

# A Hesdát-szurdok (a Torda-hasadék és az Aranyos között) földtani felépítésének és morfológiájának összefüggései

Korodi Enikő

Sapientia–E.M.T.E., Kolozsvár

## Abstract

*The geological conformation of the Hesdát gorge is represented by the Torockó Nappe (ophiolites, Jurassic limestones) and by the Badenian post-tectonic sediments. The Mesozoic ophiolites consists of the island arc volcanic rocks: andesite–latiandesite-complex, rhyolitic agglomerates and tuffs, rhyolites and alkaline rhyolites, alkaline trachytes and dacite dyke. The upper part of the right side slope of the gorge is covered by Mesozoic (Late Oxfordian–Lower Berriasian) carbonate sediments (Szind Formation), while on the left side we can find Middle Badenian (Mészkö Formation) and Late Badenian (Csegezi Formation) deposits above the ophiolites. The various morphology of the area is the mirror of the lithological conformation. We can notice major morphological differences between the right and left side slopes, and between the upper and lower course of the gorge, due to the lithological differences of the ophiolite-complexes and of the covering formations, on the one hand and to the unequal soil-formation and vegetation, on the other hand. On the slopes covered by vigorously altered ophiolites dominate the sheet and periodical linear erosion as well as sloughing, while on the area of the volcanic rocks slightly influenced by chemical weathering prevails the cliffs, the erosional potholings and the cataracts came into being on the escarpment surface.*

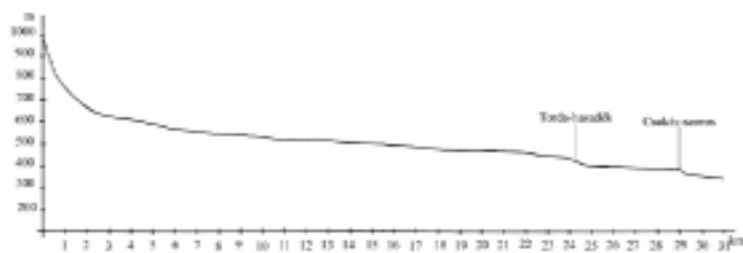
## Kivonat

A Hesdát-szurdok földtani felépítésében a Torockói-takaró képződményei (ofiolitok, jurakori mészkövek), valamint badenkori poszttektonikus üledékek vesznek részt. A mezozoikumi ofiolitokat szigetív-típusú vulkáni kőzetek képviselik: andezit–latiandezit-összet, riolitagglomerátumok és tufák, riolitok és alkáliriolitok, alkálitrachitok, dacit-telér. A szurdok jobboldali lejtőjének felső részén az ofiolitokra mezozoikumi (késő-oxfordi–kora-berriasi) karbonátos üledékek (Szindi Formáció) települnek, míg a baloldalon középső-badeni (Mészkö Formáció) és késő-badeni (Csegezi Formáció) képződményeket találunk az ofiolitok fölött. A terület változatos morfológiája a litológiai felépítés tükré. Jelentős morfológiai különbségek figyelhetők meg a jobboldali, illetve baloldali lejtők közt, valamint a szurdok alsó és felső része közt, egyrészt az ofiolit-összletek litológiai differenciáltságából (eredeti szerkezet, valamint hidrotermás és epigén mállás következtében), a fedő képződmények különbözőségéből, másrészt az egyenlőtlen talajképződés és növénytakaróból kifolyólag. Az erőteljesebben mállott ofiolit-képződményekkel borított lejtőkön felületi, időszakos vonalas erózió, valamint talajcsuszamlásos jelenségek (ezeket a tektonika és az antropikus tényezők is befolyásolják), a tömör, kémiai mállásnak alig alávetett vulkanitok területén pedig a meredek sziklafalak, a lépcsős felszíneken keletkezett zuhogók és eróziós üstök dominálnak.

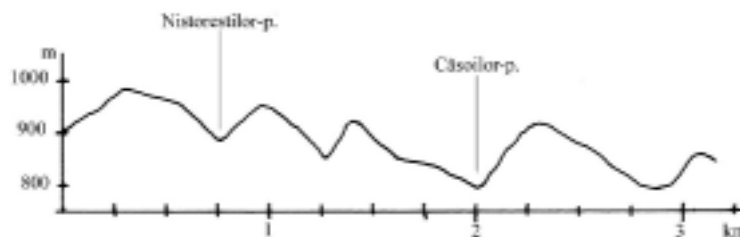
**Kulcsszavak:** ofiolitok, szelektív erózió, Erdély, Transilvanidák

## Bevezetés

A Hesdát vízgyűjtő medencéje (lásd a mellékelt térképet) rendkívül változatos földtani felépítésű, ennek következtében morfológiai jellemzői is sajátosak, sőt a litológiának köszönhetően a völgy szakaszjellegeiben „rendellenességek” is megfigyelhetők (1. ábra). Felső szakaszán (2. ábra) a Hesdát-patak metamorf kőzetekbe vágta völgyét és ott a felső szakaszjelleg jut érvényre. A harmadkori laza üledékek területén (3. ábra) a völgy közép-, illetve alsó szakaszjellegű, míg a tulajdonképpeni alsó szakaszán (4. ábra) újra hegyvidéki, felső szakaszra jellemző sajátosságokat mutat, a terület geológiai felépítéséből adódóan (a tömör jurakori mészkövek és a mezozoikumi ofiolitok jelenléte).



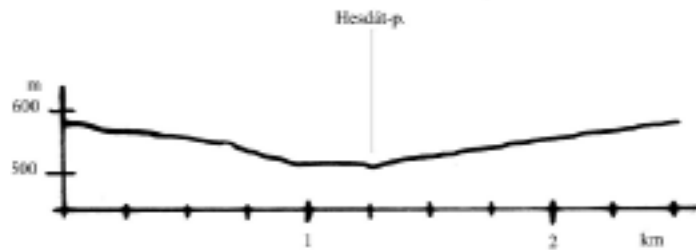
1. ábra  
A Hesdát-völgyének hosszanti keresztmetszete



2. ábra  
Keresztmetszeti szelvény a Hesdát felső szakaszán

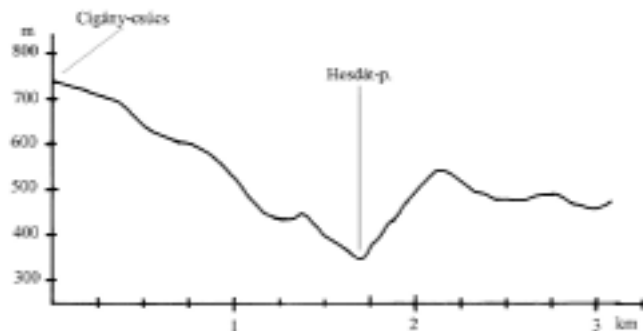
A Hesdát-szurdok a Torockói-hegység északi részén helyezkedik el, azt a völgyszakaszt foglalva magába, amelyet a Hesdát-patak a Torda-hasadék on alól található kis medencétől az Aranyosba való torkollásáig (Sinfalvától északra) egy kb. 6,5 km hosszú távolságon ofiolitokba vágott.

Tanulmányunk a Hesdát-patak alsó szakaszának az általánostól eltérő morfológiáját mutatja be a földtani felépítés beható figyelembevételével.



3. ábra

*Keresztmetszeti szelvény a Hesdát középső szakaszán*



4. ábra

*Keresztmetszeti szelvény a Hesdát alsó szakaszán  
(a Hesdát-szurdok területén)*

## 1. Kutatástörténeti áttekintés

A Hesdát-szurdok területén végzett kutatások inkább geológiai jellegűek, a geomorfológiai elemzések csak halványan érintették azt – elsősorban azok a munkák, amelyek a Torockói-hegység tanulmányozásával foglalkoztak, a karsztjelenségeket helyezve előtérbe.

Az első feljegyzések – a terület földtani felépítését illetően – HAUER, Fr. és STACHE, G. [1863], valamint KOCH A. [1888] nevéhez fűződnek. SZENTPÉTERY Zs. 1904–1928 között az Erdélyi-Érc-hegység mezozoikumi magmás kőzeteinek tanulmányozásával foglalkozott, már ő felfigyelt arra, hogy az itteni ofiolitok a várhatónál és a vélnél savanyúbbak [1904; 1916; 1923].

A két világháború között Mircea D. ILIE [1935a; 1935b; 1937] és Octavian NIȚULESCU [1937a; 1937b] foglalkozott a hegység földtanával.

A térség morfológiai kutatását R. FICHEUX [1937] és NYÁRÁDY ERÁSMUS Gyula [1937] (segítőtársa BARTHA Sándor) indította el, majd később TULOGDY János [1943] is foglalkozott a területtel. A 20. század 60'-as éveiben Alexandru SAVU [1967] fejtette ki – ma már csak tudománytörténeti értékű – véleményét az általunk kutatott terület alaktanáról.

A földtani kutatások a Torockói-hegység területén a múlt század 70'-es éveiben élénkültek meg: Dinu GEORGESCU és munkatársai [1970] az Aranyos-völgy miocén képződményeit térképezték, A. STILLA [1972] a Torda-hasadék mészköveinek paleontológiáját kezdte tanulmányozni, majd Emanoil GANDRABURA [1973] a mezozoikumi ofiolitok petrokémiai értékelését készítette el, Marcel LUPU [1975; 1976a] pedig a hegység földszerkezetét elemezte, majd a Torockói-hegység mezozoikumi üledékeinek párhuzamosítását végezte el [1976b].

Ezek az adatok mind belekerültek Virgil IANOVICI és munkatársai [1976] összegző monográfiájába, mely a közelmúltig referenciaként szolgált.

A következő két évtizedben a Torockói-hegységre vonatkozó ismeretek gazdagítását a már korábban elismerést nyerő kutatók nevéhez köthetjük: Emanoil GANDRABURA [1981] kőzettani–geokémiai adatokat közölt, akárcsak Ionel NICOLAE [NICOLAE, I., BRATOSIN, Irina, 1980]. Ez utóbbi szerző azonban szerkezetföldtani adatokat is publikált [1983], akárcsak Marcel LUPU [1983]. Lucreția GHERGARI és társai [1983] az általunk tanulmányozott terület szomszédságában található ofiolitok hidrotermás mállását vizsgálta.

A térség morfológiai értelmezése nem tartott lépést a földtani kutatások eredményeivel (Maxim POP, BARTHA Sándor [1973], Ion POPESCU-ARGEŞEL [1977]).

A 20. század utolsó évtizede nemcsak politikai változást jelentett, de a tudományos megközelítésben is szemléletváltást hozott. Ez a mi vonatkozásunkban a legjobban Haralambie SAVU és munkatársainak petrológiai–petrokémiai eredményei révén érzékelhető [ SAVU, H., 1990; 1996; SAVU, H., STOIAN, Maria, 1991; 1992; SAVU, H., UDRESCU, Constanța, NEACȘU, Vasilica, 1992]. De forradalmi változást hoztak az üledékes kőzetek litosztratigráfiai értelmezései is: Ovidiu DRAGASTAN [1997] és Emil SĂSĂRAN és munkatársai [2000] – a mezozoikumi, illetve Sorin FILIPESCU [1996] – a neogén üledékekre vonatkozólag. A hegység szerkezeti értelmezésében jelentősek Ioan BALINTONI [1997a; 1997b], valamint Hans Georg KRÄUTNER [1997] munkái.

Az időszak területünket érintő geomorfológiai kutatása továbbra is mostoha gyermek maradt. Egyetlen idevágó tanulmány Pompei COCEAN [1998] regionális kitekintésű munkája.

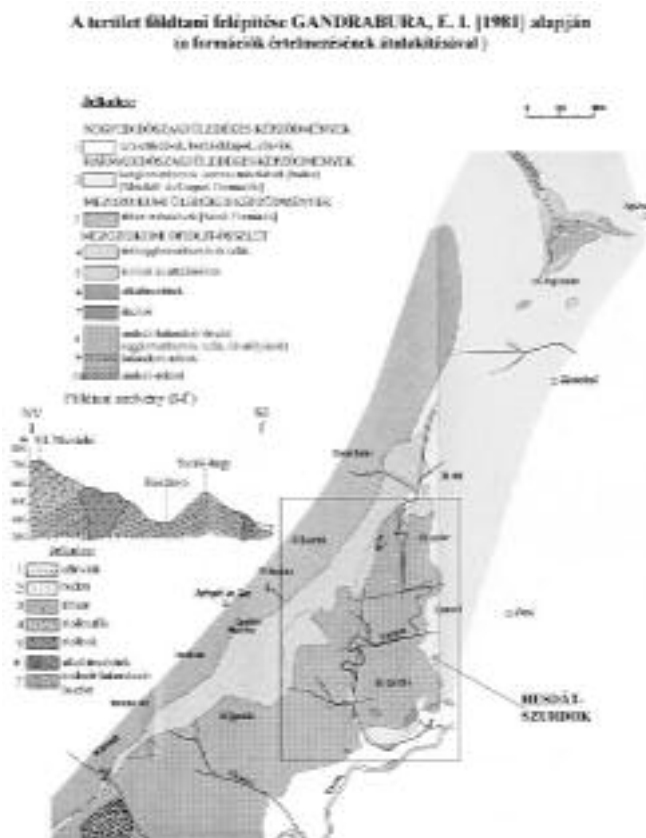
## 2. A Hesdát-szurdok földtani felépítése

A Hesdát-szurdok a Transilvanidák [BALINTONI, I., 1997a; 1997b] (KRÄUTNER, H. G. [1997] szerint Vardar-Transilvan) összetett térrén, pontosabban az Austrotransilvanidáknak [BALINTONI, I., 1997] nevezett nagytettktonikai egységéhez tartozó Torockói-takaró [SĂNDULESCU, M., 1984] (BALINTONI, I. [1997a; 1997b] szerint Bedellő-takaró), valamint a posztkollíziós badenkori transzgresszió képződményeit harántolja.

A Transilvanidákat négy különböző litosztratigráfiai és litogenetikai egységre osztották fel: 1) óceán-típusú ofiolitok, 2) szigetív-típusú vulkáni formációk, 3) mezozoikumi üledékes képződmények és 4) flis-, valamint vadflis-üledékek [KRÄUTNER, H. G., 1997] – azzal a megjegyzéssel, hogy az általunk kutatott területen az utóbbi hiányzik.

A Torockói-takaró felépítésében mészkálai keratofirek és ofiolitok (időben: callovi–kora-tithon), valamint Stramberg-mészkövek (időben: tithon–neocom) masszív rétegei vesznek részt [SĂNDULESCU, M., 1984, BALINTONI, I., 1997a] (SAVU, H. et al. [1992] szerint a Torockói-takaróban megjelennek az óceán-típusú bazaltok (liász kori ofiolitok) is, nemcsak a savanyúbb, szigetív-típusú képződmények). A Torockói-takaró két, egymással párhuzamos öv mentén követhető a felszínen: a Torockói-hegység fő gerince mentén, illetve az Enyed-völgyétől ÉK-re, az Aranyos-völgyén túl, a Torda-hasadékig [SĂNDULESCU, M., 1984].

A Hesdát-szurdok területének közeteit tehát mezozoikumi ofiolit-összlet, mezozoikumi-, illetve harmadidőszaki üledékes képződmények alkotják, amelyeket a következőkben részletesebben is ismertetni fogunk (lásd: a mellékelt geológiai térképet).



## 2.1. A mezozoikumi ofiolit-összlet

A Transilvanidák vulkáni kőzeteit (felszínen a Maros-árok óceáni képződményei) tágabb értelemben ofiolitokként említik, bár ezek összetétele nem teljesen azonos a tholeites bazaltokéval [SÄNDULESCU, M., 1984]. A Maros-árok ofiolit-magmatizmusa során három szakasz különíthető el, melyek termékei három sorozatba csoportosíthatók: tholeites, mészkáli és szpilités képződmények [SÄNDULESCU, M., 1984].

Azt már SZENTPÉTERY Zsigmond [1916; 1923] is hangsúlyozta, hogy a Maros-árok Torockói egységének mezozoikumi szubvulkáni és vulkáni képződményei – a korábbi véleményekkel ellentétben – csak alárendelten bázikusak, javarészt pedig semleges, sőt savanyú kőzetek képviselik. Ezt a megállapítást később mások is [GANDRABURA, E. I., 1973; 1981; NICOLAE, I., 1972; 1985] alátámasztották és a mészkáli jelleg megjelenését az óceáni vulkanitok között azzal magyarázták, hogy az óceánfenék szétterülése folyamán, az óceáni kéreglemezen létrejöhetnek olyan térségek, ahol (SÄNDULESCU, M. [1984] szerint Mariana-típusú) szubdukciós jelenségek játszódhattak le, így az óceáni medence területén konzumációs mészkáli szigetív-típusú képződmények keletkeztek, amelyek ráakódtak az óceáni bazaltokra [NICOLAE, I., 1983; SÄNDULESCU, M., 1984; SAVU, H., 1990; KRÄUTNER, H. G., 1997]. A mezozoikumi mészkáli-ofiolitok között – sokkal kisebb elterjedésben ugyan – találunk bázikusabb, tholeites kőzeteket is [SAVU, H., 1990; SAVU, H., STOIAN, M., 1991; SAVU, H., UDRESCU, Constanța, NEACȘU, Vasilica, 1992]. A szigetív-vulkanizmus mészkáli termékeinek sorozata így jelentős differenciációt mutat a bázikus kőzetektől a savanyúakig: bazaltok, bazalt-andezitek, andezitek, dacitok, riolitok. A szigetív-vulkanitok tehát azt bizonyítják, hogy a Maros-árkot a középső-jurában (SAVU, H., [1990] szerint a kimmeridgei korszak végén) egy intraóceáni szubdukciós zóna választotta ketté. A szubdukció keleti irányban történt és a nyugati óceáni kéreg-rész majdnem teljesen felemésződött [SÄNDULESCU, M., 1984; KRÄUTNER, H. G., 1997].

A Maros-árok mezozoikumi ofiolitos képződményeit leginkább az Erdélyi-Érchegység nyugati és középső részein tanulmányozták, ott ahol ezek a kőzetek maximális elterjedése figyelhető meg. A Maros-árok északkeleti nyúlványának, vagyis a Torockói-hegység, következképpen a Hesdát-szurdok területén is, az ofiolit-magmatizmust kevésbé érintették a kutatások. Az első feljegyzések közül megemlíthetjük KOCH A. (1888) munkáját, aki a Tordától nyugatra eső térséget kutatva az itt található vulkáni kőzeteket „augitporphyrit és melafir, ezeknek, valamint a quarcz és felsitporphyroknak tufái és brecciai” néven jelölte meg [fide: SZENTPÉTERY Zs., 1904].

SZENTPÉTERY Zs. doktori értekezésében [1904], melyben a „Túr – Torockói eruptívus vonulat kőzet-tani viszonyai”-t ismertette (tehát kutatásai érintették a Hesdát-szurdok területét is), a következő kőzettípusokat írta le: „kvarcporfirok, porfiritek, valamint porfirtufák és porfirittufák”. Az erupciók idejére vonatkozóan azt állította – KOCH A. (1888) munkáját is figyelembe véve – hogy azok jura előttiék – a hibás állítást csak NICOLAE, I. [1973] igazította ki: az egész Vardar-Transilvan óceáni öv csak a középső-jura idején kezdett kialakulni.

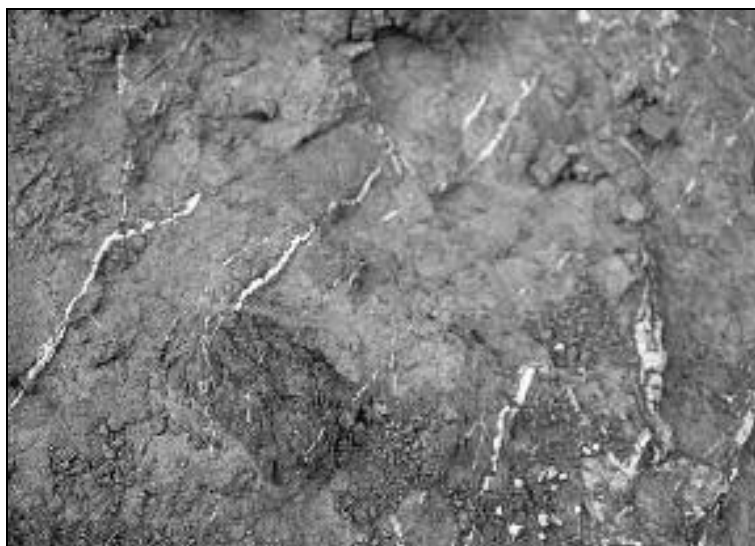
NICOLAE, I. [1973] szerint a Torda-hasadék környékének mezozoikumi vulkáni képződményeit szpilitizált andezitek, piroxénandezitek, andezit-piroklasztitok, vitrofirek és tufabreccsák alkotják, majd egy későbbi munkájában [1985] úgy fogalmazott, hogy a Torockói-takaró ofiolitjait keratofir-folyások és vulkanoklasztitok alkotják, melyeket szpilitizált bázikus kőzettestek harántolnak.

GANDRABURA, E. I. [1973; 1981] a Szind–Nyirmező közötti térség mezozoikumi ofiolitjainak ásvány-tani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végezte és megállapította, hogy itt kizárólag vulkanitok jelennek meg, amelyeket agglomerátumok, tufák és lávafolyások képviselnek.

A Hesdát-szurdokban az ofiolitok elterjedése sokkal jelentősebb, mint a mezozoikumi, vagy a harmad-időszaki üledékes képződményeké. A vulkáni kőzetek a jura mészkővonulattól keletre találhatóak, csapásirányuk DNy–ÉK-i és ÉNy felé dől. A Hesdát-szurdokban GANDRABURA, E. I. [1973; 1981] szerint a következő kőzetfélések különíthetők el:

*Az andezit–latiandezit-összlet:*

Az ofiolitok között az andezit–latiandezit-összlet a legkiterjedtebb a Hesdát-szurdok területén és olyan képződményeket foglal magába, amelyek egy vegyes vulkanizmus (robbanásos és kiömléses fázisok váltakozása) során keletkeztek, innen a piroklasztitok és a lávafolyások váltakozása. Az andezit–latiandezit-összlet területén a magmás folyamatokat utólag hidrotermás metasomatózis is kísérte [Gandrabura, E. I., 1981], ami a kőzetek autometamorf átalakulásával és a repedések mentén keletkezett hidrotermás telérek jelenlétével bizonyított. A Hesdát-szurdokban kalcedon-erek (*I. kép*) láthatók, amelyek iránya megegyezik a fő- és segéd törésvonalak és diaklázisok irányával. A kalcedon-teléreket mi leginkább a Hesdát egy jobboldali időszakos mellékága, a Farkas-patak völgyében figyeltük meg.



1. kép

*Kalcedon-erek mállott ofiolitban a Hesdát-szurdok felső szakaszán*

*Dacit* csak egyetlen telér formájában jelenik meg, és pedig a Cigány-csúcs (Vf. Țiganului) DK-i lejtőjének aljában, ahol átmetszi az andezit–latiandezit-összlet kőzeteit.

Az *alkálitrahitok* ugyancsak korlátozott elterjedésben figyelhetők meg a Sardó-hegy (Dealul Sardău) térségében, ahol az andezit–latiandezit-összlet és a badenkori képződmények határán helyezkednek el.

A *riolitok és alkáliriolitok* dyke-ok formájában jelennek meg egyrészt a Hesdát-patak Torda-hasadékból való kijövetelénél, a Fehér-dombtól D-re, másrészt a Kolostor-tető (Dealul Bisericii) és a Vf. Muntelui K-i lejtőin.

A *riolitagglomerátumok és tufák* a jurakori mészkövek keleti szomszédságában jelennek meg. A Vf. Muntelui délkeleti oldalán található riolitagglomerátumok legérdekesebb jellemzője, hogy a bennük található tömbök dacitos anyaga elüt a fennebb említett dacitétól. A riolittufákat magasabb fekvésük és jellegzetes zöldes színük különbözteti meg az andezittufáktól. A cineritek nagy része – mivel tengeri környezetben rakódott le – üveges szövetű, ugyanakkor lényeges sajátossága a rétegzettség.

## 2.2. Mezozoikumi karbonátos üledékes képződmények

A Hesdát-szurdok jobboldali lejtőjének felső részén található, az ofiolitokra települő mezozoikumi karbonátos képződmények. A Peterd–Szind mészkővonulathoz tartoznak, amely ÉK-i irányban a Torockói-egység felszíni záródását képezik. A vonulat karbonátos üledékei, amelyek helyenként elérik a 600 m vastagságot is, két formációba tagolódnak: a Szindi Formáció (DRAGASTAN, O., CIUBOTARU, T., BRUSTUR, T., 1987) (késő-oxfordi–kora-berriasi) és a Magyarpeterdi Formáció (DRAGASTAN, O., CIUBOTARU, T., BRUSTUR, T., 1987) (késő-berriasi–valangini) [DRAGASTAN, O., 1997; SĂSĂRAN, E. et al., 2000]. A Hesdát-szurdok területén csak a Szindi Formáció mészkövei vannak jelen, a Magyarpeterdi Formáció csak a Torda-hasadéktól É-ra azonosítható.

A Peterd–Szind-vonulat egy tipikus karbonátplatform, mely a Tethys-óceán Erdélyi elágazásának területén működő vulkáni-szigetív talapzatára telepedett. A mészkövekben fellelhető üledékes struktúrák fejlődését jelentősen befolyásolták ennek az akkomodációs térnek a változásai [SĂSĂRAN, E. et al., 2000]. Így a Szindi Formáció átmenetet képez a lejtőtől, a selfperemen át, a lagúnáris környezetig [DRAGASTAN, O., 1997]. A mészkövek felépítésében korallak, szivacsok, mohaállatok, tüskésbőrűek, foraminiferák, soksertéjű férgek, puhatestűek, de mindenek előtt vörösalgák és kékbaktériumok játszottak meghatározó szerepet [SĂSĂRAN, E. et al., 2000]. Érdekes megemlíteni a *Teleosaurus suprajurensis* SCHLOSSER maradványainak jelenlétét, mivel az jól jellemzi az egykori zátony-sziget környezetet [DRAGASTAN, O., 1997].

## 2.3. Harmadidőszaki üledékes képződmények

A Hesdát-szurdok baloldali lejtőinek felső részeit a posztkollíziós badeni transzgresszió képződményei fedik. Területünkön nem találjuk meg a baden teljes üledésorát, itt csupán a középső-badeni Mészkői Formáció (FILIPESCU, S., 1996), valamint a késő-badeni Csegezi Formáció (FILIPESCU, S., 1996) van jelen [FILIPESCU, S., 1996].

### *A Mészki Formáció*

A kora-baden tektonikai mozgások (a Kárpát-térség végleges bezáródása) az egész Középső-Paratethysben látványos tengeri transzgressziót indítottak el. A transzgresszió bazális képződményeit gyakorta diakrón alapkonglomerátumok képviselik, akár csak az általunk tanulmányozott területen. Az Erdélyi-medence egyes területeinek fejlődése differenciált volt, a peremek helyenként árapálysíksgként működtek, ez a környezet pedig kedvezett egy szulfátos evaporit-képződésnek [GHERGARI, Lucreția et al., 1991]. Az Erdélyi-medence nyugati szegélyén képződött gipszek Koppánd–Szind–Mészki térségében őrződtek meg. A gipsz-képződmény legjellemzőbb feltárása a mészki kőfejtőnél található, így lett ennek a lagúnás fáciesnek a típus-szelvénye [FILIPESCU, S., 1996].

A Mészki Formáció időben a Désaknai Formációnak (MÉSZÁROS, N., 1991) megfelelő heteropikus litosztratigráfiai egység. Ez utóbbi az Erdélyi-medence nyugati szegélyétől keletre jelenik meg, a sódiapir övvel kezdődően [FILIPESCU, S., 1996].

Mészki környékén a gipszek a baden alapkonglomerátumok és mészkövek fölött helyezkednek el, kb. 15–25 m-es vastagságban és három szintre tagolhatók, amelyeket márga, valamint gipszes márga beékelődések választanak el egymástól. Ásványtani szempontból ezeket a vegyi üledékes képződményeket gipsz, anhidrit, cölesztin, stroncianit, aragonit, kalcit és glauberit alkotja [FILIPESCU, S., 1996].

A *Csegezi Formáció* az Oláhnyíresi Formáció (POPESCU, Gh., 1972) „radiolariás paláinak” és „pteropodás márgáinak” megfelelő szinkron, de heteropikus üledéksor. Itt a Mészki Formáció fölött helyezkedik el és zöldes márgák, kőzetlisztes agyagok, mészkövek, alárendelten tufitok alkotják [GHERGARI, Lucreția et al., 1991; FILIPESCU, S., 1996].

A késő-badenben a medence egyre süllyedt [GHERGARI, Lucreția et al., 1991], vize mélyült, ezt a süllyedést tükrözik a Csegezi Formáció képződményei is.

A „radiolariás pala” szintnek megfelelő finom lemezes üledékek radiolariákban, foraminiferákban és nannoplanktonban gazdagok és a mészki bányánál eléri a 6,5 m vastagságot. A fölöttük található „pteropodás márga” rétegek megfelelői 5–7 m vastagok és felépítésükben agyagok, lemezes márgák és két vulkáni tufa-szint vesz részt. A bennük lévő ősmaradvány-társulások (foraminiférák, nannoplankton és kagylók) endémikus, a Paratethys késő-badeni tengeri környezetére jellemzőek [FILIPESCU, S., 1996].

## **2.4. Negyedkori üledékek**

A negyedkor képződményeit lejtőtörmelékek és folyami üledékek: teraszok, hordalékkúpok és allúviók képviselik.

## **3. A Hesdát-szurdok morfológiája**

A Hesdát-szurdok morfológiája (lásd a mellékelt geomorfológiai térképet és a Hesdát-szurdok domborzatmodelljét) sajátos jellemzőkkel rendelkezik, attól függően, hogy a területén megjelenő különböző kőzetek (mezozoikumi ofiolitok, mészkövek, valamint harmadidőszaki üledékes képződmények) hogyan viselkednek a felszínformáló tényezőkkel szemben.

Az ofiolitok és a jurakori mészkövek közötti határt a morfológia megváltozása és a két kőzettípus színének különbsége is jelzi. Azok a vízfolyások, amelyek a mészkőt, majd az ofiolitokat metszik (mint a Hesdát-pataka), az utóbbi kőzettípusban is megtartják völgyük keskeny, szurdokszerű jellemzőjét és völgytalpak erőteljes esését. A völgyoldalak morfológiája azonban gyökeresen elüt a két kőzettípus mállással szembeni különböző viselkedésének köszönhetően. Az ofiolitokat és mészköveket kevésbé ellenálló, puhább, harmadkori üledékek borították – foltokban még ma is fedik –, ami a Torda-hasadékkal egyetemben a Hesdát-szurdok epigenetikus jellegére vall. Ugyanakkor az ofiolitok lokális erózióbázis szerepét játszották, ami befolyásolta a felsőbb szakaszok eróziós folyamatait is [ARGEŞEL, I. P., 1977].

Meggondolkoztató, hogy a Hesdát vize a Torda-hasadékot elhagyva egy sokkal rövidebb, könnyebb és „csendesebb” útvonalat is választhatott volna magának az Aranyos felé, ha Mészki irányába folyt volna. Ennek ellenére megváltoztatta addigi ÉNy–DK-i irányát és egy sokkal „bonyolultabb” völgy-pályát hozott létre az ofiolitokban, kb. 4 km-rel fennebb, Sinfalvától É-ra torkolódva az Aranyosba [ARGEŞEL, I. P., 1977]. Ez az útvonal az ofiolitokban létező vetőrendszer eredménye, amely megkönnyítette a víz behatolását a kőzetrepedésekbe és ezáltal a völgybevégyódást is.

## A HESDÁT-SZURDOK geomorfológiai térképe

0 1 km

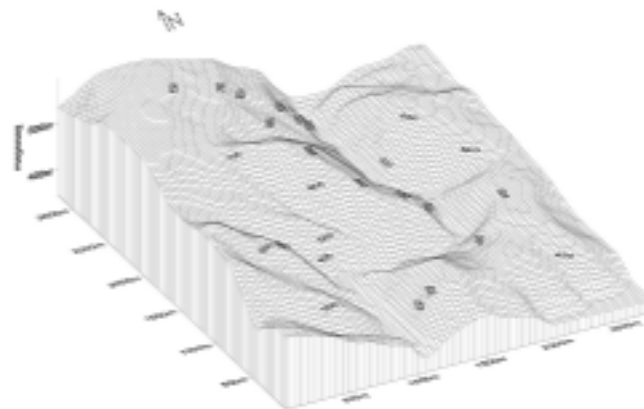


- szelvény aló kőzet, sziklafal (erózió)
- szintvonal
- vízelvezető

### Jelmagyarázat:

ofáti málladékok	moroképzés	eróziós árkok (2-10 m)
jurai málladékok	talajcsatlós	eróziós árkok (>10 m)
badenoni mészes konglomerátum	gáz	felületi erózió
dachstein, kőbölcsök (jurai málladékok)	gravitációs áramlási kép	állatiptéri lépcsők
karanföldök (savós)	árok	külszíni fejés
posztglaciális lejtő	kis méretű hordalékkőpa	ártéri erózió
építő lejtő	időszakos vízmosás hordalékkőpa	ártéri erózió
stabil lejtő	víznyelők	ártéri erózió
kőfejtés-rezér	hajdani mezejek	időszakos vízfolyás
szerkezeti felület (erózió)	eróziós barázdák (kb. 0,5 m)	szőlősg

### A HESDÁT-SZURDOK DOMBORZATMODELLJE





A Hesdátnek, mely egykor a harmadkori üledékekbe vágta völgyét, ahogy fokozatosan mélyült, alkalmazkodnia kellett az ellenállóbb ofiolitokhoz. Azok – fennebb bemutatott – változatos kőzettani felépítése következtében a kőzet ellenállóbb részeit a víz folyása kikerülte, a puhábbakat pedig elhordta. Ez ARGESSEL, I. P. [1977] szerint a kanyarulatok kialakulásának magyarázata. Szerintünk azt az előbbi feltételeken kívül a tektonika, az itt jellemző törésvonal-rendszer is elősegítette, befolyásolta. Megfigyelhető, hogy a Hesdát általános folyásiránya É–D-i, amely megegyezik a szálban álló kőzetekben jól követhető fő vetők irányával. A nagyobb kanyarulatok (2. kép) pedig nagyjából K–Ny irányba rendeződtek, amely ugyanaz, mint a segéd törés- és diaklázvonalak iránya. Az is megfigyelhető, hogy a jobboldali időszakos mellékpatakok völgyei is a segédvetők és lito- vagy diaklázisok irányát követik (időszakos mellékpatakok csak a jobboldaltól torkollnak a Hesdátba).



2. kép  
*Segédvető irányába rendeződő kanyarulat*

A szurdok morfológiáját változatos mikrorelief jellemzi. A legtipikusabb ofiolit-mikrorelief a Tordahasadék kijáratánál fekvő kis medencében (3. kép) található, ahol a jurakori mészkövek, az ofiolitok és a baden üledékek kontakt zónájában piramisok, oszlopok és tornyok is megfigyelhetők. Mindenütt találunk deluvió-kolluviális és eluviális törmelék-felhalmozódásokat is.



3. kép  
*Szelektív erózióval keletkezett kis medence a Tordahasadék kijáratánál*

A szelektív erózió meghatározó a mikroformák létrejöttében. Ennek alapját a kőzet belső szerkezete (a területen a különböző keménységű lávafolyások és piroklasztitok rétegesen váltakoznak), valamint a lávaárak eltérő morfológiája (pillow-lávák – párnalávák – és lávatarakók) képezi, amit a kőzetek említett autometamorfozálódása kiváltotta keménység-differenciálódás is tetézi.

A felszíni formavilág kevésbé meredek, mint a Torda-hasadéokban, mert az ofiolitok kémiai mállása sokkal kifejezettebb, mint a mészkőé. Ennek ellenére a meredek sziklafalak végigkísérik a szurdokot, de igazán lenyűgöző, kimondottan szoros jellege csak egy kis szakaszon van, kb. az Áron-patakának (időszakos) torkolatától kezdődően a „Csukás-tóig” (4. kép). Ezt nevezik Csukás-szorosnak, mivel itt tömör, kémiai mállásnak alig alávetett vulkanitok találhatók (ezen a szakaszon nem látni nyomát hidrotermás autometaszomatózisnak, vagy azt kísérő kalcedon-teléreknak sem). Tulajdonképpen ez az a rész, amit a GANDRABURA, E. I. [1981] által közölt szelvény (lásd a geológiai térképen) szubvulkáni intrúziójával azonosíthatunk, talán épp ez a tömzs okozta a környező ofiolit-összlet hidrotermás metamorfózisát. Ez a Hesdát-szurdok legszűkebb völgyszakasza, itt a legmeredekebbek a sziklafalak. A tektonika befolyása itt is megfigyelhető és lépcsős felszínek jelenlétében jut kifejezésre, ezeken zuhogók, vízesések keletkeztek, a völgyszakasz alsó részén pedig számtalan eróziós üstöt láthatunk (5. kép). Habár a Hesdát itt már nagyon közel van a torkolatához, a völgytalp erőteljes esése, a kisvíz-meder-arculat (durva hordalékok jelenléte) inkább hegyi, felső szakaszjellegre vall.



4. kép

*Kevésbé mállott ofiolitok morfológiai megjelenése a „Csukás-tó” fölött*



5. kép

*Lépcsős felszíneken keletkezett zuhogók és eróziós üstök a Csukás-szorosban*

A Torda-hasadék kijáratánál található kis medencétől a Csukás-szorosig tartó szakaszon a lávafolyások és a tufarétegek dőlése, valamint a szelektív erózió hatására létrejött formák, differenciált kőzetösszetétel, illetve a tektonika által meghatározott felületi és lineáris eróziós folyamatok és talajcsuszamlásos jelenségek (6. kép) jellemzik a morfológiát. Különbségeket elsősorban a jobb- és baloldali lejtők morfológiája között figyelhetünk meg, ami abból adódik, hogy a jobb oldalon az ofiolit-összetet piroklasztitokban gazdagabb változatok képviselik, melyeket ellenállóbb jurakori mészkövek, míg a baloldalon a tömörebb vulkanitokat lazább baden üledékek fedik. Mindkét oldalon a domború, tehát pusztuló lejtők a jellemzőek, de a bal oldal kissé meredekebb, mint a jobb oldal, ami annak is köszönhető, hogy az előbbin kizárólag meteorikus vizek fejtik ki hatásukat.



6. kép  
*Felületi-, időszakos vonalas erózió  
és talajcsuszamlás által formált lejtő a Hesdát-szurdok felső szakaszán*

Az ofiolitok könnyen málló kőzetek, elsősorban a hidrotermás metasomatikus folyamatok által is befolyásolt területeken, így a lejtőket málladéktakaró fedi és a magasabb, kevésbé meredek részeken még egy keskeny talajréteg is kialakulhatott. A Hesdát-szurdok Csukás-szoroson felüli szakaszán tehát ezek a feltételek a tektonikus adottságokkal (vetők, kőzetrepedések) együtt kedveznek a felületi és lineáris erózió, valamint a talajcsuszamlásos jelenségek létrejöttének, amit még az antropikus tényezők is elősegítettek: erdőirtás és túlzott legeltetés.

A *felületi erózió* (lepel- vagy areális erózió) az általunk vizsgált területen leginkább a bal oldali lejtőkre jellemző, ahol a kőzetfelszín sokszor fedetlen, a málladéktakaró vékony és az erdőirtás következtében hiányzik a védelmet nyújtani tudó fás növényzet, a füves területeken pedig a túllegeltetés kiváltotta tiprás jellemző.

A lejtők szöge jelentősen befolyásolja a lepelerozió hatékonyságát: nagyobb lejtőszög esetén a lefolyás gyorsasága, következésképpen energiája is megnő. A bal oldali lejtők szöge általában meghaladja a 30°-ot (legalábbis a lejtők alsó részein, ahol ez a jelenség lejátszódik) és ha figyelembe vesszük a fás növényzet hiányát, az erdőirtás hatására keletkezett talajvesztést, a túllegeltetés okozta tiprást, valamint a málladéktakaró vékonyságát vagy hiányát, akkor megértjük, hogy itt a feltételek kedvezőbbek a felületi erózió kialakulásának és intenzív pusztításának. A jobb oldalon is elég magas lejtőszög értékekkel találkozunk, de mégsem annyira meredek, mint a bal oldal, hisz a jobb oldal (főleg a magasabb részén) földtani alapját nagyobb mértékben képezik lazább, tufás összletek. Ugyanakkor ott kevesebb a csupasz felszín, több területet borít lágyszárú, valamint fás növényzet és ennek következtében a lefolyó esővíz nem képes olyan felületi eróziós tevékenységre, mint a bal oldalon.

Az *időszakos lineáris, vagy vonalas erózió* leginkább a 10°-os vagy ennél nagyobb dőlésszögű lejtőket támadja meg (területünkön a lejtők dőlése a patak mindkét oldalán, meghaladja ezt az értéket). Ez az eróziótípus rendkívül intenzív a puha, laza kőzetek lejtőin, mint a mi esetünkben a tufás aljzatú, málladéktakaróval és deluviummal borított oldalakon.

Általában a vízmosások a néhány cm-es mélységtől több 10 m-ig is terjedhetnek, a terület litológiai sajátosságaitól, valamint a lehulló csapadék erősségétől, intenzitásától függően. Így a vízmosások estében több

típust különböztetünk meg aszerint, hogy az általuk létrehozott mikroforma mennyire fejlett: eróziós barázda, eróziós árok, eróziós vízmosás [BUTZER, K. W., 1976] és torrens.

A Hesdát-völgyének ezen szakaszán az időszakos lineáris erózió által létrehozott mikroformákat az eróziós barázda és eróziós árok típusokba sorolhatjuk, így csak ezeket tárgyaljuk részletesebben.

Az *eróziós barázda* az a vízmosástípus, amely 1–2 m széles és kb. 0,5 m mély. Általában nincsenek határozott oldalfalai, sem fenéklerakódásai és oldalát, valamint fenekét is növényzet borítja [BUTZER, K. W., 1976].

Az *eróziós árok* olyan időszakosan vizet szállító meder, melynek szélessége és mélysége egyaránt 1-15 m között változik [BUTZER, K. W., 1976]. A keresztmetszete legtöbbször U alakú (ritkábban V), ez maga is előrehaladott eróziós folyamatra utal. Oldalfalai meredek, alját jellegzetes, vízben lerakódott üledék fedi és itt néha fás növényzet is megjelenik. Az eróziós árkok képződése már megállíthatatlan folyamat. Az állandó mélyülést az határozza meg, hogy az eróziós és szállító tevékenység meghaladja a partfalak leomlási ütemét.

Területünk közzetani adottságai, a lejtőmeredekség, valamint az antropikus tényezők (elsősorban az erdőirtás és annak következményei) mellett a tektonika is elősegítette a lineáris eróziót. Mind a völgy bal, mind a jobb oldalát számtalan, egymással párhuzamos időleges vízmosás szabdalja (*7. kép*), ezek iránya megegyezik a területen kialakult segédvetők irányával. Tehát itt nemcsak a magas lejtőszögértékek, a málladéktakarók és deluviumok laza szerkezete, az erdőirtás és legeltetés következtében keletkezett gyér növényzetű, csupasz felszínnek jelenléte teszi lehetővé a lineáris erózió által létrehozott mikroformák fejlődését, hanem a terület tektonikája is – azok térszerkezetét meghatározva. A tektonika nemcsak a kialakuló barázdák és árkok irányát határozta és határozza meg (amelyek egymással párhuzamos, a segédvetők és kőzetrepedések irányával megegyező lefutásúak), hanem keletkezésükben is szerepet játszott. A fő és segéd törésvonalak irányát a felszínen látható kőzetek diaklázisai tükrözik, a vonalas erózió pedig az ilyen diaklázisok mentén kezdte működését.



7. kép

*Egymással párhuzamos eróziós árkok  
a Hesdát-szurdok felső szakaszán*

A Hesdát-szurdok bal oldali- illetve jobb oldali lejtőin kialakult formák fejlettsége is különböző. Ez egyrészt annak köszönhető, hogy a bal oldal valamivel meredekebb és csupaszabb, mint a jobb oldal, másrészt pedig annak, hogy az ofiolitok a bal oldalon tömörebb változatokkal vannak képviselve és lazább badenkori üledékek fedik, míg a jobb oldalon sokkal tömörebb jura mészkövek fedte lazább – főleg a felsőbb részeken – tufás, erős hidrotermás autometaszomatózis által érintett ofiolit-összletek jelen. A bal oldalon látható vízmosások, amelyek mélysége legtöbbször 3–5 m között váltakozik, egyértelműen az eróziós árkok csoportjába sorolhatók. A több 10 m-es mélységet még itt sem érik el, talán egyetlen kivétellel: a Farkas-hegy DNy-i lejtőjén található egy, az eddigieknél hosszabb és a 10 m mélységet is meghaladó eróziós árok (*8. kép*), mely valószínű, hogy azért érhetett el ilyen fejlettségi szintet, mert egy, a fő törésvonal-rendszerrel majdnem párhuzamos diaklázist használt ki (ellentétben a többi vízmosással, amelyek a segédvetők irányában rendeződnek).



8. kép

*Fő vetőrendszerrel közel párhuzamos mély eróziós árok  
a Hesdát-szurdok bal oldalán*

A jobb oldalon a 2 m mélységet alig meghaladó árkok – inkább barázda jellegűek – a dominánsak. De ezen az oldalon, ahogy távolodunk a jura mészkővonulattól, a lejtők dőlésszöge növekszik, a deluviális takarót az ofiolitok málladéktakarója váltja fel és az eróziós barázdák helyét fokozatosan átveszi az a fejlettebb típus, amit már eróziós ároknak nevezünk.

#### *Talajcsuszamlásos jelenségek*

A Torda-hasadék alsó végétől a Csukás-szorosig tartó völgyszakaszon a már említett eróziós, felszínformáló jelenségek mellett talajcsuszamlás is megfigyelhető. Ez a folyamat területünkön főleg a lejtők felső, kevésbé meredek részein (ahol vékony talajréteg is képződött) jelentkezik. Ebből a szempontból is különbségeket figyelhetünk meg a völgy jobb, illetve bal oldalán. A jobb oldalon a lejtők felső fele, valamint a tetőrészek erdővel borítottak, így itt nem jellemzőek a talajcsuszamlások. A bal oldalon viszont, ahol hiányzik a fás növényzet, ezen tömegmozgásos folyamat hatásai végigkísérik a völgyoldalt a lejtők felső, lankásabb részein, az ofiolitok és a baden képződmények kontakt zónájában (ez utóbbi üledékek természetéből fakadóan is).

A talajcsuszamlás legjellemzőbb megjelenési formái olyan lépcsős felszínek, amelyek egyenes vagy körkörös vonalban helyezkednek el és amelyeket *csúszásos lépcsőcské*k néven említhetünk. Az egyes lépcsőfokok szélessége 30–120 cm, magassága 20–150 cm között változhat [BUTZER, K. W., 1976] – területünkön a kisebb értékek jellemzőek.

A csúszásos lépcsőcske csak egyik változata annak a kisformának, amit angolul *terrace*-nek (mikroterasz), helyi néven pedig *állatcsapás*-nak neveznek. A mikroteraszok nagy részének keletkezését a túllegetetés okozza, illetve az, hogy az állatok bizonyos ösvényeket rendszeresen használnak. A növényzet és a talaj összenyomódik, az állatok letaposják a gyepszőnyeget, a lecsupaszított felszíneket pedig a rajtuk lefolyó víz könnyen megtámadja. Ezek a csapások elősegítik az apró csúszássíkok kialakulását, melyek mentén a gyepszőnyeg megszakad [BUTZER, K. W., 1976]. Ilyen, talajcsuszamlásra utaló lépcsős felszíneket láthatunk a Hesdát-szurdok bal oldali lejtőinek felső részein.

#### *A Hesdát hordalékkúpja (9. kép)*

A Hesdát-patak torkolata Tordától nyugatra, Sinfalva közelében található. Hordalékkúpja hosszan elnyúlik K-i irányban az Aranyos árterületén, míg Ny felé kevésbé kifejtett. Ez annak tulajdonítható, hogy a Hesdát-szurdokból való kijövele után irányt változtat, elkanyarodik K felé, követve az Aranyos-völgyének lejtését. Az elkanyarodás utáni több mint 200 m-es távolságot az Aranyos folyásával párhuzamosan teszi meg a torkolatig. Régebben ezt a párhuzamos szakaszt sokkal nagyobb távolságon lehetett megfigyelni, ugyanis az 1960–70-es években írott munkákban és topográfiai térképekről azt olvashatjuk ki, hogy a Hesdát-szurdok kijáratától az Aranyosba ömléséig a Hesdát egy 1,5 km-es távolságot tett meg. Manapság ez a távolság nem haladja meg az 500–600 m-t. Régebben a szurdokból való kijövele után hirtelen elkanyarodott K felé, majd fokozatosan vándorolt saját hordalékkúpján Ny-i irányba, mely ugyanakkor a torkolat ártéri szakaszának lerövidüléséhez vezetett. Valószínű, hogy ez a hordalékkúpon történő elcsúszás annak a következménye, hogy itt

a Hesdát pusztuló partszakasza jobb oldali, így a patak állandóan a két vízfolyás közötti felszínt mossa alá, csökkentve annak területét. Ezt a jelenséget tükrözi a hordalékkúpon megfigyelhető három régi meder, amelyek nyomait, sajnos, az emberi tevékenység részben tönkretette (hídépítés, kavicsszállítás).



9. kép

*A Hesdát hordalékkúpjja az Aranyosba torkollása előtt  
(antropogén hatásokkal)*

#### 4. Következtetések

A Hesdát-szurdok (a Hesdát-völgyének alsó szakasza) felső szakaszjellegre utaló morfológiája a földtani felépítés következménye: a területet a Torockói-takaró képződményei (ofiolitok, jurakori mészkövek), valamint badenkori posztektonikus üledékek fedik.

A mezozoikumi ofiolitokat a Maros-árok ÉK-i nyúlványának, vagyis a Torockói-hegységnek szigetív-típusú vulkáni kőzetei képviselik, területünkön az andezit–latiandezit-összlet, riolitagglomerátumok és tufák, riolitok és alkáliriolitok, alkálitrachitok, dacit-telérek.

A Torockói-takaró mezozoikumi karbonátos képződményei közül csak a Szindi Formáció (késő-oxfordi–kora-berriasi) üledékei jelennek meg az ofiolitok fölött a szurdok jobboldali lejtőjének felső részén; a fölé települő Magyarpeterdi Formáció (késő-berriasi–valangini) itt hiányzik, csak a Torda-hasadéktól É-ra azonosítható.

A Hesdát-szurdok bal oldali lejtőinek felső részeit a középső-baden (Mészkői Formáció) és a késő-baden (Csegezi Formáció) üledéksora fedi.

A terület változatos morfológiáját a földtani felépítés határozza meg. Jelentős morfológiai különbségek a szurdok alsó és felső szakasza, valamint a jobb oldali, illetve bal oldali lejtők közt figyelhetők meg, egyrészt az ofiolit-összletek litológiai differenciáltságából, másrészt a fedő kőzetek különbözőségéből adódóan.

A felsőbb szakasz ofiolit-képződményei – a hidrotermás metamorfózisnak köszönhetően – erőteljesen mállottak, a lejtőkön felületi, időszakos vonaleróziós és talajcsuszamlásos jelenségek dominálnak (ezeket a tektonika, valamint az antropikus hatások is befolyásolják). Az alsó szakaszon, a kémiai mállás által alig érintett, tömörebb vulkanitok területén (tulajdonképpen azon a részen, ahol egy szubvulkáni intrúzió azonosítható) meredek sziklafalak, lépcsős felszíneken keletkezett zuhogók és eróziós üstök láthatók.

A jobb és bal oldali lejtők morfológiájának különbségei elsősorban annak köszönhetők, hogy a jobb oldalon az ofiolit-összletet piroklasztitokban gazdagabb változatok képviselik, melyeket ellenálló jurakori mészkövek, míg a bal oldalon a tömörebb vulkanitokat lazább badenkori üledékek fedik; de a lejtők egyenlőtlen talajképződésének és növénytakaróval való borítottságának is.

A mikroformák létrejöttében a szelektív erózió is meghatározó szerepet játszik. Ennek alapját a kőzet belső szerkezete (különböző keménységű lávafolyások és piroklasztitok réteges váltakozása), illetve a láva-árok eltérő morfológiája (párnalávák és lávatakarók) képezi, amit a kőzetek autometamorfózálódása kiváltotta keménység-differenciálódás is tetézi.

## Könyvészet

- [7] BALINTONI, I. (1997a): *Transilvanidele vestice, comentarii structurale* – Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol., XLI/1(1996)., p.95–100, Cluj-Napoca.
- [8] BALINTONI, I. (1997b): *Geotectonica terenurilor metamorfice din România* – Ed. Carpatica, 176 p., Cluj-Napoca.
- [9] BUTZER, K. W. (1976): *A földfelszín formakincse* – Gondolat Könyvk., 519 p., Budapest.
- [10] COCEAN, P. (1998): *Chei și defilee în Munții Apuseni* – Ed. Acad. RSR, 190 p., București
- [11] DRAGASTAN, O. (1997): Transylvanides – a Jurassic–Cretaceous paleoenvironmental and depositional model – Acta Paleontol. Rom., p. 37–44, București.
- [12] FICHEUX, R. (1937): *Terrases et niveaux d' érosion dans les vallées des Munții Apuseni* – C. R. Inst. Geol. Roum., XXI (1932–1933)., p. 25–29, București.
- [13] FILIPESCU, S. (1996): *Stratigraphy of the Neogene from the Western border of the Transylvanian Basin* – Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol., XLI/2 (1996)., p. 3–77, Cluj-Napoca.
- [14] GANDRABURA, E. (1973): *Considerații petrochimice asupra unor ofiolite mezozoice din Munții Trascău* – An. Univ. Al. I. Cuza, sect. II. (geol.), XIX., p. 59–66, Iași.
- [15] GANDRABURA, E. (1981): Studiul mineralogic, petrografic și geochimic al eruptivului mezozoic din Munții Trascău – An. Inst. Geol., LVIII., p. 5–121, București.
- [16] GEORGESCU, D., et al. (1970): *Contribuții la stratigrafia miocenului de pe valea Arișului (Transilvania de Vest)* – D. S. Inst. Geol., LIV/4 (1966–1967)., p. 151–159, București.
- [17] GHERGARI, Lucreția, MÂRZA, I., POMÎRJANSCHI, Gabriela, HUDREA, I. (1983): Argilizations hydrothermales associées aux roches volcaniques du complexe ophiolitique de la région Buru–Cheile Turzii, Monts Apuseni (Roumanie) – Studia Univ. Babeş-Bolyai, geol–geogr., XXVIII., p. 2–13, Cluj-Napoca.
- [19] GHERGARI, Lucreția, MÉSZÁROS, N., HOSU, A., FILIPESCU, S., CHIRA, Carmen (1991): *The Gypsiferous Formation at Cheia (Cluj County)* – Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol., XXXVI/1., p. 13–28, Cluj-Napoca.
- [20] HAUER, F., STACHE, G. (1863): *Geologie Siebenbürgens* – 643 p., Wien.
- [21] IANOVICI, V., et al. (1976): *Geologia Munților Apuseni* – Ed. Acad. RSR, 631 p., Bucureșt.
- [22] ILIE, M. (1935a): Observations microscopiques sur le Mésozoïques des Monts Trascău et du bassin de l' Arieș – C. R. Inst. Géol. Roum., XX (1931–1932)., p. 134–136, București.
- [23] ILIE, M. (1935b): Allgemeine Überblick über des Geologie des Siebenbürgischen Erzgebirge und der Berge von Trascău – Bul. Soc. Rom. Geol., II., p. 44–48, București.
- [24] ILIE, M. (1937): *Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métalifères de Transylvanie* – C. R. Inst. Géol. Roum., XXI (1932–1933)., p. 154–156, București.
- [25] KOCH, A. (1888): Jelentés Torda–Aranyosmegye Tordától ny-ra eső területének 1887 nyarán végzett Földtani részletes fölvételéről – M. K. F. I. 1887. évi jelentéseiből, p. 24–55, Budapest.
- [26] KRÄUTNER, H. G. (1997): *Alpine and prealpine Terranes in the Romanian Carpathians and Apuseni Mts.* – Ann. Géol. Pays. Hellén., XXXVII., p. 331–400, Athènes.
- [27] LUPU, M. (1975): Einige Bemerkungen zur Tektonik des südlichen Apuseni-Gebirge (Siebenbürgishes Erzgebirge) – Rev. Roum. géol., géoph., géogr., Géol., 19., p. 95–104, București.
- [28] LUPU, M. (1976a): *The main Tectonic Features of the Southern Apuseni Mountains* – Rev. Roum. géol., géoph., géogr., Géol., 20/1., p. 21–25, București.
- [29] LUPU, M. (1976b): Stratigraphische Korrelierung der mezozoischen Ablagerungen des südlichen Apuseni-Gebirges (Siebenbürgisches Erzgebirge) – Rev. Roum. géol., géoph., géogr., Géol., 20/1., p. 59–66, București.
- [30] LUPU, M. (1983): *The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains* – An. Inst. Geol. Geofiz., LX., p. 115–124, București.
- [31] NICOLAE, I. (1973): *Notă asupra vârstei rocilor eruptive din zona Cheile Turzii* – D. S. Inst. Geol. Geofiz., LIX (1972)., p. 85–88., București.
- [32] NICOLAE, I. (1983): Considerații pe marginea interpretării cadrului tectonic al ofiolitelor din Munții Apuseni de Sud – Stud. Cerc. Geol., 28., p. 33–45, București.
- [33] NICOLAE, I. (1985): *Ophiolites of the Trascău Mountains (South Apuseni Mountains)* – An. Inst. Geol. Geofiz., LXV., p. 143–205, București.
- [34] NICOLAE, I., BRATOSIN, Irina (1980): Petrochemical Investigations of the Mesozoic Spilite and Keratophyre Rocks from the Trascău and Eastern Metaliferi Mountains (Apuseni Mountains) – Rev. Roum. geol., geoph., geogr., Geol., 24., p. 99–114., București.
- [35] NIȚULESCU, O. (1937a): *Contribuții la cunoașterea faunei jurasice a calcarului de la Săndulești (Turda)* – Rev. Muz. geol.–min. al Univ. Cluj, VI/2., p. 63–66, Cluj-Napoca.
- [36] NIȚULESCU, O. (1937b): *Les radiolarites de Cheia Turdes* – Bul. Soc. Rom. Geol., III., București.
- [37] NYÁRÁDY ERÁSMUS, Gy. (1937): *A Torda-hasadék. Monográfikus ismertetés*, 1937, Kolozsvár.
- [38] POP, M., BARTHA, Al. (1973): *Cheile Turzii. Ghid turistic* – Ed. pt. Turism, 67 p., București.

- [39] POPESCU-ARGEȘEL, I. (1977): *Munții Trascăului. Studiu geomorfologic* – Ed. Acad. RSR, 174 p., București.
- [40] SAVU, AL. (1967): *Relieful din regiunea Cheile Turzii și utilitatea sa economică* – Studia Univ. Babeș-Bolyai, geol.–geogr., XII/2., p. 115–119, Cluj-Napoca.
- [41] SAVU, H. (1990): *Remarks on the Mesozoic magmatic activity in the Trascău Mountains (Mureș Zone)* – Rev. Roum. geol., geoph., geogr., Geol., 34., p. 13–24, București.
- [42] SAVU, H. (1996): A comparative study of the ophiolites obducted from two different segments of the Mureș Ocean „normal” median ridge (Romania) – Rom. J. Petrology, 77., p. 49–60, București.
- [43] SAVU, H., STOIAN, M. (1991): REE and Hf contents in the ocean floor rocks (Liassic Ophiolites) from the Trascău Mountains and their petrologic significance – Rev. Roum. Geol., 35., p. 35–43, București.
- [44] SAVU, H., STOIAN, M. (1992): Distribuția pământurilor rare și Hf în vulcanitele de arc insular neokimmerice din Munții Trascău (zona Mureș) – Stud. Cerc. Geol., 37., p. 41–48, București.
- [45] SAVU, H., UDRESCU, Constanța, NEACȘU, Vasilica (1992): On the presence of ocean floor rocks (Liassic ophiolites) in the Trascău Mountains (Mureș zone). Their petrology and geochemistry – Rom. J. Petrology, 75., p. 53–62, București.
- [46] SĂNDULESCU, M. (1984): *Geotectonica României* – Ed. Tehn., 336 p., București.
- [47] SĂSĂRAN, E., HOSU, A., SPĂLNĂCAN, R., BUCUR, I. I. (2000): Microfacies, microfossils and sedimentary evolution of the Săndulești Limestone Formation in Cheile Turzii (Apuseni Mountains, Romania) – Acta Paleontol. Rom., II (1999)., p. 453–462, Cluj-Napoca.
- [48] STILLA, A (1972): *Semnalarea unui nivel cu Charophite în Cheile Turzii* – D. S. Inst Geol., LVIII. (1971)., p. 119–121, București.
- [49] SZENTPÉTERY, Zs. (1904): A Túr–Torockói eruptívus vonulat északi felének közettani viszonyai – Doktori értekezés – Ajtai K. Albert Könyvny., 38 p., Kolozsvár.
- [50] SZENTPÉTERY, Zs. (1916): Der Melaphyr und seine Rolle im Siebenbürgischen Erzgebirge (A melafir és szerepe az Erdélyi Szigetegységben) – Földt. közl., XLI/4–6., p. 86–105 [p. 148–169 – német], Budapest.
- [51] SZENTPÉTERY, Zs. (1923): *Erdély eruptív kőzetei* – Földt. Szemle, I/3., p. 125–144, Budapest.
- [52] TULOGDY, J. (1943): *A Tordai-hasadék keletkezése* – Földr. közl., 3 (1943)., p. 193–216, Budapest.