

A Velencei-hegység fejlődéstörténete és felszínalaktana¹

ÁDÁM LÁSZLÓ

A Velencei-hegység a Dunántúli-középhegység DK-i elterében elhelyezkedő, ÉK–DNy-i csapásirányú ópaleozóos kristályos vonulat. Területe 45 km².

Az erősen letarolt és összetöredezett alacsony tömeges hegység, mint kaledónida-variszkuszi orogénrészlet jól körülhatárolt autochton karbonkori gránitplutón (batolit). Palaköpenye – kőzettani kifejlődése és szerkezeti jellege alapján – a Balaton menti regionális metamorfózist szenvedett fillitsorozat folytatása, azzal azonos genetikájú képződmény (VENDL A. 1911, 1914; LÓCZY L. 1913; TELEKI G. 1936, 1938, 1941; JANTSKY B. 1957; VADÁSZ E. 1960).

Földtani felépítés és szerkezet

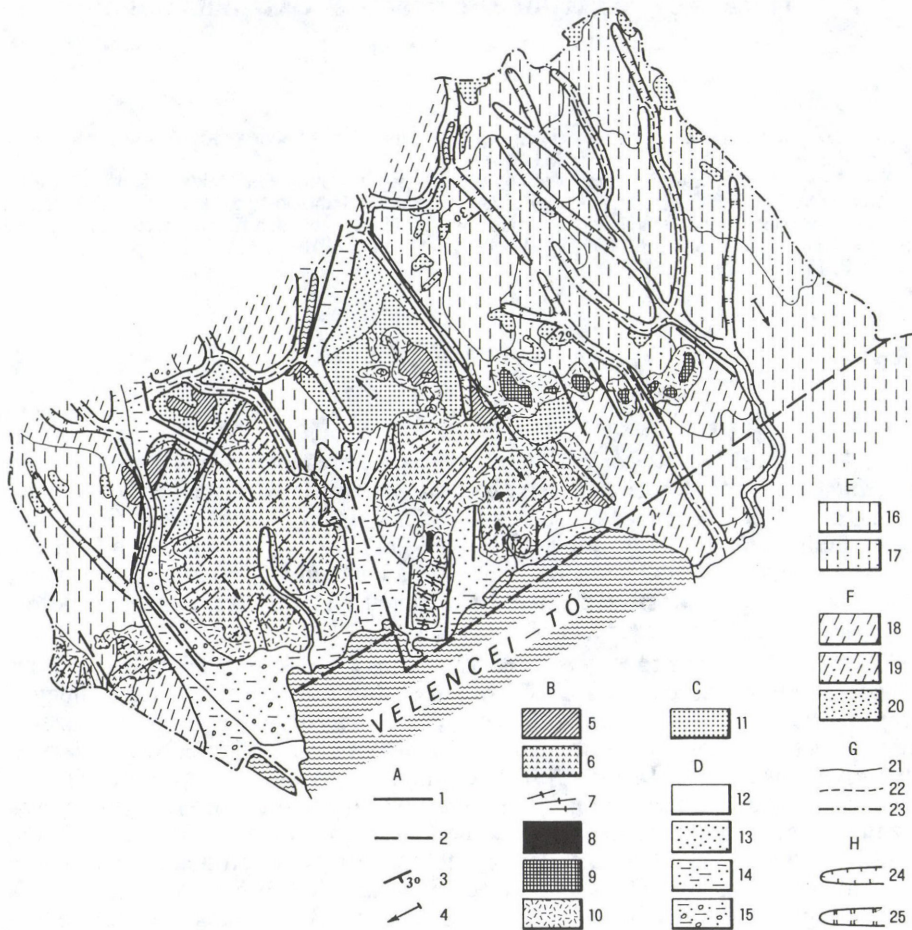
1. A Velencei-hegység felépítésében szerepet játszó legidősebb képződményeket a gránitköpeny roncsainak metamorfkőzetfajtái képviselik. A nagyarányú lepusztulás következtében elterjedésük ma már jelentéktelen, mindössze 2,9 km²-nyi területen fedik a gránitot. Nagyobb összefüggő foltokban a Csalai-malom, a Kőrákás-hegy, az Antónia-hegy, a Gécsi-hegy, valamint a Páskom-szőlő területén fordulnak elő (1. ábra). A palaköpeny félköríves aszimmetrikus földtani elhelyezkedése a Velencei-hegység D-i szárnyának lesüllyedésére utal.

Kőzettanilag a palaköpeny anyagát változatos kifejlődés és település jellemzi. A palaösszlet kisebb része csak regionális metamorfózist szenvedett (a Varga-hegy és a Templom-hegy fillitje, valamint a székesfehérvári mélyfúrás szelvényének kőzetei) s eredeti kőzettani jellegét a későbbi átalakulások során is megőrizte. Nagyobb része érintkezési átalakuláson is keresztülment (az Antónia-, a Vaskapu- és a Kőrákás-hegy csomóspalái, a Varga- és az Antónia-hegy buzapalái, a Szűzvári-hegy lidites kereszt-rétegzett palája) s belőle túlnyomóan andaluzitos csomóspala és andaluzitos-biotitos pala képződött. Ezenkívül a palaköpeny különböző mértékben metamorfizálódott kőzetfajtáit a magmás utóműködés során még pneumatolitos és hidrotermális hatások is érték és nagymértékben elváltoztatták. Az utómagmás folyamatok főleg turmalinosodást, muszkovitosodást, piritessedéssel kísért szericitesedést, kaolinosodást és kvarcosodást idéztek elő (JANTSKY B. 1957).

2. A hegység egész tömege egységes típusú, nagyszemű ortoklász-oligoklász biotitos gránitból áll (1. ábra), s ezen belül az alapgránittól csak faciesbeli eltérések (porfíros gránit, aplitos telérgránit, autometamorf gránit) vannak (JANTSKY B. 1957). Az alapgránit biotitban általában gazdag, de összetétele kis területen belül is változatos: helyenként sok, másutt pedig igen kevés biotitot tartalmaz.

a) Az alapgránitot a hegység ÉK–DNy-i csapásirányával megegyező irányú telérek (gránitporfír, aplit) szelik át, s behálózzák az egész gránitfelszínt (1. ábra). A

¹ Az Intézeti Tudományos Napra beküldött tanulmány



1. ábra. A Velencei-hegység litológiai térképe (Szerk.: ÁDÁML.). – A = Belső erők által kialakított formák: 1 = jellemző törésvonal, vetődés; 2 = feltételezett törésvonal, vetődés; 3 = rétegdőlés; 4 = felszindőlés; B = Intruzív, effuzív és kontaktmetamorf kőzetek: 5 = átalakult fillit; 6 = biotitos gránit; 7 = telérek (gránitporfir, aplit, kvarctelér); 8 = piroxén- és amfibólandezit; 9 = hidrotermálisan elbontott andezit, tufa és agglomerátum; 10 = gránitlejtőtörmelék; C = Beltavi üledékek: 11 = felsőpannóniai homok; D = Folyóvízi és tavi üledékek: 12 = alluviális üledékek általában; 13 = homok; 14 = iszapos homok; 15 = iszapos, kavicsos homok; E = Eolikus üledékek: 16 = típusos lösz; 17 = homokos lösz; F = Deluviális üledékek: 18 = átmosott lejtőtörmelékös lösz; 19 = átmosott löszös homok; 20 = átmosott pannóniai homok; G = Vízrajz: 21 = állandó vízfolyás; 22 = időszakos vízfolyás; 23 = vízgyűjtő határa; H = Domborzati formák: 24 = eróziós völgy általában; 25 = deráziós (száraz) völgy általában

telérek ásványi összetétele a gránitéval azonos, szerkezete azonban nem durvaszemű, hanem aprószemcsés, kristályos szövetük pedig porfíros. Az aplit még kevesebb biotitot tartalmaz s alapanyaga még apróbb szemű. Az elsőként megmerevedett *gránit-porfír telérek* átlagosan 50–160 m szélesek és 500–3000 m hosszúak. Színük vörösesbarna, szövetük pedig durvább szemcsés. Több típusuk jellegetes.

A rózsaszínű, apró szemű biotitos *aplit telérek* a gránitporfír teléreknél később merevedtek meg, amazoknál keskenyebbek (1–2 m) és lényegesen rövidebbek (100–500 m). Szerkezeti jellegüket egyöntetűen 60–70°-os ÉNy-i irányú dőlés határozza meg, ami szoros összefüggésben van a gránitplutón D–DK-i irányú megbillenésével.

A magmamozgás második szakaszában a szétnyíló hasadékokban képződött telérek a hegység egyes részein rajokban (telérrajok) fejlődtek ki. Legsűrűbben a *Tompos-hegy* DNY-i lejtőjén (Zsellérek legelője) és Sukorótól ÉNy-ra a *Csöntér-hegyen* fordulnak elő, ahol a domborzat formálásában meghatározó geomorfológiai szerepük van. Porfíros szövetüknél fogva a lepusztulásnak jobban ellenállnak, mint a gránit. JANTSKY B. szerint a telérrajok a hegység egyes részein (Meleg-hegy, Csöntér-hegy, Mélyszeg, Karácsony-hegy, Zsellérek legelője, Szőlő-hegy) területi szerkezeti egységeket jeleznek.

b) A porfíros telérközveteken (gránitporfír, aplit) kívül a gránitmagmatizmus hidrotermális szakaszában képződött érces, fluoritos, karbonátos *kvarctelérek* hálózáka be a gránitplutón egyes részeit. Különösen a Tompos-hegy, a Meleg-hegy és a székesfehérvári Szőlő-hegy kvarctelérei jelentősek. E folyamat eredménye az itteni ércesedési nyomokat tartalmazó kvarcosodás, amely a magasabb hőmérsékletű hidrotermális tevékenységhez kapcsolódik.

c) Az utómagmás folyamatok magas hőmérsékletű szakaszában ment végbe a gránit és telérközvetek hidrotermális elbontódása, *berezítésedése*.

A hegységben fellépő regionális hidrotermális folyamatok hatására a gránit és a telérközvetek elbontódtak, s megváltozott szövetű *biotit nélküli gránittá*, ill. szürkésfehér és zöldesfehér színeződésű, szericitből és kvarcból álló, sajátos porfíros szövetű *teléres kőzetekké* alakultak át. Bár a berezítésedés a hegység egész területére kiterjedt, a folyamat hatása azonban területenként különböző volt. Helyenként teljes kifejlődésű berezítésedés következett be, ami nagyarányú kőzetátalakuláshoz vezetett. Másutt a folyamat csak kezdeti szakaszáig jutott el, s a kőzetek csak gyengén vagy közepesen berezítésedtek. A hidrotermális hatás legteljesebben az érces, karbonátos kvarctelérrel behálózott területeken érvényesült. Ennek megfelelően legnagyobb mértékben

←

Fig. 1.

The lithological map of the Velence mountains (by ÁDÁM, L.). – A = Endogenous landforms: 1 = real fracture line, fault; 2 = supposed fracture line, fault; 3 = dip; 4 = surface, slope; B = Intensive, effusive and contact metamorphic rocks: 5 = metamorphic phyllite; 6 = biotite granite; 7 = veinrocks (granite porphyry, aplit, quartz vein); 8 = pyroxene and amphibole andesite; 9 = hydrothermally decomposed tuff agglomerate; 10 = granite slope debris; C = Lacustrine deposits: 11 = Upper Pannonian sand; D = Fluvial and lake deposits: 12 = general alluvial deposits; 13 = sand; 14 = silty sand; 15 = silty and gravelly sand; E = Aeolian deposits: 16 = loess; 17 = sandy loess; F = Deluvial deposits: 18 = reworked loess with slope deposits; 19 = reworked loess sand; 20 = reworked Pannonian sand; G = Hydrography: 21 = permanent watercourse; 22 = contemporary watercourse; 23 = boundary of catchment area; H = Relief forms: 24 = erosion valley undifferentiated; 25 = derasional valley

a székesfehérvári Szőlő-hegy és a Tompos-hegy kőzetei alakultak át, legkevésbé pedig a pákozdi Sár-hegy és a sukorói Csöntér-hegy gránitja és gránitporfirja berezítődött. Természetesen a regionális hidrotermális folyamatok következtében elbontott kőzetek a hegység minden területén vannak.

Figyelemre méltó, hogy a területi differenciálódás mellett legteljesebb mértékben a *gránitporfir telérek* alakultak át. A mintegy 200 db közül elbontatlan ép telér a hegységben alig maradt. A legtöbb helyen utólagos törésekkel is felaprózva lapátolható kőzettörmelékké váltak. A gránit a telérkőzeteknél mindenütt kisebb mértékben berezítődött, de a szöveti jelleg megváltozásával és a biotit eltűnésével járó kőzetátalakulás így is jelentős mértékben befolyásolja a gránitfelszínének geomorfológiáját.

3. A Velencei-hegységet a perm-től a másodidőszak végéig teljes üledékhiány jellemzi, s a harmadidőszaki kőzeteket is csak néhány km²-nyi kiterjedésű *eocén vulkáni képződmények* (amfibolandezit, piroxénandezit, hidrotermálisan elbontott andezit) és *pannóniai üledékek* (homok, homokkő) képviselik (*1. ábra*).

VENDL A. (1914) és JANTSKY B. (1957) vizsgálatai szerint a Sukoró–Nadap–Velence által határolt területen az andezit gránitba és fillitösszletbe nyomult *hasadék- és vulkáni csatornakitöltés*, amely sok gránit- és átalakult palazárványt is tartalmaz. Ugyanakkor az andezit számos helyen a gránitban megrekedt, s felszínre sem jutott. A vulkáni tevékenység korát a lovasberényi mélyfúrásokban harántolt felsőeocén rétegek közé települt amfibolandezittufa rétegek bizonyítják (SCHRÉTER Z.–MAURITZ B. 1952).

A vulkáni tevékenység központja a Nadap–Pázmánd közti terület volt, ahol eltemetett andezitből és piroklasztitból álló hegységgrészet (Templom-hegy, Nyír-hegy, Csúcsos-hegy, Cseke-hegy, Cseplek-hegy, Zsidó-hegy) csatlakozik a Meleg-hegy vonulatához (VENDL A. 1914; FÖLDVÁRI A. 1947, 1948; JANTSKY B. 1957). Az eocén vulkáni kitörést jelentékeny utóvulkáni hidrotermális tevékenység kísérte, amelynek hatására a vulkáni kőzetek elbomlottak, s túlnyomóan piritisedett, kvarcosodott és kaolinosodott andezitté, agglomerátummá és piroklasztikus képződményekké alakultak. A gránitterület andezitjeit gyengébb hidrotermális átalakulás jellemzi.

4. A felsőpannóniai üledékek kisebb-nagyobb foltokban a hegység egész területén előfordulnak, s közvetlenül a gránitra, ill. a palaköpenyre települnek. Anyaguk leggyakrabban sárgásszürke csillámos homok, ritkábban homokkő. Legnagyobb összefüggő területet a hegység ÉK-i részének hegyláb felszínén borítanak. Legnagyobb abszolút magasságban a *Meleg-hegy* DK-i és ÉNy-i lejtőjén (320 m a tszf.), az *Antónia-hegy* É-i és ÉNy-i oldalán (280 m a tszf.) és a *Templom-hegy* tetején (300 m a tszf.) fordulnak elő (*1. ábra*).

5. A pleisztocén és holocén üledékeket a hegység lejtőin nagy vastagságban felhalmozódott *gránitlejtőtörmelék, áttelepített deluviális löszös üledékek és ártéri képződmények* (iszap, homok, agyag, iszapos homok stb.) képviselik.

Szerkezeti adottságok

1. A palaköpeny földtani szerkezetére jellemző, hogy a gránittal mindenütt utólagos törések mentén érintkezik, azzal eredeti magmás érintkezésben sehol sem fordul elő.

A Meleg-hegy É-i lejtőjén egy rövid szakaszon *kvarcosodott diszlokációs breccsás övvel* érintkezik a gránittal. Ugyanakkor a gránitporfir benyomul a palaköpenybe, abba injekciókat bocsát és beolvasztott palazárványokat zár magába. Az érintkezésnél a pararétegeket rendszerint kvarcosítja és turmalinos fluoritos, érces nyomokkal is átjárja (VADÁSZ E. 1960). Az érintkezési átalakulást szenvedett palaköpenyt általában csak enyhe *boltozódás* és gyenge *ráncos gyűrődés* (Szűzvárimalomárok, Gécsi-hegy) jellemzi.

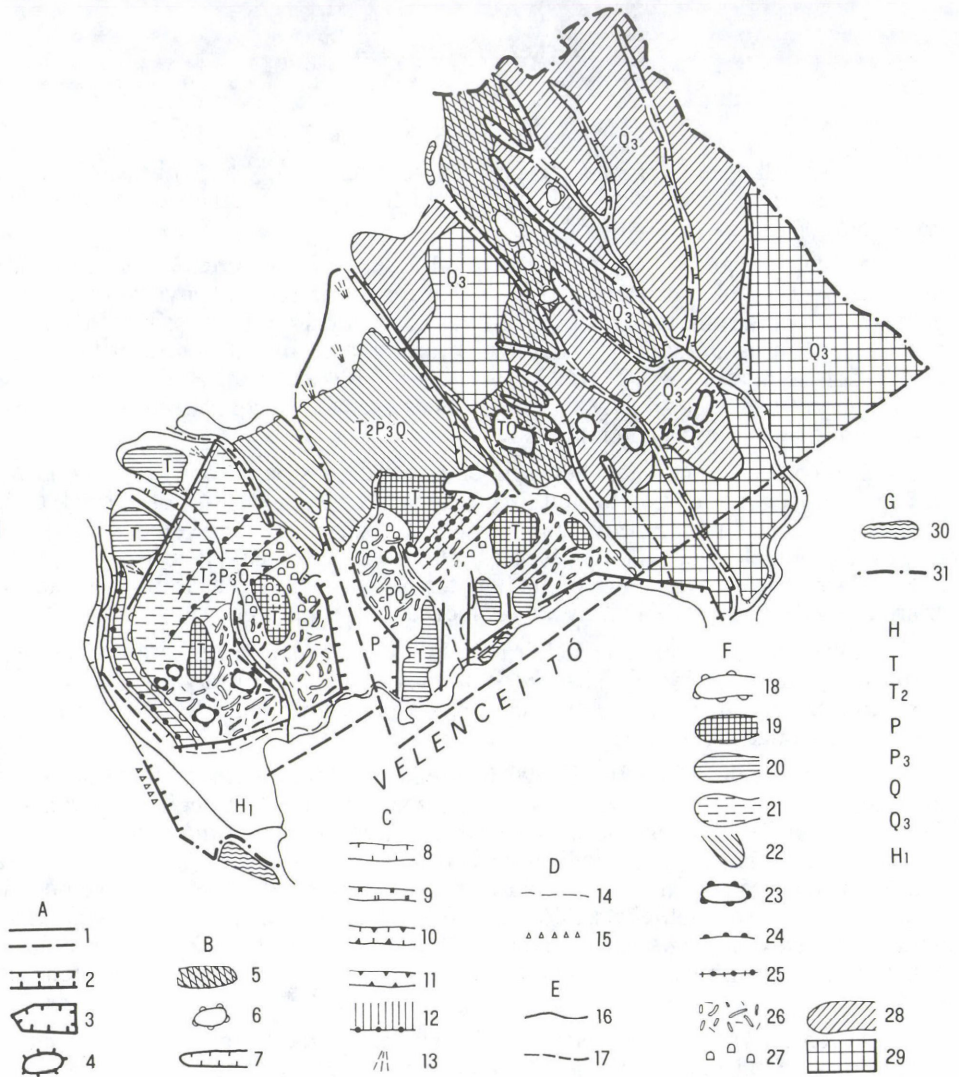
2. Az erősen letarolt tönkhegységben az elsődleges paleozóos *gyűrű formaelemekkel* szemben ma már mindenütt az utólagos *töréses szerkezetek* és formák uralkodnak (2. ábra). A palaköpenyt és a gránitfelszínt határoló peremi vetődéseken kívül a hegység belső területét is a törések és vetődések sűrű raja hálózta be. A gránit mikrotektonikusan olyan nagymértékben töredezett, repedezett és litoklázisokkal átjárt, hogy belőle egyetlen m²-nyi ép tömböt sem lehet kifejtetni.

A peremi vetődések, a telérek iránya és a felszíni mérések egyaránt a hegység csapásirányával megegyező, ÉK–DNY-i szerkezeti irányok túlsúlyát jelzik. Ezek a hosszanti szerkezeti irányok az idősebbek, s a rájuk merőleges ÉNy–DK-i irányú harántvetők a fiatalabak és az alárendeltek (2. ábra).

A legidősebb ÉK–DNY-i irányú fő szerkezeti vonalak a gránitmagmatizmus töréses szakaszaival vannak szoros összefüggésben. Ezeket a hegységben a *gránitporfir-* és a *hidrotermális kvarctelérek*, valamint a *kvarcosodott tektonikus breccsás övek* jelzik. Továbbá időrendi sorrendben az eocén andezitvulkánossággal, valamint az andezitvulkánosság utáni szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos törések és vetődések különíthetők el. Az előbbieket a törésvonalakon sorakozó *vulkáni csatornakitöltések*, *másodlagos vulkáni kúpok* és utóvulkáni *hidrotermális kvarctelérek* jelzik, az utóbbiakat pedig a hidrotermálisan elbontott *andezitfelszínek sűrű töréshálózata* bizonyítja (2. ábra).

Az eocén vulkanizmus utáni szerkezeti mozgások idejét adatok hiányában pontosan rögzíteni már nem lehet. A miocén és pliocén mozgások a peremi nagy levetődéseken kívül részben az idősebb szerkezeti vonalak mentén éledtek újra, részben pedig azokat harántirányban átszelték és még aprólékosabban összetöredeztek a hegységet. Erre utalnak a teléreket keresztező és mikrotektonikusan is tagoló törések és vetődések. Minden valószínűség szerint a hegység ÉNy–DK-i és ÉÉNy–DDK-i irányú haránttörések és vetődések mentén történő *rögös feldarabolódása* is fiatal *neogén* szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos. Ugyanis a rögöket tagoló szerkezeti vonalakon kialakult nagyobb eróziós völgyeket (Császárvíz-völgy, Bella-völgy, Lápos-völgy) felsőpannoniai üledékek töltik ki.

A törések és vetődések mellett *vízszintes irányú elmozdulások* is kimutathatók a hegységben. Ezeket többnyire a telérek irányváltozásai és elszakadásai jelzik. Így pl. a *Mélyszeg* telérrájának K–Ny-i, ill. NyÉNy–KDK-i csapásiránya az egész rög utólagos horizontális elmozdulására utal. Hasonlóképpen jelentős vízszintes elmoz-



2. 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 = nagyésű eróziós völgy; 11 = eróziós szakadékvölgy; 12 = újpleisztocén terasz (II/a, II/b); 13 = lejtőleomlás tömelékkúpja; D = Tavi abrázíós formák: 14 = ősi partvonal (a tó egykori legmagasabb vízállását jelzi); 15 = fosszilis abrázíós parti színlő; E = Vízrajz: 16 = állandó vízfolyás; 17 = időszakos vízfolyás; F = Komplex geneziszű formák: 18 = tönkröghegység; 19 = kiemelt tönkmaradvány; 20 = lesüllyedt exhumált tönkmaradvány; 21 = exhumált fosszilis heglábfelszín; 22 = fedett fosszilis heglábfelszín; 23 = gránittanúhegy; 24 = denudációs telérlépcső; 25 = denudációs rétegborda; 26 = pusztuló tönkmaradvány lefolyástalan mélyedésekkel (kőtálakkal), rétegbordákkal és tanúhegyekkel; 27 = gyapjúsákok, ingőkövek; 28 = eróziós-deráziós völgyközi hát; 29 = löszsíkság; G = Antropogén formák: 30 = halastó; 31 = vízgyűjtő határa; H = 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

dulásokat jeleznek a *Tompos-hegy* és a székesfehérvári *Szöldb-hegy* telérrajainak csapásirány-változásai, valamint a magános gránitporfir- és kvarctelérek m-es eltolódásai is.

A domborzat kialakulása és mai képe

1. Az alacsony tömeges hegység *karbonkori gránitbatolit*, az ópaleozóos kristályos alaphegység (kaledonida-variszcida orogénrészlet) felszínén maradt darabja. Tagoltsága és reliefenergiája lényegesen kisebb, mint a szomszédos *Vértes-hegységé*, csak kúpszzerűen kiemelkedő legmagasabb csúcsai környékén (Meleg-hegy 351 m, Templom-hegy 320 m, Antónai-hegy 293 m, Csúcsos-hegy 268 m, Tompos-hegy 242 m, Sár-hegy 240 m) haladja meg km^2 -ként a 100 m-t. Átlagos reliefenergiája $64 \text{ m}/\text{km}^2$. Az ÉK–DNY-i csapású hegység különböző kőzettani kifejlődésű gránittömeget keskenyebb-szélesebb hasadékok mentén képződött telérközetek és kvarctelérek járják át, felszínét pedig É-on és ÉK-en *átalakult palaköpeny* (átalakult kvarcitpala, agyagpala, fillit) roncsai fedik aszimmetrikusan és szigetszerűen.

Az egykori gránitplutón mai állapotában erősen lepusztult és feldarabolódott *tönkhegység*, amely különböző szintekben elhelyezkedő exhumált *fosszilis tönkmáradványokból* és *hegylábfelszínekből* áll (2. ábra).

2. A palaköpennyel borított *gránitbatolit* a perm időszaktól a pliocén felsőpanóniai emeletéig bezárólag, feltehetően folyamatos lepusztulás alatt álló *szárazulat* volt. Ez idő alatt a hegység többszöri tönkösödésen ment át.

a) Tönkösödése a batolit kristályos palaköpenyének lepusztulásával kezdődött a paleozoikum végén. A perm időszakban a gránit még fedett volt. Ugyanis a hegység É-i lejtőjén előforduló *konglomerátum* anyagából (turmalinos fillit, kvarcos fillit, kvarcosodott aplit, turmalinos aplit, telérkvarcit) a *gránittörmelék* teljesen hiányzik.

b) A mezozoikumban a hegység egész területe szárazföld lehetett. Emellett szől a másodidőszaki üledékek teljes hiánya! A kristályos szárazulaton jobbra nedves, meleg trópusi éghajlat alatt, *trópusi tönkösödés* folyhatott mállással és felszíni leöblítéssel. Az általános lepusztulás során az ópaleozóos kristályos vonulat egész területe

Fig. 2.

The geomorphological map of the Velence mountains (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 monadrock; 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 = New Pleistocene terrace (II a, II b); 13 = debris form of slope washed; D = Lacustric abrasion forms: 14 = primeval shore (showing the highest former water-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 monadrock; 24 = eroded stepped vein; 25 = eroded hogback; 26 = eroding peneplain remains under devastation, containing dips without an outlet and hogback, rock pool and monadrocks; 27 = wooolsacks, pedestal rocks; 28 = erosional-derasional ridge of hills; 29 = loess plain; G = Antropogen forms: 30 = fishing pond; 31 = boundary of catchment area; H = The age of land forms: 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

hullámos tönkfelületté alakulhatott. A hosszan tartó denudációs folyamatról a lovasberényi mélyfúrások szerint nagy mennyiségű *korrelatív lepusztulástermék* tanúskodik.

A lepusztulás mértékét és intenzitását a hegység É-i előterében, felsőeocén nummuliteszes mészkőrétegek alatt felhalmozódott nagy vastagságú (200 m) durva partszegélyi törmelékösszlet (fillit, gránit, kristályos mészkőgörgöteg) jelzi. A székesfehérvári mélyfúrás (1228 m) földtani szelvényének figyelembevételével mintegy 1500–2000 m vastag rétegösszlet letarolódásával számolhatunk. A lovasberényi korrelatív lepusztulástermék közettani összetétele arra utal, hogy a lepusztulás a palaköpenyen túl a gránitot is nagymértékben érintette.

c) A hullámos tönkfelületté letarolt batolit felszínén tengeri üledékképződésre az eocén, oligocén és miocén folyamán sem került sor, s így feltételezhetően a hegység a harmadidőszak nagyobb részében is *kiemelkedett szárazulat* volt.

A felsőkréta hegységképző mozgások után a *felsőeocénban* a hegység K-i és ÉK-i részében *amfiból- és piroxénandezit vulkánosság* zajlott le, amelyet nagyarányú utóvulkáni *hidrotermális tevékenység* kísért.

A gránitban feltört andezit a hegység utólagos szárazföldi lepusztulása következtében ma vulkáni csatornakitöltésnek tűnik! VENDL A. (1914) és JANTSKY B. (1957) annak is minősítette. A hegység ÉK-i részén, a Nadap–Pázmánd közti területen, részben pannóniai üledékekkel fedett *andezitből, andezittufából, agglomerátumból és piroklasztikus képződményekből* álló hegység részlet csatlakozik a Meleg-hegy csoporthoz (Antónia-hegy), ahol az andezitvulkánosság kétségtelenül felszínre ömlő *lávát és tufát* produkált.

A felsőpannóniai emeletig bezárólag – az andezitvulkánosság termékein kívül – a Velencei-hegységben egyéb harmadidőszaki üledékfelhalmozódás nem volt, így indokoltan tételezhetjük fel, hogy a mezozoikum óta csaknem megszakítás nélkül tartó *trópusi-szubtrópusi tönkösödés* az oligocénban és a miocénban is folytatódott és további jelentékeny lepusztulást eredményezett.

d) A korrelatív lepusztulástermék tanúsága szerint a szárazföldi letarolódás a *középsőmiocénban* lehetett a legintenzívebb. Az első szakaszban a szerkezeti mozgások a hegységet rögökre darabolták (óstájér hegységképző mozgások!), s ezzel megszünt a többszöri tönkösödésen átment alsómiocénkori egységes trópusi gránittönkfelszín. Feltehetően ekkor következett be a hegység Seregélyesig húzódó DNy-i szárnyának lesüllyedése is.

A középsőmiocén második szakaszában a tortónai tengerszint fölé emelkedett alacsony kristályos szárazulaton, többnyire szemitropikus éghajlat alatt erős mállással és felszíni leöblítéssel folytatódott az alsómiocénban kialakult hullámos tönkfelszínnek további lepusztulása és horizontális tagolódása. *A hegység É-i pereméig transzgredáló tortónai tenger 100–150 m vastagságot meghaladó sekélytengeri, partszegélyi, uralkodóan szárazföldi eredetű törmelékes anyagában ez időszak areális denudációs lepusztulástermékét kell látnunk.*

Az erős mállással egybekötött areális erózió most már nem csak a tönkösödött batolitot és palaköpenyét érintette, hanem a grániton áttört és arra települt *eocén andezitvulkánokat* is teljesen lepusztította.

Ez a magyarázata annak, hogy a mai gránitfelszínen andezitet, tufát és vulkáni törmeléket sehol sem lehet találni, s a vulkánosság nyomai csak csatornakitöltések formájában jelentkeznek.

A középsőmiocén folyamán a hegység egyes területein a mállás több tucat m mélységig hatolt, s a szarmata emeletben a szárazföldi üledékszállítással szemben még jelentős mértékben fokozódott. Így hegységünkben *a felsőmiocén végére vastag málladéktakaróba és gránittörmelékbe burkolózott, közel a tenger szintjéig letarolt, hullámos gránittönkfelületek alakultak ki.* Ezek a hegység mai, különböző helyzetben levő tönkfelületei, melyek még a pliocénban is tovább pusztultak.

e) A torton-szarmata lepusztulást követően – valószínűleg a miocén végén és a pliocén elején (szarmata–alsópannon) – a mai hegység É-i része *hegylábfelszínre* alakult és gyengén feldarabolódott.

A felsőpannóniai emelet idején süllyedő mozgással az egész hegységet tenger öntötte el. Csak a Meleg-hegy 30 m magas csúcsa emelkedhetett ki a beltengerből. Erre utalnak a Meleg-hegy ÉNy-i és DK-i lejtőjén 320 m tszf-i magasságban előforduló pannóniai üledékek (ÁDÁM L. 1972), amelyek a hegységben még ma is regionális elterjedést mutatnak. A pannóniai beltenger visszavonulása után a hegység 300–400 m-es részleges kiemelkedésével és D-i előtere tovább süllyedésével egyidejűleg – a felsőpliocén-pleisztocén folyamán – újabb szárazföldi lepusztulás következett, amit a felsőpannóniai üledékek maradványainak a hegység belsejében való széles körű elterjedése bizonyít.

A felsőpliocén-pleisztocén lepusztulás során jobbra a különböző szintekbe került *tönkmaradványok* és a *hegylábfelszín*ek exhumálódására került sor. A részaránytalanul kiemelt exhumált tönkmaradványokhoz kapcsolódó hegylábfelszínek egy része így is vastag *pannóniai homokborítás* alatt maradt (fedett hegylábfelszín!). Ez a magyarázata annak, hogy a hegység miocén kori vastag málladéktakaróját (20–30 m vastag, sárgás-vöröses mállott gránitmurva) a pleisztocén és holocén lepusztulás helyenként még alig érintette.

3. A többszörösen tönkösödött kis hegység felszíni domborzatát ma *pusztuló fosszilis tönkmaradványok* (kiemelt és lesüllyedt exhumált tönkmaradványok), enyhén lejtősödő *fosszilis hegylábfelszín*ek (exhumált és fedett lépcsős hegylábfelszín)ek, kőzetminőségi különbségek következtében kialakult *denudációs rétegbordák, telérlépcsők, dómos gránithátak, gránittanúhegyek, a gránit sajátos lepusztulásformái* (kőzsákok, ingőkövek, kőtuskók, kőtálak, kőteknők stb.), valamint *pusztuló gránitmurva-lejtők* jellemzik (2. ábra).

A szerkezeti formák kivételével a hegység valamennyi felszíni alakulata kőzetminőségi különbségek szerint képződött *denudációs forma*. Mindenekelőtt jelentős geomorfológiai különbség mutatkozik a hidrotermálisan elbontott gránitfelszínek és a nem berezitesedett, ép biotitos gránitból álló területek között.

A hidrotermális kőzetelbontódás a telérekkel sűrűn behálózott területeken volt a legerősebb, ezért itt a felszín domborzatát elsősorban *dómos gránithátak, rétegbordák, denudációs lépcsők* és lekerekített *gránittanúhegyek* határozzák meg. A gránit mállásához kapcsolódó speciális lepusztulásformák között kisebb-nagyobb lefolyástalan *kőtálak, teknők* képződtek. Ez a formaegyüttes elsősorban a *Tompos-hegyen, a Karácsony-hegyen, a székesfehérvári Szőlő-hegyen* és a sukorói *Páskom-szőlők* területén jellegzetes (1., 2., 3., 4., 9., 10. kép).

A hidrotermális folyamatok által nem érintett területeken a felszínformák gyökeresen megváltoznak, mert a lepusztulás minősége is megváltozik. A lapos tetejű tönkmaradványokat itt 10–30 m vastag miocén-pliocén málladéktakaró borítja. A széles lapos völgyeket is gránittörmelék tölti ki. A sárgás-vöröses vastag málladékból

a gránit sajátos lepusztulásformái, a gömbölyű és ellipszoid alakú gránittömbök (gyapjúszakok, kőszakok, ingókövek stb.) emelkednek ki, melyek helyenként kisebb háznagyságúak és emeletnyi magasak (5., 6., 7., 8. kép).

A mállott gránit belsejében kriptogenetikusan képződött gránittömbök többnyire a pleisztocén és a holocén folyamán kerültek a felszínre a málladéktakaró letarolódása következtében. Exhumálódásuk napjainkban is folyamatban van. Legjellegzetesebb területük a pákozdi *Sár-hegy* és a sukorói *Csöntér-hegy*. Mindkét területen csoportosan fordulnak elő, számuk mintegy 400 db (2. ábra).

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1972a. A Velencei-tó vízgyűjtőjének földtani felépítése és szerkezeti viszonyai. – A Velencei-tó vízgyűjtője (Magyarázó az atlasz 1. sz. lapjához). Vízrajzi atlasz-sorozat 12. Bp. VITUKI
- ÁDÁM L. 1972b. A Velencei-tó vízgyűjtőjének geomorfológiai jellemzése. – A Velencei-tó vízgyűjtője (Magyarázó az atlasz 2. sz. lapjához). Vízrajzi atlasz-sorozat 12. Bp. VITUKI
- ÁDÁM L. 1988. A Velencei-hegység és környéke. – A Dunántúli-középhegység regionális földrajza B). (Szerk: ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J.) Magyarország tájföldrajza 6. Akad. K. Bp. pp. 235–246.
- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. – Földrajzi Monográfiák II. Akad. K. Bp. 514 p.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. – Tankönyvkiadó, Bp. 423 p.
- ERDÉLYI J. 1940. Újabb adatok a nadapi községi bánya ásványtani ismeretéhez. – Mat. és Term. tud. Ért. 59. pp. 1039–1059.
- FÖLDVÁRI A. 1947. A molibdén velencei-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. – MÁFI Évi Jel. Beszámoló a vitauilésekről IX. k. pp. 39–52.
- FÖLDVÁRI A. 1948. A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és kőzettani vonatkozásai. – MÁFI Évi Jel. Beszámoló a vitauilésekről X. k. pp. 35–50.
- FÖLDVÁRI A. 1956. A Bakony és a Velencei-hegység löszéről. – Földt. Közl. pp. 351–356.
- JANTSKY B. 1950. A Velencei-hegység földtani és kőzettani viszonyai. – MÁFI Évi Jel. pp. 79–80.
- JANTSKY B. 1952. A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. pp. 69–83.
- JANTSKY B. 1957. A Velencei-hegység földtana. – Geologica Hungarica. Ser. Geolog. tom. 10. 170 p.
- JUGOVICS L. 1947. Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. – Földt. Közl. pp. 147–158.
- KISS J. 1953. A Velencei-hegység É-i peremének hidrotermális ércesedése. – MÁFI Évi Jel. pp. 111–127.
- KUBOVICS I. 1956. A Velencei-hegység talajtakarójának nyomelemvizsgálata. – Földt. Közl. pp. 217–243.
- KUBOVICS I. 1960. A Velencei-hegységi utómagmás képződmények nyomelem vizsgálata. – Földt. Közl. pp. 273–292.
- LÓCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti települése. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész. 1. Bp.
- RISCHÁK G. 1966. A Velencei-hegység kőzettípusainak röntgenspektográfiai vizsgálata. – MÁFI Évi Jel. pp. 285–292.
- SCHRÉTER Z.–MAURITZ B. 1952. A lovasberényi 2. sz. mélyfúrás földtani szelvénye. – Földt. Közl. pp. 250–256.

- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1957. A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. XV. pp. 235–251.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957. Adatok a Dunántúli-medence harmadkori vulkánosságához. – Földt. Közl. pp. 63–68.
- TELEKI G. 1936–38. A velencei gránitrög tektonikája. MÁFI Évi Jel. pp. 1321–1370.
- TELEKI G. 1941. Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. – Akad. K. Bp. 646 p.
- VENDL A. 1911. Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. – MÁFI Évi Jel. pp. 40–45.
- VENDL A. 1914. A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. – MÁFI Évk. XXII. 170 p.
- VENDL A. 1912. Újabb adatok a Velencei-hegység kőzeteinek ismeretéhez. – Ann. Mus. Nat. Hung.



1. kép. Dómos gránithátak a gránitfelszín sajátos lepusztulásformáival (gránittanúhegyek, kőtálak); Velencei-hegység, Sár-hegy D-i előtere

Granite ridges with dome and with particular erosion forms (granite monadocks, rock pools Velence mountains, Southern foreground of the Sár hill



2. kép. Kőzetminőségi különbségek következtében képződött denudációs tanúhegy („gránittanúhegy”) a Velencei-hegységben. A tanúhegyek a lepusztulásnak jobban ellenálló telérközetek (gránittelér, aplit, kvarctelér) mentén alakulnak ki

Denuded monadrock ("granite monadrock") formed as a result of different lithologies in the Velence mountains. The monadrocks were formed at those places where resistive rocks (granite vein, aplite, quartz vein) are dominant.



3. kép. Kibontott tanúhegy; a tanúhegy belseje
Opened-up monadrock, the inside of the monadrock



4. kép. Kibontott tanúhegy; a tanúhegy külső lejtője, ahol a feltárás jól mutatja, hogy a mindössze 20 cm átmérőjű gránittelér indította el a tanúhegy kialakulását. (A telérközetek ugyanis a gránitnál kevésbé mállanak, s ennél fogva jobban ellenállnak a lepusztulásnak.)

Opened-up monadrock, the outside slope of the monadrock. As the exploration shows, the granite vein, which is only 20 cm long, started the formation of the monadrock, since veinrocks are more resistive than granite and they do not weather as much as granite surfaces



5. kép. Kriptogenetikusan képződött gránitellipszoidok, „pandúr-kövek” a Sár-hegy K-i peremén (egymás tetején 9 db, egyenként több tonnás ellipszoid fekszik)

Granitic ellipsoids ('pandur stones') at the eastern edge of the Sár hill. These were formed in a cryptogenetic way. There are nine ellipsoids lying on each other. They weigh several tones respectively



6. kép. Sárgásvörös, 10–15 m vastag mállott gránitmurvába ágyazott magános gyapjúsák a Sár-hegy DNy-i lejtőjén
Yellowish-red coloured single woolsack in 10–15 metres thick granite gravel on the South Western slope



7. kép. Tipikus ingókó a Sár-hegy K-i szegélyén, a „pandúr-kövek” közelében
Typical predestad rock close to the 'pandur stones' at the eastern part of the Sár hill



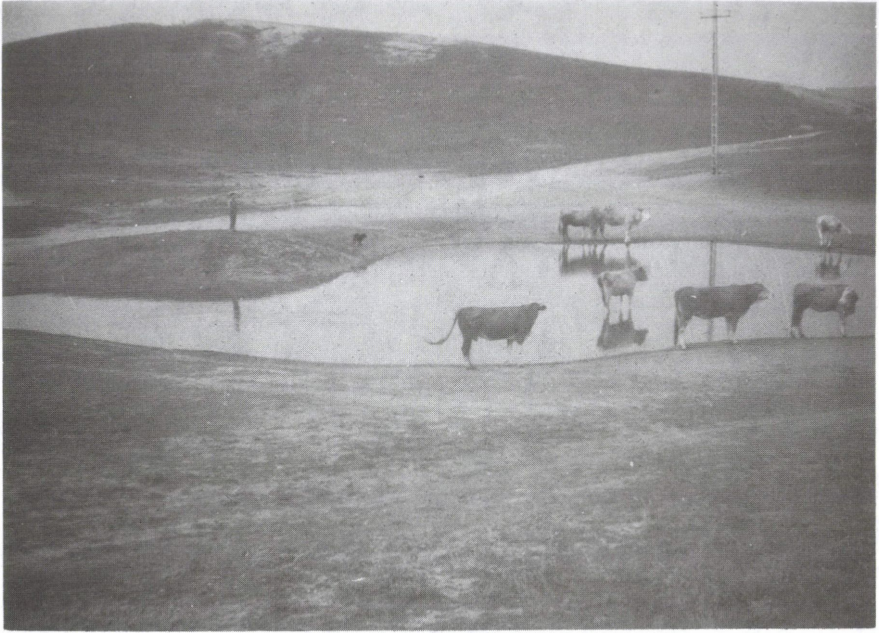
8. kép. ÉK–DNY-i és ÉNy–DK-i irányú törésekkel (repedésekkel) kimetszett, kisebb-nagyobb tömbökben képződött kőzsákok a Sár-hegyen

Stone socks on the Sár hill formed in smaller and larger blocks with fractures and crevices of NE–SW and NW–SE direction



9. kép. A Sár-hegy tetőszintje (244 m a tszf). Több mint 30 m magas tanúhegy gyapjúzsákokkal, peremén denudációs lépcsőkkel és kőtálakkal

The top of the Sár hill (244 m above sea level). More than 30 metres high monadnock with woolsacks, denudation steps and rock pools at the edges



10. kép. Az év nagyobb részében vízzel borított, óriási gránitkőtől Sukoró D-i térségében, az Ördög-hegy É-i peremén

Huge granite rock pool in the southern part of Sukoró (on the northern edge of Ördög hill) which is inundated during most of the year

(A képek a szerző felvételei)
(Pictures taken by the author)

GEOMORPHOLOGY AND EVOLUTION OF THE VELENCE MOUNTAINS

by *L. Ádám*

S u m m a r y

In his present study author elaborates on the geomorphology and geomorphological history of the Velence mountains, which is one of the oldest in Hungary. The introduction confirms that this is a strongly denuded and fragmented low medium-height mountains, part of the Caledonian–Variscan orogenic system, an autochthonous granite pluton (batholith) from the Carboniferous period, covered with fragments of schist envelope.

1. In the first chapter the author analyses the geological structure of the mountains. The oldest formations which take a prominent part in its structure are metamorphic rocks, fragments of the granite cover such as phyllite, (andalusitic) nodular slate, Fruchtschiefer, lyditic cross-stratified slate, andalusitic-biotitic slate etc. The rocks of the slate envelope, which were metamorphosed variously, went through postmagmatic activity and hydrothermal effects also changed them significantly (*Fig. 1*).

As a result of regional hydrothermal processes, occurred in the mountains, the granite and its vein rocks decomposed and metamorphosed (beresitized) into a granite of different texture without biotite or they became veinstones including sericite and quartz with particular porphyry structure. The hydrothermal influence proved effectual especially in the areas which are meshed with metallic and carbonate quartz veins. The hydrothermal metamorphosis of the rocks has a significant influence on the geomorphology of granite surfaces. Small parts of the mountain are covered with Eocene volcanic formations (amphibole andesite, pyroxene andesite and hydrothermally decomposed andesite). Pannonian deposits (sand, sandstone), slope debris and relocated deluvial loess deposits (Fig. 1).

2. The geological structure of the schist envelope is characterized by contacts with the granite only along subsequent fractures and it never appears in original magmatic contact. In the strongly peneplanated mountains subsequent fractures and forms are dominant instead of primary folds. Besides the faults of the edges, the inner parts of the mountains are also ruptured by faults and fractures. The fractures and faults of the granite surface which were fragmented microtectonically, are consistent with the strike of the mountains and show the dominance of NE–SW structural lines. The NW–SE cross-faults, forming a right angle to the longitudinal structural lines, are younger and also subordinate. The faults and fractures dismembered the mountains into blocks and then erosional valleys developed along the larger structural lines. Besides faults and fractures, horizontal displacements are also verifiable in the mountains. These are usually indicated by the changed direction of the veins and also by their displacement with several meters.

3. In the third chapter, the author elaborates on the evolution of the relief and land forms. Relying on the formation history of the mountains, he establishes that the granite batholith covered with schist envelope was a continent under constant denudation from the Permian to the Upper Pannonian period and during this time the mountains went through peneplanation several times. Based on correlative deposits, the author distinguishes two long peneplanation periods: the Permian–Cretaceous and Middle Miocene.

The peneplanation started with the devastation of the schist envelope of the batholith at the end of the Paleozoic era. During most part of the Permian period the granite was still covered. The conglomerate (tourmaline phyllite, quartzic phyllite, silicified aplite, tourmaline aplite, vein quartzite) on the Northern and Southern slopes confirm this, and granite fragments are totally missing from the conglomerate. In the Mesozoic period the whole mountain area was a continent. The lack of deposits from the Mesozoic period also supports this statement.

On the crystalline continent tropical peneplanation through weathering and surface runoff was in progress under warm tropical climate. During the general erosion, the whole Old Paleozoic crystalline mountains became a rolling planated surface. The lasting denudation progress is supported by the 200 metres thick correlative deposits of erosion which accumulated in the Northern foreground of the mountains under the Upper Eocene limestone layers (in the deep drilling at Lovasberény: phyllite, granite, crystalline limestone boulder etc.). The geological profile of the deep drilling (1228 m) in Székesfehérvár indicates that 1500–2000 m thick deposit was removed. On the batholith surface which was denuded to a rolling planated surface, marine deposition did not occur even during the Eocene, Oligocene and Miocene periods. Accordingly, the mountain was probably and uplifted continent under denudation in most parts of the Tertiary period.

After the orogenic movement in the Upper Cretaceous, amphibole and pyroxene andesite volcanism took place in the eastern and north-eastern part of the mountains (Upper Eocene) which was followed by significant post-volcanic hydrothermal phenomena.

According to the correlative erosion deposit (100–150 m thick debris) that was explored while deep drilling at Lovasberény, the following continental denudation must have been the most intensive in the Middle Miocene. Sheetwash connected with significant weathering effected not only the batholith and its schist envelope, but also broke through the granite and fully denuded the covering andesite volcanos of the Eocene era. These facts explain that it is impossible to find andesite, tuff, and volcanic deposits on the granite surface and marks of volcanism appear only in the form of filled central vents. In the course of the Middle Miocene, weathering reached several metres depth at some parts of the mountains thus by the end of Upper Miocene a thick debris mantle and granite fragments characterized the area, which was denuded later close to sea level, forming rolled granite planated surfaces.

These are the present peneplains of the mountains situated in various positions and levels. They went through further denudation during the Pliocene and Pleistocene periods. After the denudation in the Tortonian and Sarmatian the Northern part of the present mountains became a piedmont surface and slightly dissected. During the Upper Pleistocene denudation the peneplain remains of different stages and surfaces of piedmonts were exhumed.

4. The relief of the low medium-height mountains which went through repeated planation is characterized by fossil remains of current denudation (uplifted and subsided exhumed remains), slightly sloping fossil pediments (exhumed and covered stepped structured pediments), hogbacks formed by selective denudation as a result of different lithologies (hogbacks, stepped veins, ridges of granite domes, granite monadnocks, and the particular denudation forms such as woolrocks, pedestal rocks, rock troughs and granite-grass slopes (Fig. 2, Picts. 1–10).

The author emphasizes two different geomorphological viewpoints in connection with land forms: 1. all forms of the mountain (except for tectonical formations) were developed through selective denudation; 2. significant geomorphological differences exist between granitic surfaces decomposed hydrothermally and biotite granite surfaces.

Translated by É. DUDÁS

(A cikk folytatása a 92. oldalról)

Az Abruzzókból a csoport Apuliába utazott, hogy megismerkedjen a Gargano-félsziget, Salento és Murgia karsztjelenségeivel. Az útnak ebben a részében is felkerestünk néhány történelmi nevezetességű helyet, közöttük elsőként a St. Angelo kolostort, amit az 5. sz.-ban építettek. (A Ferences rendi barlangtemplom napjainkban is jelentős zarándokhely.) Ezután a Carbonare-völgy terrarossa kitöltésű nagy depresszióit tekintettük meg, ahol ugyancsak mezőgazdasági művelés folyik. Itt 1500 m tszf-i magasságban a legjelentősebb uvalaszerű depresszió, a Pantano di St. Egidis, korábban tó volt, ma szedimentumokkal kitöltött, szántóföldi művelés alatt álló terület. Ugyanitt a Gargano-platón oldásos dolinamezőket láthatunk, terrarossa kitöltéssel, helyenként karsztbauxittal, ill. pizolittal.

A Gargano-plató mezozoikus szedimentumokból épül fel, jellemző formációja jura időszaki. A karsztjelenségek és a bauxit ebben a formációban alakultak ki. A terület központi része középhegységi térszín (3–400 m tszf-i magassággal), amit E-en és D-en teraszok zárnak le, de találunk itt fluviális morfológiai alakulatokat is. A teraszokon csak fosszilis karsztfórmák láthatók.

A felszíni tanulmányutakat követően hajóval megkerültük a Sta Maria di Leuca-fokot, s közben tanulmányoztuk a tengerparti karsztjelenségeket. A különböző szintű teraszok dominanciája mellett határozottan elkülöníthető az éles peremű, karrosodott pleisztocén terasz, mely alatt a holocén tengerszintben nagyon sok barlang formálódott és formálódik ma is. Érdekes volt az Adria medencéje után az Otrantói-öböl kliff partjainak tanulmányozása.

Ugyancsak megtekintettük a Zinsulusa-barlangot, amely glaukonitos mészkőben alakult ki, s létrejöttében a tengervíz korróziója játszott a fő szerepet (de lehetséges, hogy emellett hidrotermális hatások is érvényesültek). A barlang bejárati részét ma is a tengervíz alakítja. St. Cesaria városkában egy nagyon érdekes és ritka gyógyforrást látogattunk meg, ahol a karsztvíz, tengervíz és szulfátosvíz keveredése révén igen sokoldalú gyógyhatással rendelkező víz kerül a felszínre. A szerves anyagban gazdag miocén szedimentumban a szulfátredukáló baktériumok is szerepet játszanak a vízminőség alakításában.

Taranto mellett a Mare Picolo-öbölben a tenger alatti karsztfórmák kutatási területét mutatták be. Eddig 5 olyan forrást vizsgáltak, amelyeket ma még nem hasznosítanak. Felsőkréta dolomit és mészkő, valamint miocén és pliocén mészkő területen, 18 m mélyből tör fel a fúrás nyomán a karsztvíz, hozama 800 l/sec.

A következő fontos állomás Castellana volt, ahol az Európa-szerzte méltán ismert igen gazdag cseppkő formációval büszkélkedő barlangot tekintettük meg. Egésznapos tanulmányutat szenteltek a szervezők a Murgia-plató megismerésére. A Gargano és Salento között elhelyezkedő Murgia-plató középhegységi tszf-i magasságával és hosszan elnyúló gerincvonulatával emelkedik ki a térszínből. Három morfológiai elem: az appennini, a balkáni és az apuliai elem keveredik területén. A tektonizmus jelentős szerepet játszott kialakulásában, ami a karsztosodásban is kifejeződik. A tektonikus vonalakkal párhuzamosan alakultak ki a plató barlangrendszerai. Triász alapon fekszik a felszíni kréta mészkő összlet és a dolomit. Plio- és pleisztocén transzgresszió érte a területet, amely abráziós és akkumulációs folyamatokat indukált. A plató karsztos felszínét poligonális karsztjelenségek és a cöpkít karsztokhoz hasonló felszíni formák jellemzik. Sok a karsztos völgy és a dolina. A dolinakitöltések vastagsága meghaladja a 20 m-t. Altamuránál egy itt típusos dolinát tanulmányoztunk, melynek kialakulásában szerepet játszott a beszakadás, de az egykori tengervíz hatására létrejött korrózió is. Nagyon érdekes volt annak a karsztbauxitos területnek a megtekintése is, amely a korábbi kitermelést követően ma már rekultiváció alatt áll, és ahol a bauxit kitermelése nyomán őskarsztos jelenségeket figyelhattunk meg.

A záró program a Masszafrában található Santuario Madonna del Scala meglátogatása volt, ahol a völgyfalba mélyített barlanglakásokat, amfiteátrumot, ill. a 13. sz.-ból származó ikonokat tekintettük meg.

A programok mind tartalmi vonatkozásban, mind a szervezést tekintve igen magas színvonalúak voltak. Lényegében Olaszország változatos karsztvidékeinek olyan keresztmetszetét nyújtották, ami arra sarkallja a kutatót, hogy mélyebben tanulmányozza a mediterrán karsztosodásnak e területen megfigyelhető, félszigeti típusú sajátos jelenségeit.

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA