

A BÉLI-HEGYSÉG FÖLDTANA ÉS GEOMORFOLÓGIÁJA MÁSFÉL ÉVSZÁZADNYI KUTATÁS TÜKRÉBEN²⁵

GÉCZI RÓBERT²⁶

GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE BÉLI MOUNTAINS IN THE LIGHT OF 150 YEARS OF RESEARCH

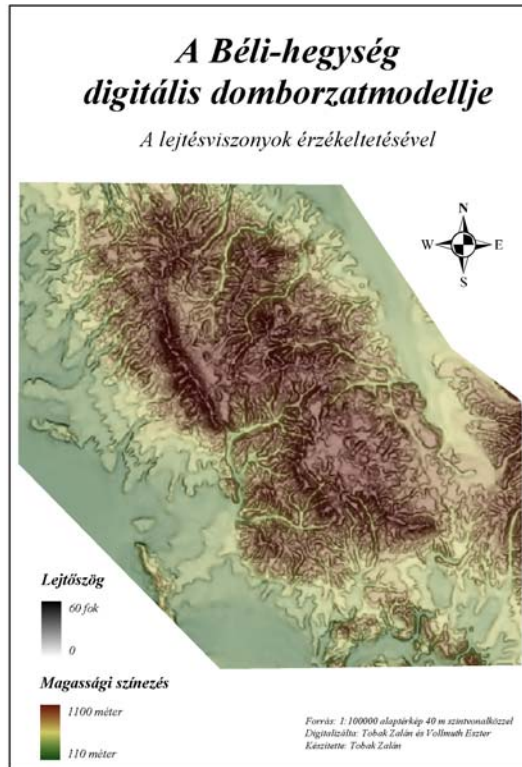
Abstract: This paper attempts to summarize the studies made in the last almost two centuries concerning the geology and geography of Codru Moma Mountains. It is clear that within the Alpine structure of the Apuseni Mountains the Codru Moma Mountains has been divided in several lithotectonic assemblages, named according to each nappe name (Biharia Nappe System, Transylvanian Nappe System, Codru Nappe System and the Bihor autochthon). Much uncertainty still remained regarding the spatial extension, the relationship between the volcanic product and the Mesozoic sedimentary deposits, further complicated by the structure of the area, and the dimension and genetics of the truncated surfaces.

A Béli-hegység (Munții Codru-Moma) az Erdélyi-szigethegység nyugati részének középtáját képezi. Ugyanakkor a geológiai értelemben vett Észak-erdélyi-szigethegység részének tekinthető. A 675 km² területű, a Fekete- és a Fehér-Körös által közrefogott, a környező hegyláb felszínek és medencék – a Zarándi- (Depresiunea Zarandului) és a Belényesi-medence (Depresiunea Beiușului) – fölé sasbércszerűen kiemelkedő hegység alig 40 km-re távolságra található a magyar határtól. Mind földrajzi és ökológiai, mind turisztikai szempontból is fehér foltnak minősül a magyar nyelvű szakirodalomban. Kivételt képez közzétani felépítése és geológiai szerkezete, aminek a megismerését és feltárását még a 19. század magyar és osztrák tudósai kezdték meg, illetve indítottak el.

A Béli-hegység az Erdélyi-szigethegységnek (Munții Apuseni) egyik nyugatra kiágazó, jól elkülönült morfológiai eleme. A 19. századi földrajzi és földtani irodalom Ples-Kodru, Móma-Kodru, Kodru-Móma (esetenként Kódru, illetve Moma írásmódban) elnevezéseket használt, mely egyezik a román Codru-Moma névvel. Bár magyar szemléletből kiindulva kézenfekvőbb és találhatóbb a Béli-hegység elnevezés. Ez inkább a 20. század elején terjedt el, a földtani irodalomban **Pálffy Mór** (1913) használja első alkalommal. Főtengelyének elhelyezkedése délkelet-északnyugati irányú. Északkeleten a Fekete-Körös vízgyűjtőjének területén található Belényesi-medence (Bazinul Beiușului), délnyugaton a Zarándi-medence (Bazinul Zarandului) (Fehér-Körös vízgyűjtője) éles morfológiai határokkal szegélyezi. Ezzel magyarázható horszt jellege. Észak és északnyugati irányban a hegység szerkezeti elemei fokozatosan mélyülnek a harmadidőszaki üledéktakaró alá. A

²⁵ A kutatást az Arany János Közalapítvány támogatta.

²⁶ MTA Etnikai-Nemzeti Kisebbségkutató Intézete. 1014 Budapest, Országház utca 30. E-mail: robi@earth.geo.u-szeged.hu



1. ábra A Béli-hegység digitális domborzatmodellje
Figure 1 Digital relief model of the Béli Mountains

alkotta – keleti vonulatból áll. Amíg a Kodru (régembi, magyar megfelelője: Erdőanya) fővonala nyugati, addig a Momáé keleti aszimmetriájú, ez utóbbinak a Ronțarului-, Medve (Ursu)-, Kismoma- vagy Pethő- (Momuța)-, Moma- és Berbușului-csúcsok jelzik a tengelyét.

A magassági viszonyokat tekintve csak a Kodru nyugati vonulata emelkedik több helyt is 1000 m fölé (1. ábra). A hegység legmagasabb pontja 1112 m, és ennek a markáns élnek a közepe táján található a Szár-tető, régi térképeken Pilis (Vf. Pleșu).

A hegység geológiai kutatásában az úttörők **Karl Peters** (1861), **Pethő Gyula** (1890, 1892, 1894, 1896), **Mihutia Sándor** (1904), **Papp Károly** (1906), **Szontagh Tamás és társai** (1912), **Pálfy Mór** (1913), **Rozlozsnik Pál** (1913), **Kutassy Endre** (1928a) voltak. Az első szintézist **Pálfy Mór** és **Rozlozsnik Pál** (1939) állította össze. A későbbi eredmények összefoglalását már román szakemberek végezték el: **Ianovici V. és társai** (1976), **Stan** (1983, 1984), **Bleahu, M. és társai** (1982), **Baltreș, A.** (2000), **Bucur, I. I.** (2001) –, akik érdemben hozzájárultak e hegység földtani megismeréséhez. Igyekeztem, hogy a korábbi irodalmi vonatkozásokat

Fehér-Körös középső folyása Belényesújlak (Uilacu de Beiuș) és Solyom (Șoimi) között egy festői szurdokkal vágja azt át, így alakítani szempontból itt szokták megvonni északi határát. Délkeleten a Biharkristyóri-hágó (Trecătoarea Criștior) képezi a morfológiai kapcsolatot a Bihar-hegységgel (Munții Bihor). Délen a harmadidőszaki vulkáni képződményekbe mélyített Fehér-Körös-szurdok jelenti a földalaktani határt az Erdélyi-érchegység (Munții Metaliferi) felé.

A Béli-hegység északi és déli egysége földtanilag és morfológiailag is elkülönül egymástól. Az északi a Kodru-, a déli a Moma-csoport. Az előbbit morfológiailag egy éles nyugati (északról D felé a Fenesi-Magurától – Bălăteasa-tető, 927 m – a Nagyaradcsúcsig húzódó) és egy, a Fekete-Körös felé ereszkedő patakok által szabdalat – Halas-, Déva-, Oldalas-tető- és Runk-csúcsok sora

feltüntessem, onnan adódik, hogy az utolsó félszáz évben a romániai szakirodalom igencsak megfeledkezett erről a korszakról, így a könyvészetekben ezekre a forrásmunkákra csak a legkritikább esetekben akadunk.

A BÉLI-HEGYSÉG FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Geológiai szempontból a Béli-hegység szerves része az Erdélyi-szigethegység egészének, mely a Tisza-terrén aljzatának legnagyobb kitakart felszíni területe. (A magyarországi földtani iskola elképzelésével szemben a romániai geotektonikusok gyakran használják e térrénre – az Alpaka-egységgel egybevéve – a Belső-Dacidák (*Săndulescu, M.* 1984), Preapuliai- (*Balintoni, I.* 1997) vagy Ausztró-Bihar-terrén (*Kräutner, H. G.* 1997) elnevezéseket.) Ennek takaróredős szerkezetét *Pálfy Mór* és *Rozložník Pál* (1939) ismerték fel. Jelenleg az Erdélyi-szigethegység nagyszerkezeti elemeit a következő négy csoportba osztják (*Balintoni, I.* 2001):

1. A *Bihari autochton* a Gyalui-havasok (Munții Gilău), a Bihar-Vigyázó (Masivul Bihor-Vlădeasa), a Királyerdő- (Munții Pădurea Craiului), a Réz- (Munții Plopiș vagy Munții Șes) és a Meszes-hegységek (Munții Meseș) főtömegét alkotja;

2. A *Bihari takarórendszer* több alegységből áll, és a Hegyes-Drócsa- vagy Zaránd-hegység főtömegét, a Dél-Bihart (Masivul Biharia) és a Gyalui-havasok déli, délkeleti és keleti peremét alkotja, és kisebb takarófoszlányokban a Királyerdőben- és a Meszesben is előfordul;

3. A *Kodru takarórendszer* a Béli-hegység főtömegét képezi, és csak foltok formájában jelentkezik a Bihar-Vigyázó-hegység és a Királyerdő nyugati peremében, továbbá a Zarándi-hegység északi részén, de – akár a többi említett nagyszerkezeti elem – széles övben folytatódik a Pannon-medence aljzatában, a neogén fedő alatt, egy északkelet-délnyugati pászmában. Az eddig említett három nagyszerkezeti elem, a Pannon-medence aljzatában követhető részeivel egyetemben a tulajdonképpeni Tisza-terénnek felelnek meg;

4. A *Transzilván takarórendszer* a Tisza-terrénen kívül esik, óceáni aljzatú, és délen a Vardar-övhöz csatlakozik. Ennek az óceáni övnek északi folytatása az Erdélyi-medence (Bazinul Transilvaniei) aljzatában, majd a Batizpojána vagy Rákosfalva (Poiana Botiza) környéki szerkezeteken át az Északkeleti-Kárpátok Pienin egységében húzódik. Az Erdélyi-érchegység és a Torockói-hegység (Munții Trascăului) főtömegét képezi.

Az említett takarórendszerek egymáshoz való viszonya a következőképp írható le: a Bihari autochtonra déli és délkeleti irányból észak-északnyugat felé torlódtott fel a Bihari takarórendszer. Ez utóbbira délnyugat felől rátolódtott a Kodru takarórendszer, végül mindezekre délről a Transzilván takarórendszer telepedett (*Balintoni, I.* 2001).

A Béli-hegység egészében a Kodru takarórendszer szerkezeti elemeiből épül fel, ezeket a délen és a délnyugaton neogénkori vulkáni testek törik át. Maga a

Kodru takarórendszer a Béli-hegység területén öt (**Balintoni, I.** 2001) vagy hat (**Bleahu, M. et al.** 1994) takaróból áll. **Bleahu, M. et al.** (1994) értelmezése alapján a Menyházától észak-északkeletre fekvő mezozoós összletben elkülöníthető egy, a Kodru takarórendszerhez tartozó, először a Királyerdő délnyugati peremén azonosított úgynevezett Ferice (Ferice) takaró analógja, amit Şeasa takaró néven emlegetnek. **Balintoni, I.** (2001) szerint alulról felfelé a következők:

A *Várasfenesi* (Finiş) takaró paraautochton jellegű, és feltehetően a Bihari autochtonra támaszkodik. **Pálffy M.** és **Rozlozsnik, P.** (1939) Nagyaradi egységnek nevezi. A felszínen a hegység északi és északnyugati részén (Kodru-csoport) Bélnagymarostól (Mărauş) Barzafalváig (Bârzeşti), a főgerincről lefutó völgyek felső harmadában követhető. Rétegsora prekambriumi injekciós granitoidokkal (Kodru migmatit formáció) indul, melynek peremén változó csillám, földpát, gránát és amfibol tartalmú kvarcpala, továbbá csillámpala és magas kovartartalmú gneisz képez burkolatot. Ezeknek a kristályos paláknak evidens kontakt-öv jellegük van. Felettük perm transzgresszióval egy folyamatos perm-triász-jura üledékciklus képződményei települtek. A takaró rétegsorát végül felsőjura üledékek zárják.

A perm időszaki üledékek észak felé vastagodó sávban követik a Kodru migmatit formációt. Laminált kavicskő, tufás homokkövek, tufák, alárendelten lila agyagpalák, valamint masszív riolit közbetelepülések alkotják majdnem 500 m összvastagságban. Az egész rétegsor enyhe felső-epizónás jellegű metamorfózison esett át. Korát 1970-ben Adina Visarion *Faveolatosporites sp.* spóra alapján igazolta (**Ianovici, V. et al.** 1976).

Az alsó triász – szkíta, de újabban induai és olenkiai emeletek (**Gradstein, F. M. et al.** 2004) – sorozat több mint 300 m vastagságban törmelékes, felfele pedig folyamatosan finomodó, majd karbonátokban gyarapodó üledékekből áll (Werfeni kvarcit formáció), míg felső része zömmel anizuszi (Werfeni pala formáció) (**Bleahu, M. et al.** 1994). Legszebb feltárásai a hegység északi részén vannak, de Menyháza közelében, a Nagyarad-csúcs körül is előfordulnak.

A középső triász anizuszi emeletét 250 m vastagságban sötét dolomitok alkotják (Csarnóházai – Bulz – dolomit formáció). A ladini és karni emeletek elválaszthatatlan, egységes üledéksor, és a Biharrósa (Roşia) mészkő formáció által képviseltek. Ez a rétegsor tűzkőgumós mészkővekkkel (alárendelt palaközbetelepülésekkel), még az anizuszi emelet végét is magába foglalva indul, majd fehér és rózsaszín mészkővekkkel zárul. Feltárásait északon, Havasdombró (Dumbrăviţa de Codru) környékén találjuk.

A felső triász alsó része, vagyis a nori emelet felső dolomit, Dachstein mészkő és Kárpáti Keuper fáciesében kifejlődött 400 m vastag rétegsorral van jelen. A felső triász felső részét, a rhaeti emelet alól mészcseres, magasabban, pedig egyre inkább vörös és zöld agyagpalás, Kössen típusú üledékek alkotják. Feltárásai a Menyházai-medencétől északra lévő Meggyes-völgyben (Valea Megheşului) követhetők.

Az alsó jurát (liász) 150-200 m vastagságban fekete és vörös márvány képviseli, amit Menyháza környékén bányásztak. A litológiai szempontból az Adneth

fáciesre hasonlító összletnek a Gresten fácieshez kötődő, viszonylag gazdag – sok belemniteszt, de *Gryphaea*-kat és váltizatos brachiopodákat tartalmazó – puhatestű faunáját már **Pálfy Mór** (1913) is jelezte. Ammonitesek (*Arietites bisulcatus Brug.*) csak elvétve kerülnek elő ebből az összletből. A jura középső része hiányzik. Figyelemre méltó a mészkövekkel induló, mélyülő fáciesben lerakodott, a felső részén ritka *Lamelaptychus*-tartalmú, az alsó krétába átnyúló, finomtörmelékes, 700–800 m vastag felső jura preflis. A rétegsor jól követhető a Menyházai-völgy két oldalán, a Hosszú-patak beömlése körül. Ez a sorozat a Béli-hegység legfiatalabb üledékes képződménye, mely egyben a Várasfenesi takaró üledéksorát zárja.

A *Déva takaró* (Dievii) – **Pálfy M.** és **Rozlozsnik P.** (1939) Djevi takaró néven említi – a Kodru csoport középső és részben nyugati részének felszínét alkotja, s nagyjából a várasfenesi Várhegytől (Vf. Cetățuia) az Oldalas-tetőt (Vf. Pâncoia) Berhénnel (Briheni) összekötő vonalig terjed. Rétegsora permi képződményekkel kezdődik, melyek abban különböznek a Várasfenesi takaró hasonló korú formációitól, hogy az alján lévő laminált kavicsköösszlet hiányzik, a vulkáni összletben pedig nemcsak riolitos lávafolyások, de masszív diabáz-képletek is megjelennek. **Stan, N.** és **Udrescu, C.** (1980) az egész Kodru takarórendszerre vonatkozóan megállapították, hogy a riolitok valójában egy eredeti bazaltos magma differenciálódása, illetve sialikus kontaminációja révén keletkeztek. Triász rétegsora a karni emelet felső harmadáig megegyezik a Várasfenesi takaróéval, itt azonban beékelődik egy 100 m vastagságú, döntően dolomitos, aláredelten mészköves összlet, az úgynevezett Clăptescu dolomit formáció. A nori emeletet egy 170 m vastag Dachstein-típusú zátonymészkő képviseli. Felső harmadában 100 m-t meghaladó vastagságban dolomitos márgák és agyagpalák váltakozása képezi az úgynevezett Tárkánykai (Tărcăița) dolomit formációt. A rhaeti ebben az esetben is Kössen-típusú, de jóval vékonyabb. Tetejét zátonymészkövek alkotják, legteteje hiányzik e takaró rétegsorából, fiatalabb képződmények pedig nincsenek felette.

A *Moma takaró* – **Pálfy M.** és **Rozlozsnik P.** (1939) Tárkánykai takarónak nevezte el – képezi a Béli-hegység déli csoportja tömegének túlnyomó részét. Ugyanakkor meg kell említeni, hogy a nyugati oldalon, a Déva takaró foltját megkerülve, a Kodru-csoport területére is kiterjed, s egészen Tárkányka faluig húzódik fel.

E takaró rétegsora szintén permi képződményekkel indul (feltételezhető, hogy már a késő karbon időszakban elkezdődhetett az üledékesedés), és északon, nyugaton, valamint délen teljesen körülöleli a vaskohi (Platoul Vașcău) triász karsztfelszínét. Itt is, akárcsak a Várasfenesi takaró esetében, laminált kavicskövekkel indul a sorozat, ezt szintén lila homokkövek és agyagpalák, majd vastag riolitos összlet – lávák és piroklasztitok – követik. Fennebb ez az összlet egy, már a Déva takaróhoz hasonló bázikus vulkáni összletbe megy át, majd egy felső, döntően törmelékes, földpátban gazdag, riolit-csíkos rétegsor zárja a ciklust (**Ianovici, V. et al.** 1976). Metamorf átalakultsága itt is feltűnő (**Bleahu, M. et al.** 1982).

A triász éppen úgy indul, mint az előbbi két takaró esetében, ám az anizuszi felső részében a Csarnóházai dolomit formáció fedőjében más típusú karbonátos

üledékekkel, a Vaskohaszódi (Izbuc) formációval folytatódik. Ez a 25-350 m vastag sorozat Wetterstein-típusú, ostracodás-crinoideás mészkövekkel kezdődik, majd Biharrósa (Roşia)-típusú, conodont- és foraminifera-tartalmú tűzköves mészkövek sora után lilás-vöröses gumós mészkövekkel zárul a ladini emelet szintjén. A karni emelet mikrites mészkövekkel kezdődik, melyek breccsás mészkövekben folytatódnak, végül a Vaskohaszódi formáció a Biharrósa-típusú mészkövel megismétlődésével zárul. A felső karni és alsó nori sorozatot Dachstein-típusú, *Halobia*-s zátonymészkövek alkotják, helyenként, pedig Wand-típusú mészkőközbetelepülések is megjelennek. Ennek a triász sorozatnak a molluszkáit **Kutassy E.** (1928a, 1928b, 1937) tanulmányozta és dolgozta fel, mészalgaival pedig **Bucur, I. I.** (2001) foglalkozott.

A *Vaskohi takaró* foszlányként jelenik meg a Moma takaró triász sorozata felett. Alkotásában triász és alsó jura képződmények vesznek részt. Elkülönítését igen elütő mészkőfáciái tették lehetővé. Az alsó triász hiányzik, az anizuszi emelet körülbelül 500 m vastagságú Steinalmi-típusú lagúnás mészkövekből áll. Az emelet vége előtt új, medence jellegű, Schreyeralm-Hallstadt-típusú mészkőfáciák jelentkeznek, mely 75 m vastagsággal a középső karniig folytatódik. A középső karnitól a középső noriig 150 m vastagon Biharrósa-fáciás tűzkögumós mészkövek következnek, melyek helyét a felső noriban 100 m vastag, döntően zátonymészkövek veszik át. A rhaeti emelet kb. 100 m vastag *Involutina*-tartalmú fekete mészkövek formájában van jelen. Ugyanakkor az alsó jura sinemuri emeletét rózsaszín mészkövek és zöldes színű, karbonátban gazdag homokkövek (60-80 m vastagságban), a toarci emeletet egy transzgresszív, döntően törmelékeny, 250-300 m vastag záró üledéksor képviseli.

A *Kolafalvi* (Coleşti) *takaró* a Kodru takarórendszerben a legfelső szinten helyezkedik el. Egyetlen kicsiny foszlányban található a Vaskohi takaró felett. Rétegsora rövid, vastagsága, pedig az összes takaró közül messze a legkisebb, mindössze 600 m. A felső karni és nori emelet Dachstein zátonymészkövekből áll, melyeket kisebb vastagságú lagúnás rhaeti mészkövek fednek. Jura időszi üledékek, főleg mészkövek következnek, bennük *Involutina liassica*, pliensbachi és aaleni *Belemnites* rostrumok, pectinidák, brachiopodák találhatóak (**Bleahu, M. et al.** 1994, **Baltreş, A.** 2000, **Bucur, I. I.** 2001).

A földtani változatosságot teljessé teszik a mezozoikumi magmás kőzetek jelenléte, főleg a középidéi dolerit és lamporfir telérek. Ezek az egyértelműen ofiolitos magmatizmushoz kötődő, alig 10 m vastag telérek, eléggé elszórtan jelentkeznek a masszívumban. Néha gyenge, szulfidos, urántartalmú ércesedés követi őket (**Sălăjan, I.** 1970).

A HARMADIDŐSZAKI VULKÁNOSSÁG

Ahhoz viszonyítva, hogy mekkora felszínen található a neogén vulkánosság termékei a Béli-hegység déli részén, illetve a Zarándi-medencében, meglepően

szegényes a rájuk vonatkozó földtani irodalom. E képződményeket elsőnek **Peters, K.** (1861) tanulmányozta. A 19. században alaposabban még **Szabó J.** (1874), illetve **Pethő Gy.** (1886) foglalkozott velük. A 20. század földtani szakirodalmában ide vonatkozó adatokat mellékes megjegyzések vagy általánosítások – mint **Roşu, A. és társai** (1997) – formájában találunk, kivéve a **Savu, H.** és **Neacşu, Gh.** (1962), valamint a **Sagatovici, A.** és **Anastasiu, N.** (1972) által jegyzett opuszokat.

A Béli-hegység és a Zarándi-medence területén jelentkező harmadidőszaki vulkánosság mészkálai jellegű kiterési kőzetek – láva, durva és finompiroklasztitok –, melyek sztrатовulkáni jellegre utalnak. Kőzettanilag főleg piroxénandezitek vagy hornblend és piroxén tartalmú andezitek. Megfigyelhető, hogy a legkeletibbi vonulattól a legnyugatibbi, fokozatosan savanyúbb változatok találhatók. Korukat már **Peters, K.** (1861) szarmatának mondta, amit a radioaktív kormeghatározás teljes mértékben igazolt: 13,4-12,4 millió évben pontosítva azt, az eltérés plusz-mínusz 0,7-1,2 millió év lehet (**Roşu, A. et al.** 1997).

Földrajzi megoszlásuk négy észak-északnyugat dél-délkeleti irányú szerkezeti vonal menti kiterésekre utal. Ezek K felől a következők: 1. Csungány (Ciungani)-Peleskefalva (Pleşcuţa)-Dézna (Dezna)-Bélörvényes (Urvişu de Beliu); 2. Alsószakács-Kománfalva (Comăneşti); 3. Pajzs (Păiuşeni)-Apatele (Mocrea) és 4. Pankota (Pâncota).

A hegység déli és délnyugati felszínén található neogén vulkáni kőzetek az andezit és piroklasztit felépítésű Magura vulkáni platóban jelennek meg.

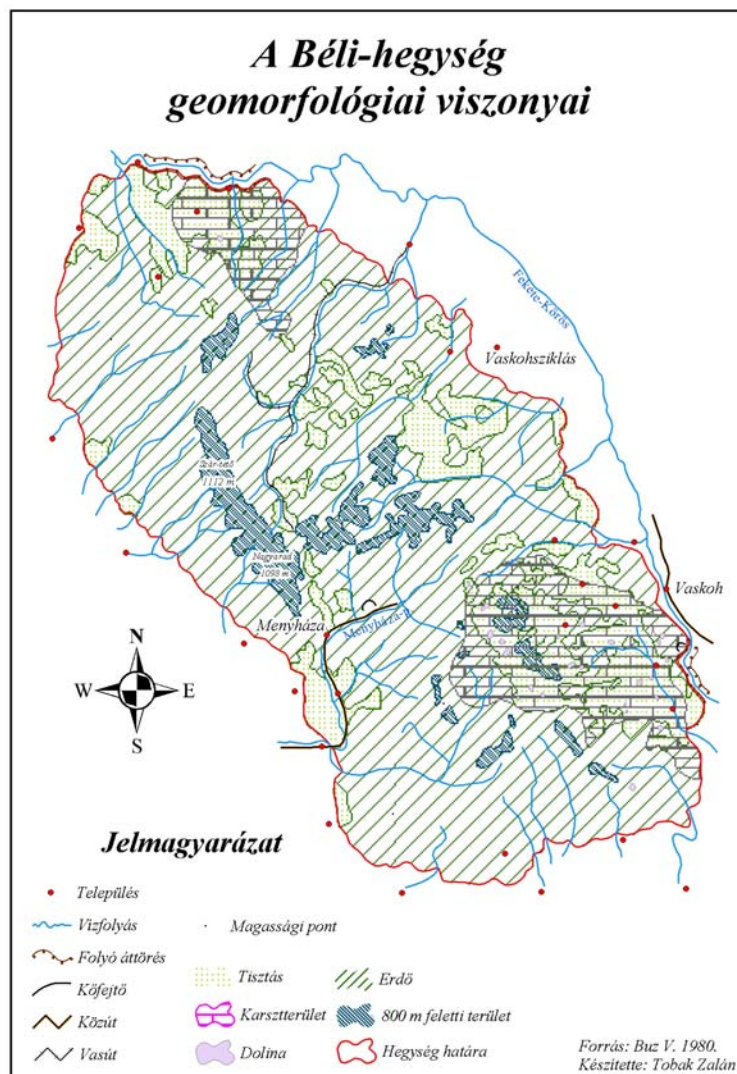
KARSZTOSODÁS ÉS A KARSZTOS FELSZÍNEK

A Béli-hegység formakincseinek változatosságát teljessé teszik a peremterületeken elhelyezkedő, sajátos szint képviselő, döntően triász időszerű mészkőből felépülő kisebb-nagyobb karsztfelszínek, melyek látványos felszíni formációk mellett viszonylag nagyszámú barlangot és karsztforrást eredményezett.

A hegység keleti részén elterülő, s ezt a vonulatot uraló Vaskohi takarót Wettersteini és Rosia-mészkő, továbbá Dachssteini zátonymészkő alkotja. A Várasfenesi és a Déva takarókra tömegesen telepedett a fehér színű Oberrhatkalk-mészkő.

A hegység területén négy nagyobb mészkőfennsík ismerhető fel (2. ábra). A karsztfelszínek közül a legjelentősebb az alsótriász dolomitokra telepedett sötét kalciteres Guttensteini, továbbá típusos Steinhalmi és vöröses színű ammonites mészkővekből felépülő, és 400-800 m magasságban fekvő *Vaskohi-plató*. Sawicki a vaskohi karsztot, a Biharihoz hasonlóan, két generációnak tartotta, elhatárolt egy idős, szenilis fázisban levőt, mely feltehetőleg pannon eredetű, s egy juvenilis korút, mely jelenleg is alakul. A karsztosodásra alkalmatlan szürke dolomit csak a Kismoma (Momuţa)-vonulat keleti lejtői mentén bukkan felszínre. Az északról a Menyháza-Birhegy, délről, pedig a Kalugyer (Călugăr)-Moma tektonikus vonalak mentén elhatárolható 65 km² területű fennsík kétségtelenül a hegység karsztfor-

mákban leggazdagabb területe. Nyugati határát a perm időszi kvarcit-homokkőből és Werfeni palákból felépülő Kismoma-hegység gerince képezi. A fennsík felszíne igen változatos: az enyhe lejtésű karrmezőket zombolyokkal „megszórt” platók és dolinák követik. Tipikus karrmező található Móctelep (Câmp Moți) mellett. A dolinák nagysága – a több négyzetkilométeres területűtől, mint amilyen a vaskohmezei (Câmp), uvalának is nevezhető medence, az alig 12 méteres (Neaga-mező) átmérőjükig – igen változatos. A platókat változatossá teszik a Mihutia (1904) által zsákvölgyeknek nevezett deráziós, lefolyástalan völgyek sokasága.



2. ábra A Béli-hegység geomorfológiai viszonyai
Figure 2 Geomorphological conditions of the Béli Mountains

A *Havasdombrói-plató* (Dumbrăvița de Codru) agyagpala betelepülésekkel tarkított különböző medencefáciésű triász időszi mészkőből épül fel. Kisebb karszterületet képez még a *Menyházai-* és a *Tárkányka-pataktól* délre található *Köröstárkányi-* (Brățcoia) plató.

A hegység legérdekesebb és legváltozatosabb formái a mészkövek megjelenéséhez köthetők. Megemlíthető a kisméretű poljéra emlékeztető Ponor-Vaskohaszódi medence (Depresiunea Ponor-Izbuc), melyből a Jókai-víznyelőn (Peștera Cămpeneasca) befolyó víz a Vaskoh nyugati részében levő, egykoron a Bél Mátyás nevét viselő (jelenlegi neve: Ökör-forrás – Izvoru Boiului) forrást táplálja. Pontosabban egymástól alig néhány méterre két forrás létezik: egy bővebb vízhozamú, valamint egy hidegebb, tisztább vizű, de kisebb hozamú. A Jókai-víznyelőbarlang a magyar szakirodalomban inkább a Kimpinyszka- vagy Szohodoli-üreg néven ismeretes. Gyakorlatilag egy katavotron, amelyben tavaszi hóolvadáskor bezúdul a víz, majd eltűnik. **Mihutia, S.** (1904) szerint ez az Osztrák-Magyar Monarchia legnevezetesebb katavotronja, és lenyűgöző szépsége miatt a Bihar barlangjai között az első helyet foglalja el. A nyáron teljesen kiszáradó barlang hossza 1314 m, rögtön bejárata után egy 36 méteres akna következik, melybe tavasszal óriási robajjal zúdul alá az olvadékvíz.

A Vaskohi karsztos fennsík egyik leglátványosabb jelensége a Kalugyeri (Călugări) dagadóforrás. Pontosabban intermittáló forrásról van szó, mely az utóbbi években a szárazabb éghajlat, valamint a gyakoribb vízkiemelések miatt csökkent mennyiségű víz „rendszerbeli” körforgása miatt egyre ritkábban „dagad”. 2004 nyarán két kitörése között 4-5 hét is eltelt. A szakirodalom szerint a forrás 15-25 perces „csend” után „hörögni kezd”, és 10-12 percig újra folyik a víz. A jelenséget **Pethő Gy.** (1896) írta le részletesen.

A látványos felszíni formációk mellett (deráziós völgyek, uvalák, töbrök) viszonylag nagyszámú barlang – köztük a hegység leghosszabb földalatti rendszere, a Menyházai medence nyugati felében lévő 2550 méter hosszú Malom-barlang –, zsomboly (legmélyebb a 33 m szintkülönbségű Nagyaradi-zsomboly) és karsztos forrás található.

CSONKOLT FELSZÍNEK

Az Erdélyi-szigethegység geomorfológiai szintjeit az ó- és újromán tektonikai mozgások következtében egy jelenleg is tartó 1000-1100 méteres kiemelkedés érte, ennek évi értéke 1-1,5 mm (**Greco, F.** 1992). A Szigethegység geomorfológiai szintjeinek korszerű feltárása még nem valósult meg, csak a klasszikus elegyengedett felszínekről van néhány általános jellegű adatunk. Elfogadott vélemény, hogy a szigethegységbeli három szint – a Farkas, Marisel és Fenes szint – közül a legmagasabban található Farkas felszín eocénkorú, ugyanis ez lefedi az alsókréta réteget, mindezekre pedig lutéciai üledékek telepedtek.

A második felszín a pannon, mely csak átmenetet képez a felső és alsó denudációs felszínek közt, hiszen nem különböző korú és magasságú peneplének alakultak ki, hanem egyetlen nagykiterjedésű és egységes tönkfelület. Létrejött a felsőkréta és az oligocén közé tehető. Az egységes peneplént a miocén időszaki (stájer, moldáviai és attikai) epigenetikus mozgások darabolták fel. Így a két felső felszín az egykori tönkfelszín különböző magasságba emelt részeit képezi. Az alsó ugyanakkor komplex eredetű, vagyis eróziós, akkumulációs és abráziós (bádeni-pliocén) piemontfelszín.

Az eddig elvégzett morfológiai és felszínalaktani vizsgálatok alapján arra lehet következtetni, hogy a Szigethegységben egyetlen tönkfelszín alakult ki, mely utólagosan feldarabolódott és különböző magasságra emelkedett. Ugyanakkor a felsőkréta előtti csonkolt felszínek léte nem bizonyítható. A süllyedő és emelkedő tektonikai mozgások következtében az erózióbázis gyakori változása ismételt fel-felújuló eróziót, míg a meleg és nedves trópusi klíma intenzív mállást váltott ki. Mindezek következménye az erős denudáció, a predániai felszín exhumálódása és teljes elpusztulása.

A Béli-hegység jelenlegi sasbérc jellegének kialakításában, a több ciklusban lejátszódott, főként harmadidőszakra jellemző szerkezeti mozgások a felelősek. Ezen larámi diasztofizmussal kezdődő tektonikai ciklusok nyomait egyrészt az üledékes összletekben található eróziós diszkordanciák, másrészt az elegyengetett felszínek előfordulásai jelzik. Legmagasabban a szigethegységbeli Farkas felszínrel korrelálható Szár-tető-Nagyarad felszín helyezkedik el (950-1100 m).

A Dealu Mare-Doida (650-900 m) középső felszínnek két szintje van: a 800-900 m magasságban levő szint a stájer és az attikai orogenezisek között keletkezett, míg az alacsonyabb, a 650-750 m-es az attikai és rhodáni orogenezisek között. Ezek a Marisel ciklus felszínével azonosíthatóak. Az utolsó felszín a Menyháza-Várasfenes 500-550 m magasságban helyezkedik el, posztrhodáni, tehát egykorú az erdélyi-szigethegységbeli Fenes-Déva felszínrel.

Az említett három felszín **Greco, F.** (1992) szerint a következően oszlik meg a hegység területén: összterületük 53,58 km², amiből a legmagasabb 0,45 km²-t, a középső 32,5 km²-t, míg az alsó 20,63 km²-t foglal el. A hegység függőleges tagoltsága átlagosan 100-400 m, a vízszintes völgyűrűsége pedig 0,6-7 km/km² (**Roşu, Al.** 1980). A domborzat völgyekkel való tagoltságának mértéke jól tükrözi a terület litográfiai sajátosságait. A kőzettani változatosság jelentős eltéréseket eredményez a geomorfológiai formakincsben is.

A Béli-hegység területének több mint a fele a 600 és 900 m magasság közé esik. Legmagasabb pontja az 1112 m-es Szár-tető. Az 1000 m-nél magasabb csúcsok – a Nagyoraj (Izoi, 1098 m), a Dealu, a Nagyoraj és a Déva (Dievii, 1044 m) – a három északnyugat-délkelet irányú főgerincen (Kodru, Moma, Déva) helyezkednek el. E fővonulatokból kelet és nyugat irányába több kisebb mellékvonulat ágazik el. A fontosabb vízfolyások mentén (Dezna, Tárkányka, Varátek, Fenes, Menyháza) kisebb-nagyobb eróziós medencék alakultak.

A Béli-hegység földtudományos szempontú feltárása másfélszáz éve megkezdődött. Annak ellenére, hogy sokan és sokat tettek geológiájának és földrajzá-
nak megismése tekintetében, egy teljes és részletekbe menő feltárás még várat ma-
gára. E tanulmány közzétételével a szerző célja a Béli-hegység és környezetének
földtudományos szempontú bemutatásán túl felkelteni a szakértők ennek az érdemte-
lenül elfelejtett táj iránti érdeklődését.

IRODALOM

- Balintoni, I.** 1997. Geotectonica terenurilor metamorfice din România. Cluj. p. 176.
- Balintoni, I.** 2001. Short outlook on the structure of Apuseni Mountains. In: **Bucur, I. I. – Filipescu, S. – Săsăran, E.** (eds.). Algae and Carbonate Platform in Western Part of Romania, Field Trip Guidebook, Cluj. pp. 9-17.
- Baltreș, A.** 2000. Rhaetian carbonate cycles in the Northern Apuseni Mountains (Vașcău Plateau). Rev. Roum. de Geol. 42. pp. 125-130.
- Bleahu, M. – Morariu, D. – Vanghelie, I.** 1982. Note on the Metamorphism of Permian Rocks of the Moma Nappe (Codru-Moma Mountains). D. S. Inst. Geol. Geofiz. 67/5 (1979-1980), pp. 37-44.
- Bleahu, M. et al.** 1994. Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. Acta Geol. Hung. 37/3-4. pp. 187-234.
- Bucur, I. I.** 2001. Upper Triassic deposits of Vașcău Plateau. In: **Bucur, I. I. – Filipescu, S. – Săsăran, E.** (eds.). Algae and Carbonate Platform in Western Part of Romania, Field Trip Guidebook, Cluj. pp. 19-29.
- Buz, V.** 1980. Munții Codru-Moma. Studiu fizico-geografic, Univ. Babeș-Bolyai, Cluj.
- Fernandez-Suarez, J. – Alonso, G. G. – Jeffries, T. E.** 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. Earth and Planetary Sci. Lett. 204. pp. 75-88.
- Gradstein, F. M. – Ogg, J. G. – Smith, A. G. – Bleeker, W. – Lourens, L. J.** 2004. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neoge. Episodes 27/2. pp. 83-100.
- Greuc, F.** 1992. Munții Apuseni. Realizări în cercetarea suprafețelor de eroziune. Studii și cerc. geogr. 29. pp. 91-98.
- Ianovici, V. et al.** 1976. Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R. S. R, București. p. 631.
- Kräutner, H. G.** 1997. Alpine and prealpine terranes in the Romanian Carpathians and Apuseni Mts. Ann. Géol. Pays Hellén 37. pp. 331-400.
- Kutassy E.** 1928a. Die Ausbildung der Trias in Moma-Gebirge. Centralblatt Min., Geol., Pal. B/5.
- Kutassy E.** 1928b. Die Trassschichten der Béler- und Bihargebirges, mit besonderer Rücksicht auf die stratigrafische Lage ihres Rhätikums. Verh. d. Geol. Bundesanst. 11. pp. 217-232.
- Kutassy E.** 1937. Triászkorú faunák a Bihar-hegységből. I. rész: Gastropodák. Geol. Hung., Ser. Paleontol. Budapest. pp. 13-80.
- Mihutia, S.** 1904. A vaskohi mészkőfennsík hydrographiai viszonyai. Földrajzi Közl. pp. 1-33.
- Pálffy M.** 1913. Geológiai jegyzetek a Béli hegységből. MKFI évi jel. 1912-ről, Budapest. pp. 94-103.
- Pálffy M. – Rozložník P.** 1939. Geologie des Bihar- und Béler-Gebirge. I. Teil Kristallin und Paläozoikum. Geol. Hung., Ser. Geol. 7. p. 157.
- Papp K.** 1906. Menyháza környéke geológiai viszonyai. MKFI évi. jel. 1904-ről. Budapest. pp. 55-87.
- Peters, K.** 1861. Geologische und Mineralogische Studien aus dem SÖ Ungarn, insbesondere der Umgegend von Rézbánya I. Theil. Sitzb. d. Math.-Naturw. 93/1. pp. 385-463.
- Pethő Gy.** 1866. A Fehér-Körös völgyének harmadkori képződményei a Hegyes-Drócsa és a Ples-Kodru között. MKFI évi jel. 1885-ről, Budapest. pp. 93-128.
- Pethő Gy.** 1890. Néhány adat a Kodru-hegység geológiájához. MKFI évi jel. 1889-ről. Budapest. pp. 25-45.

- Pethő Gy.** 1892. A Kodru-hegység főtömegének jellemzése. MKFI évi jel. 1891-ről. Budapest. pp. 42-51.
- Pethő Gy.** 1894. A Kodru-Moma és a Hegyes-Drócsa keleti találkozása Arad megyében. In MKFI évi jel. 1893-ról, Budapest. pp. 49-74.
- Pethő Gy.** 1896. A Kodru-hegység nyugati lejtője Bihar vármegyében. In MKFI évi jel. 1895-ről, Budapest. pp. 42-52.
- Roşu, Al.** 1980. Geografia fizică a României. Ed. Didactică și Pedagog. Bucureşti. p. 483.
- Roşu, A. et al.** 1997. The Evolution of the Neogene Volcanism in the Apuseni Mountains (Romania): Constrains from new K-Ar Data. Geol. Carpathica, Bratislava. 48/6. pp. 353-359.
- Rozlozsnik P.** 1913. A Béli-hegység triásznál idősebb rétegei. Földrajzi Közl. pp. 80-93.
- Rozlozsnik P.** 1939. A Bihar- és a Béli-hegységek földtani viszonyai. I. Alapegység és paleozoikum. Geol. Hung. Ser. Geol. 7. pp. 1-200.
- Sagatovici, A. – Anastasiu, N.** 1972. Piroclastitele de la Minişu de Sus, Bazinul Zarand. A. Univ. Buc., Şt. Nat., Geol.-Geogr. 21. pp. 31-41.
- Sălăjan, I.** 1970. Studiul geologic și petrografic al părții centrale din Munții Codru-Moma, cu privire specială asupra mineralizației urano-molibdenifere. In Univ. din Cluj, Rez. tezei de doctorat, Cluj. p. 46.
- Săndulescu, M.** 1984. Geotectonica României. Ed. Tehnică, Bucureşti. p. 336.
- Savu, H. – Neacșu, Gh.** 1962. Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului (Munții Apuseni). In D. S. Inst. Geol. 47 (1959-1960). pp. 345-360.
- Stan, N.** 1983. Permian volcanism in the Codru-Moma Mountains. Rev. Roum. géol., géophys., géogr., Géol. 27. pp. 23-28.
- Stan, N.** 1984. Contributions to the Mineralogical and Petrochemical Study of the Ignimbritic Rocks from the Codru-moma Mountains (Apuseni Mountains). D. S. Inst. Geol., Geofiz. 68/1. pp. 221-232.
- Stan, N. – Udrescu, C.** 1980. L'étude pétrochimique des roches spilitiques de Codru Moma (Monts Apuseni – Roumanie). Leur genese. Rev. Roum. géol., géophys., géogr. 24. pp. 83-98.
- Szabó J.** 1874. Adatok Magyar- és Erdélyország határhegysége trachytképleteinek ismeretéhez. Földtani Közl. 6/8. pp. 178-196.
- Szontagh T. – Pálffy M. – Rozlozsnik P.** 1912. A Kodru-móma mezozoós területe. MKFI évi jelent. 1909-ről, Budapest. pp. 127-132.