin.) — *Földtani Közlemények* **92**, 150–159. (In Hungarian with English abstract)
- DANK V., FÜLÖP J. (szerk.), ÁDÁM O., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KASSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS GY., RÁNER G., RUMPLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., ZELENKA T. 1990: *Magyarország szerkezetföldtani térképe, 1:500 000 (Tectonic map of Hungary)*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DEÁK-KÖVÉR, SZ. 2012: Structure, metamorphism, geochronology and deformation history of Mesozoic formations in the central Rudabánya Hills. — *Manuscript*, PhD thesis, Eötvös University, Budapest, 152 p.
- DETKY LÓRINCZ, K., SZABÓ, P. 1993: Seismic analysis of multi phase tectonism in the central part of the Pannonian basin in Hungary. — In: SPENCER, A. M. (ed.): *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, 311–323.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E., VRIELYCK, B. (eds) 1993: Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. — Gauthier-Villars, Paris, 307 p., 14 maps
- DE WEVER, P. 1984: Triassic radiolarians from the Darnó area (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **27** (3), 295–306.
- DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, GY., PELIKÁN, P. 2003: Olistrotrome/mélanges — an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. — *Slovak Geological Magazine* **9**, 3–21.
- DOSZTÁLY L. 1994: Mezozoos radiolária vizsgálatok Észak-Magyarországon. (Studies of Mesozoic radiolarians in Northern Hungary.) — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 108 p. (In Hungarian)
- DRAGANITS, E 1998: Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **141**, 113–146.

- DUDKO A. 1988: A Balatonfő–velencei terület szerkezetalakulása. (Tectonics of the Balatonfő–Velence area.) — *Földtani Közlöny* **118**, 207–218. (In Hungarian with English abstract)
- DUDKO A., TOUFIK Y. M. 1990: Alpi képlékeny deformáció a Kőszegi-hegységben. (Alpine plastic deformation in the Kőszeg Mountains [Hungary].) — *Földtani Közlöny* **120**, 69–82. (In Hungarian with English abstract)
- DUNKL I., DEMÉNY, A. 1997: Exhumation of the Rechnitz Window at the border of Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. — *Tectonophysics* **272**, 197–211.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH KAD., CSONTOS L., NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával — a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete. (Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mts. [Inner West Carpathians, Hungary].) — *Földtani Közlöny* **124** (1), 1–24. (In Hungarian with English abstract)
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB, H. P. 1991: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn — ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. — *Jubiläumsschrift Geologische Zusammenarbeit 20 Jahre Österreich–Ungarn 1*, Wien, 263–294.
- EBNER, F., VOZÁROVA, A., KOVÁCS, S., KRÁUTNER, H-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIC, B., SREMAC, J., ALJINOVIC, D., KOLAR-JURKOVSEK, T., BUSER, S. 2010: Devonian–Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum–Pannonian Region. — In: VOZÁR, J. (ed.): *Variscan and Alpine terranes of the Circum–Pannonian Region*. Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 13–49.
- FARYAD, S. W., BALOGH, KAD. 2002: Variscan pegmatite and K-Ar and Ar-Ar dating from basement rocks of the Zemplin Unit, Western Carpathians. — *Acta Geologica Hungarica* **45** (2), 193–205.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K. 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. — *Slovak Geological Magazine* **9**, 3–21
- FINGER, F., FARYAD, S. W. 1999: A Variscan monazite age from the Zemplin basement (eastern Western Carpathians). — *Acta Geologica Hungarica* **42** (3), 301–307.
- FLÜGEL, H. W. 1975: Einige Probleme des Varistikums von Neo-Europa. — *Geologische Rundschau* **64** (1), 1–62.
- FODOR L. 2010: Mezozoos–kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. (Mesozoic–Cenozoic palaeostress fields and fault systems in the north-western part of the Pannonian Basin — methodology and structural analysis.) — *Kézirat*, MTA doktori értekezés, 129 p. (In Hungarian)
- 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., KOROKNAI B. 2003: Többfázisú gyűrődés a hidvérgárdói Nagy-kőn (Tornai-egység, ÉK-Magyarország). (Multiphase folding on the Nagy-kő, Hidvérgárdó [Torna Unit, NE Hungary].) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, 133–141. (In Hungarian with English abstract)
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line.) — *Földtani Közlöny* **124** (2), 129–305. (In Hungarian with English abstract)
- FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., SKABERNE, D., ČAR, J., VRABEC, M. 1998: Miocene–Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic Fault: Implications for Alpine–Carpathian extrusion model. — *Tectonics* **17**, 690–709.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I., BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- FODOR L., KOROKNAI B., BALOGH K., DUNKL I., HORVÁTH P. 2003: A Dunántúli-középhegységi-egység (Bakony) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján. (Nappe position of the Transdanubian Range Unit ('Bakony') based on new structural and geochronological data from NE Slovenia.) — *Földtani Közlöny* **133** (4), 535–546. (In Hungarian with English abstract)
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **410** (1–4), 15–41.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., MARTIN, U., CSERNY, T., BREZSNYÁNSZKY, K., DEWEY, J. F. 2005b: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range: a field guide. — In: FODOR, L., BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 59–86.
- FODOR, L., RADÓCZ, G., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L., HARANGI, SZ. 2005c: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *Geolines* **19**, 142–162.
- FODOR, L., SZTANÓ, O., KÖVÉR, SZ. 2013a: Pre-conference field trip: Mesozoic deformation of the northern Transdanubian Range (Gerecse and Vértes Hills). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **31**, 1–34.
- FODOR, L. I., SZTANÓ, O., MAGYAR, I., TÖRŐ, B., UHRIN, A., VÁRKONYI, A., CSILLAG, G., KÖVÉR, SZ., LANTOS, Z., TÓKÉS, L. 2013b: Late Miocene depositional units and syn-sedimentary deformation in the western Pannonian basin, Hungary. — In: SCHUSTER, R. (ed.): *11th Workshop on Alpine Geological Studies & 7th European Symposium on Fossil Algae. Abstracts & Field Guides*. Schladming, 8–14th September 2013. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* **99**, 33–34.
- FODOR L., UHRIN A., PALOTÁS K., SELMECZI I., TÓTHNÉ MAKK Á., RIZNAR, I., TRAJANOVA, M., RIFELJ, H., JELEN, B., BUDAI T., MURÁTI J., KOROKNAI B., MOZETIČ, S., NÁDOR A., LAPANJE, A. 2013c: A Mura–Zala-medence vízföldtani elemzését szolgáló földtani-szerkezetföldtani modellje. (Geological and structural model of the Mura–Zala Basin and its rims as a basis for hydrogeological analysis.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2011*, 47–91, 6 melléklet. (in Hungarian with English abstract)
- FOGARASI A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeraltali lejtőn a Gerecse hegységben —

- munkahipotézis. (Sedimentation on tectonically controlled submarine slopes of Cretaceous age, Gerecse Mts., Hungary.) — *Általános Földtani Szemle* **27**, 15–41. (In Hungarian with English abstract)
- FORIÁN SZABÓ, M., CSONTOS, L. 2002: Structural investigations in the Kis-fennsík area (Bükk Mts, N Hungary). — *Geologica Carpathica* **53** (4), 223–234.
- FŐZY I. (szerk.) 2012: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura. (Lithostratigraphic units of Hungary. Jurassic.)* — A Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest, 235 p. (In Hungarian)
- FRANK, W., LELKES-FELVÁRI, GY., DUNKL, I. 1996: Thermal history of Austroalpine rocks of the borehole Fertőrákos–1004, Western Hungary. — In: DUDICH, E., LOBITZER, H. (eds): *Advances in Austrian–Hungarian Joint Geological Research. Occasional Papers of Geological Institute of Hungary*, Budapest, **189**, 177–195.
- FÜLÖP J. 1989: *Bevezetés Magyarország geológiájába. (An introduction to the geology of Hungary.)* — Akadémia Kiadó, Budapest, 246 p. (In Hungarian)
- FÜLÖP J. 1990: *Magyarország geológiája. Paleozoikum I. (Geology of Hungary. Palaeozoic I.)* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 325 p. (In Hungarian)
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II. (Geology of Hungary. Palaeozoic II.)* — Akadémia Kiadó, 447 p. (In Hungarian)
- FÜLÖP J., DANK V. (szerk.), BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L. 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. (Pre-Cenozoic geological map of Hungary.)* — Magyarország földtani atlasza 1:500 000, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest. (In Hungarian and in English)
- GALÁCS, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 313–328.
- GAWLICK, H-J., FRISCH, W. 2003: The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics — an overview. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **230**, 163–213.
- GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics, paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — *Acta Geologica Hungarica* **17** (4), 421–428.
- GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HAAS, J. 1987: The Permian-Triassic boundary in the Transdanubian Central Range. — *Acta Geologica Hungarica* **30** (1–2), 35–58.
- GRILL J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi. (Jurassic formations of the Rudabánya Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 69–103. (In Hungarian with English abstract)
- GRILL J. 1989: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. (Structural evolution of the Aggtelek–Rudabánya Mountains, NE Hungary.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1987. évről*, 411–432. (In Hungarian with English abstract)
- 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**, 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** (4), 49–56. (In Hungarian with English abstract)
- GYALOG L., HORVÁTH I. (szerk.), DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A., ÓDOR L, BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSERNY T., CSILLAG G., KAISER M., KÓKAY J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., LESS GY., Ó. KOVÁCS L., SELMECZI I., T. DOBOS V. 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000). (Geology of the Velence Hills and the Balatonfő. Explanatory Book of the Geological Map of the Velence Hills (1:25 000) and the Geological Map of Pre-Sarmatian Surface of the Balatonfő–Velence Area [1:100 000].) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 316 p. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészkeő Formáció a Bakonyban. (The Ugod Limestone Formation [Senonian rudist limestone] in the Bakony Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **61**, 171 p. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS, J. 1983: Senonian cycle in the Transdanubian Central Range. — *Acta Geologica Hungarica* **26** (1–2), 21–40.
- HAAS J. 1987: A Duna–Tisza közti felső-kréta bácsalmási alapszelvénye. (The Upper Cretaceous of the Danube–Tisza Interfluvium: the Bácsalmás Key Section.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1985. évről*, 137–164. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS, J. 1988: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **31** (3–4), 299–312.
- HAAS J. (szerk.) 1996: Magyarázó Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával és Magyarország szerkezetföldtani térképe című térképlapokhoz 1:500 000. (Explanatory book to the map-sheets “Pre-Cenozoic geological map of Hungary” and “Structural geological map of Hungary.”) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 186 p. (In Hungarian)
- HAAS J. 1998a: A Dunántúli-középhegység felső-kréta képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Upper Cretaceous formations of the Transdanubian Range.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 371–378. (In Hungarian)
- HAAS J. 1998b: Az Alföld és Észak-Magyarország felső-kréta képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Upper Cretaceous formations of the Great Plain and Northern Hungary.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 379–388. (In Hungarian)
- HAAS, J. 1999: Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts., Hungary. — *Sedimentary Geology* **128**, 51–66.
- HAAS, J. 2002: Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **53** (3), 159–178.



- HAAS, J. 2004: Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. — *Facies* **5**, 263–286.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1995: Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **101** (3), 249–266.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **50** (6), 459–475.
- HAAS J., BUDAI T. 2004: Dunántúli-középhegységi egység. (Transdanubian Range Unit.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 25–124. (In Hungarian)
- HAAS J., BUDAI T. 2014: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. Régi problémák újragondolása újabb ismeretek alapján. (Stratigraphic and facies problems of the Upper Triassic in the Transdanubian Range. Reconsideration of old problems on the basis of new results.) — *Földtani Közlöny* **144/2**, 445–468. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS, J., KOVÁCS, S. 2001: The Dinaridic–Alpine connection — as seen from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 345–362.
- HAAS J., PENTELENYI L. 2004: Zempléni egység. (Zemplén Unit.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 289–301.
- HAAS, J., PÉRO, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-Unit. — *International Journal Earth Sciences* **93**, 297–313.
- HAAS J., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 2004: Szávai (Közép-dunántúli) egység. (Sava Unit.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 125–137. (In Hungarian)
- HAAS J., JOCHA-EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M., ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. (Geology of the Sümeg area.) — *Geologica Hungarica series Geologica* **20**, 353 p. (In Hungarian and in English)
- HAAS, J., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A., BARABÁS-STUHL, Á., MAJOROS, Gy., BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Permian–Triassic boundary in Hungary. — *Memorie Società Geologica Italiana* **34**, 221–241.
- HAAS, J., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., NAGY, E., BÉRCZI-MAKK, A. 1988a: Triassic key sections in the Mid-Transdanubian (Igal) structural zone. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 3–17
- HAAS J., TÓTH-MAKK Á., ORAVECZ-SCHEFFER A., GÓCZÁN F., ORAVECZ J., SZABÓ I. 1988b: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. (Lower Triassic key sections in the Transdanubian Mid-Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45**, 319 p. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS J., KOVÁCS, S., KRYSZTIN, L., LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40.
- HAAS, J., TARDI-FILÁ CZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F., DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csóvár, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40** (2), 111–177.
- HAAS J., KÖR PÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDINÉ FILÁ CZ E. 2000a: Felső-triász medece- és lejtőfáciések a Budai-hegységben — a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. — based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest.) — *Földtani Közlöny* **130** (3), 371–421. (In Hungarian with English abstract)
- HAAS, J., MIÓC, P., PAMIC, J., TOMLJENOVIC, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. 2000b: Complex structural pattern of the Alpine–Dinaridic–Pannonian triple junction. — *International Journal of Earth Sciences* **89**, 377–389.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I., PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaric origin in NE Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49** (2), 125–163.
- HAAS, J., DEMÉNY, A., HIPS, K., ZAJZON, N., WEISZBURG, T. G., SUDAR, M., PÁLFY, J. 2007: Biotic and environmental changes in the Permian–Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. — *Global and Planetary Change* **55**, 137–154.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy. 2010a: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000.)* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest. (In Hungarian and in English)
- HAAS, J., BUDAI, T., PIROS, O., SZEITZ, P., GÖRÖG, Á. 2010b: Late Triassic platform, slope and basin deposits in the Pilis Hills, Transdanubian Range, Hungary. — *Central European Geology* **53** (2–3), 233–260.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., GAWLICK, H.-J., GRÄDINARU, E., KARAMATA, S., SUDAR, M., PÉRO, Cs., MELLO, J., POLÁK, M., OGORELEC, B., BUSER, S. 2011: Jurassic evolution of the tectonostratigraphic units in the Circum–Pannonian region. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **151** (3–4), 281–354.
- HAAS, J. (ed.), HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZEDERKÉNYI, T. 2012: *Geology of Hungary*. — Regional Geology Reviews, Springer, 244 p.
- HAAS, J., PELIKÁN, P., GÖRÖG, Á., JÓZSA, S., OZSVÁRT, P. 2013: Stratigraphy, facies and geodynamic setting of Jurassic formations in the Bükk Mountains, North Hungary: its relation with the other areas of the Neotethyan realm. — *Geological Magazine* **150**, 18–49.
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÓRI, O., KELE, S. 2014: Mutiphase partial and selective dolomitization of Carnian reef limestone (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentology* **61** (3), 836–859.
- HALAMIĆ, J., GORIĆAN, S., SLOVENEC, D., KOLAR-JURKOVSEK, T. 1999: A Middle Jurassic radiolarite-clastic succession from the Medvednica Mt. (NW Croatia). — *Geologia Croatica* **52**, 29–57.
- HARANGI, Sz., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Zs., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *International Geological Review* **38**, 336–360.
- HAVAS L. 1984: A perkupai szerpentinit eredete és helyzete. (Ursprung und Lage des Serpentinit von Perkupa [N–Ungarn].) — *Földtani Közlöny* **114** (1), 109–112. (In Hungarian with English abstract)

- HERNYÁK G. 1977: A Rudabányai-hegység szerkezeti elemzése az elmúlt 20 év kutatásai alapján. (Structural analysis of the Rudabánya Mountains in the light of the last twenty years of research.) — *Földtani Közlöny* **107** (3–4), 368–374. (In Hungarian with English abstract)
- HIPS, K. 1996: Stratigraphical and facies evaluation of the Lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains, Northeastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39** (4), 369–411.
- HIPS, K. 2001: The structural setting of the Lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. — *Geologica Carpathica* **52** (5), 287–299.
- HIPS, K. 2007: Facies pattern of western Tethyan Middle Triassic black carbonates: The example of Gutenstein Formation in Silica Nappe, Carpathians, Hungary, and its correlation to formations of adjoining areas. — *Sedimentary Geology* **194**, 99–114.
- HIPS, K., HAAS, J. 2006: Calcimicrobial stromatolites at the Permian–Triassic boundary in a Tethyan section, Bükk Mts., Hungary. — *Sedimentary Geology* **185**, 239–253.
- HORUSITZKY F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. (Die Triasische Bildungen Ungarns im Spiegel der Grosstectonic.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49** (2), 267–278, 345–359. (In Hungarian with German abstract)
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **225**, 333–358.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HORVÁTH, F., CLOETHING, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F., ROYDEN, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: a Review. — *Earth Evolution Sciences* **1** (3–4), 307–316.
- HORVÁTH, F., BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, G., SÍKHEGYI, F., SZAFIÁN, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L., TÓTH, T. 2005: Atlas of the present day geodynamics of the Pannonian Basin: Euroconform maps with explanatory text. — [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm).
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A., CLOETHING, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. — In: GEE, D. G., STEPHENSON, R. A. (eds): European Lithosphere Dynamics. *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206
- HORVÁTH, P. 1997: High-pressure metamorphism and P-T path of the metabasic rocks in the borehole Komjáti–11, Bódva Valley area, NE Hungary. — *Acta Mineralogica Petrographica, Szeged*, **37**, 151–163.
- HORVÁTH, P. 2000: Metamorphic evolution of gabbroic rocks of the Bódva Valley Ophiolite complex, NE Hungary. — *Geologica Carpathica* **52**, 121–129.
- HORVÁTH, P., ÁRKAI, P. 2002: Pressure-temperature path of metapelites from the Algyó–Ferencszállás area, SE Hungary: thermobarometric constraints from coexisting mineral assemblages and garnet zoning. — *Acta Geologica Hungarica* **45** (1), 1–27.
- IANOVIĆI, V., BORCOȘ, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H. 1976: *Geologia Munților Apuseni. (Geology of the Apuseni Mts.)* — RSR, București 631 p. (In Romanian)
- JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai Nagyszerkezeti Egység karbon képződményei rétegtanának ismertetése. (Stratigraphy of the Carboniferous formations of the Tisza Mega-unit.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 173–185. (In Hungarian)
- JASKÓ S. 1946: A Darnó-vonal. (The Darnó Line, a structural line in the Hungarian Basin.) — *Beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet Vitauiléseiről* **7**, 63–77. (In Hungarian with English abstract)
- JOCHA-EDELÉNYI, E. 1988: History of evolution of the Upper Cretaceous basin in the Bakony Mts. at the time of formation of the terrestrial Csehbánya Formation. — *Acta Geologica Hungarica* **31** (1–2), 19–31.
- JÓSVAI J., NÉMETH A., KOVÁCSVÖLGYI S., CZELLER I., SZUROMINÉ KORECZ A. 2005: A Zala-medence szénhidrogén kutatásának földtani eredményei. (Geological results of hydrocarbon exploration in the Zala Basin.) — *Földtani Kutatás* **42** (1), 9–15.
- JUDIK, K., BALOGH, KAD., TIBLJAŠ, D., ÁRKAI, P. 2006: New age data on low-temperature regional metamorphism of Mt. Medvednica (Croatia). — *Acta Geologica Hungarica* **49**, 207–221.
- JUHÁSZ Á., KŐHÁTI A. 1966: Mezozoós rétegek a Kisalföld medencealjátában. (Mesozoische Schichten im Beckenuntergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene.) — *Földtani Közlöny* **96** (1), 66–74. (In Hungarian with German abstract)
- JUHÁSZ, GY. 1991: Sedimentological and lithostratigraphical framework of the Pannonian (s.l.) sequence in the Hungarian Plain, Eastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **34** (1–2), 53–72.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, G., 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.
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie* N. F. **110**, 1–14.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene Paleogeography along the Eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.
- KÁZMÉR, M., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J., OZSVÁRT, P. 2003: The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. — *Journal of the Geological Society London* **160**, 413–428.
- KISHÁZI, P., IVANCSICS, J. 1985: Genetic petrology of the Sopron Crystalline Schist Sequence. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 191–213.
- KISS, A., FODOR, L. I. 2007: The Csesznek Zone in the northern Bakony Mts: a newly recognised transpressional element in dextral faults of the Transdanubian Range, western Hungary. — *Geologica Carpathica* **58** (5), 465–475.
- KISS J., GULYÁS Á. 2006: *Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe, M=1:500 000. (Magnetic ΔZ anomaly map of Hungary, 1:500 000.)* — A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kiadványa, Budapest.
- KISS, G., MOLNÁR, F., PALINKAŠ, L. A. 2008: Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. — *Geologica Croatica* **61**, 385–394.



- KÓKAY, J. 1991: Stratigraphische Revision der unter- und mittelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge). — In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn I*, 101–109.
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. (Tectonic description of the Neogene Várpalota basin [Bakony Mts, W Hungary].) — *Földtani Közlöny* **126** (4), 417–446. (In Hungarian with English abstract)
- KOLLER, F., PAHR, A. 1980: The Penninic ophiolites on the eastern end of the Alps. — *Ophioliti* **5**, 65–72.
- KOROKNAI B. 2004: Tektonometamorf fejlődés az Upponyi- és Szendrői-paleozoikumban. (Tectonometamorphic evolution of the Uppony and Szendrő Paleozoic [NE Hungary].) — *Kézirat*, Doktori disszertáció, ELTE TTK (Földtudományi Doktori Iskola, Földtan–Geofizika Doktori Program), 239 p. (In Hungarian)
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., BALOGH, KAD., DUNKL, I. 2001: Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic crystalline basement in northern Hungary: new petrological and geochronological constraints. — *International Journal of Earth Sciences* **90** (3), 740–751.
- KOROKNAI, B., ÁRKAI, P., HORVÁTH, P., BALOGH, KAD. 2008: Anatomy of a transitional brittle-ductile shear zone developed in a low-T meta-andesite tuff: A microstructural, petrological and geochronological case study from the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Journal of Structural Geology* **30** (2), 159–176.
- KOVAČ, M., PLAŠIENKA, D. 2002: *Geological Structure of the Alpine–Carpathian–Pannonian Junction*. — Comenius University, Bratislava, 1–84.
- KOVÁCS S. 1979: A dél-gömöri Alsó-hegy magyarországi részének földtani felépítése. Geological buildup of the South Gemierian Alsóhegy [Silica Nappe, Western Carpathians].) — *Őslénytani Viták* **24**, 33–58. (In Hungarian with English abstract)
- KOVÁCS, S. 1982: Problems of the “Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. — *Geologische Rundschau* **71** (2), 617–639.
- KOVÁCS S. 1986: Conodonta-biosztratigráfiai és mikrofácies vizsgálatok a Rudabányai-hegység ÉK-i részén. (Conodont-biostratigraphical and microfacies investigations in the Hungarian part of the northeastern Rudabánya Mts.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1984. évről*, 193–244. (In Hungarian with English abstract)
- KOVÁCS, S. 1992: Stratigraphy of the Szendrő–Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). — In: VOZÁR, J. (ed.): *Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains. Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides*. IGCP Project n° 276, Bratislava, 93–108.
- KOVÁCS, S., HAAS, J. 2010: Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the Mid-Hungarian Zone. — *Central European Geology* **53** (2–3), 135–164.
- KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS. 1983: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). — In: SASSI, F. P., SZEDERKÉNYI, T. (eds): Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine–Mediterranean mountain belt. *IGCP Project 5, Newsletter 5*, Padova–Szeged, 58–65.
- KOVÁCS S., LESS GY., PIROS O., RÓTH L. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. (Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, 19–43. (In Hungarian with English abstract)
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS., RÓTH, L. 1989: Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 31–63.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G., NAGYMAROSY, A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* **43** (3), 225–328.
- KOVÁCS S., LESS GY., HIPS K., PIROS O., JÓZSA S. 2004: Aggteleki–Rudabányai egységek. (Aggtelek–Rudabánya Units.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 197–288. (In Hungarian)
- KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., JÓZSA, S., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS., SZABÓ, I. 2008: Permo-Mesozoic formations of the Recsk – Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk Orefield. — In: FÖLDESSY, J., HARTAI, É. (eds): *Recsk and Lahóca geology of the Paleogene Ore Complex*. Geosciences, Miskolc University Press, 33–56.
- KOVÁCS, S., BUDA, GY., HAAS, J., BREZSNYÁNSZKY, K., HARANGI, SZ. 2010: Tectonostratigraphic terranes and zones juxtaposed along the Mid-Hungarian Line: their contrasting evolution and relationships. — *Central European Geology* **53** (2–3), 165–180.
- KOVÁCS, S., SUDAR, M., GRÄDINARU, E., KARAMATA, S., GAWLICK, H-J., HAAS, J., PÉRÓ, CS., GAETANI, M., MELLO, J., POLÁK, M., ALJINICIC, D., OGORELEC, B., KOLLAR-JURKOVSEK, T., JURKOVSEK, B., BUSER, S. 2011: Triassic evolution of the tectonostratigraphic units in the Circum-Pannonian region. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **151** (3–4), 199–280.
- KOZUR, H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. — *Acta Geologica Hungarica* **27** (3–4), 307–319.
- KOZUR, H., MOCK, R. 1977: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk mountains (North Hungary). — *Acta Mineralogica Petrographica, Szeged*, **23** (1), 109–126.
- KOZUR, H., RÉTI, ZS. 1986: The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in North Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **5**, 284–292.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. (Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary.) — *Földtani Közlöny* **93**, 153–172. (In Hungarian with English abstract)
- KÖRÖSSY L. 1992: A Duna–Tisza köze kőolaj- és földgázkutató földtani eredményei. (Hydrocarbon geology of the Danube–Tisza interfluve.) — *Általános Földtani Szemle* **26**, 3–162. (In Hungarian with English abstract)
- KÖRÖSSY L. 2005: Az Alföld délkeleti része kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei I. és II. (Hydrocarbon geology of the southeastern Great Plain, Hungary, Part I. and II.) — *Általános Földtani Szemle* **29**, 41–132; **30**, 7–92. (In Hungarian with English abstract)

- KÖVÉR SZ., FODOR L., KOVÁCS S. 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata — régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. (Structural position and sedimentary connections of Jurassic formations of the Rudabánya Hills — an overview of old conceptions and a new working hypothesis.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2006, 97–120. (In Hungarian with English abstract)
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K., KOVÁCS, S. 2009a: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies. — *Geodinamica Acta* **22**, 3–29.
- KÖVÉR, SZ., HAAS, J., OZSVÁRT, P., GÖRÖG, Á., GÖTZ, A. E., JÓZSA, S. 2009b: Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation. — *Geologica Carpathica* **60** (5), 351–379.
- KURZ, W., NEUBAUER, F., UNZOG, W. 1998: Evolution of Alpine eclogites in the Eastern Alps: Implications for Alpine geodynamics. — *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* **24** (8), 667–674.
- LIATI, A., GEBAUER, D., FANNING, C. M. 2004: The age of ophiotic rocks of The Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete) first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. — *Chemical Geology* **207** (3–4), 171–188
- LELKES, GY. 1990: Microfacies of the Tata Limestone Formation (Aptian) in the northern Bakony Mountains, Hungary. — *Cretaceous Research* **11** (3), 273–287.
- LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1998: A Dunántúli-középhegység metamorf képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the metamorphic formations of the Transdanubian Range.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MÁFI-Mol kiadvány*, Budapest, 73–86. (In Hungarian)
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. 2006: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **49** (3), 189–206.
- LELKES-FELVÁRI, GY., SASSI, F. P., VISONÁ, D. 1984: Pre-Alpine and Alpine development of the Austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). — *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* **39**, 593–612.
- LELKES-FELVÁRI, GY., MAZZOLI, C., VISONÁ, D. 1989: Contrasting mineral assemblages in polymetamorphic rocks from South Transdanubia (Hungary). — *European Journal of Mineralogy* **1**, 143–146.
- LELKES-FELVÁRI, GY., ÁRKAI, P., FRANK, W., NAGY, G. 2000: Late Variscan ultramylonite from the Mórággy Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43** (1), 65–84.
- LELKES-FELVÁRI, GY., SASSI, R., FRANK, W. 2002: Tertiary S-C mylonites from the Bajánsenye BM-I borehole, Western Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 29–44.
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W., SCHUSTER, R. 2003: Geochronological constraints of the Variscan, Permian–Triassic, and Eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. — *Geologica Carpathica* **54** (5), 299–315.
- 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), 260–268.
- LESS GY., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L., GYURICZA GY. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe, 1:25 000. (Geological map of the Aggtelek–Rudabánya Hills, 1:25 000.)* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. (In Hungarian)
- LESS, GY., MELLO, J. (eds), ELEČKO, M., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., PEREGI, ZS., PRISTAŠ, J., RADÓCZ, GY., SZENTPÉTERY, I., VASS, D., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. 2004: *Geological map of the Gemer–Bükk area 1:100 000.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- LESS, GY., BÁLDI-BEKE, M., PÁLFALVI, S., FÖLDESSY, J., KERTÉSZ, B. 2008: New data on the age of the Recsk volcanics and adjacent sedimentary rocks. — *Geosciences Publications University of Miskolc, Series A, Mining* **73**, 57–84.
- LINZER, H. G., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern calcareous Alps. — *Tectonophysics* **242**, 41–61.
- M. TÓTH, T. 1995: Retrograde eclogite in the crystalline basement of the Kőrös Unit, Hungary. — *Acta Mineralogica and Petrographica, Szeged*, **36**, 117–129.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben. (Palaeogeography and palaeoenvironmental conditions of the Pannonian Basin during the Late Miocene.)* — Geolitera, Szeged, 140 p. (In Hungarian)
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSI, 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.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L., VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Quaternary neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I): Evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410** (1–4), 43–62.
- MAJOROS GY. 1980: A permii üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. (Problems of the Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a palaeogeographic model and some conclusions.) — *Földtani Közlemények* **110** (3–4), 323–341. (In Hungarian with English abstract)
- MAJOROS, GY. 1983: Lithostratigraphy of the Permian Formations of the Transdanubian Central Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **26** (1–2), 7–20.
- MAJOROS GY. 1998a: A Dunántúli-középhegység újpaleozoós képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Late Paleozoic formations of the Transdanubian Range.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MÁFI-Mol kiadvány*, Budapest, 119–147. (In Hungarian)
- MAJOROS GY. 1998b: Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Permian formations of the basement of the Great Plain and the Tokaj Mountains.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MÁFI-Mol kiadvány*, Budapest, 217–224. (In Hungarian)
- MAKÁDI L., BOTFALVAI G., ŐSI A. 2006: Késő-kréta kontinentális gerinces fauna a Bakonyból I: halak, kétélűek, teknősök, gyíkok. (The Late Cretaceous continental vertebrate fauna from the Bakony Mountains I: fishes, amphibians, turtles, squamates.) — *Földtani Közlemények* **136** (4), 487–502. (In Hungarian with English abstract)

- MÁRTON, E., FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data — a case study from North Hungary. — *Tectonophysics* **242**, 99–114.
- MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data. — In: MORRIS, A., TARLING, D. H. (eds): Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, *Geological Society Special Publication* **105**, 153–173.
- MÁRTON, E., PAVELIĆ, D., TOMLJENVIĆ, B., PAMIĆ, J., MÁRTON, P. 1999: First paleomagnetic results on Tertiary rocks from the Slavonian Mountains in the Southern Pannonian Basin, Croatia. — *Geologica Carpathica* **50**, 273–279.
- MCCANN, T. (ed.) 2008: *The Geology of Central Europe vol. 1 Precambrian and Palaeozoic*. — Geological Society, London 748 p.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdasági jelentősége. (Structural and economic-geological significance of strike-slip faults in the Bakony Mountains.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 485–502. (In Hungarian with English abstract)
- MÉSZÁROS M. 1961: A perkipai gipsz–anhidrit előfordulás földtani viszonyai. (Geologische verhältnisse des Gips-Anhydrit-Vorkommens von Perkipa.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49** (4), 939–949, 1157–1169. (In Hungarian with German abstract)
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K. 2000: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauitszintek a Dunántúli-középhegységben. (Rudistid limestones, bauxites, paleokarst and geodynamics. The case of the Cretaceous of the Transdanubian Central Range.) — *Földtani Közlemények* **131** (1–2), 107–152. (In Hungarian with English abstract)
- MISSONI, S., GAWLICK, H.-J. 2010: Evidences for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden Austroalpine, Germany). — *International Journal of Earth Sciences* **99**, 1–27.
- MOCK, R., SÝKORA, M., AUBRECHT, R., OŽVOLDOVÁ, L., KRONOME, B., REICHWALDER, P., JABLONSKÝ, J. 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. — *Slovak Geological Magazine* **4**, 223–260.
- NAGY E 1969: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete, földtan. Ősföldrajz. (Unterlias Kohlenserie des Mecsek Gebirges, Geologie. Paläogeographie.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51** (2), 289–317 (in Hungarian with German abstract)
- NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMÉNY, A., PANTÓ, GY., ÁRKAI, P. 2002: Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps. — *Chemical Geology* **191**, 25–46.
- NAGYMAROSY A. 1998: A Szolnoki flis öv rétegtani felépítése és ősföldrajzi kapcsolatai. (Stratigraphy of the Szolnok Flysh belt and its palaeogeographical relations.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 389–402. (In Hungarian)
- NÁDOR A. 1990: A Dél-Gömörikum triász-jura határképződményei. (The Triassic–Jurassic boundary formations of South Gemericum.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról*, 35–59. (In Hungarian with English abstract)
- NÉMEDI VARGA Z. 1998: A Mecsek és a Villányi egység jura képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Jurassic formations of the Mecsek and the Villány Units.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 319–336. (In Hungarian)
- ŐSI A., RABI M. 2006: Késő-kréta kontinentális gerinces fauna a Bakonyból II: krokodilok, dinoszauruszok (Therapoda, Aves, Ornithischia), pteroszauruszok. (The Late Cretaceous continental vertebrate fauna from the Bakony Mountains II: crocodiles, dinosaurs [Therapoda, Aves, Ornithischia], pterosaurs.) — *Földtani Közlemények* **136** (4), 503–526. (In Hungarian with English abstract)
- PAHR, A. 1984: *Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50 000, Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart*. — Geologische Bundesanstalt, Wien, 47 p.
- PAHR, A. 1991: Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Kleine Karpaten – Pannonischen Becken. — In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20. Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*. 297–305.
- PALOTAI, M., CSONTOS, L. 2010: Strike-slip reactivation of a Paleogene to Miocene fold and thrust belt along the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *Geologica Carpathica* **61** (6), 483–493.
- PAMIĆ, J. 2003: The allochthonous fragments of the Internal Dinaridic units in the western part of the South Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **46**, 41–62
- PAMIĆ, J., TOMLJENVIĆ, B. 1998: Basic geological data on the Croatian part of the Mid-Transdanubian Zone, as exemplified by Mt. Medvednica located along the Zagreb–Zemplin Fault Zone. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 389–400.
- PANTÓ G. 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. (Le levé des gites métalliques dans la montagne de Uppony.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1952-ről*, 91–111. (In Hungarian with French abstract)
- PANTÓ G. 1956: A Rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. (Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **44** (2), 329–638. (In Hungarian with French abstract)
- PAP S. 1990: Felpikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon. (Imbricated successions in the Central Transisza region.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 36 p. (In Hungarian)
- PATRASCU, ST., PANAIOTU, C., SECLAMAN, M., PANAIOTU, C. E. 1994: Timing of rotational motion of Apuseni Mountains (Romania): paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. — *Tectonophysics* **233**, 163–176.
- PELIKÁN P., BUDAI T. (szerk.), LESS GY., KOVÁCS S., PENTELENYI L., SÁSDI L. 2005: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000). (Geology of the Bükk Mountains. Explanatory Book of the Geological Map of the Bükk Mountains [1:50 000].) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 284 p. (In Hungarian with English abstract)
- PEIVE, A. V., KAIN, V. E., MOURATOV, M. V., DELANY, F. 1982: *Tectonics of Europe and adjacent areas. Variscides, epi-Paleozoic platforms, Alpides*. — Nauka, Moscow, 627 p.
- PENTELENYI L., HAAS J., PELIKÁN P., PIROS O., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 2003: A Zempléni egység magyarországi részén feltárt triász képződményeinek újraértékelése. (Re-evaluation of Triassic formations in the Hungarian part of the Zemplén Unit.) — *Földtani Közlemények* **133/1**, 1–19. (In Hungarian with English abstract)



- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., STREMAC, J., PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. 1986: Upper Permian deposits of the Jadar region and their position within the Western Paleotethys. — *Memorie Società Geologia Italiana* **34**, 211–219.
- PIROS, O. 2002: Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45** (2), 119–151.
- PLAŠIENKA, D., GRECULA, P., PUTIŠ, M., HOVORKA, D., KOVÁČ, M. 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. — In: GRECULA, P., HOVORKA, D., PUTIŠ, M. (eds): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, 1–24.
- PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., LUPTÁK, B., MILOVSKÝ, R., FREY, M. 1999: Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic Unit of the Western Carpathians. — *Physics and Chemistry of the Earth* **24**, 651–658.
- PREMRU, U. 1981: Tectonic evolution of Slovenia during the time interval from the upper Cretaceous to the Tertiary period. — *Proceedings Symposium on problems of Danian in Yugoslavia, Ljubljana, Slovenia*, 147–154.
- R. VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. (Petrology and geochemistry of the Palaeozoic – Lower Triassic siliciclastic rocks from Southern Transdanubia, Hungary.) — *Kézirat*, PhD disszertáció, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p. (In Hungarian)
- RADÓCZ GY. 1966: *A Bükk-hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe, 1:100 000.* (Geological map of Helvetian formations around the Bükk Mts., 1:100 000.) — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest. (In Hungarian)
- RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1998: A középdunántúli terület paleozoos és mezozoos képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Palaeozoic and Mesozoic formations of the Mid-Transdanubian region.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 155–171. (In Hungarian)
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. H., PAHR, A. 1990: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. — *Tectonophysics* **172**, 91–105.
- RAUCSIK B. 2012: Máriakémeti Mészke Formáció. (Máriakémet Limestone Formation.) — In: FÖZY I. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura*. A Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa 235 p. (In Hungarian)
- RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **13**, 315–322.
- RAVASZ-BARANYAI L., VICZIÁN I. 1976: A Hont–1. sz. fúrással feltárt kristályos alaphegység ásvány-kőzettani vizsgálata. (Mineralogical-petrographical investigation of the crystalline basement rocks uncovered by borehole Hont–1 [N Hungary].) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1974-ről*, 61–72. (In Hungarian with English abstract)
- RÉTI, Zs. 1985: Triassic ophiolite fragments in an Evaporitic Melange, Northern Hungary. — *Ofioliti* **10** (2–3), 411–422.
- RIEDEL, P., SENOVARI-DARIAN, B., KOVÁCS S., PELIKÁN P. 1988: A bánya-hegyi zátonymészke (Bükk hegység) kora. (The age of the Bánya-hegy reef limestone [Bükk Mts, NE Hungary].) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986. évről*, 106–115. (In Hungarian with English abstract)
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. 1988: The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution. — *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 394 p.
- ROŽIČ, B., POPIT, T. 2006: Redeposited limestones in the Middle and Upper Jurassic successions of Slovenian basin. — *Geologija* **49** (2), 219–234.
- RUSZKICZAY-RUDIGER, Zs., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, Sz., HORVÁTH, E., DUNAI, T. J. 2005: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410** (1–4), 157–172.
- SANDULESCU, M. 1975: Essai de synthèse structurale des Carpathes. — *Bulletin Société Géologique France* **7**, **17** (3), 299–358.
- SASVÁRI Á. 2008: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Magas-Gerecse területén. (Shortening-related deformation in the Gerecse Mts., Transdanubian Range, Hungary.) — *Földtani Közlemény* **138** (4), 383–400. (In Hungarian with English abstract)
- SCHIEFFER V. 1960: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. (Über die Frage des „Zentralmassiv“-s des Karpatenbeckens.) — *Geofizikai Közlemények* **9** (1–2), 55–68. (In Hungarian with German abstract)
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., SCHUSTER, R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. — *Eclogae Geologicae Helveticae* **97**, 93–117.
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHUSTER, R., SCHEFER, S., 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.
- SCHMIDT-E. R. 1961: Geomechanikai szempontok a magyar mezozoos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegység szerkezeti vonásaik értelmezéséhez. (Considérations géomécaniques sur la formation des cratosynclinaux mésozoïques de la Hongrie et sur l'interprétation de leurs caractéristiques tectoniques principales.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49** (3), 747–758. (In Hungarian with French abstract)
- SCHÖNLAUB, H. P. 1973: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihre stratigraphischer Wert. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **116**, 34–49.
- SCHRÉTER Z. 1942: Bükkszék környékének földtani és hegység szerkezeti viszonyai. (Die Geologischen und tectonischen verhältnisse der Umgebung von Bükkszék.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról*, 831–857. (In Hungarian with German abstract)
- SCHRÉTER Z. 1952: Újabb földtani felvételek a sajtó völgyi barnakőszén-medencében. (Nouvelles investigations géologiques dans le bassin de houille brune de la vallée du Sajó) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről*, 115–130. (In Hungarian with French abstract)
- SENOVARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S., VELLEDETS, F. 2011: Sponges from the Middle Triassic reef limestone of the Aggtelek Karst (NE Hungary). — *Geologica Carpathica* **62** (5), 397–412.

- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: A genetic approach. — In: CLOETINGH, S. A. P. L., HORVÁTH, F., BADA, G., LANKREIJER, A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU Stephan Mueller Special Publication* **3**, 185–203.
- STILLE, H. 1924: *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. — Gebrüder Borntraeger, Berlin. 443 p.
- STÜWE, K., SCHUSTER, R. 2010: Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? — *Geology* **38**, 175–178.
- SZAKMÁNY, GY., MÁTHÉ, Z., RÉTI, ZS. 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mts. (NE Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **30**, 81–92.
- SZALAI T. 1961: A Tisia és a Pannonikum belsőhegysége. (Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpaten beckens.) — *Földrajzi Értesítő* **10** (3), 335–355. (In Hungarian with German abstract)
- SZALAY, I., ZELENKA, T. 1979: A Darnó-vonal jelentősége Észak-Magyarország szerkezetfejlődésében. (The Importance of the Darnó Lineament in the structural development of Northern Hungary.) — *Általános Földtani Szemle* **13**, 7–31. (In Hungarian with English abstract)
- SZEDERKÉNYI, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **23**, 3–14.
- SZEDERKÉNYI T. 1996: Metamorphic formation and their correlation in the Hungarian part of Tisia Megaunit (Tisia Composite Terrane). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **37**, 143–160.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana. (Stratigraphy of the crystalline basement of the Southern Transdanubian region and the Great Plain.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 93–106. (In Hungarian)
- SZENTES, F. 1961: Magyarország hegységszerkezeti képe. (Tectonic map of Hungary.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1957–1958 évről*, 7–24. (In Hungarian with English abstract)
- SZENTGYÖRGYI, K. 1983: Lithostratigraphic units of the epicontinental Senonian in the Great Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **26**, 197–211.
- SZENTGYÖRGYI, K. 1989: Sedimentological and faciological characteristics of the Senonian pelagic formations of the Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 107–116.
- SZENTPÉTERY, I. 1997: Sinistrial lateral displacement in the Aggtelek–Rudabánya Mts. (North Hungary) based on the facies distribution of Oligocene and Lower Miocene formations. — *Acta Geologica Hungarica* **40**, 265–272.
- SZENTPÉTERY I., LESS GY. (szerk.) 2006: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. (Geology of the Aggtelek–Rudabánya Hills. Explanatory book to the Pre-Quaternary geological map of the Aggtelek–Rudabánya Hills, 1988, 1:25 000.) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p. (In Hungarian with English abstract)
- SZEPESHÁZY K. 1975: Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. (Geological setting of the NE-Carpathians and their position in the Carpathian system.) — *Általános Földtani Szemle* **8**, 25–60. (In Hungarian with English abstract)
- SZILI GY.-NÉ 1985: A tiszántúli Körös–Berettyó, Álmosdi Egységek metamorf képződményeinek közettani jellemzése szénhidrogén-kutató fúrások alapján. (Metamorphic rocks of the Álmosd and Körös–Berettyó Units.) — *Általános Földtani Szemle* **21**, 79–115. (In Hungarian with English abstract)
- SZOLDÁN, ZS. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **31**, 25–42.
- SZTANÓ, O. 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* **7**, 431–446.
- SZTANÓ, O. 1994: The tide-influenced Pétervársára Sandstone, early Miocene, northern Hungary: Sedimentology, paleogeography and basin development. — *Geologica Ultraiectina* **120**, 155 p.
- SZTANÓ, O., TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: Tectonics and Eustacy. — *Tectonophysics* **226**, 485–502.
- SZTANÓ, O., MAGYARI, Á., TÓTH, P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. (Gilbert-type delta in the Pannonian Kálla Gravel near Tapolca, Hungary.) — *Földtani Közlöny* **140** (2), 167–182. (In Hungarian with English abstract)
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L., CSILLAG G. 2013a: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. (Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: type locality, depositional setting and stratigraphy.) — *Földtani Közlöny* **143** (1), 73–98. (In Hungarian with English abstract)
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L., WALLIS, R. J. 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Mako Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — *Manuscript*, PhD Thesis, Rice University, Texas, USA. 501 p.
- TARI, G. 1996: Nealpine tectonics of the Danube Basin (NW Pannonian Basin, Hungary). — In: ZIEGLER, P. A., HORVÁTH, F. (eds): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. — *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle* **170**, 439–454.
- TARI G., HORVÁTH F. 2010: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. (Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years old tectonic model.) — *Földtani Közlöny* **140** (4), 463–505. (In Hungarian with English abstract)



- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamical model. — *Tectonophysics* **226**, 433–455.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P., TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.
- TELEGDI ROTH, K. 1937: Die neuesten Resultate der Petroleumschürfungen in Ungarn. — *Berg- und Hüttenmännischen Jahrbuch* **85**, Leoben, 430–436.
- TELEGDI ROTH K. 1951: A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. (Enseignements géologiques de la prospection et de la productions du pétrole a Bükkszék.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **40** (2), 1–21. (In Hungarian with French abstract)
- TELEKI G. 1939: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. (Beiträge zur stratigraphie und tektonik der umgegend von Litér im Balaton-gebirge.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **32** (1), 3–60. (In Hungarian with German abstract)
- TISCHLER, M., GRÖGER, H. R., FÜGENSCHUH, B., SCHMID, S. M. 2007: Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone. — *International Journal of Earth Sciences* **96** (3), 473–496.
- TOLLMANN, A. 1969: Die tectonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — *Geologia* **18** (10), 1131–1155.
- TÖRÖK, Á. 1993: Storm influenced sedimentation in the Hungarian Muschelkalk. — In: HAGDORN, H., SEILACHER, Á. (eds): *Muschelkalk, Schöntaler Symposium 1991*. Goldschneck Verlag, Werner K. Weidert, Korb. 133–142.
- TÖRÖK Á. 1998: A Mecsek–Villányi Egység triász képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Triassic formations of the Mecsek–Villány Unit.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI-Mol kiadvány, Budapest, 253–280. (In Hungarian)
- TÖRÖK, K. 1990: New data on the geothermometry and geobarometry of the Somogy–Dráva Basin, SW Transdanubia. — *Acta Mineralogica and Petrographica, Szeged*, **31**, 13–23.
- TÖRÖK, K. 1992: Cordierite andalusite-bearing mica-schist from Garabonc–1 borehole (Central Transdanubia, W. Hungary). — *European Journal of Mineralogy* **8**, 917–925.
- TÖRÖK, K. 1996: High-pressure-low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. — *European Journal of Mineralogy* **4**, 1125–1136.
- TÖRÖK, K. 1998: Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **173**, 63–91.
- TÖRÖK, K. 1999: Pre-Alpine development of the andalusite–sillimanite–biotite–schist from the Sopron Mountains (Eastern Alps, Western Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 127–160.
- UHRIN A. 2011: Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben. (Lake-level changes and their controlling factors in some sub-basins of the Late Miocene Lake Pannon.) — *Kézirat*, PhD értekezés, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Eötvös L. Tudományegyetem, Budapest, 127 p. (In Hungarian)
- 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 Közlemény* **139** (3), 273–282. (In Hungarian with English abstract)
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., LUGOVIC, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FÜGENSCHUH, B., SCHEFER, S. 2009: Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. — *Lithos* **108** (1–4), 106–125
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana. (Geology of Hungary)* — Akadémia Kiadó, Budapest, 646 p.
- VASS, D. 2002. Unique Cenozoic lithofacies in the northern part of the Darnó Fault Belt and its surroundings: an overview. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 79–99.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső triászban. (Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle–Upper Triassic.) — *Földtani Közlemény* **130** (1), 47–93. (In Hungarian with English abstract)
- VELLEDITS, F. 2006: Evolution of the Bükk Mts. (NE Hungary) during the Middle-Late Triassic asymmetric rifting of the Vardar–Meliata branch of the Neo-Tethys Ocean. — *International Journal of Earth Sciences* **95**, 395–412
- VELLEDITS F., BÉRCZINÉ MAKK A., PIROS O. 1999: A Kiszfennsíki Mészkö (Bükk hegység) fáciese és kora. (Facies and age of the Kiszfennsík Limestone [Bükk Mts].) — *Földtani Közlemény* **129** (4), 573–592. (In Hungarian with English abstract)
- VELLEDITS, F., FORIÁN SZABÓ, M., BÉRCZI-MAKK, A., PIROS, O., JÓZSA, S. 2003: Stratigraphy and origin of the Kiszfennsík nappe (Bükk Mts NE Hungary). Is the Silica nappe really present in the Bükk Mts? — *Geologica Carpathica* **54** (3), 189–198.
- VELLEDITS F., PELIKÁN P., HIPS K., HARANGI SZ., HAAS J., JÓZSA S., KOVÁCS S. 2004: Bükki egység. (Bükk Unit.) — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 139–196. (In Hungarian)
- VELLEDITS, F., PÉRÓ, CS., BLAU, J., SENOWBARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S., PIROS, O., POCSAI, T., SZÜGYI-SIMON, H., DUMITRICA, P., PÁLFY, J. 2011: The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine–Carpathian Region (Aggtelek, NE Hungary): platform evolution, reefal biota and biostratigraphic framework. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **117** (2), 221–268.
- VOZÁROVÁ, A. 1991: Petrology of Crystalline rocks of Zemplinicum (West Carpathians). — *Západné Karpaty, séria Mineralogia petrografia, geochemia a loziska*. **14**, 7–59. (In Slovak)
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian domain. — *Slovakian Geological Magazin* **1**, 65–85.
- VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100**, 125–145.

- VÖRÖS A. 1998: A Dunántúli-középhegység jura képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Jurassic formations of the Transdanubian Range) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 299–308. (In Hungarian)
- VÖRÖS, A. 2009: Tectonically-controlled Late Triassic and Jurassic sedimentary cycles on a peri-Tethyan ridge (Villány, southern Hungary). — *Central European Geology* **52** (2), 125–151.
- VÖRÖS, A., GALÁ CZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104** (1), 69–83.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **13**, 399–436.
- WEIN GY. 1978: A Kárpát-medence alpi tectogenezise. (Alpine-type tectogenesis of the Carpathian Basin.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, 245–255. (In Hungarian with English abstract)
- WÉBER, B. 1985: Paleogén rétegek Szigetvár környékén. (Paleogene beds in the vicinity of Szigetvár [S–Hungary].) — *Földtani Közlemény* **115** (1–2), 1–21. (In Hungarian with English abstract)
- ZACHAR, J., TÓTH, T. M., JANÁK, M. 2007: Kyanite eclogite xenolith from the orthogneiss terrane of the Tisza Megaunit, Jánoshalma area, crystalline basement of southern Hungary. — *Lithos* **99** (3–4), 249–265.
- ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J., FÖLDESSY-JÁRÁNYI, K. 1983: The role of the Darnó Line in the basement structure of Northeast Hungary. — *Geologický Zborník – Geologica Carpathica* **34**, 53–69.
- ZELENKA T., KALÓ J., NÉMETH N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete. (The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes.) — *Földtani Közlemény* **135** (4), 493–511. (In Hungarian with English abstract)
- ZIEGLER, P. A. 1988: Evolution of the Arctic, north Atlantic and western Tethys. — *American Association of Petroleum Geologists Memoirs* **43**, 33–42.

# Mutató

Ablakoskővölgyi Formáció (68c)	34, 35	Bódvarákói Formáció (81a)	42, 44
Abodi Mészke Formáció (73b)	32, 33	Bódvaszilasi Formáció (82a)	42, 43
Ajkai Kőszén Formáció (31b)	26, 31	Bódvavölgyi Ofiolit (83b)	42, 43
albai és turon medence fáciesű márga és törmelékes lejtőüledék (4)	14, 19	Bólyi Homokkő Formáció (4b)	14, 19
albai platform fáciesű mészke (35)	26, 30	Borzavári Mészke Formáció (39e)	26, 29
albai szárazföldi, tavi és lagúna fáciesű képződmények (34)	26, 30	Buchensteini Mészke Formáció (44)	26, 28
albai–cenomán medence fáciesű márga (36)	26, 30	Budaörsi Dolomit Formáció (45)	26, 27
Alcsútdobozai Mészke Formáció (47)	26, 27	Buzsáki Formációcsoport (59)	38, 39
alsó–középső–jura pelágikus, finom sziliciklasztos összlet (10)	14, 18	Bükhegyi Márvány Formáció (72b)	32, 33
alsó–kréta bázisos vulkanitok és áthalmazott tengeri üledékeik (6)	14, 18	Büki Dolomit Formáció (29)	23
alsó–kréta flisoid összlet (márga, homokkő, konglomerátum) (38)	26, 29	Bükkfennsiki Mészke Formáció (66b)	34, 35
alsó–kréta pelágikus márga, mészke (7)	14, 18	Bükkzsérci Mészke Formáció (63)	37
alsó–kréta sekélytengeri mészke (5)	14, 19	Cáki Konglomerátum (25c)	21
Alsóörsi Metariolit Formáció (54c)	24, 25	Csanádapácai Dolomit Formáció (13b)	14, 17
Alsóperei Bauxit Formáció (34)	26, 30	Csehányai Formáció (31a)	26, 31
alsó–triász folyóvízi és delta fáciesű sziliciklasztos képződmények (14)	14, 17	Cserdi Homokkő Formáció (18b)	16
alsó–triász sekélytengeri agyagkő, márga, mészke (59)	38, 39	Csikériai Márga Formáció (3b)	14, 19
alsó–triász sekélytengeri finom sziliciklasztos és karbonátos összlet (47)	26, 27	csillámpalák (Grobgneisz, Sopron)(27b)	22
alsó–triász sekélytengeri képződmények (82)	42, 43	Csopaki Formáció (47)	26, 27
amfibolit, amfibol (aktinolit)- és biotitpala (26a)	22	Csővári Formáció (41a)	26, 28
anisusi sekélytengeri mészke és dolomit (46)	26, 27	Csukmai Dolomit Formáció (13)	14, 17
anisusi–ladin medence fáciesű mészke, tűzköves mészke, tufabetelepülésekkel (44)	26, 28	Dachsteini Mészke Formáció (40)	26, 29
Apátvarasdi Mészke Formáció (7a)	14, 18	Debreceni Homokkő Formáció (1)	14, 20
apti–albai sekélytengeri mészke (37)	26, 29	Dedevári Mészke Formáció (73d)	32, 33
Arácsi Márga Formáció (47)	26, 27	Derenki Mészke Formáció (77a)	42, 44
Aszófői Dolomit Formáció (46)	26, 27	devon márvány, mészpala (29)	23
Babócsai Komplexum (23)	13, 14	devon–(karbon?) platform fáciesű karbonátok (72)	32, 33
Bácsalmási Formáció (3c)	14, 19	devon–karbon medence fáciesű karbonátok (73)	32, 33
Baksai Komplexum, (21)	13, 14	Dinnyési Dolomit Formáció (50b)	27
Balatonfelvidéki Homokkő Formáció (51)	26, 27	Dunnatetői Mészke Formáció (77f)	42, 44
Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció (54b)	25	Edericsi Mészke Formáció (42)	26, 28
Bányahegyi Radiolarit Formáció (64a)	34, 36, 37	Fehérkői Mészke Formáció (66b)	34, 35
Batonyai Komplexum (23, 24)	13, 14, 15	Feketehegyi Formáció (41)	26, 28
Berseki Márga Formáció (38a)	26, 29	Felsőcsatári Zöldpala Formáció (25d)	21
Biharugrai Formáció (7b)	14, 18	felső–karbon szárazföldi sziliciklasztos összlet (Dunántúli–középhegységi-egység)(53)	24, 25
Bissei Márga Formáció (4a)	14, 19	felső–karbon szárazföldi törmelékes összlet (Villány–Bihari-egység) (19)	14, 16
Bodai Agyagkő Formáció (18c)	7, 14, 16	felső–karbon–alsó–perm granitoid plutonok (52)	26, 25
Bódvalenkei Mészke Formáció (77g)	42, 44	Felsőörsi Mészke Formáció (44)	26, 28
		felső–permi sekélytengeri karbonátos és evaporitos összlet (50)	26, 27
		felső–perm–alsó–triász evaporitos összlet (83)	43
		Felsőtárkányi Mészke Formáció (67a)	34, 36
		felső–triász – legalsó jura platform fáciesű mészke (40)	26, 29

felső-triász–alsó-jura sziliciklasztos összlet, kőszéntelepekkel (12)	14, 18	Korpádi Homokkő Formáció (18a)	14, 16
fillonitos zónákat tartalmazó muszkovit–albit– mikroklin gneisz (Wechsel, Fertőrákos) (26c)	22	Környei Mészke Formáció (35a)	26, 30
Fonyászó Mészke Formáció (9)	14, 18	Körösi Formáció (2)	14, 19
Fődolomit Formáció(42)	26, 28, 29	Körösi Komplexum (23)	13, 14, 16
földpátos és grafitos, néhol fillonitos csillámpala (26b)	22	Kösseni Formáció (41d)	26, 28
Fülei Konglomerátum Formáció (53)	24, 25	Kőszegi Kvarcfillit Formáció (25a)	21
Füredi Mészke Formáció (44)	26, 28	Kővágószőlősi Homokkő Formáció (18d)	14, 16
Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció (52)	26	Köveskáli Dolomit Formáció (47)	26, 27
Gátéri Márga Formáció (4d)	14, 19	közepes fokú polimetamorf képződmények (Wechsel, Fertőrákos)(26)	22
Gémhegyi Dolomit Formáció (42)	26, 28	közepes fokú polimetamorf képződmények (Grobgneisz, Sopron) (27)	22
Gerennavári Mészke Formáció (68c)	34, 35	közepes fokú polimetamorf komplexum (Vepori-egység) (75)	40
Gutensteini Formáció (79a, 80a)	42, 43, 44	középső- és felső-permi szárazföldi sziliciklasztos összlet (51)	26, 27
Gyódi Szerpentinit (20)	14, 15	középső- és felső-triász platform és medence fáciesű összlet (58)	38, 39
Gyűrűfői Riolit Formáció (17)	14, 16	középső–felső-triász platformkarbonátok (85)	45
Halimbai Bauxit Formáció (31)	26, 30	középső–felső-triász és jura lejtő és medence fáciesű képződmények (77)	42, 44
Hallstatti Mészke Formáció (77d)	42, 44	középső–felső-triász metavulkanitok (65)	34, 36
Hámori Dolomit Formáció (66a)	34, 35	középső-jura képződmények (11d)	14, 18
Helesfai Szerpentinit (20)	14, 15	középső-jura olisztosztróma-melanzs (63)	37
Hetvehelyi Dolomit Formáció (13)	14, 17	középső-jura–alsó-kréta pelágikus mészke, tűzköves mészke (9)	14, 18
Hidegkúti Dolomit (47)	26, 27	középső-triász és karni sekélytengeri karbonátok (79)	42, 43
„Hidvégdarói Formáció” (84)	42, 44	középső-triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos összlet (13)	14, 17
Hosszúhetényi Márga Formáció (10)	14, 18	Lábatlani Homokkő Formáció (38b)	26, 29
Igali Formáció (58e)	38, 39	ladin–karni platform fáciesű dolomit (45)	26, 27
ismeretlen medencealjzat (88)	37	Lapisi Mészke Formáció (13)	14, 17
Isztiméri Mészke Formáció (39a)	26, 29	Lázbérci Formáció agyagos, homokos rétegcsoportja (74b)	32, 33
Izsáki Márga Formáció (3d)	14, 19	Lázbérci Mészke Formáció (73d)	32, 33
Jakabhegyi Homokkő Formáció (14)	14, 17	Létrási Metabazalt Formáció (65b)	34, 36
Jákói Márga Formáció (33)	26, 31	Litéri Metabazalt Formáció (54c)	24, 25
jura bázisos magmatitok (62)	37	Lókúti Radiolarit Formáció (39c)	26, 29
jura sekélytengeri és kondenzált pelágikus mészkeösszlet (11)	14, 18	Lovasi Agyagpala Formáció (54a)	24, 25
jura–alsó-kréta pelágikus mészke, márga (8)	14, 18	Lökvölgyi Agyagpala Formáció (64b)	34, 36
jura–alsó-kréta pelágikus mészke, tűzköves mészke, radiolarit (39)	26, 29	Magyaregygyi Konglomerátum Formáció (6b)	14, 18
jura–kréta melanzs (56)	38, 39	Magyarürögi Evaporit (13)	14, 17
Kantavári Formáció (12a)	14, 18	Mályinkai Formáció (70b)	34, 35
karbon medence fáciesű sziliciklasztos képződmények (74)	32, 33	Márévári Mészke Formáció (9)	14, 18
karbon–perm kontinentális törmelékes összlet és riolit (86)	45	Máriakémeti Mészke Formáció (11d)	14, 18
Kardosréti Mészke Formáció (40)	26, 29	Mátyáshegyi Formáció (41b)	26, 28
karni medence fáciesű márga és mészke (43)	26, 28	Mecseki Kőszén Formáció (12c)	14, 18
karni–nori platform fáciesű dolomit képződmények (42)	26, 28	Mecsekjánosi Bazalt Formáció (6a)	14, 18
Karolinavölgyi Homokkő Formáció (12b)	14, 18	Mecseknádasdi Homokkő Formáció (10)	14, 18
Kékkúti Mészke Formáció (54d)	24, 25	Megyehgyi Dolomit Formáció (46)	26, 27
Kelebiai Komplexum (24)	14, 13	„menyházai mészke” (11e)	14, 18
kis fokú metamorf jura lejtő és medence képződmények (78)	42, 44	Mészhegyi Homokkő Formáció (12d)	14, 18
kis fokú metamorf középső-triász sekélytengeri karbonátok (80)	42, 43	mezozoos képződmények tagolás nélkül (16)	14, 16
kisfokú metamorf jura–alsó-kréta képződmények (25)	21	mezozoos nagyon kisfokú metamorf képződmények (48)	24
kisfokú metamorf középső-felső triász platformok (66)	34, 35	Mihályi Fillit Formáció (28a)	23
kisfokú metamorf mezozoos képződmények (15)	14, 17	Mogyorósdombi Mészke Formáció (39d)	26, 29
Kisgerecsei Márga Formáció (39b)	26, 29	Mórágym Komplexum (22)	14, 15
Kisréti Mészke Formáció (12a)	14, 18	Murakeresztúri Homokkő Formáció (58b)	38, 39
Kisújványi Mészke Formáció (9)	14, 18	Nádaskai Mészke Formáció (77)	44
Komló Mészke Formáció (10)	14, 18	Nádudvari Formáció (1)	14, 20
Kopaszhegyi Mészke Formáció (73c)	32, 33	Nagyharsányi Mészke Formáció (5)	14, 19

nagyon kistökű és kis tökű metamorf közép- és felső-triász képződmények (81)	42, 44	Somi Mészök Formáció (58d)	38, 39
nagyon kistökű metamorf felső-perm–alsó-triász sekélytengeri mészök, homokkő, márga (68)	34, 35	Sombereki Mészök Formáció (11d)	14, 18
nagyon kistökű metamorf közép- és felső-jura pelágikus összlet (radiolarit, agyagpala) (64)	34, 36	Somssichhegyi Mészök Formáció (11a)	14, 18
nagyon kistökű metamorf közép- és felső-triász lejtő- és medence fáciesű tüzköves mészök (67)	34, 36	Sopronbánfalvai Gneisz Formáció (27a)	22
nagyon kistökű metamorf paleozoos és mezozoos képződmények általában (69)	34	Sótonyi Metavulkanit Formáció (28b)	23
nagyon kistökű metamorf, tengeri, újpaleozoos képződmények (70)	34, 35	Steinalmi Mészök Formáció (79b, 80b)	42, 43
nagyon kistökű metamorf, triász és jura, lejtő és medence fáciesű képződmények (57)	38, 39	Strázsahegyi Formáció	33
Nagytárkányi Bauxit Formáció (31)	26, 30	Sümegei Márga Formáció (39f)	26, 29
Nagyvisnyói Mészök Formáció (68b)	34, 35	Szabadbattyáni Agyagpala Formáció (54e)	24, 25
Nekézsenyi Formáció (71)	33	Szadvárborsai Mészök Formáció (77e)	42, 44
nori-rhaeti és legalsó jura medencefáciesű mészök, dolomit, tüzköves mészök, dolomit, márga (41)	26, 28	Szalatnaki Agyagpala Formáció (20)	14, 15
Óbányai Aleurolit Formáció (10)	14, 18	Szanki Formáció (3a)	14, 19
Óbányai Mészök Formáció (9)	14, 18	Szárhegyi Radiolarit Formáció (77h)	42, 44
Óbrennbergi Csillámpala Formáció (27b)	22	Szársomlyói Mészök Formáció (11c)	14, 18
Ófalui Komplexum (20)	14, 15	Szarvaskői Bazalt Formáció (62)	37,
Oldalvölgyi Formáció (63)	37	Szegedi Dolomit Formáció (13a)	14, 17
ópaleozoos kistökű metamorf képződmények (20)	14, 13	Szendrői Fillit Formáció (74a)	32, 33
ordoviciumi–devon aleurolitpala és agyagpala (54a)	24, 25	Szendrőládi Mészök Formáció (73a)	32, 33
ortogneiszek (Grobgneisz, Sopron) (27a)	22	Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció (65a)	34, 36
paleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül (76)	41	Szentivánhegyi Mészök Formáció (39e)	26, 29
Pálhálási Mészök Formáció (39b)	26, 29	Szentjánoshegyi Mészök Formáció (81b)	42, 44
Patacsi Aleurolit Formáció (13)	14, 17	Szentléleki Formáció (68a)	34, 35
Pénzeskúti Márga Formáció (36b)	26, 30	Szilvásváradai Formáció (70a)	34, 35
Perkúpai Anhidrit Formáció (83a)	42, 43	Szini Márga Formáció (82b)	42, 43
permi riolit (17)	14, 16	Szinpetri Mészök Formáció (82c)	42, 43
permi sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos összlet (61)	38	Szinvai Metabazalt Formáció (65b)	34, 36
permi szárazföldi törmelékes összlet (18)	14, 16	„Szolnoki flis” (1)	14, 20
perm–triász képződmények általában (84)	42	Szölösárdói Márga Formáció (77c)	42, 44
Pisznicei Mészök Formáció (39a)	26, 29	Tabajdi Anhidrit Formáció (50a)	27
Polányi Márga Formáció (33)	26, 31	Tabi Dolomit Formáció (61b)	38, 39
Polgárdi Mészök Formáció (54d)	24, 25	Tagyoni Formáció (46)	26, 27
Pötscheni Mészök Formáció (81d)	42, 44	Tapolcsányi Formáció	33
Pusztaszőlősi Márga Formáció (8)	14, 18	Tardosi Gabbró Formáció (62)	37
Rakacai Márvány Formáció (72d)	32, 33	Táskai Formáció (58a)	38, 39
Rakacaszendi Márvány Formáció (72a)	32, 33	Tatai Mészök Formáció (37)	26, 29
Reiflingi Mészök Formáció (77b)	42, 44	Telekesvölgyi Formációcsoport (77j)	42, 44
Répáshutai Mészök Formáció (64)	36	Templomhegyi Dolomit Formáció (13)	17
Rezi Dolomit Formáció (41c)	26, 28	Tésényi Homokkő Formáció (19)	14, 16
Rókaházi Gneisz Formáció (27a)	22	Tési Agyagmárga Formáció (34)	26, 30
Rókahegyi Dolomit Formáció (13)	14, 17	Tiszai Komplexum (24)	14, 13
Sándorhegyi Formáció (43)	26, 28	Tornaszentandrásai Agyagpala Formáció (81c)	42, 44
Sarkadkeresztúri Komplexum (24)	14, 13	„Tornaszentjakabi rétegek” (84)	42
Sávolyi Mészök Formáció (58b)	39	Tölgyháti Mészök Formáció (39b)	26, 29
senon flis (2)	14, 19	Törökbükki Mészök Formáció (39b)	26, 29
senon medence fáciesű mészök és márga (33)	26, 31	Trogkofeli Formáció (61a)	38
senon pelágikus márga (55)	38, 40	Tüzkövesárki Mészök Formáció (39b)	26, 29
senon platform fáciesű mészök (32)	26, 31	Ugodi Mészök Formáció (32)	26, 31
senon szárazföldi törmelékes és lápi képződmények (31)	26, 30	újpaleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül (Dunántúli-középhegységi-egység) (49)	27
senon szárazföldi, sekély- és mélytengeri képződmények (3)	14, 19	újpaleozoos és mezozoos képződmények tagolás nélkül (Közép-dunántúli-egység) (60)	37
senon tengeri konglomerátum (71)	33	ultrabázisos–bázisos kőzetblokkok (Aggtelek–Rudabányai-egység)	43
senon–paleogén pelágikus márga, flis (1)	14, 20	Újudvari Márga Formáció (58c)	38, 39
		Upponyi Mészök Formáció (72c)	32, 33
		Úrhidai Mészök Formáció (54d)	24, 25
		Várhegyi Formáció (67c)	34, 36
		variszkuszi (közepesfokú) metamorf képződmények (30)	23
		variszkuszi granitoid kőzetek (22)	14, 13
		variszkuszi kistökű metamorf ópaleozoos képződmények (Felső-Ausztrálpi-egység) (28)	23



variszkuszi kistökü metamorf ópaleozoos képződmények (Dunántúli-középhegységi-egység) (54)	23, 24, 25	Vértessomlói Aleurolit Formáció (36a)	26, 30
variszkuszi közepes fokú metamorf képződmények (Zempléni-egység) (87)	45	Veszprémi Márga Formáció (43)	26, 28
variszkuszi közepes fokú metamorfítok (prealpi aljzat) (21, 23, 24)	13, 14	Vesszősi Pala Formáció (67b)	34, 36
Vasasi Márga Formáció (10)	14, 18	Vígánvári Mészkö Formáció (13)	14, 17
Vaskapui Formáció (63)	37	Villányi Mészkö Formáció (11b)	14, 18
Vászolyi Formáció (44)	26, 28	Vilyvitányi Csillámpala Formáció (85)	45
Vékényi Márga Formáció (4c)	14, 19	Vöröshídi Csillámpala Formáció (27b)	22
Velemi Mészfillit Formáció (25b)	21	Wettersteini Mészkö Formáció (79c)	43, 45
Velencei Gránit Formáció (52)	11, 26, 51	Zánkai Homokkő (47)	26, 27
Verebeshegyi Mészkö Formáció (73c)	32, 33	Zirci Mészkö Formáció (35b)	26, 30
		Zlambachi Márga Formáció (77i)	42, 44
		Zuhányai Mészkö Formáció (13)	14, 17