

Digitális domborzatmodell alkalmazása geomorfológiai vizsgálatokban a Velencei-hegység területén

CSUTÁK MÁTÉ¹–BÓDIS KATALIN²

Abstract

Application of a DEM in geomorphological investigations in Velence Hills

The essay was purposed to show some DEM methods in geomorphological investigations by the example of Velence Hills. Relief profiles, slope category map of the area are presented with the main geomorphic levels together with some details of the geomorphologic evolution history described in earlier studies. Relief screening (luminance map) is suitable to watch the main geomorphological features, valleys and their directions, macroforms etc. The methods presented by this essay gives only an idea of the applicability of GIS methods.

Bevezető

A korszerű számítógépes szoftverek és a jól szerkesztett földrajzi információs rendszerek használata jelentősen megkönnyíti a különböző földrajzi jelenségek, folyamatok vizsgálatát és lehetőséget kínál a problémák más szempontú megközelítésére, ezáltal egészen újfajta dimenziókat nyithat meg. Ennek ellenére a hazai szakirodalomban az egyes geomorfológiai folyamatokat, problémákat számítógépes szoftver és adatbázis segítségével vizsgáló, bemutató publikációk száma ma még rendkívül csekély (TELBISZ T. 1999).

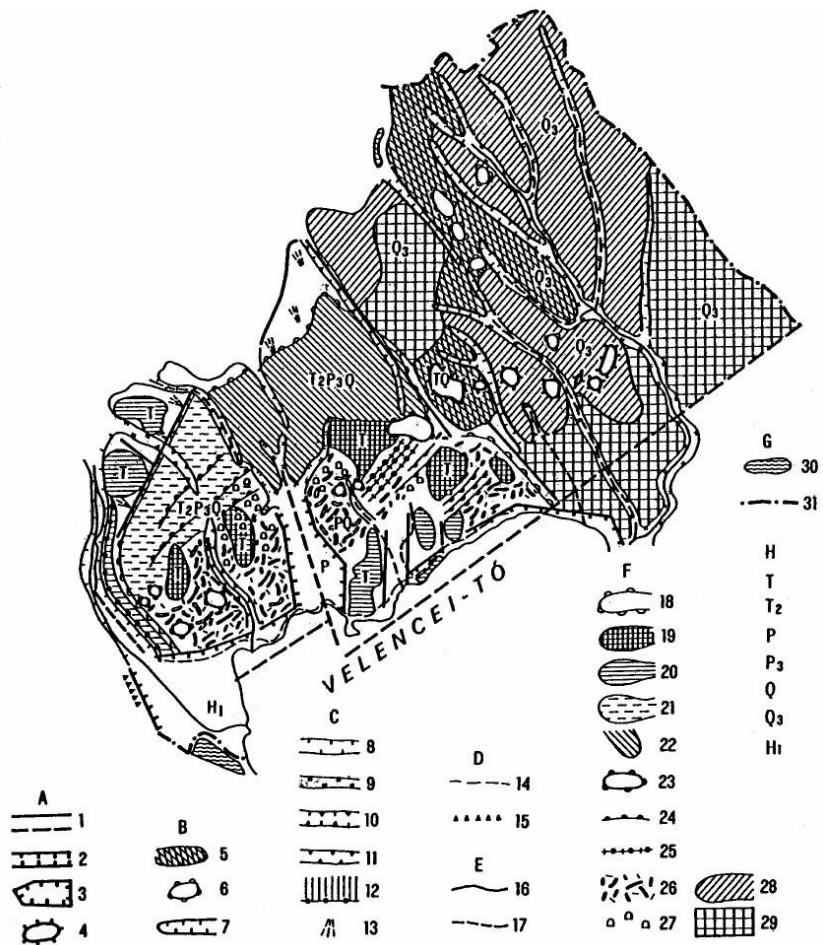
Az alábbiakban a Velencei-hegység példáján mutatjuk be a digitális domborzatmodellek néhány alkalmazási lehetőségét és eredményét a geomorfológiában. Célunk, hogy kimutassuk és igazoljuk a következő fejezetben áttekintett felszín-evolúciós folyamatok egy részét, elkülönítsük a hegyláb-felszíneket, akkumulációs és denudációs térszíneket, kimutassuk a hegység főbb törésvonalait és a jellegzetes makroformákat, ezáltal bizonyítsuk a földrajzi információs rendszerek alkalmazásának mint módszernek a létjogosultságát a morfogenetikai kutatásokban.

A terület felszínfejlődésének irodalmi áttekintése

A Velencei-hegység szerkezetéről, földtani viszonyairól szép számmal születtek tudományos munkák. A térséggel foglalkozó VENDL A. (1911), JANTSKY B. (1957), VADÁSZ E. (1960) és más szerzők is egyetértenek abban, hogy a kis hegység újpaleozóos eredetű, egy orogéndarab jól körülhatárolt, karbonkori, autochton gránitpluton alaposan összetöredezett maradványa.

¹ MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

² Szegedi Tudományegyetem 6722 Szeged, Egyetem út 2.



1. ábra. A Velencei-hegység geomorfológiai térképe (Felvételezte és szerk.: ÁDÁM L.). – A = Belső erők által kialakított formák: 1 = törésvonal, vetődés; 2 = árkos süllyedék; 3 = tektonikus medence; 4 = másodlagos vulkáni kúp; B = Deráziós formák: 5 = deráziós völgyközi hát; 6 = deráziós tanúhegy; 7 = deráziós (száraz) völgy; C = Eróziós formák: 8 = eróziós völgy általában; 9 = lapos, széles völgytalpú eróziós völgy; 10 = nagyessű eróziós völgy; 11 = eróziós szakadékvölgy; 12 = újpleisztocén terasz (II/a, II/b); 13 = lejtőleemosás törmelékkúpja; D = Tavi abráziós formák: 14 = ősi partvonal (a tó egykori legmagasabb vízállását jelzi); 15 = fosszilis abráziós parti színleő; E = Vizrajz: 16 = állandó vízfolyás; 17 = időszakos vízfolyás; F = Komplex genesisű formák: 18 = tönkröghegység; 19 = kiemelt tönkmaradvány; 20 = lesüllyedt exhumált tönkmaradvány; 21 = exhumált fosszilis hegyláb felszín; 22 = fedett fosszilis hegyláb felszín; 23 = gránittanúhegy; 24 = denudációs telérlépcső; 25 = denudációs rétegborda; 26 = pusztuló tönkmaradvány lefolyástalan mélyedésekkel (kötálakkal), rétegbordákkal és tanúhegyekkel; 27 = gyapjúzsákok, ingókövek; 28 = eróziós-deráziós völgyközi hát; 29 = löszsíkság; G = Antropogén formák: 30 = halastó; 31 = vízgyűjtő határa; – A felszíni formák kora: T = harmadidőszaki formák általában; T₂ = újharmadidőszaki formák; P = pliocén formák általában; P₃ = felsőpliocén formák; Q = negyedidőszaki formák általában; Q₃ = felsőpleisztocén formák; H₁ = óholocén formák

A gránitot megszilárdulása óta különböző tektonikai események hatására bekövetkezett ÉK–DNY irányú vetődések, törések járják át. Ez az irány a hegység irányával megegyezik, törések és vetődések később erre merőlegesen is kialakultak, és a mai felszín arculatát és a völgyek irányát is meghatározzák. A feltehetőleg felsókréta hegységképző mozgásokkal kapcsolatos eocén korú andezites vulkáni tevékenység nyomai találhatóak meg foltokban, főleg a hegység ÉK-i részén. A harmadidőszak emlékeit ezen kívül a közvetlenül a bázisra települt pannóniai üledékek (homokkő) jelentik. A negyedidőszakot a lejtők lábainál főlhalmozott regolit, áttelepített deluviális löszös üledékek, valamint különböző ártéri üledékek képviselik.

A terület felszínfejlődéséről, geomorfológiai jellemzőiről BULLA B. (1962) és ÁDÁM L. (1988, 1993) munkái tájékoztatnak (*l. ábra*). A sasbércekre tagolódott kis hegység a mezozoikum folyamán, mint kiemelt térszín feltehetően végig meleg, nedves éghajlat alatt trópusi tönkösödésen ment keresztül és a harmadidőszakra alacsony reliefenergiájú hullámos tönkfelszinné alakult át (BULLA B. 1962). Az eocén vulkanikus tevékenység nyomait nagyrészt eltüntették az ekkor is meghatározó szerepet betöltő lepusztulási folyamatok. A vulkanikus kőzetek csak egy-két helyen, csatornakitöltések, ill. másodlagos vulkáni kúpok formájában maradtak fenn. A vulkánizmushoz kapcsolódó tektonikus események hatására a korábbi egységes gránittérszín sasbércekre tagolódott.

Az ezt követő időben, amit az oligocén és miocén üledékek hiánya is igazol, a tönkösödési folyamat tovább folytatódott, ami valószínűleg a miocén bádeni emeletében lehetett a legintenzívebb. A meleg éghajlat hatására az ép gránit zónája fölött jelentékeny vastagságú regolit halmozódott föl, amit a lejtőleöblítési folyamatok tovább pusztítottak, így aztán kialakult egy, a tenger szintjéhez közeli helyzetű enyhén hullámos, másodlagos tönkfelszín. A vastag málladéktakaró alatt ekkor alakulhattak ki a mai felszín kriptogenetikus formái, a gyapjúzsákok, magkövek.

A szarmata-pannon határán a hegység északi része enyhén földarabolódott és hegyláb felszínre alakult át (ÁDÁM L. 1993). A felsőpannon időszakban aztán az egész hegység víz alá merült. A posztpannon időszakban a regressziót követően ismét kezdett vete a pedimentáció.

←

The geomorphological map of the Velence Hills (by L. ÁDÁM). – A = Exogenous landforms: 1 = fracture line; 2 = trench by faulting; 3 = tectonic basin; 4 = secondary volcanic cone; B = Derasion forms: 5 = derasional ridge of hill; 6 = derasional monadnock; 7 = derasional valley; C = Erosional forms: 8 = erosion valley undifferentiated; 9 = erosion valley with flat floor; 10 = erosion valley with high gradient; 11 = erosional ravine; 12 = Late Pleistocene terrace (II a, II b); 13 = debris form of slope washed; D = Lacustric abrasion forms: 14 = primeval shore (showing the highest former level); 15 = fossil abrasional platform; E = Hydrography: 16 = permanent watercourse; 17 = contemporary watercourse; F = Formations with complex genesis: 18 = planated block mountains; 19 = uplifted peneplain remains; 20 = subsided and exhumed peneplain remains; 21 = exhumed fossil pediment surface; 22 = covered fossil pediment surface; 23 = granite monadnock; 24 = eroded stepped vein; 25 = eroded hogback; 26 = eroding peneplain remains under devastation, containing dips without an outlet and hogback, rock pool and monadnocks; 27 = woolsacks, pedestal rocks; 28 = erosional-derasional ridge of hills; 29 = loess plain; G = Anthropogenic landforms: 30 = fishing pond; 31 = boundary of catchment area; – The age of landforms: T = Tertiary formations undifferentiated; T₂ = Late Tertiary landforms; P = Pliocene landforms undifferentiated; P₃ = Upper Pliocene landforms; H = Early Holocene landforms; Q = Quaternary landforms undifferentiated; Q₃ = Upper Pleistocene landforms; H₁ = Late Holocene landforms

A miocén legfelső emelete (*messinai*, kb. 6,5–5,0 millió éve) szolgáltathatta a hegyláb felszínek képződéséhez vezető ideális arid klímát. A hegységet beborító pannon üledékösszlet olyan vastag volt, hogy a korábban kialakult pedimentről a lepusztulás az üledéket nem tudta teljesen letakarítani, így a hegység É-i részén fedett, fosszilis hegyláb felszínek találhatók. A pedimentek másik típusát az exhumált fosszilis hegyláb felszínek jelentik, a hegység többi részét pedig a legmagasabb térszíneket jelentő gránittanú-hegyek, továbbá kiemelt és lesüllyedt exhumált tönkmaradványok, valamint denudációs lépcsők, rétegbordák és a gránit sajátos lepusztulási formakincsének változatos megjelenésű képviselői adják (ÁDÁM L. 1988, 1993).

Legelőször ÁDÁM L. (1988) hívja föl a figyelmet arra, hogy különbséget kell tenni az intenzív, ill. a kevésbé berezitiesedett gránitfelszínek formakincse között. Ahol az utómagmás tevékenységhez köthető kőzetbomlasztó folyamatok a legintenzívebbek voltak, ott a felszínen dómos gránithátak, denudációs rétegbordák, lépcsők, gránit-tanúhegyek, valamint biogén korrózióval létrejött gránitkőtálok jellemzőek. A telérekkel ritkábban átjárt, viszonylag ép biotitos gránitfelszíneken a gránitmurvából a negyedidőszak folyamán kitakarózott nagy gránittömbök, gyapjúzsákok emelkednek ki, nemritkán tömeges előfordulásban, amelyeket a krioplanációs folyamatok ingókövekké alakítottak át (ÁDÁM L. 1993). A lösszel nem borított lejtőkön nagy vastagságban halmozódott föl a gránitmurva, belőlük a pleisztocén kori kifagyásos folyamatok következtében kötegek alakultak ki (BULLA B. 1962). A regolit lepusztulása, ill. az ép gránitblokkok exhumációja a mai napig tart.

A digitális domborzatmodell létrehozása

A digitális domborzatmodell (DEM) elkészítéséhez a Velencei-hegységet lefedő, 1986–87-es állapotokat rögzítő, 1:10 000 m.a. topográfiai térképlapok alap- és felező szintvonalait digitalizáltuk. Az alapszintköz 2,5 m, ill. 1,25 m. A modell finomításához további 191 magassági pontot és a vízhálózatot is felhasználtuk. A térképek vetületi rendszere az Egységes Országos Vetület (EOV) volt.

A digitalizálás és a javítások után az azt követő geometriai transzformáció helyzeti hibákkal terhelt. Ez a digitalizálásnál kb. 0,5 mm-es pontatlanság az adott 1:10 000 méretarány mellett 5 m-t jelent. A térképeket az ún. rajztérből a földrajzi térbe transzformáló affinitások pontosságát az RMS hibák jellemzik, amelyek esetünkben mindig 1 m alatt maradtak. A domborzatmodell forrásául szolgáló térképek helyzeti pontossága tehát az eddigi hibák összegével adható meg (DETRÉKŐI Á. 1994), ami jelen esetben 6 m. Ezt az értéket is figyelembe véve választhatjuk meg a létrehozandó raszteres domborzatmodellünk (grid) cellaméretét.

A vizsgálatokban felhasznált domborzatmodell felbontását 10 m-nek választottuk, mivel ezen belül a 6 m-es hibánk helyzeti pontossága elhanyagolható, viszont a vertikális felbontástól (1,25–2,5 m) még nincs nagyon messze. (Megjegyezzük, hogy a műveleti hibaszámítástól függetlenül elvégeztük az 5, 10 és 20 m-es felbontású domborzatmodellek összehasonlítását is, e vizsgálat eredménye azonban nem e dolgozat témája.)

DEM előállítására szintvonalrajzból számos interpolációs eljárás és azokat alkalmazó program áll rendelkezésünkre. A módszereket összehasonlítva a legjobb minőségű terepmodellt az ún. vékonylemez modellre épülő multigríd eljárások szolgáltatják (KATONA E. 2000). Ilyen elven működik az Arc/Info rendszer TOPOGRID modulja is, amelynek algoritmusával a szintvonalak, a magassági pontok és a meglévő vízhálózat alapján elkészítettük domborzatmodellünket (2. ábra). A területen található tavak és víztározók magassági értékét vízszintjük tszf-i magasságával helyettesítettük, használva az Arc/Info GRID moduljának raszteres műveleti lehetőségeit. A lefolyástalan – és így feltehetően hibás – cellák megkeresése és kijavítása után olyan domborzatmodellhez jutottunk, amely hidrológiailag helyesnek mondható (GIS by ESRI, Topogrid 1994).

A modellalkotó eljárás helyességét izovonalak generálásával (GIS by ESRI, Latticecontour 1994) teszteltük, amelyeket összehasonlítottunk az eredeti szintvonalakkal. A lefolyásviszonyokat a részvízgyűjtők határainak kijelölésével és az analóg módszerekkel kapott eredmények összehasonlításával is ellenőriztük.

A DEM alkalmazása a Velencei-hegység példáján

A továbbiakban a kész domborzatmodell segítségével próbálunk geomorfológiai jellegű vizsgálatokat végezni, ill. következtetéseket levonni. Természetesen a DEM vizsgálatok csak kiegészíthetők, ill. alátámaszthatják a hagyományos geomorfológiai kutatások során nyert eredmények egy részét, esetleg azok jövőbeni irányát bizonyos mértékig megszabhatják. Mint azt a későbbiekben tapasztalhatjuk, a DEM módszerek elsősorban demonstratív módon használhatók, s gyakorlatilag a geomorfometriai módszerek számítógépes, továbbfejlesztett változatai.

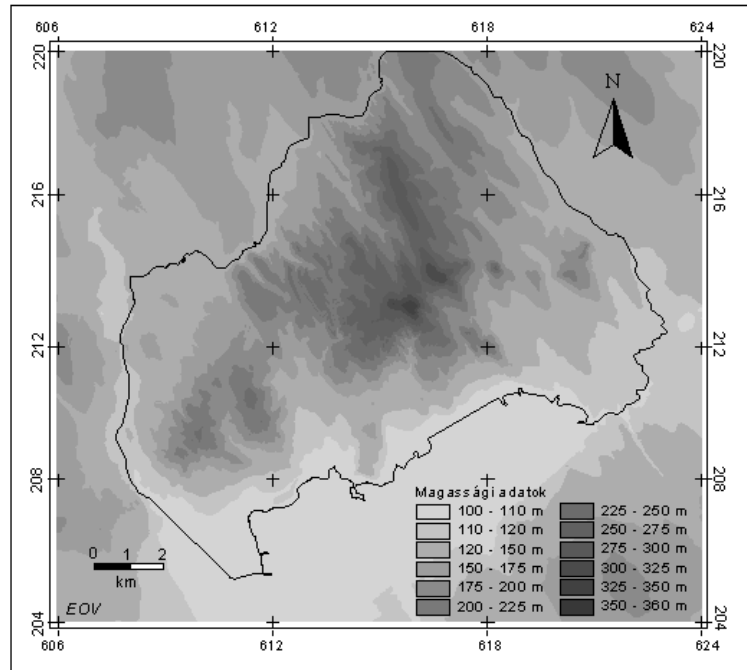
Az elkészült domborzatmodell (2. ábra) jól használható a terület lejtő-, kitettségi, reliefenergia stb. viszonyainak vizsgálatára. Jelen munkának azonban nem célja belemélyedni a különböző alapszintű domborzatminősítési vizsgálatokba, éppen ezért csak az említés szintjén foglalkozunk vele.

A lejtőkategória viszonyokat tekintve (1. táblázat) mindenképpen kitűnik, hogy a Velencei-hegységet az enyhe lejtők jellemzik, reliefenergiája sokkal kisebb (64 m/km^2) (ÁDÁM L. 1988), mint pl. a szomszédos Vértesé. Valószínűleg ez a két hegység eltérő közeteinek, valamint a Velencei-hegység többszöri tönkösödésének az eredménye.

1. táblázat. Lejtőviszonyok a Velencei-hegység területén

Lejtőszög, °	Terület	
	km ²	%
0–2	43,1	35,5
2–5	38,6	31,6
5–10	27,7	22,8
10	12,3	10,1
<i>Összesen:</i>	<i>121,7</i>	<i>100,0</i>

A modell kiválóan alkalmas arra, hogy a területről két, általunk tetszőlegesen kiválasztott pont között metszetet készítsünk.

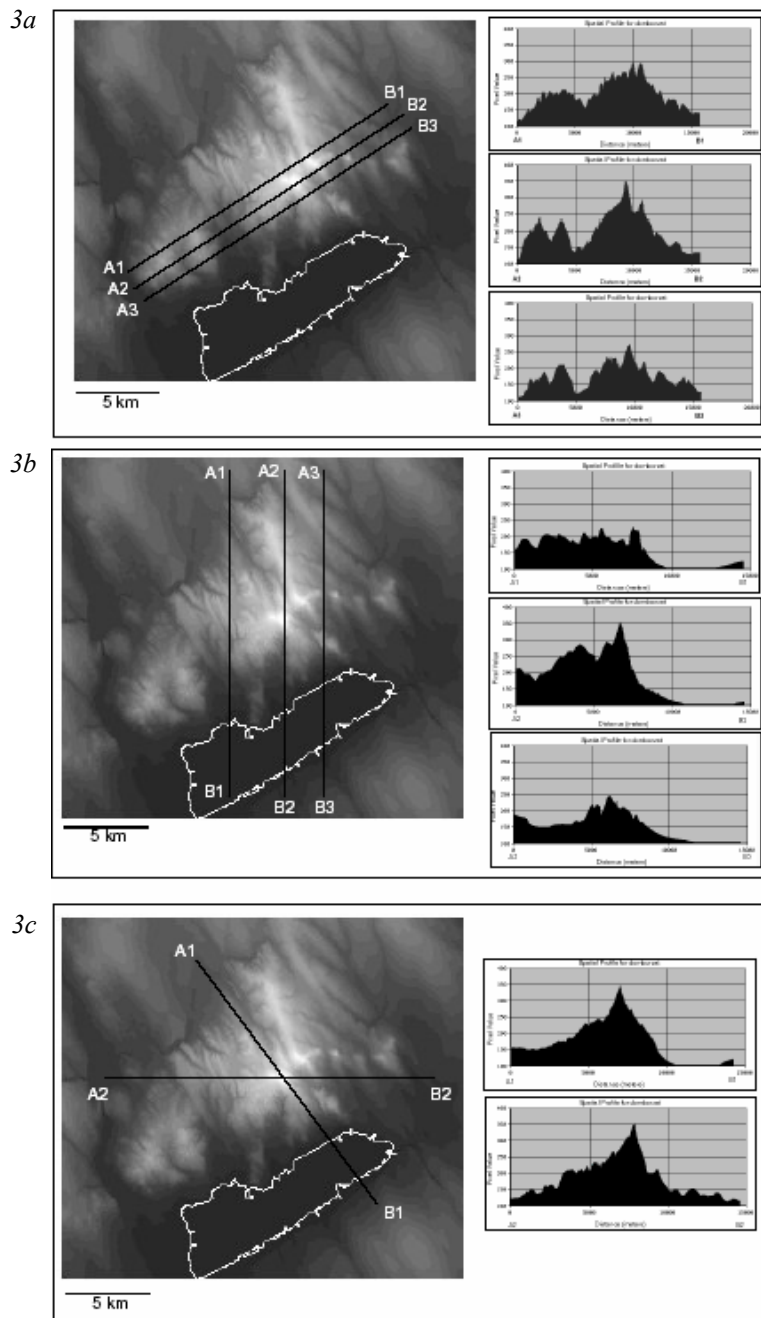


2. ábra. A Velencei-hegység magassági viszonyai
Orographical conditions in the Velence Hills

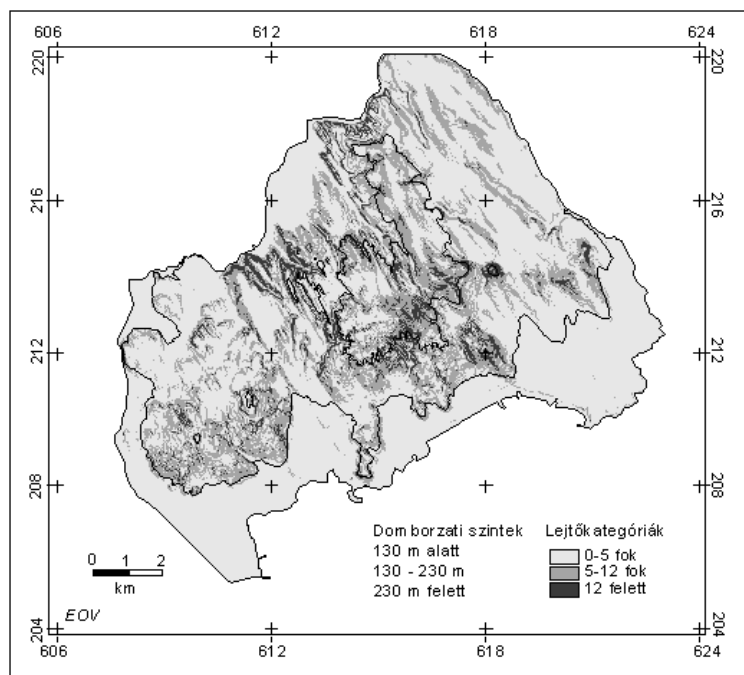
Korábban a hazai geomorfológiai szakirodalom is foglalkozott megszerkesztett szelvények geomorfológiai használatával (KERTÉSZ Á. 1974, 1976). Úgy gondoljuk, hogy a KERTÉSZ Á. (1976) által alkalmazott, szuperponált metszetek helyett a jobb átláthatóság kedvéért mi egyenként ábrázoljuk a szelvényeket. A domborzati profilokat (3. ábra) célszerű volt a hegység csapásirányával megegyező, azaz nagyjából DNy–ÉK (3a), arra merőleges, tehát ENy–DK (3c), valamint É–D, ill. K–Ny irányban (3b,c) is elkészíteni. Az így létrejött metszetek segítségével már több alapvető geomorfológiai jellegű megfigyelést végezhetünk.

Az oldalak meredekségének szemügyre vétele alapján is kvázi elég jól megállapítható, ill. megerősíthető, hogy a batolit D-i, DK-i irányba megbillent (ÁDÁM L. 1993), amelyet az ez irányba lefutó meredekebb lejtők szépen mutatnak (3b). A 3a metszetei kitűnően láttatják, hogy a hegység DNy-i és ÉK-i részét elválasztó Laposvölgy az egyik legmarkánsabb törésvonalhoz kapcsolódó árkos süllyedéket jelenti, amelynek iránya merőleges a hegység csapására.

A metszeten több kisebb vagy keskenyebb törést, ill. ezeken képződött feltehetően eróziós völgyet lehet még fölfedezni. A 3b ábrarészen fontos kiemelni a hirtelen leszakadó D-i lejtők alsó lejtőtörését, amely mind a három metszeten többé-kevésbé jól látható, s ez valószínűleg a tó hajdani magasabb vízszintjére utal. A 3c kettes metszete mutatja, hogy a hegység K-i irányban jóval meredekebb lejtőkkel csatlakozik a Mezőföld síkvidékébe. Ez, valamint a 3a 1-es metszete érzékelteti leginkább a gránit és a



3. ábra. A Velencei-hegység ÉK–DNy (a); É–D (b); ÉNy–DK (c) irányú metszetei
 Sections across the Velence Hills: SW–NE (a); N–S (b); NW–SE (c)



4. ábra. Lejtőviszonyok az egyes domborzati szinteken

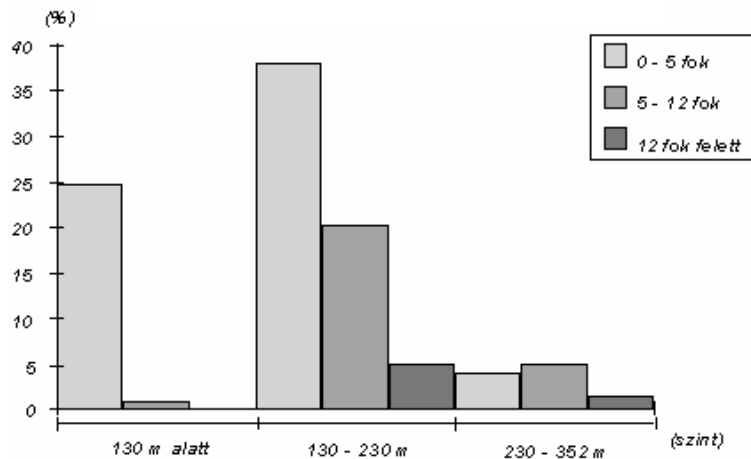
Slope conditions on selected orographic levels

telérközetek lepusztulásának különbségét és az ezzel kapcsolatos morfológiai és domborzati különbségeket. Azonban hangsúlyoznunk kell, hogy e metszetek önmagukban nem bizonyítják, csupán alátámaszthatják a fentebbi, a szakirodalom által ismertetett megállapításokat.

A terület további vizsgálatához szükséges magának a hegységnek az elhatárolása. A metszeteken is jól látható a hegységi, ill. heglábi területektől a vízfolyások által elválasztott löszös, sík térszínnek közti orográfiai különbség. Éppen ezért a hegység határának azokat a vizeket tekintettük (Császár-víz, Pátkai-tározó, Halastó, Rovákjapatak, Kender-tó, Veréb-Pázmándi-vízfolyás, Bágyom-ér, Velencei-tó), amelyeknek maga a hegység az elsőrendű vízgyűjtője. A további vizsgálatokat most már ezen a sík térszínektől elhatárolt területen végezzük (2. ábra).

A lejtőkategória térkép segítségével végzett vizsgálatkor célunk elsősorban a heglábfelzínnek elkülönítése volt ezért a hegység enyhe lejtési viszonyai miatt – eltérően a szokásostól – három kategóriát (0–5°, 5–12° és 12°-nál meredekebb lejtők) tartalmazó lejtőszög térképet alkalmaztunk.

A terület lejtőszög viszonyait önmagában vizsgálva nem jutunk előbbre a domborzat tipizálásában, érdekesebb képet kapunk, ha a magasságviszonyok megoszlása alapján elkülönített domborzati szinteken (BÓDIS, K.–CSUTÁK, M. 2001) belül (akkumulációs sík, heglábfelzín, tönkfelzín) külön megvizsgáljuk az egyes lejtőszög tartományokat. Az eredménytérképet a terület domborzatmodellje alapján generált és klasszifikált magassági és lejtőszög adatok alapján szerkesztettük meg (4. ábra). A



5. ábra. Lejtőkategóriák megoszlása a domborzati szinteken

Distribution of slope categories by orographic levels

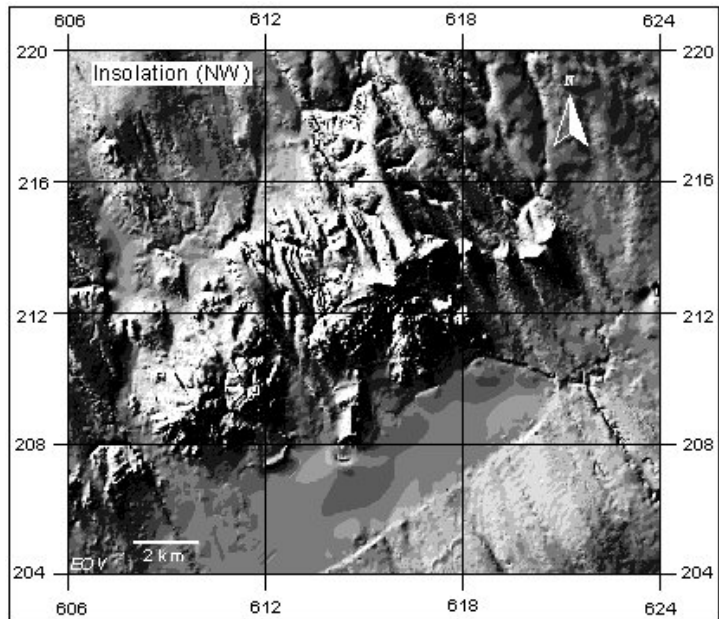
térképen az egyes szinteket fekete vonal választja el egymástól. (A fekete-fehér ábrán sajnos igen nehezen különíthető el egymástól a 2. és a 3. szint, így az ábra tanulmányozásában ez némi zavart okozhat.)

A legelső domborzati tartományt képező akkumulációs sík térszíneken elenyésző az 5 °-nál meredekebb lejtők aránya, amelyek főként a következő tartomány alsó peremeihez kapcsolódnak, ami néhol utalhat a tartomány lehatárolásának kisebb pontatlanságaira.

A hegyláb felszínek zöme a középső domborzati tartományban helyezkedik el (BÓDIS, K.–CSUTÁK, M. 2001). Ezeket a térszíneket a lejtők jól tagolják: az 5 °-nál enyhébb lejtőjű akkumulációs hegyláb felszínek mellett a meredekebb lejtőjű (5–12°) pedimentek területi részaránya kisebb (5. ábra).

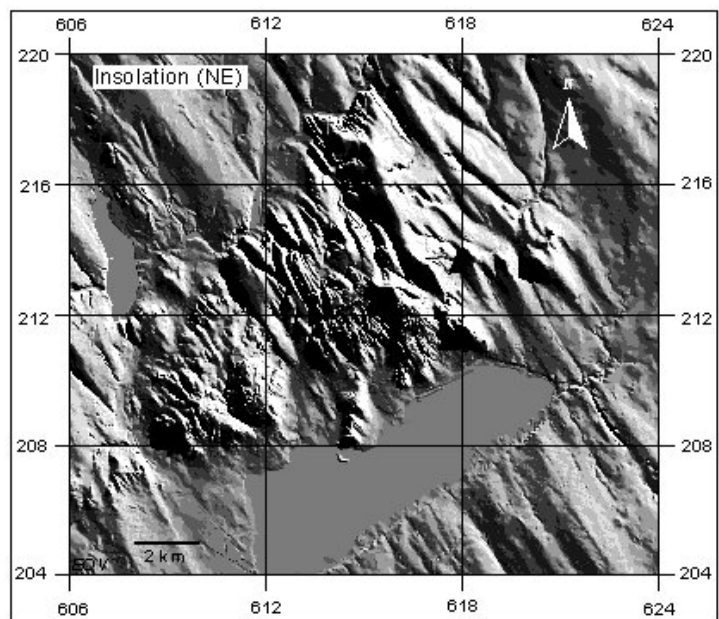
E domborzati tartományon belül határozott regionális eltérések vannak a különböző meredekségű lejtők eloszlása között. Ez is igazolja ÁDÁM L. (1988, 1993) megállapítását, miszerint a hegyláb felszínek különböző típusúak és korúak. A környezetükből kiemelkedő, formájáról jól felismerhető nagy lejtőszögű másodlagos vulkáni kúpok, valamint a könnyen kivehető völgyek teszik a domborzati tartományt még változatosabbá. A harmadik tartomány alacsony lejtőszögű területei javarészt a kiemelt helyzetű tönkfelszíneket jelentik. A meredekebb kategóriák magas helyzetű pediment darabkákat, dómos hátak, valamint gránittanúhegyeket jelölnek.

A térképészeknek a domborzat árnyékolása régi módszer a felszín ábrázolására, plasztikusá tételére. Az árnyékolt térkép elkészítése során a párhuzamos fénysugarak eléréséhez feltételezünk egy végtelen távol lévő fényforrást, amely megvilágítja területünket. A megvilágított és árnyékban lévő területek csak a lejtőszög és a lejtő irányának függvénye, a vetett árnyékkal nem számolunk. Egy jól elkészített domborzatmodell látványos és gyors lehetőséget kínál arra, hogy kiszámítva a lejtőszögeket és



6a. ábra. Fény-térkép a vizsgált területről (ÉNy-i megvilágításnál)

Luminance-map of the studied area (NW)



6b. ábra. Fény-térkép a vizsgált területről (ÉK-i megvilágításnál)

Luminance-map of the studied area (NE)

irányokat, megadva a fényforrás helyét (azimut és fokmagasság) „körbevilágítsuk” a hegységet. A kiszámított fény-térképek (luminance-map) közül a klasszikusnak mondható, ÉNy-i irányból, 45 °-os magasságból történt megvilágítás eredményét látjuk a *6a. ábrán*. A térképen látványosan elkülönül a löszös előtérből kiemelkedő hegység fő tömege, a gránittérszín összetöredezett felszíne, valamint a K-i részen jól láthatók a másodlagos vulkáni kúpok.

A hegység csapásirányával párhuzamos megvilágításnál tapasztaltuk a legmarkánsabb kontrasztokat (*6b. ábra*). Az ÉK-ről történő bevilágításnál élesen kirajzolódik a csapásirányra merőleges másodlagos törések, ill. az ezek által előre jelzett irányok mentén kialakult völgyek majdnem párhuzamos szerkezete. A magasabb térszínnek árnyékviszonyai is jelzik, hogy denudációs területről van szó, míg az ÉK-i lejtők hosszan elnyúló, lankás felszíne tipikusan akkumulációs jellegre utal.

Következtetések

Munkánkban a digitális domborzatmodellek alkalmazási lehetőségei közül csupán néhány lehetőséget mutattunk be. Olyan vizsgálatokat végeztünk, amelyek közvetve segítséget nyújthatnak a geomorfológiai kutatásokban. Az alkalmazott módszerek segítségével sikerült alátámasztani a Velencei-hegység batolitjának megbillenését, a gránittest összetöredezettségét, valamint a törések és az ezek mentén képződött völgyek irányát.

A hegység lejtőviszonyait a fő domborzati tartományokon belül külön-külön vizsgáltuk, megállapítottuk, hogy az akkumulációs hegyláb felszínek területi előfordulása dominál. A másodlagos vulkáni kúpok, ill. gránittanúhegyek is szépen elkülöníthetők a tönkfelszínektől. A besugárzásos térképi ábrák ideálisak a makroformák, ill. a hegységet alkotó főbb felszínek szemrevételezésére.

A domborzatmodell ilyen irányú alkalmazási lehetőségei ezekkel a vizsgálatokkal korántsem zárultak még le. Jelen dolgozat célja kísérlet volt, amely megpróbálja igazolni, hogy a GIS módszerek alkalmazásának a felszínfejlődési folyamatok kutatásában (bizonyos határok között) van létjogosultsága.

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1988. A Velencei-hegység és környéke. – In: ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. (szerk.): A Dunántúli-középhegység regionális földrajza B). Magyarország tájféldrajza 6. Akad. Kiadó, Bp. pp. 235–246.
- ÁDÁM L. 1993. A Velencei-hegység fejlődéstörténete és felszínalaktana. – Földr. Ért. 42. 1–4. pp. 93–110.
- BÓDIS, K.–CSUTÁK, M. 2001. Using digital elevation model in geomorphology the case of the Velence Hills – Acta Geographica Szegediensis, Szeged, SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, (megj. alatt)
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza – Tankönyvkiadó, Bp. 423 p.

- DETRÉKŐI Á. 1994. Térbeli adatbázisok pontossága. – In: MÁRTON M.–PAKSI J.–MÁRKUS B. (szerk.): NCGIA CORE CURRICULUM Térinformatikai Alapismeretek. – EFE FFFK, Székesfehérvár
- GIS by ESRI 1994. ARC Commands – Redlands, CA, USA.
- GIS by ESRI 1994. Cell-based Modeling with GRID – Redlands, CA, USA, p. 481.
- GIS by ESRI 1994. GRID Commands – Redlands, CA, USA.
- JANTSKY B. 1957. A Velencei-hegység földtana – Geologica Hungarica. Ser. Geolog. tom. 10. 170 p.
- KATONA E. 2000. Automatikus térkép interpretáció – PhD értekezés, SZTE, Szeged, 130 p.
- KERTÉSZ Á. 1974. A morfometria és a morfometrikus térképezés célja és módszerei – Földr. Ért. 23. pp. 433–442.
- KERTÉSZ Á. 1976. A morfometrikus módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásokban – Földr. Ért. 25. pp. 237–248.
- TELBISZ T. 1999. Számítógépes szimuláció a felszínalakokban – Földr. Közl. 47. (123.) 3–4. pp. 151–162.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana – Akad. Kiadó, Bp. 646 p.
- VENDL A. 1911. Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról – MÁFI Évi Jel. Bp., pp. 40–45.